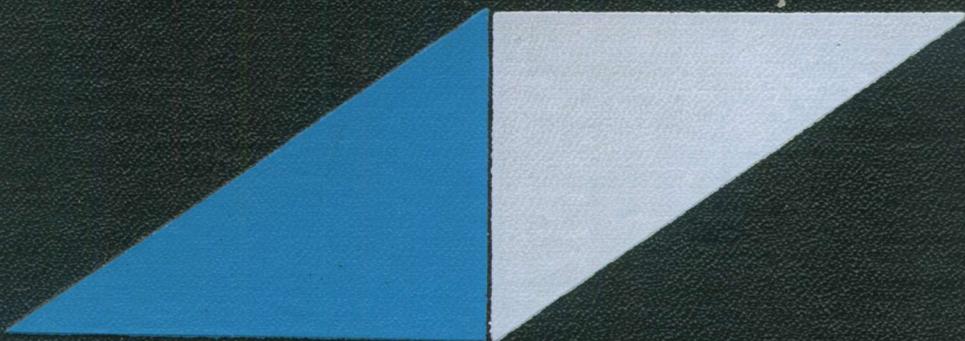


ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

А. Н. ХРАМОВ
Л. Е. ШОЛЛО



Н Е Д Р А · 1 9 6 7

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 256

А. Н. ХРАМОВ, Л. Е. ШОЛПО

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

ПРИНЦИПЫ, МЕТОДЫ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ
ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ



Издательство „НЕДРА“
Ленинградское отделение
Ленинград · 1967

ВВЕДЕНИЕ

Учение о магнитном поле Земли прошлых геологических эпох является самостоятельной научной дисциплиной — палеомагнитологией, — со своей методикой исследования, определенными объектами изучения и областью приложения результатов.

Палеомагнитология изучает явления палеомагнетизма, т. е. земное магнитное поле далекого геологического прошлого, закрепленное в своеобразных отпечатках этого поля — векторах естественной остаточной намагниченности горных пород.

Последние годы характерны резким увеличением объема палеомагнитных исследований как в СССР, так и за рубежом. В СССР эти работы ведутся целым рядом научно-исследовательских институтов Академии наук СССР и союзных республик, Министерства геологии СССР, университетами и, наконец, многими территориальными геологическими организациями.

Быстрое развитие палеомагнитологии объясняется целым рядом причин. Палеомагнитные исследования играют громадную роль в науке о земном магнетизме. Выяснение характера распределения земного магнитного поля в различные эпохи, изучение подробной истории магнитного поля Земли как целого, установление закономерностей изменения этого поля в геологическом масштабе времени в связи с теми или иными явлениями в ходе развития Земли — все это будет способствовать познанию природы современного земного магнитного поля, закономерностей его пространственного распределения и изменения во времени.

Однако неменьшее значение имеют палеомагнитные исследования в приложении к решению обширного круга задач геохронологии и стратиграфии, палеогеографии и палеогеотектоники — задач, которые связаны с практическими вопросами поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и геологического картирования.

Еще в 1955—1958 гг., через несколько лет после начала серьезных палеомагнитных исследований, был получен ряд данных, которые представляют чрезвычайный интерес как для науки о земном магнетизме, так и для исторической геологии и геотектоники. Истолкование этих данных как доказательств справедливости гипотез миграции полюсов и континентального дрейфа способствовало возникновению большого интереса к изучению явлений палеомагнетизма.

Перспективы, которые открывают палеомагнитные исследования в области геохронологии и стратиграфии, связаны с наблюдениями, уставившими, что земное магнитное поле в течение геологической стадии развития Земли претерпело ряд обращений (изменений полярности) и, кроме того, характеризуется медленным направленным изменением во времени.

Таким образом, палеомагнитные исследования обещают дать стратиграфам новую шкалу абсолютной синхронизации, в значительной степени не зависимую от других шкал; геологи получают метод, значение и область применения которого сравнимы со значением и областью применения палеонтологического метода.

Подобно тому, как окаменелости и отпечатки организмов, живших миллионы лет назад, позволяют изучать историю развития органического мира, синхронизировать пласты, их содержащие, и определять их геологический возраст, «окаменелый магнетизм» — естественная остаточная намагниченность I_n горных пород, которая тоже представляет собой своеобразные отпечатки древних магнитных полей, позволяет изучать историю магнитного поля Земли, синхронизировать породы, содержащие отпечатки этого поля, и определять их возраст. И подобно тому, как окаменелость или отпечаток организма не есть сам организм, направление вектора I_n в общем случае еще не есть направление земного магнитного поля в эпоху и в месте образования породы.

Поэтому при любом палеомагнитном исследовании необходимо решить две основные задачи.

1. Установить, сохранилась ли первичная намагниченность породы, возникшая при ее образовании, выделить первичную намагниченность из общей сложной естественной остаточной намагниченности и найти ее направление.

2. По направлению первичной намагниченности найти направление древнего земного магнитного поля.

При изучении проблем палеогеографии и палеоклиматологии необходимо, кроме того, решить третью задачу.

3. По направлению древнего земного магнитного поля найти древний истинный меридиан и географическую широту места.

Решение этих задач в общем случае является очень сложным делом. Естественная остаточная намагниченность горной породы состоит из целого ряда составляющих, возникших в разные моменты геологического бытия породы и в разной степени разрушенных к настоящему моменту. Эти составляющие только в случае изотропных пород с магнитной восприимчивостью $\chi < 5 \cdot 10^{-3}$ и отсутствия самообращения I_n * должны совпадать по направлению с земным магнитным полем времени их образования (см. гл. 1, § 4). Правильность решения третьей задачи определяется не только справедливостью гипотезы центрального осевого диполя, которая сама по себе еще требует проверки, но и тем, насколько в данном определении достигнуто осреднение во времени вековых вариаций земного магнитного поля, а также и его локальных аномалий. Эта проблема, ввиду неполноты геологической летописи вообще и особенностей распространения изучаемых пород в разрезе и по площади в частности, заслуживает серьезного внимания.

Опыт палеомагнитных исследований показал, что существует обширный класс горных пород, для которых в целом ряде случаев можно уверенно сказать, что первичная намагниченность, возникшая в момент образования породы, сравнительно мало подвергалась изменениям, а сами эти изменения можно учесть либо путем введения соответствующих поправок, либо путем магнитной чистки пород. Среди таких пород основное место занимают базальтовые лавы, первично красноцветные осадки

* Самообращением I_n называется намагничивание породы против приложенного поля или последующее спонтанное (не зависимое от внешнего поля) изменение направления I_n на 180° . Это явление обусловлено особенностями строения ферромагнитных компонентов и физико-химических процессов в них (см. § 5).

и некоторые сероцветные глинистые породы. Именно на этих объектах главным образом сосредоточены палеомагнитные исследования.

Методы определения сохранности I_n горной породы и нахождения направления первичной намагниченности в настоящее время хорошо разработаны и применяются повсеместно (гл. 2, § 3—4).

Методика решения второй задачи — нахождение направления древнего земного поля по направлению первичной намагниченности — пока еще недостаточно разработана и мало применяется. Общие положения ферромагнетизма позволяют ожидать, что для изотропных пород с отсутствием процессов самообращения I_n и величиной $\kappa < 5 \cdot 10^{-3}$ первичная намагниченность совпадает по направлению с земным магнитным полем эпохи образования породы.

Таким образом, основным положением палеомагнитных исследований является следующее: направление первичной намагниченности породы есть почти всегда (за исключением некоторых случаев) направление земного магнитного поля в данном месте в эпоху образования этой породы.

Это положение не так очевидно, как кажется на первый взгляд, и, безусловно, имеется большое разнообразие физических условий, способных нарушить соответствие между древним полем и первичной намагниченностью.

Возникновение первичной намагниченности не в эпоху образования породы, а в несколько более позднюю, в результате, например, выпадения окислов железа в стадию позднего диагенеза, самопроизвольное обращение намагниченности, влияние течений при образовании осадка или же движений застывающей лавы, влияние уплотнения осадков, статических и динамических нагрузок и пр. — вот те факторы, которые вносят погрешности в палеомагнитные данные.

Сложность и многообразие задач, которые необходимо решать в ходе любого палеомагнитного исследования, новизна палеомагнитологии как дисциплины и ее пограничное положение на стыке геологии с отраслями физики и геофизики, изучающими явления ферромагнетизма и земного магнетизма, необходимость применения единой методики работ, без которой практически невозможны сопоставление данных и анализ их достоверности — все это обуславливает крайнюю актуальность создания монографии, объединяющей в себе изложение основных принципов и методов палеомагнитологии с обзором полученных результатов и практическими рекомендациями инструктивного характера о проведении палеомагнитных работ.

Такой монографии на русском языке до сих пор нет. Вышедшие сравнительно недавно сборники статей и докладов по палеомагнетизму, например «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм» [1963], «Палеомагнитные стратиграфические исследования» [1963], «Палеомагнетизм» [1962], «Проблемы перемещения материков» [1963], безусловно, содержат интересный и важный материал, однако не восполняют отсутствие этой монографии.

В двухтомной монографии Б. М. Яновского «Земной магнетизм» [1964] имеются две небольшие главы, посвященные палеомагнитологии и ее приложениям. Для исследователей, работающих в области палеомагнитологии, изучение этих глав весьма полезно, но явно недостаточно.

В 1961 г. вышла «Методика палеомагнитных исследований», которая Комиссией по палеомагнетизму АН СССР была рекомендована в качестве методического руководства при проведении палеомагнитных исследований в СССР.

Предлагаемая вниманию читателя книга первоначально была задумана как второе издание этой «Методики», весьма существенно переработанное

и дополненное в соответствии с последними достижениями в области магнетизма горных пород и методов палеомагнитных исследований. Однако в процессе работы выяснилась необходимость учесть отсутствие книг на русском языке, подробно излагающих основные принципы и методы палеомагнитологии, а также многочисленные пожелания с мест о необходимости такой работы. В связи с этим первоначальный замысел был изменен: основы палеомагнитологии и обзор данных по СССР составили главное содержание книги, а весь инструктивный материал вынесен в гл. 4, которая собственно и является переработанной «Методикой».

При составлении данной книги авторы учитывали, что одновременно в издательстве «Мир» готовился перевод второго, переработанного издания монографии Т. Нагаты «Магнетизм горных пород» (в середине 1965 г. этот перевод вышел в свет). Поэтому при изложении основ палеомагнитологии авторы главное внимание уделили геофизическим аспектам этого вопроса, а в области магнетизма горных пород ограничились описанием наиболее важных явлений, отсылая читателя, интересующегося ферромагнитной и минералогической трактовкой явлений магнетизма горных пород (а это необходимо при сколько-нибудь серьезных палеомагнитных исследованиях), к монографии Т. Нагаты.

А. Н. Храмовым написаны «Введение», § 4, 6 и 7 гл. 1, § 1 гл. 2, большая часть гл. 3, а также § 1, 2, 6, 7 гл. 4. Л. Е. Шолпо написаны § 1 гл. 1, разделы «Перспективы изучения вязкой намагниченности для определения возраста горных пород» и «Некоторые вопросы использования фактора Q в палеомагнитных исследованиях» § 2 гл. 3 и § 3 гл. 4; совместно составлены авторами § 2 и 3 гл. 1, § 2, 3, 4 и часть § 5 гл. 2, § 5 гл. 4.

Г. Н. Петрова (Институт физики Земли АН СССР) написала специально для этой книги § 5 гл. 1, разделы «Минералогические, структурные и другие исследования» и «Исследование магнитной анизотропии горных пород» § 5 гл. 2, просмотрела всю рукопись и сделала ряд замечаний и дополнений.

В. П. Родионов, Р. А. Комиссарова и Г. И. Гончаров (ВНИГРИ) написали разделы «Палеомагнитная корреляция разрезов верхнего кембрия и стратиграфия ордовика юга Сибирской платформы» и «Возраст ашинской серии по палеомагнитным данным» § 2 и «Палеомагнетизм и палеоклиматы Сибирской платформы» § 3 гл. 3 соответственно, а Н. М. Ефремова (Всесоюзный аэрогеологический трест) раздел «Зависимость параметра Q от возраста эффузивов палеозоя Юго-Восточного Казахстана» § 2 гл. 3. Ряд ценных замечаний сделал проф. Н. А. Иванов (Институт геофизики УФАН СССР). Профессор Б. М. Яновский (Ленинградский университет) взял на себя нелегкий труд редактирования этой книги.

Авторы выражают глубокую признательность этим лицам, а также всем участвовавшим в обсуждении рукописи.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ

§ 1. Виды намагничивания

Минералы горных пород по своим магнитным свойствам делятся на диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики (собственно ферромагнетики, антиферромагнетики и ферриты).

Диамагнетики и парамагнетики имеют очень слабые магнитные свойства, причем вектор намагниченности определяется простым соотношением

$$\mathbf{I} = \kappa \mathbf{H}, \quad (1)$$

завися, таким образом, только от магнитного поля \mathbf{H} , действующего в данный момент. Коэффициент κ называется магнитной восприимчивостью; для диамагнетиков $\kappa < 0$ (порядка -10^{-6} СГС), для парамагнетиков $\kappa > 0$, порядка $10^{-8} - 10^{-4}$ СГС. Эти вещества не играют существенной роли в магнетизме горных пород.

Магнитные свойства горных пород определяются акцессорными минералами, которые относятся к классу ферритов — магнетитом и его разновидностями, гематитом, гемоильменитом, пирротином, а также гидроокисями железа.

Ферриты, встречающиеся в горных породах, по своим магнитным свойствам близки к ферромагнитным веществам, так же, как и последние, отличаются от диа- и парамагнетиков высокими положительными значениями магнитной восприимчивости и, главное, отсутствием простой зависимости намагниченности от магнитного поля. Магнитное состояние как ферромагнетика, так и феррита, в частности величина и направление намагниченности, зависит не только от действующего магнитного поля \mathbf{H} , но и от всей предшествующей истории намагничивания. Намагниченность такого вещества является векторной суммой индуцированной намагниченности $\mathbf{I}_i = \kappa \mathbf{H}$ и остаточной намагниченности. Эта последняя в горных породах имеет различное и часто сложное происхождение и называется естественной остаточной намагниченностью \mathbf{I}_n .

$$\mathbf{I} = \kappa \mathbf{H} + \mathbf{I}_n. \quad (2)$$

Изучение естественной остаточной намагниченности горных пород является единственным средством палеомагнитных исследований. Образование остаточной намагниченности (т. е. намагниченности, которая обнаруживается в отсутствие магнитного поля) возможно лишь у ферромагнетиков и ферритов, поэтому если горная порода обладает естественной остаточной намагниченностью (или обнаруживает способность приобретать остаточную намагниченность в лабораторных опытах), то это связано

только с наличием в породе ферромагнитных* минералов. Палеомагнитные построения требуют познания природы естественной остаточной намагниченности, поэтому необходимо рассмотреть различные процессы намагничивания ферромагнетиков, приводящие к образованию различных видов намагниченности.

Намагниченность ферромагнетика зависит не только от его свойств и величины приложенного постоянного поля, но также и от целого ряда факторов, таких как температура, время, механические напряжения, переменное магнитное поле, химические изменения. Сами по себе эти факторы 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. Процесс намагничивания под действием поля происходит по своим собственным законам и имеет особое название (особый вид намагничивания) в зависимости от того, какой из перечисленных факторов оказывает влияние. Главные виды намагничивания рассматриваются ниже.

Нормальное (изотермическое) намагничивание

Намагничивание под действием только постоянного магнитного поля носит название нормального намагничивания **. Основные эмпирические закономерности этого процесса отражаются кривыми зависимости намагниченности от намагничающего поля H (рис. 1).

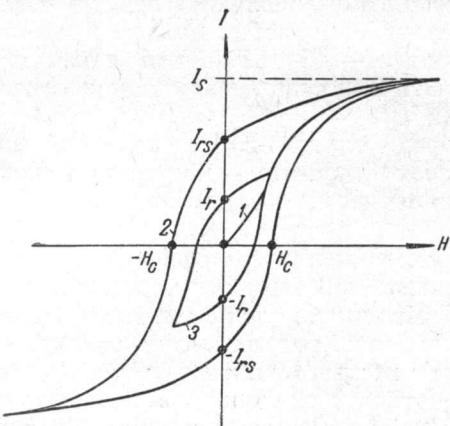


Рис. 1. Зависимость намагниченности I ферромагнетика от намагничающего поля H .

Если предварительно размагниченный ферромагнетик поместить в магнитное поле H и затем постепенно увеличивать H , намагниченность возрастает до определенного для данного ферромагнетика значения — намагниченности насыщения I_s .

* Разница между ферритами и ферромагнетиками (железо, кобальт, никель и некоторые редкоземельные элементы) для тех вопросов, которые обсуждаются в данной главе, не играет большой роли; поэтому в дальнейшем специально не оговаривается, что рассматриваемые закономерности присущи и ферромагнетикам и ферритам.

** Употребляемый в ферромагнетизме для этого случая термин «изотермическое намагничивание» обладает тем недостатком, что из всех факторов, которые оказывают влияние на величину намагниченности и которые при нормальном намагничивании остаются неизменными, выделяет только температуру.

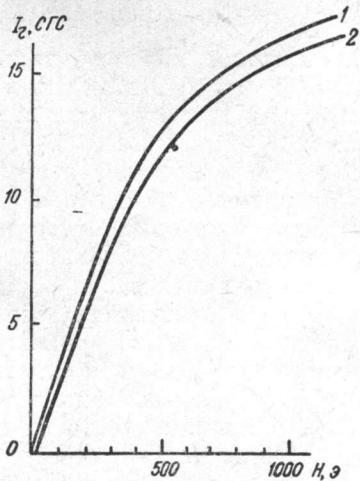


Рис. 2. Зависимость остаточной намагниченности магнетита от намагничающего поля (основные кривые намагничивания) при исходном абсолютно нулевом (1) и нулевом (2) состоянии (по В. В. Кочегуре).

Намагниченность при этом меняется по кривой 1, называемой основной кривой намагничивания. Если теперь уменьшать магнитное поле, намагниченность также будет уменьшаться, но уже медленнее, изменяясь по кривой 2 — гистерезисной кривой. При $H = 0$ намагниченность не исчезнет, а будет иметь некоторое значение I_{rs} , называемое остаточной намагниченностью полного цикла, или остаточной намагниченностью насыщения. Чтобы свести намагниченность к нулю, потребуется приложить некоторое магнитное поле в противоположном направлении. Напряженность этого поля называется коэрцитивной силой H_c . Увеличивая отрицательное поле, опять достигнем насыщения; уменьшая поле, при $H = 0$ получим — I_{rs} и т. д.

Если при таких изменениях максимальное намагничающее поле H было недостаточным для того, чтобы достигнуть насыщения, то получим петлю гистерезиса для частного цикла — кривая 3. Остаточная намагниченность I_r , полученная при этом, называется нормальной остаточной намагниченностью в данном поле H .

Начальное размагниченное состояние ферромагнетика может быть получено как в результате его охлаждения от температуры Кюри в отсутствии постоянного поля, так и под действием переменного поля с плавно убывающей до нуля амплитудой. В первом случае размагниченное состояние носит название абсолютного нулевого, во втором — нулевого. Основные кривые намагничивания одного и того же образца ферромагнетика, полученные при разных способах его предварительного размагничивания, отличаются друг от друга. Это можно видеть и на кривых зависимости I_r от H (рис. 2).

Зависимость намагниченности от напряженности магнитного поля при нормальном намагничивании ферромагнетика так же, как и для диа- и парамагнетиков можно представить формулой (1), однако в этом случае, в отличие от последних, величина χ уже в слабых полях сама является функцией намагничающего поля H . Характер зависимости χ ферромагнетика от магнитного поля виден из рис. 3. С увеличением поля χ вначале возрастает, достигает при некотором H определенной максимальной величины χ_{max} , соответствующей наиболее крутым участкам кривой нормального намагничивания, а затем начинает уменьшаться, приближаясь к нулю в полях, близких к полю насыщения, когда дальнейший рост намагниченности соответственно становится незначительным. Величина χ ферромагнетиков может доходить до 10^6 СГС.

Помимо максимальной магнитной восприимчивости, большое значение имеет так называемая начальная магнитная восприимчивость χ_0 , т. е. восприимчивость в полях, близких к нулю. В практике палеомагнитных и других геофизических исследований χ_0 определяется как магнитная восприимчивость в поле величины порядка земного магнитного поля, т. е. около $0,5 \text{ э}$.

Ход кривых нормального намагничивания и, следовательно, характер зависимости магнитной восприимчивости от поля существенно меняются с изменением температуры T , при которой проводится намагничивание. Магнитная восприимчивость обращается в нуль при определенной для каждого ферромагнетика температуре — его точке Кюри. При этой температуре вещество теряет ферромагнитные свойства, в частности не обладает способностью приобретать остаточную намагниченность.

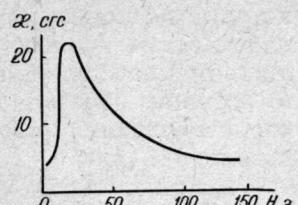


Рис. 3. Зависимость магнитной восприимчивости χ ферромагнетика от напряженности магнитного поля H .

Если ферромагнетик поместить в переменное магнитное поле, его намагченность будет изменяться, как это видно из предыдущего, по гистерезисной кривой. При постепенном уменьшении амплитуды переменного поля частные гистерезисные циклы будут сужаться, и при $\dot{H} = 0$ их вершины сольются в начале координат, намагченность станет равной нулю. Именно так происходит размагничивание ферромагнетика, который до помещения его в переменное поле обладал остаточной намагченностью I_{rs} или I_r . Полное размагничивание образца достигается лишь при начальной амплитуде переменного поля, превышающей то поле, в котором образец приобрел нормальную намагченность. Процесс размагничивания происходит лишь в отсутствие постоянного магнитного поля.

Если же плавно убывающее по амплитуде переменное магнитное поле воздействует на ферромагнетик одновременно с воздействием некоторого постоянного поля H , то размагничивания не происходит. Напротив, ферромагнетик приобретает так называемую идеальную намагченность, которая значительно превосходит по величине нормальную намагченность, приобретенную в этом же поле. Кривая зависимости идеальной намагченности от напряженности постоянного поля H идет значительно выше основной кривой намагничивания и сливается с ней лишь при приближении к полю насыщения. Ход кривой идеального намагничивания зависит от начальной амплитуды переменного поля: кривая идет тем выше, чем больше эта амплитуда. Таким образом, и идеальная остаточная намагченность I_{ri} , возникающая в некотором постоянном поле, тем больше, чем больше начальная амплитуда переменного поля, и всегда превышает величину нормальной остаточной намагченности, получаемой в данном постоянном поле без воздействия переменного. Предельная величина I_{ri} в фиксированном постоянном поле получается при начальной амплитуде переменного поля, равной полю насыщения.

Термонамагничивание

Этот вид намагничивания является важнейшим с точки зрения палеомагнетизма, так как позволяет достоверно объяснить высокие значения естественной остаточной намагченности многих типов горных пород.

Термонамагничиванием называется процесс намагничивания ферромагнетика, обусловленный его охлаждением в присутствии постоянного магнитного поля. Зависимость намагченности, приобретаемой ферромагнетиком в некотором постоянном поле, от температуры, при которой проводится намагничивание этим полем, показывает рис. 4; при повышении температуры намагченность сначала возрастает, но затем, достигнув максимального значения, резко падает, стремясь к нулю в точке Кюри. При последующем охлаждении ферромагнетика намагченность его резко возрастает, причем «кривая охлаждения» (кривая 2) идет выше «кривой нагревания» (кривая 1). Пройдя максимум «кривой нагревания», намагченность при охлаждении ниже этой области температур продолжает плавно возрастать вплоть до нормальной температуры. Различие начальной и конечной точки цикла нагревание — охлаждение обусловлено возникновением при охлаждении термонамагченности I_t . При последующем выключении намагничивающего поля намагченность несколько уменьшается до величины так называемой термоостаточной намагченности I_{rt} .

Величина термоостаточной намагниченности для данного вещества в первую очередь зависит, так же как и величина нормальной и идеальной намагниченности, от напряженности постоянного магнитного поля. Как понятно из рис. 4, кривая зависимости I_{rt} от поля H пойдет выше основной кривой.

Изображенный на этом рисунке процесс соответствует случаю образования полной термоостаточной намагниченности I_{rpt} , когда магнитное поле действует в интервале температур от точки Кюри до 20° С. Полная термоостаточная намагниченность является предельной величиной I_{rt} для данного значения поля.

Если охлаждение в присутствии поля происходит от более низких, чем точка Кюри, температур или это поле действует не все время, в течение которого ферромагнетик остывает от точки Кюри, а лишь при прохождении им некоторой части этого температурного интервала, то возникает так называемая парциальная термоостаточная намагниченность $I_{rpt} < I_{rt}$.

Следует отметить, что кривая зависимости I_{rt} от намагничивающего поля проходит выше предельной кривой I_{ri} . Следовательно, для каждого значения намагничивающего поля справедливо соотношение $I_r < I_{ri} < I_{rt}$, за исключением области поля насыщения, где три кривые сливаются. В области же слабых магнитных полей, в частности для земного магнитного поля, указанное различие трех видов остаточной намагниченности проявляется особенно резко. В этом случае отношение I_{rt}/I_r для горных пород может достигать нескольких тысяч.

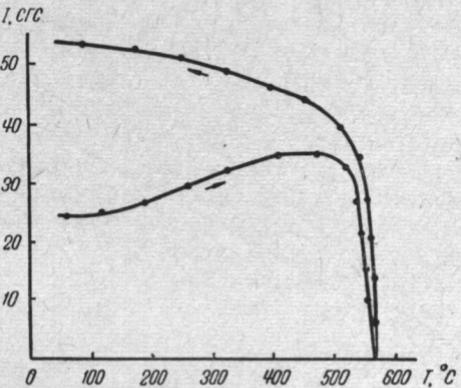


Рис. 4. Зависимость намагниченности I , приобретаемой ферромагнетиком в постоянном поле, от температуры.

Вязкое намагничивание

Этот вид намагничивания, пока еще недостаточно изученный, играет немаловажную роль в магнетизме горных пород, поскольку обладает всеобщим характером и для своего осуществления не требует приложения каких-либо внешних воздействий к ферромагнетику, находящемуся в постоянном поле, кроме фактора времени.

Рассмотренная на рис. 1 основная кривая отражает процесс нормального намагничивания вне связи со временем, в течение которого ферромагнетик выдерживается в данном постоянном поле. Между тем намагниченность возникает не мгновенно после наложения поля, а с некоторым отставанием, продолжая возрастать при увеличении времени выдержки этого поля. Следовательно, чем больше время выдержки ферромагнетика в данном постоянном поле, тем выше должна идти основная кривая намагничивания и тем больше будет величина остаточной намагниченности после выключения поля. Однако и остаточная намагниченность не остается во времени неизменной, а постепенно уменьшается. Такое самопроизвольное намагничивание и размагничивание с течением времени — одно из проявлений присущего всем ферромагнетикам в той или иной степени свойства, получившего название магнитной вязкости. Остаточная намагниченность, возникающая после длительной выдержки в магнитном поле, называется вязкой остаточной намагниченностью I_{rv} .

Проявления магнитной вязкости наиболее существенны в начальной части кривой намагничивания, т. е. в малых намагничающих полях. Как известно, в области слабых полей (каким является для горных пород и земное магнитное поле) процесс намагничивания обусловлен в основном сдвигом границ между доменами. Процесс перемещения границ не прекращается и после того, как магнитное поле приложено, он поддерживается благодаря флуктуациям энергии теплового движения. С увеличением времени действия внешнего поля вероятность того, что доменная граница претерпит дополнительный сдвиг, возрастает, и возрастает объем

доменов, намагниченность которых направлена вдоль намагничающего поля.

Процесс вязкого намагничивания зависит также и от температуры, с повышением температуры протекает более интенсивно и занимает меньший промежуток времени. За меру магнитной вязкости ферромагнетиков принято время релаксации τ , т. е., по определению Р. В. Телеснина, время установления нового магнитного состояния после включения или изменения величины намагничающего поля (Р. В. Телеснин, 1952). Его можно полагать также временем, а течение которого процесс вязкого намагничивания в основном завершается. После вы-

Рис. 5. Возрастание остаточной намагниченности трех образцов магнетита в земном магнитном поле при увеличении времени намагничивания.

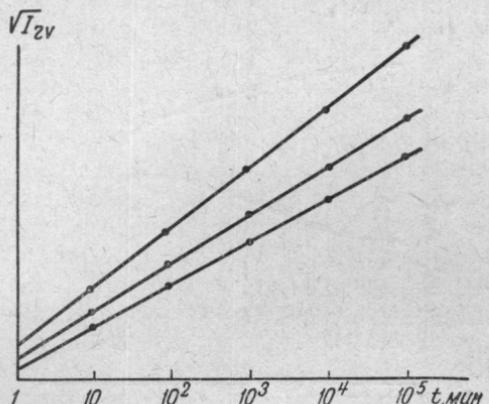
ключения магнитного поля в течение времени уменьшается в e раз. Время релаксации вязкой намагниченности не определено до сих пор ни для одной горной породы. Процесс роста вязкой намагниченности горных пород охватывает чрезвычайно большие промежутки времени, и завершение этого процесса в лабораторных экспериментах оказывается невозможным.

Вязкая намагниченность горных пород, возникающая в земном магнитном поле в течение нескольких месяцев, может в сотни раз превосходить по величине нормальную остаточную намагниченность в этом же поле (рис. 5). Зависимость I_{rv} в земном магнитном поле от времени для изверженных горных пород чаще всего может быть представлена следующей формулой:

$$\sqrt{I_{rv}} - \sqrt{I_{r_0}} = S (\lg t - \lg t_0) - S' \lg t', \quad (3)$$

где I_{r_0} — остаточная намагниченность, приобретенная образцом ко времени t_0 ; t' — время, прошедшее с момента выключения поля; I_{rv} — остаточная намагниченность, полученная в результате продления процесса намагничивания до времени $t > t_0$; $S = S_v \sqrt{\frac{\beta}{2}}$, где S_v — постоянная для данного ферромагнетика величина, зависящая от температуры, а $\beta/2$ определяется из закона Релея: $I_v = \frac{\beta}{2} H^2$.

Эксперименты показали, что время t_0 , начиная с которого зависимость $\sqrt{I_{rv}} (\lg t)$ становится линейной, для горных пород близко к 1 мин. Если при этом проводить измерения вязкой намагниченности также через



1 мин после выключения намагничивающего поля, то выражение (3) значительно упростится:

$$\sqrt{I_{rv}} = \sqrt{I_{r_0}} + S \lg t,$$

где t выражено в минутах.

Это выражение не определяет конечного предела величины I_{rv} при стремлении t к бесконечности, что физически бессмысленно. Однако его практическое использование оказывается вполне возможным не только в лабораторных, но и в геологических масштабах времени.

Химическое намагничивание

При любых изменениях вещества, которые происходят в присутствии магнитного поля и сопровождаются образованием нового ферромагнетика, переходом вещества из парамагнитного состояния в ферромагнитное, изменением кристаллической структуры ферромагнетика, помимо нормальной намагченности возникает дополнительная остаточная намагченность I_{rc} , получившая название химической. Величина этой намагченности намного превышает величину I_r вновь образованного вещества для данного поля, но, как можно судить по немногочисленным литературным данным, несколько меньше его полной термоостаточной намагченности. Образование химической намагченности можно наблюдать, например, при изотермическом переходе α -гематита в магнетит, магнетита в γ -гематит, наконец, γ -гематита в α -гематит. Именно с гематитом чаще всего связана химическая намагченность горных пород.

Ориентационное намагничивание

Если взвешенные в жидкости мелкие частицы, обладающие любого вида остаточной намагченностью, спокойно осаждаются в присутствии магнитного поля, то вследствие процесса упорядочивания магнитных моментов этих частиц по направлению поля возникает остаточная намагченность, носящая название ориентационной.

Величина этой намагченности зависит от средней величины магнитного момента m ферромагнитных частиц, их концентрации σ (числа частиц в 1 см^3), напряженности магнитного поля H , времени осаждения t и вязкости воды λ по отношению к вращению. По Т. Нагата (1962), ориентационная намагченность I_{ro} приближенно определяется соотношением

$$I_{ro} = m\sigma \operatorname{th} \left(\frac{2}{3} \cdot \frac{mH}{\lambda} t \right). \quad (4)$$

В действительности ориентационная намагченность может быть существенно меньше этой величины (особенно для мелких частиц) из-за дезориентирующего влияния броуновского движения.

Направление I_{ro} , в случае изометрических частиц, совпадает с направлением H . Если же частицы вытянуты или уплощены, длинные их оси будут являться преимущественными направлениями m и при оседании таких частиц на горизонтальную плоскость возникнет I_{ro} , направление которой будет ближе к горизонтали, чем направление H .

Как показывают эксперименты, угол J между горизонталью и вектором I_{ro} связан с углом наклонения магнитного поля J_H соотношением

$$\operatorname{tg} J = f \operatorname{tg} J_H, \quad (5)$$

где f — коэффициент, зависящий от формы зерен.

Динамическое намагничивание

Если одновременно с постоянным магнитным полем на ферромагнетик воздействуют переменные механические нагрузки, то возникает так называемая динамическая намагниченность I_{rd} , которая по величине также превышает нормальную остаточную намагниченность. Образование I_{rd} возможно, например, при ударах или периодических сжатиях образца.

Величина I_{rd} зависит от сообщенной образцу энергии (количества ударов) и напряженности магнитного поля и увеличивается с их увеличением. Характер этих зависимостей изображен на рис. 6.

Направление \mathbf{I}_{rd} совпадает с направлением магнитного поля, вне зависимости от направления приложенного механического воздействия (В. А. Шапиро, Н. А. Иванов, 1965).

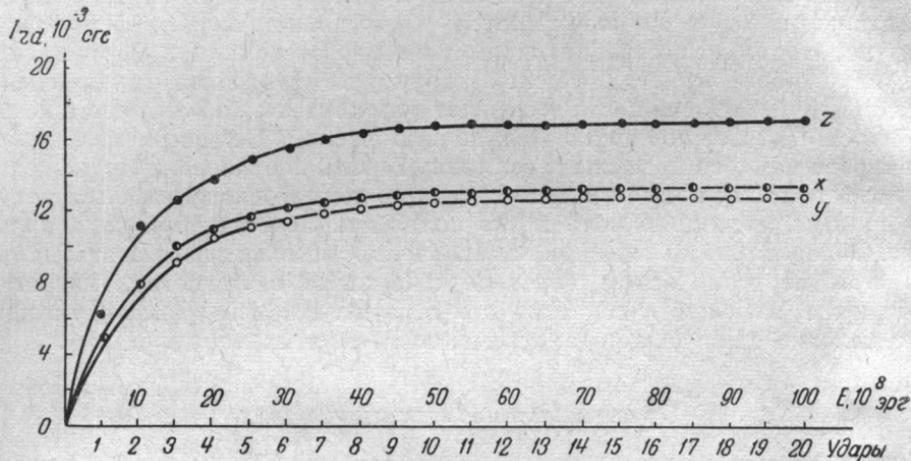


Рис. 6. Рост остаточной намагниченности образца габбро в земном магнитном поле под воздействием ударов (по Н. А. Иванову и В. А. Шапиро). Различие кривых, полученных при намагничивании по разным осям (x , y , z), обусловлено формой образца.

Есть основание считать, что I_{rd} возникает в горных породах при сейсмических воздействиях и тектонических процессах.

Мы не рассматриваем в этом разделе намагничивание более сложного вида. Можно себе, однако, представить возникновение некоторой намагниченности в результате того, что на ферромагнетик в присутствии постоянного поля воздействует не один какой-либо внешний фактор, а одновременно два или несколько, например температура и переменные нагрузки. При изучении естественной остаточной намагниченности горных пород подобную возможность необходимо иметь в виду.

§ 2. Естественная остаточная намагниченность горных пород

Естественная остаточная намагниченность I_n горных пород представляет собой, как правило, весьма сложное образование. Одна из причин этого заключается в многообразии физико-химических факторов, действующих на горную породу в период ее образования и дальнейшей жизни. Как мы видели, такие воздействия приводят к возникновению различных видов намагниченности, которые в разных соотношениях могут одновременно присутствовать в одной породе. Разные виды намагничен-

ности могут появляться в горной породе в разное время и, следовательно, обладать различными направлениями, соответственно с изменениями направления магнитного поля Земли во времени. В большинстве случаев в горных породах присутствуют несколько видов ферромагнитных зерен, и разные виды намагниченности могут быть связаны с разными зернами. Если учесть, кроме того, что разные виды ферромагнитных зерен и остаточной намагниченности резко отличаются друг от друга по своей магнитной стабильности, то становится понятным, насколько сложной может быть природа естественной остаточной намагниченности горных пород. Как правило, при изучении I_n мы имеем дело с одновременным присутствием в горной породе нескольких различных по своему происхождению и устойчивости векторов остаточной намагниченности, существующих независимо друг от друга и меняющихся по различным законам.

Вполне понятно, что все горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, находясь в земном магнитном поле, намагничиваются им нормально. Однако при изменении направления земного магнитного поля соответственно изменяется и направление нормальной намагниченности, поэтому намагниченность I_r уже с принципиальной точки зрения не должна интересовать палеомагнитологию, рассматривающую направление I_n как «отпечаток» древнего магнитного поля. Кроме того, в земном магнитном поле нормальная остаточная намагниченность составляет очень малую величину, менее $0,01 \mu_0 H_t$, где H_t — земное поле.

Иначе обстоит дело с вязкой намагниченностью, условия образования которой в горных породах особенно благоприятны. Проявления магнитной вязкости относительно наиболее интенсивны в области слабых магнитных полей, к каковым можно отнести и земное магнитное поле, а время пребывания пород в этом поле исчисляется сотнями тысяч и миллионами лет. Поэтому естественная остаточная намагниченность I_n в качестве одной из своих компонент всегда должна содержать вязкую намагниченность I_{rv} , направленную примерно по современному полю Земли. Это последнее обстоятельство часто позволяет определить I_{rv} и степень ее влияния на векторную сумму, какой является намагниченность I_n . Величина I_{rv} в некоторых горных породах может достигать $0,6\text{--}0,8 \mu_0 H_t$ и при этом составлять иногда весьма малую долю I_n .

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. Особенно сильная термонамагниченность образуется у тех пород, которые в тот или иной период своего существования нагревались до температур выше точки Кюри содержащегося в них ферромагнитного компонента. К ним относятся все эфузивные и интрузивные горные породы.

Полная термоостаточная намагниченность горных пород может достигать $100 \cdot \mu_0 H_t$ и по абсолютной величине у наиболее магнитных пород доходить до 10 СГС. Как было отмечено, термонамагниченность является наиболее устойчивым видом намагниченности. Так, например, для того, чтобы создать в породе нормальную остаточную намагниченность, численно равную термоостаточной, полученной в земном поле, необходимо воздействовать на нее полем, в среднем от 20 до 200 э. Следовательно, любое изменение земного поля в период после образования I_{rt} не может оказывать на нее заметного влияния. После остывания горная порода может сохранять свою намагниченность очень долгое время, причем эта намагниченность будет иметь направление того поля, в котором происходило остывание, и может резко отличаться по направлению от современного поля.

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

Таким образом, все изверженные горные породы помимо индуктивной нормальной намагниченности $\chi_0 H_t$ обладают еще по меньшей мере двумя видами остаточной намагниченности: термоостаточной, сохранившейся со временем образования породы (или последнего нагрева до высоких температур) и направленной по земному магнитному полю соответствующей эпохи, и вязкой остаточной намагниченностью, направление которой в течение жизни породы изменяется в соответствии с изменениями направления земного поля, а к настоящему времени оказывается близким к направлению современного поля Земли. Результирующий вектор, воспринимаемый как вектор I_n , направлен по некоторому промежуточному направлению, тем дальше от направления древнего поля и ближе к направлению современного, чем больше отношение I_{rv}/I_{rt} .

Однако отклонение направления I_n от первоначального направления I_{rt} изверженной горной породы может произойти не только под влиянием вязкой намагниченности, имеющей всеобщее распространение, но также и в результате образования вторичных компонент намагниченности другого вида, вызванной локальными причинами и особенностями геологической истории пород. Среди этих вторичных компонент намагниченности в изверженных горных породах наиболее распространенной является химическая намагниченность, поскольку в течение жизни породы в ней обязательно в той или иной степени протекают физико-химические процессы, приводящие к изменению первоначального состава и структуры породы: образование новых минералов и разрушение первичных в ходе окислительных и восстановительных процессов, перекристаллизация, распад твердых растворов и т. д.

Если в течение жизни породы она претерпевает вторичный нагрев до температур ниже точки Кюри, то возникает парциальная термонамагниченность.

В результате тектонической деятельности изверженные горные породы могут испытывать механические напряжения переменной интенсивности, что повлечет за собой возникновение динамической намагниченности. Наконец, остаточная намагниченность отдельных образцов породы может обладать и еще одной компонентой, созданной магнитным поемлем, сопровождающим электрический разряд молнии. Эта намагниченность будет нормальной, однако намагничивающее поле будет в сотни раз превосходить земное.

Вторичные компоненты естественной остаточной намагниченности изверженных горных пород, возникшая в разное время в изменяющемся земном магнитном поле, могут иметь самые различные направления.

Таким образом, естественная остаточная намагниченность этих пород в общем случае состоит из целого ряда намагниченостей, возникших в разные моменты геологической истории пород, имеющих разные направления и величину и в разной степени разрушенных к моменту исследования. Однако опыт палеомагнитных исследований показывает, что в ряде случаев естественная остаточная намагниченность представляет собой более простое образование и вторичные компоненты намагниченности либо легко выявляются, либо пренебрежимо малы в сравнении с первичной термоостаточной намагниченностью.

Немаловажную роль в магнетизме горных пород играет фактор Q , представляющий собой отношение остаточной намагниченности к индуктивной. Мы уже видели, что в случае земного магнитного поля величина этого отношения, например, для нормальной намагниченности не превышает 0,01, для вязкой намагниченности может достигнуть, по-видимому, 0,6—0,8, для термоостаточной — нескольких десятков и т. д. Следовательно, оценка величины $Q_n = I_n/\mu_0 H_r$ может дать некоторые предварительные сведения о возможной физической природе намагниченности I_n .

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород обломочного происхождения возникает следующим образом. При размыве материнской породы мелкие ферромагнитные частицы этой породы сносятся водой. 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 намагниченность. Попадая в водный поток, частицы будут стремиться располагаться таким образом, чтобы их вектор намагниченности оказался направленным по магнитному полю Земли. Степень этой ориентировки будет определяться напряженностью земного поля, величиной остаточной намагниченности частиц, их размерами и формой и, наконец, силой и характером движения водной среды.

При образовании осадка ферромагнитные частицы, сохранив свою ориентировку, оседают вместе с немагнитными. При обезвоживании осадка полученная ориентация ферромагнитных частиц закрепляется, обуславливая наличие суммарного вектора остаточной намагниченности, совпадающего по направлению с полем, действовавшим в период оседания.

Таким образом, естественная остаточная намагниченность осадочных пород имеет термомагнитное или однодоменное происхождение, а направление I_n обусловлено ориентацией намагниченных частиц в процессе оседания. Что касается вторичных компонентов намагниченности осадочных пород, то их природа и причины возникновения в общем аналогичны случаю изверженных пород.

Многие горные породы могли приобрести первичную остаточную намагниченность в результате процессов кристаллизационного или химического намагничивания. В ряде случаев момент возникновения I_{rc} может быть точно фиксирован, и такие породы могут быть использованы для палеомагнитных исследований. К таким породам относятся сингенетические конкреции, древние почвы — латериты (бокситы) и некоторые другие образования. К этой же группе можно отнести некоторые железные руды гидротермального и осадочного происхождения.

Все эти породы можно условно назвать химически осажденными породами.

Метаморфические породы в процессе метаморфизации могут приобрести остаточную намагниченность, природа которой зависит от вида метаморфизма, т. е. химическую, термоостаточную, парциальную или динамическую намагниченность. Процессы метаморфизма могут либо исказить первоначальную намагниченность, либо полностью ее уничтожить. Однако метаморфические породы могут быть использованы для палеомагнитных

* По современным представлениям, ферромагнетик представляет собой совокупность областей, намагниченных под влиянием внутренних сил до насыщения. Размер таких областей самопроизвольной намагниченности (доменов) зависит как от размеров и формы самого ферромагнитного тела, так и от его химического состава, постоянных кристаллографической решетки и т. д. Размеры доменов в ферромагнитных частицах горной породы обычно колеблются от 1 до 100 мк.

исследований в тех случаях, когда их намагниченность устойчива и позволяет получить сведения о магнитном поле времени метаморфизации.

Такова в общих чертах схема образования естественной остаточной намагниченности горных пород.

Следует остановиться еще на одной возможной причине несоответствия направления I_n направлению земного магнитного поля эпохи образования пород. Дело в том, что намагничивание пород строго по направлению действующего поля возможно только в случае изотропного их строения. В действительности часто наблюдается анизотропия магнитных свойств, особенно в породах с явно выраженной текстурой, а также в условиях односторонних давлений, испытываемых породами.

Существуют два вида магнитной анизотропии: кристаллографическая анизотропия и анизотропия формы. Кристаллографическая магнитная анизотропия вызвана существованием в кристалле ферромагнетика так называемых осей 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 некоторые преимущественные направления, остаточная намагниченность, с ними связанная, с самого начала не будет совпадать с направлением древнего земного поля.

Гораздо большее 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 неизометрична, вектор намагниченности отклоняется от направления поля H в сторону длинной оси тела. При больших 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 удлиненными или уплощенными ферромагнитными зернами, заключенными в породе. В случае слоистой структуры сильно магнитных пород в результате этого эффекта остаточная намагниченность может оказаться согласованной по направлению не с внешним магнитным полем, а с простиранием слоев, как это имеет место в КМА.

Отсюда видно, что в относительно сильно намагниченных изверженных породах краевые части потоков и интрузий могут иметь намагниченность, сильно 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 неизометрической формы. Длинные оси этих частиц вследствие анизотропии формы будут являться преимущественными направлениями их остаточной намагниченности. Такие частицы будут стремиться расположиться своими длинными осями по направлению течения, а в стоячей воде — в горизонтальной плоскости. При оседании такие частицы также будут поворачивать длинную ось ближе к горизонтали. В том же направлении будет действовать и последующее уплотнение пород. Все это приведет к большему или меньшему несоответствию направления I_n породы направлению земного поля эпохи образования осадка.

§ 3. Стабильность остаточной намагниченности

В этом параграфе рассматривается понятие о стабильности остаточной намагниченности ферромагнетиков и ее характеристиках в самом общем виде, безотносительно к решению практических вопросов палеомагнетизма. Проблема стабильности остаточной намагниченности горных пород и методы ее исследования найдут свое отражение в последующих разделах работы.

Стабильность, или устойчивость, любого вида остаточной намагниченности — это ее способность сохранять свою величину и направление. Однако остаточная намагниченность может изменяться под воздействием многих факторов — постоянных и переменных магнитных полей, температуры, механических напряжений, химических и минералогических изменений, наконец, релаксационных явлений, т. е. всех тех факторов, которые, как мы видели, в присутствии постоянного поля приводят к дополнительному намагничиванию ферромагнетика и обуславливают тот или иной вид остаточной намагниченности. В отсутствие же постоянного поля указанные воздействия приводят к снижению величины любой остаточной намагниченности, а при значительной интенсивности действующих факторов — к полному ее исчезновению.

Снижение величины остаточной намагниченности под воздействием каждого из факторов имеет свою собственную физическую природу, поэтому и стабильность может определяться лишь как стабильность по отношению к каждому из этих воздействий. Имея в виду устойчивость остаточной намагниченности по отношению к какому-либо определенному воздействию, можно найти некий критерий этой устойчивости (или критерий стабильности), который, однако, по отношению к другого рода воздействию может и не оправдываться.

Лучше всего устойчивость остаточной намагниченности проявляется в характере так называемых кривых размагничивания, показывающих зависимость величины остаточной намагниченности от того или иного интересующего нас фактора: начальной амплитуды переменного поля, времени, температуры и т. д. Общий ход этих кривых и некоторые характерные их точки служат наиболее полными критериями стабильности остаточной намагниченности.

Рассмотрим, например, случай воздействия на остаточную намагниченности магнитных полей. Здесь необходимо отметить, что между размагничающими воздействиями постоянного и переменного магнитных полей существует определенная связь, которую можно проиллюстрировать следующим образом.

Пусть ферромагнетик в результате намагничивания постоянным полем H_0 приобрел остаточную намагниченность I_{r0} (рис. 7). Если теперь подействовать в направлении, противоположном I_{r0} , некоторым полем $H_1 < H_0$, то после выключения последнего остаточная намагниченность окажется сниженной, как показывает рисунок, до величины I_{r1} . Если же на намагниченность I_{r0} действует убывающее переменное поле

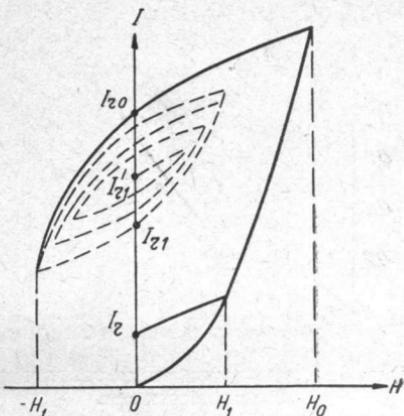


Рис. 7. Связь между процессами размагничивания постоянным и переменным магнитными полями.

с начальной амплитудой H_1 , то изменение намагниченности происходит по пунктирным кривым, и в результате размагничивания величина остаточной намагниченности будет $I'_{r1} > I_{r1}$. Разница $I'_{r1} - I_{r1}$ составляет такую величину остаточной намагниченности, которая была бы получена при намагничивании по основной кривой в поле H_1 , т. е. $I'_{r1} - I_{r1} = I_r(*)$.

В этом и состоит связь размагничивающих воздействий постоянного и переменного магнитных полей. На рис. 8 даны кривые размагничивания I_{r0} постоянным (1) и переменным (2) полями, а также кривая 3 зависимости I_r от намагничающего поля. Эти три кривые для случая нормального намагничивания в области полей, достаточно удаленной от поля насыщения, связаны между собой уравнением (*). Кривая размагничивания переменным полем идет всегда выше кривой размагничивания постоянным полем.

То постоянное поле, после выключения которого остаточная намагниченность равна нулю, носит название разрушающего поля H'_c . Необходимо иметь в виду, что ферромагнетик после воздействия разрушающего поля находится не в размагниченном состоянии, а в состоянии неустойчивого равновесия взаимокомпенсирующихся магнитных фаз. Это равновесие нарушается при помещении ферромагнетика в переменное магнитное поле, при нагревании его или со временем.

Кривая 4 на рис. 8 показывает поведение намагниченности ферромагнетика, подвергнутого воздействию поля H'_c , при его размагничивании переменным полем. Вначале остаточная намагниченность растет, достигает максимума при $\tilde{H} = H'_c$, а затем уменьшается по кривой 2 изменения начальной намагниченности I_{r0} .

Итак, стабильность остаточной намагниченности по отношению к воздействию постоянного и переменного полей характеризуется кривыми размагничивания, а также соответственно параметром H'_c и величиной того переменного поля \tilde{H}_d , которое сводит остаточную намагниченность к нулю. Эта величина переменного поля определяется обычно с известным приближением в силу асимптотического характера кривой $I_r(\tilde{H})$, однако чаще всего такое определение удовлетворяет практическим потребностям. Различные виды остаточной намагниченности, будучи равны по величине, и, следовательно, полученные при разных значениях постоянного поля, обладают различной стабильностью по отношению к воздействию магнитных полей. Наиболее устойчивой является полная термоостаточная намагниченность I_{rt} . Стабильность химической намагниченности I_{rh} изучена хуже, однако известно, что она может варьировать в довольно широких пределах и в ряде случаев приближается к стабильности I_{rt} . Менее стабильной оказывается идеальная намагниченность I_{ri} . Устойчивость вязкой намагниченности I_{rv} растет с увеличением времени ее образования. Поскольку верхний предел I_{rv} экспериментально не достигнут, поскольку и не определена стабильность предельной I_{rv} .

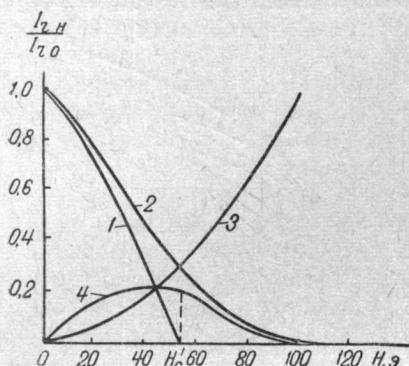


Рис. 8. Кривые изменения остаточной намагниченности.

1 — под действием противоположно направленного постоянного поля; 2 — под действием переменного поля; 3 — под действием постоянного поля из размагниченного состояния; 4 — под действием переменного поля из состояния, полученного размагничиванием остаточной намагниченности постоянным полем, равным H_c' .

сумма при $\tilde{H} = H'_c$, а затем уменьшается по кривой 2 изменения начальной намагниченности I_{r0} .

Итак, стабильность остаточной намагниченности по отношению к воздействию постоянного и переменного полей характеризуется кривыми размагничивания, а также соответственно параметром H'_c и величиной того переменного поля \tilde{H}_d , которое сводит остаточную намагниченность к нулю. Эта величина переменного поля определяется обычно с известным приближением в силу асимптотического характера кривой $I_r(\tilde{H})$, однако чаще всего такое определение удовлетворяет практическим потребностям. Различные виды остаточной намагниченности, будучи равны по величине, и, следовательно, полученные при разных значениях постоянного поля, обладают различной стабильностью по отношению к воздействию магнитных полей. Наиболее устойчивой является полная термоостаточная намагниченность I_{rt} . Стабильность химической намагниченности I_{rh} изучена хуже, однако известно, что она может варьировать в довольно широких пределах и в ряде случаев приближается к стабильности I_{rt} . Менее стабильной оказывается идеальная намагниченность I_{ri} . Устойчивость вязкой намагниченности I_{rv} растет с увеличением времени ее образования. Поскольку верхний предел I_{rv} экспериментально не достигнут, поскольку и не определена стабильность предельной I_{rv} .

Достижимые в лабораторных условиях значения I_{rv} дают, как правило, кривые размагничивания переменным полем, проходящие ниже кривых для I_{ri} . Еще ниже располагаются кривые размагничивания динамической I_{rd} и нормальной намагнченности I_r . Полное размагничивание I_r происходит, как отмечалось, при начальной амплитуде переменного поля, равной полю, в котором эта намагнченность была образована. Для всех других видов намагнченности размагничивающее переменное поле значительно превышает эту величину. На рис. 9 даны в единицах начальной величины кривые размагничивания для разных видов остаточной намагнченности при одинаковой их исходной величине.

Устойчивость остаточной намагнченности по отношению к нагреванию характеризуют кривые температурного размагничивания. Качественным критерием стабильности в этом случае может служить ход кривой: чем больше ее выпуклость в сторону, противоположную оси абсцисс, тем более стабильна исследуемая намагнченность. Наибольшей стабильностью обладает термоостаточная и химическая намагнченности, наименьшей — нормальная и вязкая.

Заметим, что температурные кривые размагничивания, помимо определения стабильности, дают возможность установить точку Кюри ферромагнетика, обусловившего остаточную намагнченность, а в том случае, когда имеется смесь различных ферромагнетиков, — раздельно точки Кюри компонентов.

Стабильность остаточной намагнченности во времени экспериментально изучена хуже, поскольку интервалы времени в лабораторных условиях ограничены и получаемые при этом самопроизвольные изменения намагнченности довольно малы. Из общих положений ферромагнетизма можно сделать заключение о существовании связи между стабильностью остаточной намагнченности по отношению к воздействию магнитных полей и ее стабильностью во времени, поскольку та и другая характеризуются некоторыми энергетическими барьерами, отделяющими намагнченное состояние ферромагнетика от состояния, определяемого минимумом его энергии, т. е. от размагниченного состояния. Однако практически оказывается, что природа этих энергетических барьеров очень разнообразна, что одни из них легче преодолеваются с помощью одних каких-либо воздействий, другие — в результате воздействий иного рода. Именно поэтому, например, нормальная намагнченность I_r , оказывается устойчивой во времени, чем равная ей по величине вязкая намагнченность I_{rv} , полученная при не слишком большом времени намагничивания, несмотря на меньшую стабильность I_r по отношению к переменному магнитному полю. В таком же соотношении находится стабильность во времени и по отношению к переменному полю для равных по величине вязкой и идеальной намагнченностей, полученных при одинаковом значении постоянного поля (рис. 10). Поэтому вопрос о стабильности намагнченности во времени до сих пор не решен в таком общем виде, в каком он решен для стабильности по отношению к магнитному полю. В случае релаксационных процессов самопроизвольные изменения намагнченности во времени t могут быть описаны следующим соотношением:

$$I(t) = I_0 e^{-t/\tau}, \quad (6)$$

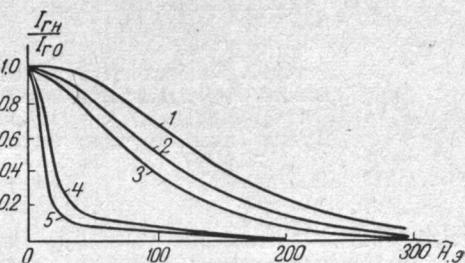


Рис. 9. Размагничивание переменным полем равных по величине намагнченностей разного вида.

1 — термоостаточной; 2 — идеальной; 3 — вязкой; 4 — динамической; 5 — нормальной.

где τ — время релаксации, являющееся определенным критерием стабильности во времени. Численное значение τ неизвестно ни для одного

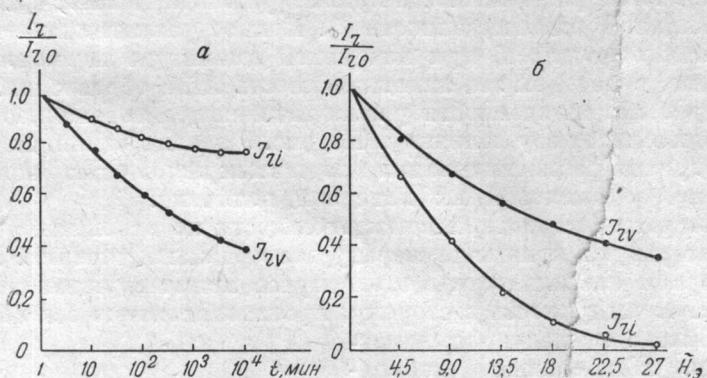


Рис. 10. Стабильность равных по величине вязкой I_{rv} и идеальной I_{ri} намагниченностей: *а* — во времени; *б* — в переменном поле.

Время вязкого намагничивания $t = 1000$ мин в поле $H = 18$ э.

из видов намагниченности ввиду невозможности постановки эксперимента по его определению.

Один образец ферромагнетика может обладать остаточной намагниченностью одновременно нескольких разных видов и, в общем случае, различных направлений. Поскольку

к возникновению намагниченостей разного вида приводят различные процессы, поскольку сложную намагниченность образца, являющуюся суммой нескольких компонент намагниченности разного вида, можно рассматривать с позиции их аддитивности. При помещении такого образца в переменном поле с возрастанием начальной амплитуды \tilde{H} сначала будут уничтожены менее устойчивые компоненты намагниченности, например I_r или I_{rv} , затем более устойчивые — I_{ri} , I_{rc} и лишь в последнюю очередь I_{rt} . То же можно сказать и относительно применения других размагничивающих воздействий к ферромагнетику, намагниченному сложным образом.

На рис. 11 дана кривая размагничивания переменным полем образца, общая остаточная намагниченность которого равна нулю в результате сложения равных по величине и противоположно направленных термоостаточной и нормальной намагниченностей.

Рис. 11. Кривая размагничивания переменным полем ферромагнетика, обладающего одновременно двумя компонентами намагниченности: термоостаточной I_{rt} и равной по величине противоположно направленной нормальной остаточной намагниченностью.

Членность которого равна нулю в результате сложения равных по величине и противоположно направленных термоостаточной и нормальной намагниченностей.

§ 4. Палеомагнитная стабильность горных пород

Постановка вопроса

Первой задачей любого палеомагнитного исследования является определение направления земного магнитного поля в эпоху и в месте образования горной породы по направлению ее естественной остаточной намагниченности. Термоостаточная или ориентационная намагниченность горной породы, возникшие вместе с образованием самой породы, дают однозначное решение этой задачи, если исключить из рассмотрения породы с сильной магнитной анизотропией или учесть ее влияние. Если бы за все время своего существования горные породы, сохраняя раз полученную намагниченность, не приобретали бы никакой другой намагниченности, не возникало бы и проблемы, рассматриваемой в данном параграфе. Однако первоначальная намагниченность со временем частично разрушается, возникают, в присутствии постоянно изменяющегося земного магнитного поля, вторичные компоненты намагниченности, разные по величине и направлению и в разной степени искажающие первоначальное направление I_n .

Критерии стабильности того или иного вида намагниченности по отношению к размагничивающим воздействиям (постоянные и переменные магнитные поля, нагревы, время и пр.), рассмотренные выше, даже в своей совокупности еще не могут дать ответа на вопрос о сохранности первоначального направления и величины естественной остаточной намагниченности горной породы.

Ввиду того, что разные породы подвергались различным воздействиям, по-разному разрушавшим первоначальную намагниченность и создававшим вторичные намагниченности разных видов, критерии стабильности, даже если вид намагниченности породы известен, могут служить только оценкой вероятности сохранения первоначального вектора I_n .

Поэтому для того, чтобы охарактеризовать сохранность первоначального вектора I_n , вводится новое понятие *палеомагнитной стабильности* горной породы, независимое от понятия стабильности I_n по отношению к тем или иным лабораторным воздействиям. Роль последних в палеомагнитологии — чисто служебная: они служат для оценки вероятной палеомагнитной стабильности горной породы. Будучи связаны с ней статистически некоторыми эмпирическими соотношениями, критерии стабильности используются для лабораторного, косвенного определения палеомагнитной стабильности горной породы.

Прежде чем определять понятие палеомагнитной стабильности, необходимо условиться о содержании терминов первичная и вторичная намагниченности горной породы.

Первичная и вторичная намагниченности

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* I_n^s .

Начальная намагниченность породы с течением времени неизбежно уменьшается вследствие магнитного и структурного старения породы и постепенного разрушения первичных минералов. Часть начальной

намагниченности, сохранившаяся к данному моменту, назовем *первичной намагниченностью* \mathbf{I}_n^0 .

Пусть в эпоху образования породы, t_0 лет назад, напряженность земного магнитного поля была \mathbf{H}_0 . Тогда можно написать в векторной форме:

$$\mathbf{I}_n^s = \xi_0(0, \dots) \mathbf{H}_0, \quad \mathbf{I}_n^0 = \xi_0(t_0, \dots) \mathbf{H}_0.$$

Здесь $\xi_0(t_0, \dots)$ — некоторая тензорная (вследствие анизотропии породы) функция от возраста породы и ряда параметров, определяемых видом намагниченности, составом, структурой, условием образования и дальнейшей истории породы, а $\xi_0(0, \dots)$ — значение этой функции при $t_0 = 0$, т. е. в момент образования породы.

Процессы, протекающие в горной породе, ведут не только к уменьшению начальной намагниченности, но и к возникновению новой намагниченности в присутствии изменяющегося земного магнитного поля $\mathbf{H}(t)$ в результате формирования новообразований ферромагнитных минералов, распада твердых растворов и вязкого намагничивания. Эта сложная намагниченность, возникшая после образования начальной намагниченности, называется *вторичной намагниченностью* \mathbf{I}_n^h . В этой намагниченности можно выделить составляющую, возникшую в стадию эпигенеза в земном магнитном поле, практически совпадающую с современным, и, учитывая протяженный во времени процесс формирования вторичной намагниченности, записать ее так:

$$\mathbf{I}_n^h = \int_{t_0}^0 \xi(t, \dots) \frac{\partial H_1(t)}{\partial t} dt + \xi_1 \mathbf{H}_1,$$

где $\xi(t, \dots)$ и ξ_1 — тензорные функции; \mathbf{H}_1 — напряженность современного земного магнитного поля.

Таким образом, естественная остаточная намагниченность рассматривается как сумма двух векторов — первичной и вторичной намагниченности

$$\mathbf{I}_n = \mathbf{I}_n^0 + \mathbf{I}_n^h$$

и в самом общем виде может быть представлена в виде следующего векторного выражения:

$$\mathbf{I}_n = \xi_0(t_0, \dots) \mathbf{H}_0 + \int_{t_0}^0 \xi(t, \dots) \frac{\partial H_1(t)}{\partial t} dt + \xi_1 \mathbf{H}_1. \quad (7)$$

Задачу палеомагнитного исследования можно сформулировать так: по \mathbf{I}_n и \mathbf{H}_1 найти \mathbf{H}_0 — величину и направление земного магнитного поля в эпоху образования породы. Конечно, решение этого уравнения в общем виде невозможно, так как остальные величины неизвестны: определение $\frac{\partial H(t)}{\partial t}$, т. е. изменений земного магнитного поля в течение геологической истории как раз является целью всех палеомагнитных исследований, а ξ_0 , $\xi(t)$ и ξ_1 также не известны. Более того, вследствие магнитной анизотропии ξ_0 , $\xi(t)$ и ξ_1 — тензоры, и поэтому первый член уравнения (7) не совпадает по направлению с \mathbf{H}_0 , а последний с \mathbf{H}_1 .

Естественно, возникает вопрос, возможны ли вообще палеомагнитные исследования, имеющие целью по величине и направлению естественной остаточной намагниченности горных пород определять величину и направление напряженности магнитного поля Земли в момент образования породы.

Опыт палеомагнитных исследований показывает, что существует обширный класс горных пород, для которых можно ожидать, что зависимость между I_n и древним полем H_0 будет значительно проще, чем в самом общем случае. Более того, в целом ряде случаев можно довольно уверенно сказать, что естественная остаточная намагниченность, возникшая в момент образования породы, сравнительно мало подвергалась изменениям, а сами эти изменения можно учесть либо путем введения соответствующих поправок, либо путем «магнитной чистки» пород, т. е. действием на породу в лаборатории различными полями и нагревами с целью уничтожения вторичной намагниченности.

Возможность палеомагнитных исследований целиком обуславливается тем, что для целого ряда пород влиянием изменяющегося древнего земного магнитного поля, т. е. средним членом уравнения (7), можно пренебречь. Таких пород, по самой оптимистической оценке, не более 20% от общего их числа. Это неметаморфизованные осадочные и изверженные породы, однородные по своему строению. Наиболее благоприятны для изучения базальтовые лавы, красноцветные осадки с первичной окраской и некоторые сероцветные глинистые породы. В этом случае можно написать

$$\left. \begin{array}{l} I_n = \xi_0(t_0, \dots) H_0 + \xi_1 H_1; \\ I_n^0 = \xi_0(t_0, \dots) H_0; \\ I_n^h = \xi_1 H_1. \end{array} \right\} \quad (8)$$

Такое упрощающее предположение для неметаморфизованных пород возможно по следующим соображениям. Начальная намагниченность таких пород имеет термомагнитное, химическое или же ориентационное происхождение. Эти виды намагниченности по своей природе обуславливают наличие самой устойчивой и самой большой по величине остаточной намагниченности породы по сравнению с другими видами намагниченности. Основная же часть вязкой намагниченности, как уже указывалось выше, должна быть создана современным земным полем. Кроме того, в неметаморфизованных породах вторичные изменения чаще всего происходят в самое последнее время — в стадию выветривания пород, т. е. опять-таки в современном земном магнитном поле.

Возможное влияние второго члена уравнения (7) на естественную остаточную намагниченность в значительной степени исключается массостью определений.

Палеомагнитная стабильность пород и значимость I_n

Основным вопросом, который возникает в ходе любого палеомагнитного исследования, является вопрос о том, как связана наблюдаемая естественная остаточная намагниченность горной породы с земным магнитным полем эпохи образования этой породы. Для того, чтобы получить на него ответ, необходимо решить следующие задачи.

1. Определить долю первичной намагниченности I_n^0 в I_n породы.
 2. Найти величину и направление I_n^0 .
 3. Узнать, какова природа первичной намагниченности и как она связана с древним земным магнитным полем.
 4. Зная I_n^0 и характер ее связи с H_0 , найти величину и направление H_0 .
- Решение первой из этих задач называется определением палеомагнитной стабильности горной породы. Решение третьей задачи называется определением значимости естественной остаточной намагниченности.
- Палеомагнитная стабильность — это чистота первичной намагниченности. Она определяется устойчивостью горной породы по отношению

к процессам, разрушающим первичную, создающую вторичную намагниченность, и интенсивностью этих процессов в данной горной породе. Палеомагнитная стабильность — основной физический фактор, определяющий фактическую сохранность первоначального направления естественной остаточной намагниченности горной породы (изменение этого направления зависит еще и от угла между I_n^0 и I_n^h).

Понятие значимости естественной остаточной намагниченности включает в себя соответствие направления первичной намагниченности породы направлению древнего земного магнитного поля в момент образования породы в месте ее залегания и возможность определения напряженности этого поля.

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

$$S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^h}. \quad (9)$$

Меру палеомагнитной стабильности можно определить и через углы между векторами I_n , I_n^0 и I_n^h

$$S = \frac{\sin \Delta}{\sin \Delta + \sin \delta}, \quad (10)$$

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

Выражения (9) и (10), как легко убедиться, совершенно идентичны.

Мера палеомагнитной стабильности — это безразмерная положительная величина, меньшая 1, 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 величины первичной намагниченности к величине начальной намагниченности

$$Q_{ns} = \frac{I_n^0}{I_n^s}.$$

Величина S обычно называется просто «палеомагнитной стабильностью», а Q_{ns} — «остаренностью».

Методы определения палеомагнитной стабильности и способ определения направления и величины первичной намагниченности (т. е. введения поправки на частичную палеомагнитную нестабильность), будут описаны ниже.

После того, как найдены величина и направление первичной намагниченности, должна быть решена вторая задача — найти направление и величину вектора напряженности древнего земного магнитного поля H_0 , т. е. найти функцию $\xi_0(t_0, \dots)$ в выражении

$$I_n^0 = \xi_0(t_0, \dots) H_0.$$

Как уже было сказано, ξ_0 — тензор. Эту функцию можно записать так

$$\xi_0 = \tau f(t_0, \dots),$$

где τ — единичный тензор; f — скалярная функция возраста породы и параметров, определяющих ее состав, строение и условия образования.

Тогда

$$\mathbf{H}_0 = \frac{\mathbf{I}_n^0}{\tau f(t_0, \dots)} . \quad (11)$$

Поскольку начальная намагниченность — это первичная намагниченность при $t_0 = 0$, можно написать

$$\mathbf{I}_n^s = \tau f(0, \dots) \mathbf{H}_0;$$

$$Q_{ns} = \frac{f(t_0, \dots)}{f(0, \dots)},$$

откуда

$$f(t_0, \dots) = Q_{ns} f(0, \dots).$$

Подставляя $f(t_0, \dots)$ в выражение (10), получим

$$\mathbf{H}_0 = \frac{1}{\tau f(0, \dots) Q_{ns}} \mathbf{I}_n^0. \quad (12)$$

Поскольку $f(0, \dots)$ и Q_{ns} являются скалярными величинами, для определения направления \mathbf{H}_0 достаточно знать вид единичного тензора τ . Вид τ можно в ряде случаев определить из опытов, воспроизводящих естественный процесс намагничивания — термонамагничивание, намагничивание при переосаждении и т. п.

Что касается определения напряженности поля \mathbf{H}_0 , то здесь дело обстоит сложнее. Вышеупомянутые опыты, как легко показать, позволяют определить, кроме τ , лишь величину $f(0, \dots)$, оставляя открытым вопрос о величине Q_{ns} .

Действительно, пусть в лаборатории в поле \mathbf{H}_1 в результате процесса, подобного естественному, получена в той же породе остаточная намагниченность \mathbf{I}_n^r

$$\mathbf{I}_n^r = \tau f(0, \dots) \mathbf{H}_1. \quad (13)$$

Из выражений (12) и (13) получим

$$\mathbf{H}_0 = \mathbf{H}_1 \frac{\mathbf{I}_n^s}{\mathbf{I}_n^r}. \quad (14)$$

Но начальную намагниченность \mathbf{I}_n^s (или фактор Q_{ns}) можно определить только в результате специальных исследований.

Для пород, образовавшихся сравнительно недавно (не раньше 1 млн. лет назад) и не измененных, можно начальную намагниченность считать равной первичной намагниченности, т. е. $\mathbf{I}_n^s = \mathbf{I}_n^0$. Методика определения напряженности земного магнитного поля в прошлом по естественной остаточной намагниченности таких пород для случая термоостаточной намагниченности разработана Е. Телье [1959].

Методика определения напряженности земного магнитного поля в далеком геологическом прошлом еще совершенно не разработана, и выяснение геологической истории изменений напряженности земного поля представляет собой проблему, к решению которой еще не приступали. Поэтому при палеомагнитных исследованиях, которые ведутся в настоящее время, изучается только история изменений направления земного магнитного поля в геологическом прошлом.

§ 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 пород со стабильной I_n обратно намагниченных приблизительно половина.

Очень существенно, что в разрезах осадочных и вулканогенных серий наблюдается чередование прямо и обратно намагниченных толщ, которые занимают определенные стратиграфические уровни.

Проблема образования обратной намагниченности горных пород — основная проблема, на разрешение которой направлены усилия многих геофизиков, работающих в области палеомагнетизма.

В свое время были выдвинуты две гипотезы происхождения обратной намагниченности горных пород. Согласно первой гипотезе — гипотезе самообращений — обратная намагниченность во всех без исключения случаях может быть объяснена физико-химическими процессами, обусловившими намагничивание породы против земного магнитного поля.

Вторая гипотеза — гипотеза инверсий, — не исключая возможности осуществления в отдельных случаях процессов самообращения, утверждает, что основной причиной обратной намагниченности является существование во время образования породы магнитного поля Земли, имевшего направление, обратное современному. Эта гипотеза предполагает неоднократные инверсии магнитного поля Земли.

Решение вопроса о том, происходили ли инверсии магнитного поля Земли, имеет, прежде всего, громадное значение для теории, объясняющей происхождение земного магнетизма.

Не менее важно это и для таких наук, как стратиграфия и геохронология. Если границы между прямо и обратно намагниченными толщами действительно соответствуют моментам, когда земное магнитное поле меняло свою полярность, то эти границы должны быть синхронными в любых точках земной поверхности. Геологи в этом случае получают мощный метод для синхронизации различных событий геологической истории, разделенных многими тысячами километров.

Поскольку синхронность границ между прямо и обратно намагниченными толщами в ряде случаев уже доказана в пределах территории порядка 0,5 млн. км^2 [Храмов, (1959); 1963; Эйнарссон, (1957); 1962], то речь идет только о том, возможно ли возрастное сопоставление толщ по знаку их намагниченности в пределах всей Земли.

В том случае, если бы оказалось, что обратная намагниченность все же не связана с обратным земным полем, возможности такого сопоставления были бы сужены до пределов отдельных геологических провинций.

Осуществление в горных породах процессов самообращения в нескольких случаях было доказано лабораторным путем [Nagata, 1953; Гусев, 1962]. Механизмы этих процессов теоретически рассмотрены Неелем [Neel, 1955]. Рассмотрим суть процессов, которые могут привести к самообращению намагниченности.

Самообращение намагниченности подразделяется на три принципиально различных случая. Первый случай самообращения встречается у ферромагнетиков с определенным типом подрешеток. Обладая различным температурным изменением намагниченности насыщения, эти под-

решетки при высоких температурах могут иметь суммарную намагниченность одного знака (параллельную приложеному полю), а при более низких — противоположного знака. Характерной особенностью такого процесса самообращения является его воспроизведимость. Если горная порода имеет намагниченность, противоположную геомагнитному полю, вследствие такого типа самообращения, это можно обнаружить при лабораторных экспериментах: намагниченность, получающаяся при остывании в лабораторном поле, тоже будет направлена против этого поля. Естественно, что подрешетки, обеспечивающие самообращение, могут быть только у ферромагнетиков определенного состава.

Второй тип самообращения связан с магнитной двухфазностью. Процессы намагничивания ферромагнетиков идут так, как описано в § 1, если магнитное взаимодействие между отдельными зернами (или кристаллами) ферромагнетика мало. Однако, если зерна различных ферромагнетиков находятся в тесном соприкосновении друг с другом, в результате этого намагниченность породы может получиться существенно отличной от той, которая была бы у породы, если бы те же самые зерна были изолированными.

Зерно, намагнитившись, создает вокруг себя собственное магнитное поле — размагничивающее поле, которое с боков зерна противоположно внешнему полю. В непосредственной близости от зерна его размагничивающее поле может превышать по величине внешнее поле, и, таким образом, суммарное поле вокруг зерна может оказаться отрицательным. Если в тесном контакте с таким зерном окажется зерно другого ферромагнетика, еще не намагниченное, то, находясь в области отрицательного поля, это второе зерно намагнитится в направлении, противоположном намагниченности первого зерна.

Для того, чтобы в породе зерна ферромагнетика оказались намагниченными в направлении, противоположном внешнему магнитному полю, необходимы следующие условия.

1. Наличие в породе не менее двух различных ферромагнитных компонентов.

2. Тесный контакт (взаимопроникновение) зерен различных ферромагнетиков.

3. Неодновременность намагничивания зерен различных ферромагнетиков. Необходимо, чтобы к тому моменту, когда начнется намагничивание вторых зерен, первые зерна имели бы намагниченность, достаточно большую для создания размагничивающего поля, по величине превышающего магнитное поле Земли.

Неодновременное намагничивание зерен в одной породе может иметь место в следующих случаях:

а) ферромагнитные компоненты, содержащиеся в породе, обладают разными точками Кюри. В этом случае зерна ферромагнетика с более высокой точкой Кюри приобретут термонамагниченность, когда вторые зерна будут находиться еще в парамагнитном состоянии;

б) в результате распада твердого раствора рядом с термонамагнитными зернами первичного вещества появляются ненамагниченные зерна продуктов распада;

в) в результате химических изменений возникают соседства первичных — намагниченных — и вторичных зерен.

Если ферромагнетик с более низкой точкой Кюри распределен внутри материала с более высокой точкой Кюри в виде мелкодисперсных включений (порядка 10^{-4} м), суммарное поле, в котором получат свою намагниченность зерна этого ферромагнетика, может оказаться противоположным по отношению к внешнему полю.

Если зерна, намагнитившиеся вторыми, принадлежат более сильному в магнитном отношении ферромагнетику или их концентрация больше, чем концентрация первичных зерен, порода в целом может обладать остаточной намагниченностью, противоположной внешнему полю.

Самообращение этого типа встречается у титаномагнетитовой серии твердых растворов.

Последний — третий тип самообращения — это самообращение типа «порядок — беспорядок». Этот тип самообращения наблюдается при существовании близких по составу твердых растворов одной и той же серии (например, гемоильменитовой) в том случае, когда одни из этих растворов являются ферримагнетиками, а другие — антиферромагнетиками*. В гемоильменитовой серии самообращение наблюдается при содержании ильменита от 45 до 60 мол. %.

Порода, содержащая только один ферромагнитный компонент или же изолированные зерна различных компонентов, может приобретать намагниченность только в направлении поля.

Интересно, что очень большое число разнообразных обратно намагниченных горных пород подвергалось специальному лабораторному изучению с целью обнаружения механизма самообращения и только в нескольких случаях порода намагничивалась в лаборатории противоположно приложенному полю.

Необходимо, однако, отметить, что процессы самообращения, как это видно из изложенного выше, не всегда могут быть воспроизведены в лаборатории, так как в некоторых случаях могут быть связаны с необратимыми изменениями.

Решающим доказательством инверсий магнитного поля Земли было установление следующих фактов.

1. Породы, обожженные интрузиями и лавами, независимо от состава и первоначального направления намагничивания, намагниченны так же (либо прямо, либо обратно), как интрузии и лавы.

2. Одновозрастные магнитостабильные горные породы повсеместно обладают естественной остаточной намагниченностью, соответствующей одной полярности земного магнитного поля.

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

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

Эти четыре положения определяют четыре главных направления, в которых ведутся исследования, направленные на разрешение проблемы инверсий магнитного поля Земли. Эти исследования требуют сбора и анализа громадного фактического материала и в настоящее время еще не завершены. Однако уже сейчас они дают вполне определенные результаты, которые сводятся к следующему.

1. Ни один из многих тысяч изученных образцов изверженных и осадочных пород средне- и позднечетвертичного возраста не имеет обратной естественной остаточной намагниченности.

* Антиферромагнетики характеризуются, как и ферромагнетики, наличием областей спонтанной намагниченности, однако в них магнитные моменты атомов — спины — ориентированы так, что общий магнитный момент элементарной ячейки (а следовательно, и всего тела) равен нулю. Ферримагнетики (к которым принадлежит большинство магнитных минералов горных пород) являются как бы недокомпенсированными антиферромагнетиками, несмотря на антипараллельность спинов, имеется отличный от нуля магнитный момент ячейки. В ферромагнетиках все спины ячейки параллельны.

2. Нижнечетвертичные и верхнеплиоценовые породы, независимо от состава и местонахождения, всегда имеют обратную первичную намагниченность. Обратно намагниченные породы этого возраста установлены в Армении, Средней Азии, Приморье, на Камчатке, Курильских о-вах, в Исландии, Франции, Японии, Австралии, США [Поспелова, 1959; Храмов, 1958, Hospers, 1955; Roche, 1956; Opdyke, Runcorn, 1956; Irving, Green, 1958].

3. Во всех случаях, когда изучались взаимоотношения между направлениями намагниченостей изверженной породы, вмещающей породы и обожженной ее части, эти взаимоотношения нельзя было объяснить механизмами самообращения.

Наиболее ярким примером могут служить результаты изучения направлений I_n в вулканогенно-осадочной кайнозойской толще Исландии (табл. 1).

Таблица 1

Породы	Случаи			
	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	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>R</i>
Обожженная часть породы по гипотезам:				
а) инверсий земного магнитного поля	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>R</i>
б) самообращения, воспроизведимый механизм	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>N</i>	<i>R</i>
в) самообращения, невоспроизведимый механизм	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>

Примечание. *N* — прямая намагниченность; *R* — обратная намагниченность.

Р. Вильсон [Wilson, 1962], рассмотрев результаты всех известных в литературе исследований намагниченности обожженных зон, установил, что в 85 случаях из 87 знак намагниченности обожженной породы соответствует знаку намагниченности вулканогенной породы и только в двух случаях порода, обожженная прямо намагниченным долеритом, оказалась обратно намагниченной. Поскольку этот случай, кроме самообращения, можно объяснить нестабильностью I_n долерита, Р. Вильсон считает, что осуществление механизмов самообращения в природных условиях представляет собой довольно редкое явление.

Переходные слои между толщами с прямой и обратной намагниченностью, в которых вектор I_n вращается, были обнаружены вскоре после установления самого явления чередования в разрезах прямо и обратно намагниченных зон. Переходные слои установлены в неогеновых лавах Дальнего Востока [Шолпо, 1960], Исландии [Sigurgeirsson, 1957] и Японии [Мотосе, 1962], красноцветных осадочных породах плиоцена Западной Туркмении [Храмов, 1957], торридонских песчаниках Шотландии [Irving, 1957]. Само существование этих зон не может быть объяснено с позиций самообращения I_n и заставляет, как альтернативу, принять гипотезу инверсий земного поля.

В последнее время большое внимание уделяется детальному изучению переходных слоев с целью выяснения закономерностей самого процесса перехода и, следовательно, процесса инверсии земного магнитного поля.

Такие исследования проведены на позднетриасовых — раннеюрских лавах Штромберга в Африке [Van Zijl, Graham, Hales, 1962], девонских красноцветах района Красноярска [Власов, Коваленко, 1963] и особенно детально на плиоценовых глинах продуктивной толщи Азербайджана [Петрова, Рыбак, 1963; (1965)]. Эти исследования не оставляют сомнений в реальности инверсий земного магнитного поля в геологическом прошлом.

Другим сильным доказательством инверсий является синхронность одноименных зон (прямой или обратной намагниченности) в разрезах осадочных и вулканогенных толщ на больших территориях (см. гл. 3, § 1).

Таким образом, реальность обоих процессов, создающих обратную намагниченность горных пород, — обратное земное магнитное поле и самообращение I_n — можно считать доказанной. Относительная редкость второго из них отнюдь не избавляет исследователя от необходимости определения происхождения обратной намагниченности в каждом конкретном случае.

§ 6. Распределение направлений естественной остаточной намагниченности горных пород и их статистический анализ

Характер исходных палеомагнитных данных

Основные данные, на которые опирается любое палеомагнитное определение, представляют собой совокупность многих направлений естественной остаточной намагниченности, измеренных в ориентированных образцах изучаемых горных пород.

Векторы естественной остаточной намагниченности в образцах горных пород, взятых из одного обнажения и даже из одного пласта осадочной породы или потока лавы, никогда точно не совпадают друг с другом и обладают более или менее широким естественным рассеянием вокруг среднего направления. Это рассеяние может быть вызвано разными причинами: различиями в литологическом составе и, как следствие, различной степенью стабильности намагниченности и разными соотношениями между составляющими намагниченности (возникавшими в разное время в земном поле разного направления), нарушением залегания пород и другими деформациями и, наконец, погрешностями опыта (отбора и измерения). Эти различия, следовательно, и рассеяние векторов увеличиваются, если сравниваются данные по разным пластам или потокам; кроме того, появляется рассеяние, связанное с неодновременностью возникновения первичной намагниченности и обусловленное изменениями земного магнитного поля во времени.

Из всех разнообразных причин рассеяния лишь погрешности отбора при установившейся его методике более или менее постоянны и могут быть заранее оценены. Обычно эти погрешности лежат в пределах $\pm 2^\circ$.

Распределение направлений магнитных моментов ферромагнитных частиц в горных породах

Общая закономерность распределения направлений векторов естественной остаточной намагниченности при воздействии перечисленных факторов может быть легко представлена, если учесть, что почти все эти факторы носят характер случайных возмущений. В этом случае рассматриваемая совокупность векторов должна удовлетворять следующим условиям: 1) векторы совокупности должны быть распределены с осевой симметрией по отношению к среднему направлению; 2) плотность векторов в совокупности должна уменьшаться с увеличением углового расстояния ψ .

от среднего направления в соответствии с функцией распределения плотности вероятности p_0 .

Вид функции распределения p_0 и физический смысл распределения можно выяснить, если рассмотреть в качестве примера условия образования естественной остаточной намагниченности осадочных пород.

При образовании осадка как в воде, во взвешенном состоянии, так и в составе осадка имеется большое число слабо взаимодействующих диполей — ферромагнитных частиц с магнитными моментами M . Если слабым взаимодействием пренебречь (ввиду незначительных концентраций этих частиц как в воде, так и в осадке), то энергия U каждой частицы в земном поле H будет

$$U = -MH \cos \psi, \quad (15)$$

где ψ — угол между направлением оси диполя и вектором H .

Если частицы подвергаются, кроме того, хаотическим возмущениям (тепловым, гидродинамическим и пр.), энергия которых равна U_0 , то магнитные энергии частиц должны подчиняться распределению Максвелла — Больцмана, согласно которому вероятность dp того, что частица обладает энергией, лежащей в пределах от U до $U + dU$, будет

$$dp = C_1 e^{-\frac{U}{U_0}} dU.$$

Подставляя сюда выражение (14) и обозначив $C = C_1 MH$, получим

$$dp = Ce^{\frac{MH}{U_0} \cos \psi} \sin \psi d\psi. \quad (16)$$

Таким образом, диполи в осадочной породе ориентированы так, что их распределение вокруг направления намагничивающего поля H , в зависимости от угла ψ между этим полем и осью диполя, дается функцией распределения (16).

Аналогичные рассуждения можно провести и для ферромагнитных частиц изверженной породы, когда диполи образуются и ориентируются в земном поле под действием тепловых возмущений и частично продолжающихся механических перемещений в остывающей лаве.

Величина $K = \frac{MH}{U_0}$ — постоянная для данных частиц и данного уровня возмущений, называется кучностью. Кучность — это число, показывающее, во сколько раз максимальная магнитная энергия диполей ферромагнитных частиц в земном поле H больше энергии случайных возмущений.

Постоянную C можно определить из условия: интеграл от функции (16) по всем возможным значениям ψ и азимутального угла ϕ должен быть равен 1, т. е.

$$\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^\pi Ce^{K \cos \psi} \sin \psi d\psi = 1.$$

Отсюда $C = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K}$, и функция распределения

$$p_0 = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K} e^{K \cos \psi}. \quad (17)$$

Распределение вида (17) называется распределением Фишера [Fisher, 1953].

Распределение направлений \mathbf{I}_n в образцах горной породы

Векторы \mathbf{I}_n в образцах данной горной породы вследствие суммирования магнитных моментов отдельных ферромагнитных частиц и осреднения их направлений будут более кучно распределяться вокруг направления намагничивающего поля \mathbf{H} , но вполне очевидно, что вид распределения (16) при этом сохранится.

Действительно, вероятность $p(\psi > \alpha)$ того события, что угол ψ между направлением суммарного момента породы будет больше α , можно выразить так:

$$p(\psi > \alpha) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^\pi dP_0 \sin \psi d\psi.$$

Подставляя выражение для функции распределения $p_0 = Ce^{K \cos \psi}$,

$$p(\psi > \alpha) = 2\pi \int_\alpha^\pi Ce^{K \cos \psi} \sin \psi d\psi. \quad (18)$$

Пусть в каждом образце породы имеется n ферромагнитных частиц, распределенных с одинаковыми кучностями k по закону (17). Тогда вероятность того, что суммарный магнитный момент образца будет отклоняться от вектора намагничивающего поля на угол $\psi > \alpha$, можно рассматривать как вероятность сложного события того, что для каждой частицы $\psi > \alpha$. Эта вероятность будет равна произведению n вероятностей (18), т. е.

$$p_1(\psi > \alpha) = 2\pi \int_\alpha^\pi C^n e^{nK \cos \psi} \sin \psi d\psi.$$

Обозначив $K_1 = nK$ и $C_1 = C^n$, получим формулу, аналогичную (18), с функцией распределения $p_1 = Ce^{K_1 \cos \psi}$. Определяя постоянную C , как в формуле (17), получим снова

$$p_1 = \frac{K_1}{4\pi \operatorname{sh} K_1} e^{K_1 \cos \psi},$$

т. е. распределение Фишера, но с кучностью векторов $K_1 = nK$.

Способ изображения направлений \mathbf{I}_n и вид функции распределения Фишера

Для статистического анализа распределения направлений векторов \mathbf{I}_n каждому вектору придается равный вес, независимо от величины \mathbf{I}_n , путем представления каждого направления \mathbf{I}_n в виде вектора единичной длины.

Таким образом, каждому направлению \mathbf{I}_n соответствует точка на сфере единичного радиуса, описанной вокруг общего начала всех единичных векторов, — точка, которая представляет собой проекцию вектора на эту сферу.

Для того, чтобы иметь возможность анализировать картины распределения направлений естественной остаточной намагниченности, единичную сферу вместе с точками на ней проектируют на плоскость чертежа (рис. 12). При этом лучше всего пользоваться равнопромежуточной проекцией (рис. 13 и 14), которая дает наименьшие средние искажения по

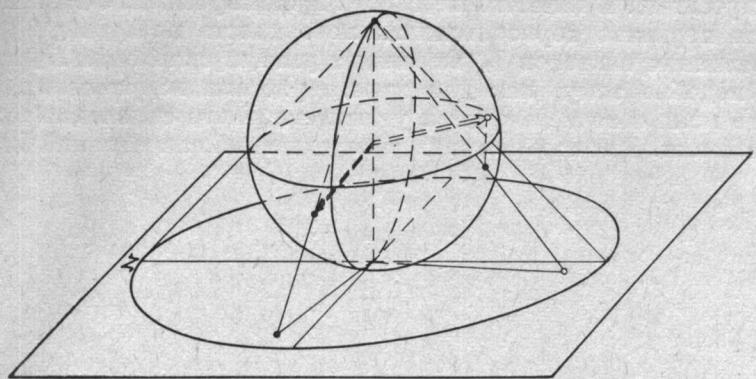


Рис. 12. Изображение направления I_n на плоскости. Равноугольная стереографическая проекция.

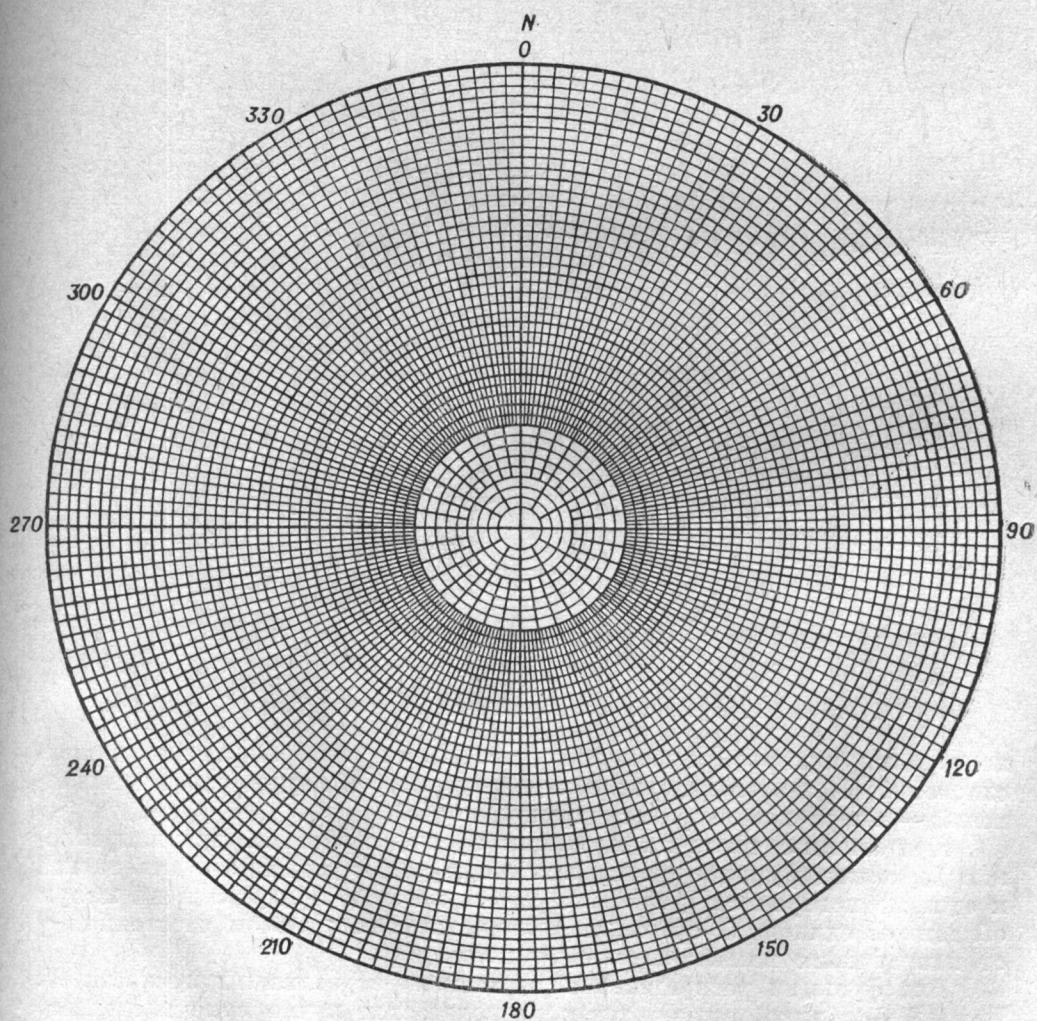


Рис. 13. Равнопромежуточная полярная проекция.

площади проекции. В качестве плоскости проектирования большей частью выбирается первично горизонтальная поверхность породы.

Направления векторов \mathbf{I}_n выражают углами склонения D_i и наклонения J_i подобно тому, как для характеристики направления земного магнитного поля в точке вводятся углы магнитного склонения и магнитного наклонения. Для изображения распределений направлений \mathbf{I}_n обычно

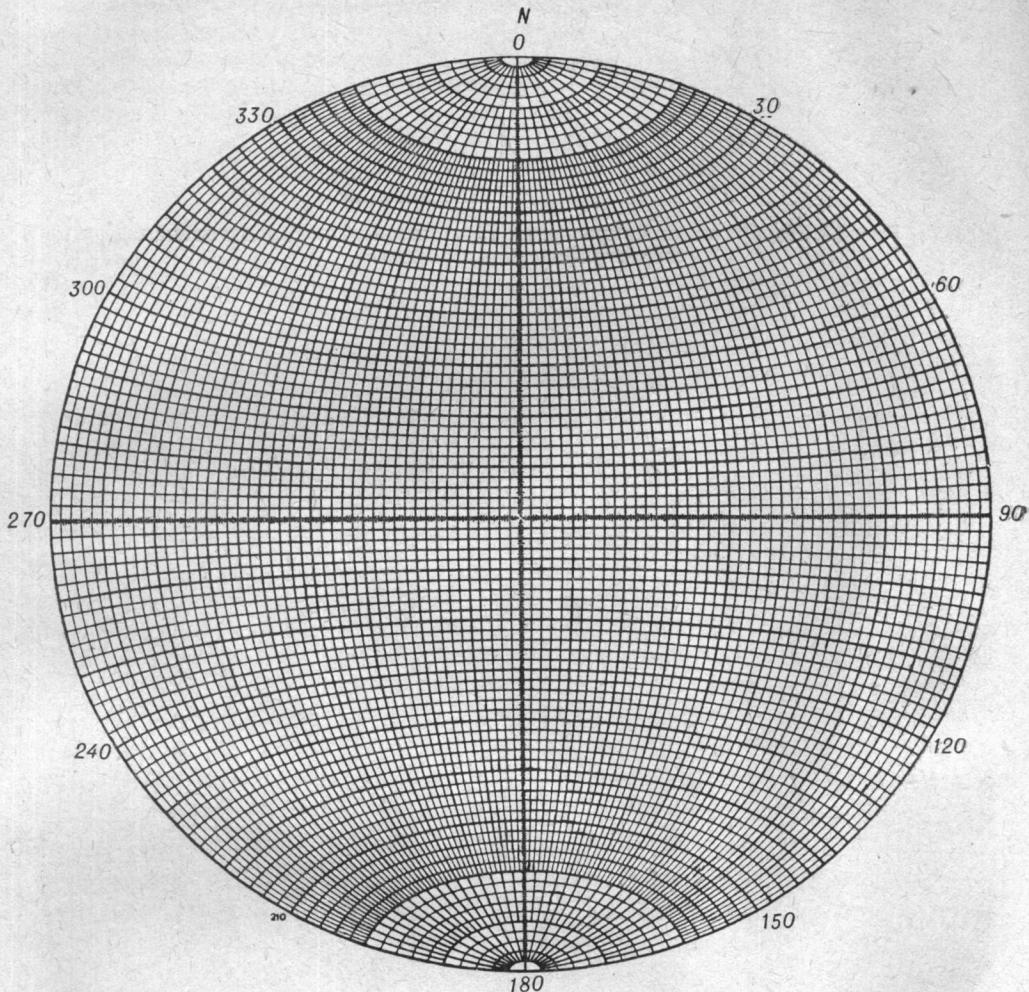


Рис. 14. Равнопромежуточная экваториальная проекция (сетка Каврайского).

пользуются полярной проекцией (рис. 14), на которой линии равных склонений \mathbf{I}_n проектируются в виде радиусов, а линии равных наклонений — в виде концентрических окружностей.

При анализе точек на проекции сферы, изображающих направления \mathbf{I}_n , смысл функции распределения p_0 следующий: это отнесенная к единице поверхности доля всех точек, которая приходится на малую область ds единичной сферы, расположенную на угловом расстоянии ψ от направления намагничивающего поля.

Вид функции распределения p_0 зависит от величины кучности K . Если K — велико, группа точек располагается кучно вокруг среднего направления и p_0 имеет острый пик, если же $K = 0$, то точки равномерно

распределяются по всей сфере и график p_0 представляет собой горизонтальную прямую.

На рис. 15 изображено распределение Фишера для $K = 15$ и $K = 5$ в виде графика функции распределения p_0 .

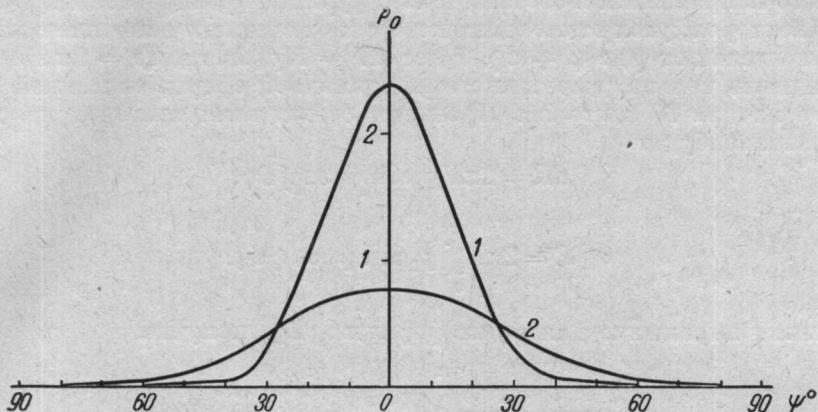


Рис. 15. Функция p_0 распределения Фишера.
1 — при $K = 15$; 2 — при $K = 5$.

Наилучшие оценки средних направлений и кучности векторов

В том случае, когда распределение N единичных векторов является распределением Фишера, т. е. когда распределение обладает осевой симметрией, а плотность векторов в зависимости от угла отклонения изменяется по закону (17), Фишер показал, что наилучшей оценкой истинного среднего направления совокупности единичных векторов является направление их векторной суммы. Если i -й единичный вектор имеет склонение D_i и наклонение J_i , тогда среднее направление может быть вычислено из следующих соотношений:

$$X = \sum_{i=1}^N \cos J_i \cos D_i; \quad Y = \sum_{i=1}^N \cos J_i \sin D_i; \quad Z = \sum_{i=1}^N \sin J_i; \quad (19)$$

$$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad \sin J_R = \frac{Z}{R}; \quad \operatorname{tg} D_R = \frac{Y}{X},$$

где X, Y, Z — составляющие вектора; R — его модуль; D_R и J_R — склонение и наклонение результирующего вектора.

Таким образом, наилучшей оценкой направления намагниченности геологического тела является направление геометрической суммы нормализованных векторов \mathbf{I}_n , взятых из этого тела образцов. Эта сумма (среднее направление \mathbf{I}_n) при отсутствии магнитной анизотропии и $\mathbf{I}_n < 10^{-3}$ СГС является и наилучшей оценкой направления намагничивающего поля \mathbf{H} . Поэтому выражение (16) можно рассматривать как функцию распределения направлений \mathbf{I}_n образцов вокруг среднего направления \mathbf{I}_n .

Наилучшая оценка кучности векторов \mathbf{I}_n дается формулой

$$K = \frac{N-1}{N-R}. \quad (20)$$

Эта формула приближена и пригодна только для значений $K > 3$. Поскольку совокупность векторов с $K \leq 3$ не считаются значимыми

в палеомагнитных исследованиях и никогда не анализируются, формула (20) имеет универсальное применение.

Формула (20), впервые данная Р. Фишером [1953], может быть выведена так. Пусть имеется N единичных векторов, распределенных вокруг среднего направления в соответствии с функцией распределения p_0 . Тогда число векторов, угол отклонения которых от среднего направления заключен в пределах от ψ до $\psi + d\psi$, будет $dN = N p_0 ds$, где $ds = 2\pi \sin \psi d\psi$ — поверхность кольца, вырезанного из единичной сферы, описанной вокруг общего начала N векторов. Проекция суммы этих векторов на среднее направление будет

$$dR = 2\pi N p_0 \sin \psi \cos \psi d\psi.$$

Тогда

$$R = 2\pi N \int_0^\pi p_0 \sin \psi \cos \psi d\psi.$$

Подставив выражение для p_0 из формулы (17), получим

$$R = N \frac{K}{2 \operatorname{sh} K} \int_0^\pi e^{K \cos \psi} \sin \psi \cos \psi d\psi.$$

Решение интеграла дает

$$R = N \left(\operatorname{cth} K - \frac{1}{K} \right). \quad (21)$$

При $K > 3$ первый член можно считать равным 1, тогда $R = N \left(1 - \frac{1}{K} \right)$ и $K = \frac{N}{N-R}$. Это истинное значение K , а его оценка по данным измерений будет $K = \frac{N-1}{N-R}$.

Оценка точности определений единичных и средних направлений \mathbf{I}_n

Вероятность того события, что угол ψ между направлением \mathbf{I}_n образца и средним направлением \mathbf{I}_n будет больше α , дается формулой (18). Подставляя значение c и интегрируя, получим

$$p(\psi > \alpha) = \frac{e^{K \cos \alpha} - e^{-K}}{e^K - e^{-K}}. \quad (22)$$

При $K > 3$, членом e^{-K} можно пренебречь. Тогда $p = e^{-K(1-\cos \alpha)}$. Отсюда

$$\cos \alpha = 1 - \frac{\ln \left(\frac{1}{p} \right)}{K}. \quad (23)$$

Вероятность того, что угол α_i между истинным средним направлением совокупности N векторов и направлением их геометрической суммы пре- восходит некоторую величину α , будет как вероятность сложного события, состоящего из N событий [формула (22)], буде следующей:

$$p(\alpha_i > \alpha) = e^{-NK(1-\cos \alpha)},$$

что дает

$$\cos \alpha = 1 - \frac{\ln \left(\frac{1}{p} \right)}{NK}. \quad (24)$$

Фишер дает более точную формулу для p ($\alpha_i > \alpha$):

$$p(\alpha_i > \alpha) = \left(\frac{N-R}{N-R \cos \alpha} \right)^{N-1},$$

откуда

$$\cos \alpha = 1 - \frac{N-R}{R} \left[\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right]. \quad (25)$$

Угол α называется углом доверия и представляет собой половину центрального угла кругового конуса, описанного вокруг результирующего вектора \mathbf{R} . Внутри этого конуса лежит истинное среднее направление совокупности векторов с вероятностью, равной $1-p$. На единичной сфере углу α соответствует круг радиуса α — «круг доверия», описанный вокруг точки — проекции направления результирующего вектора \mathbf{R} .

При палеомагнитных исследованиях обычно принимается $1-p = 0,95$. Это означает, что имеется 1 шанс из 20, что истинное среднее направление совокупности векторов лежит вне «конуса доверия», который определяется величиной α_{95} и направлением \mathbf{R} . В ряде случаев пользуются величиной

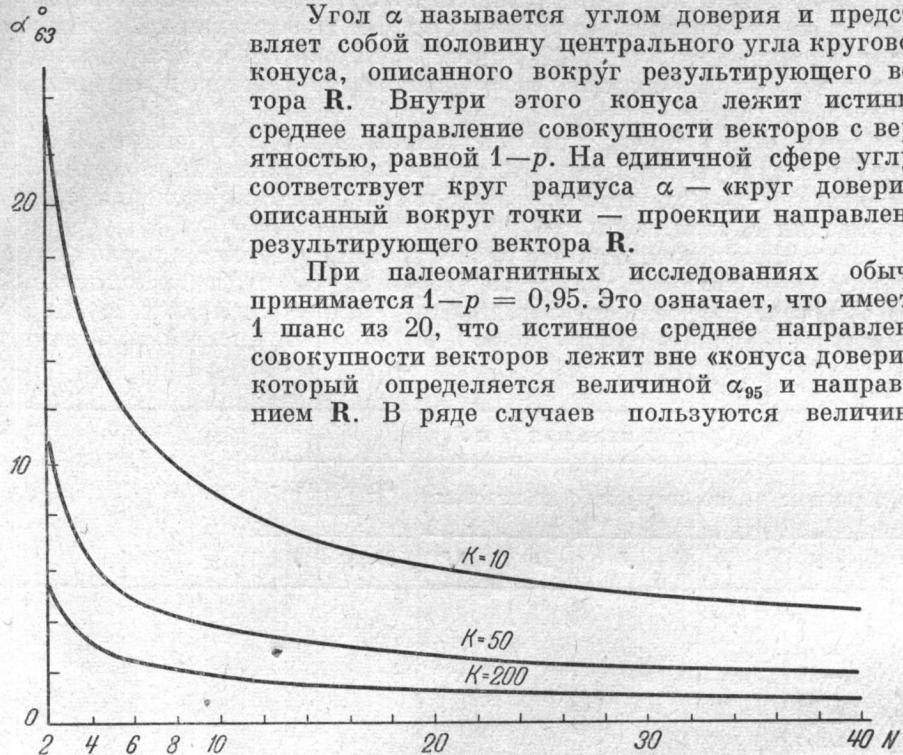


Рис. 16. Зависимость угла доверия α_{63} от числа измерений N для разных кучностей K векторов \mathbf{I}_n .

и $1-p = 0,63$; при этом α_{63} имеет смысл средней квадратичной погрешности.

Как и во всяком статистическом анализе, если число независимых векторов совокупности N , включаемых в анализ, увеличивается, уменьшается и величина α . Таким образом, даже для совокупностей, характеризуемых малыми величинами кучностей K , можно определить среднее направление векторов совокупностей с требуемой степенью точности. Зависимости α от N при $K = 200$; 50 и 10, вычисленные по формулам (20) и (25), показаны на рис. 16.

Выбор совокупностей направлений \mathbf{I}_n для анализа

Поскольку величины кучностей в совокупностях векторов \mathbf{I}_n определяются свойствами породы, отчасти применяемой методикой отбора и измерений и очень мало зависят от исследователя, каждый стремится получить более точный результат путем увеличения числа анализируемых векторов \mathbf{I}_n .

Статистический анализ может быть использован неоднократно на разных этапах обработки палеомагнитных данных. Например, проводится анализ совокупности векторов, полученных в результате повторных измерений одного образца, затем анализ совокупности направлений \mathbf{I}_n образцов, взятых из одного пласта; в заключение анализируются средние направления \mathbf{I}_n для каждого изученного пласта данной формации.

Пусть имеется две серии определений среднего направления \mathbf{I}_n данной свиты пород. В одной серии имеется по 3 определения вектора \mathbf{I}_n для каждого из 20 образцов, отобранных из 4-х пластов данной свиты (по 5 образцов из каждого пласта). В другой серии имеется по 1 определению \mathbf{I}_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 всей вероятности, получим близкие значения α_{95} , характеризующие погрешность определения среднего направления \mathbf{I}_n этой свиты.

Однако легко показать, что процедура, примененная в первом случае, является незаконной и только во втором случае будет правильно получена величина погрешности определения среднего направления \mathbf{I}_n . Действительно, в первом случае каждая из 20 совокупностей по 3 вектора,

Таблица 2

Средние значения D и J								Кучность K	Место отбора
по образцам		по штуфам		по пластам		по обнажениям			
D	J	D	J	D	J	D	J		
225	-37								
226	-36								
226	-39								
226	-36								
226	-39	226	-37						
226	-36								
226	-36								
229	-36								
226	-36								
224	-37								
223	-36								
223	-36								
223	-36								
224	-37								
214	-25								
217	-24								
212	-35								
222	-30								
213	-37								
216	-33								
218	-29								
208	-32								
217	-32								
217	-29								
219	-30								
218	-31								
Среднее для C_3 Подмосковья					216	-31		
									$\alpha_{95} = 3,5$

относящаяся к измерениям образцов, позволяет судить только о точности измерений.

Средние направления I_n каждого образца образуют 4 совокупности по 5 векторов; при анализе каждой из этих совокупностей можно получить кучность векторов I_n внутри каждого из 4-х пластов и точность определений средних направлений для них. Только совокупность из 4-х средних направлений I_n каждого пласта может быть использована для вычисления среднего направления I_n свиты и величин K и α_{95} .

Во втором же случае все 60 векторов могут быть проанализированы совместно, ибо относятся к однородным объектам — пластам.

Учитывая то, что кучности векторов на разных уровнях образования совокупностей практически бывают весьма различными, незаконность объединения этих совокупностей в одну еще более очевидна. Так, например, при повторных измерениях одного образца кучности K_m резко зависят от соотношения пороговой чувствительности прибора и величины I_n , колебляясь обычно от 100 до 3000, кучности I_n образцов внутри пласта составляют обычно $K_s = 300 \div 4000$ для пород со стабильной намагниченностью, в то время как межпластовые кучности обычно составляют $K_c = 30 \div 200$ (см. табл. 2).

Таким образом, наилучшей системой отбора образца из свиты будет отбор по одному образцу из возможно большего числа пластов. Только в том случае, когда число пластов (потоков) в свите весьма ограничено (или только некоторые пласти обладают стабильной I_n) или же наблюдается большой внутривекторный разброс направлений, нужно увеличивать число образцов, которые берутся из каждого пласта. Разумеется, отбор одиночных образцов из возможно большего числа пластов rationalen, если целью исследования является только получение среднего направления I_n свиты, а не возможно более точное определение направления I_n индивидуальных пластов или потоков.

Практически из каждого пласта лучше всего отбирать по 2—3 образца для контроля и выявления случайных больших ошибок из-за неправильного отбора и нарушения залегания и для изучения стабильности I_n .

Реальные распределения направлений I_n в горных породах

Реальные распределения направлений I_n горных пород очень часто соответствуют распределению Фишера, однако не менее часто встречаются распределения, отличные от разобранного выше.

В данной свите или пласте реальное распределение направлений I_n является распределением Фишера, если выполнены следующие условия.

1. В породах присутствует только одна составляющая намагниченности (первичная или одна из компонент вторичной) или же все компоненты, кроме одной, располагаются хаотично.

2. Во время образования I_n данной группы пород земное магнитное поле, в пределах точности определений, оставалось постоянным или же его изменения носили характер возмущений.

3. Анизотропия пород существенно не изменила распределение направлений I_n .

Естественно, эти условия все или порознь в ряде случаев не выполняются.

Особенно часто распределение Фишера нарушается в результате наличия в породе двух составляющих намагниченности — первичной, направленной по древнему полю, и вторичной, направленной по современному магнитному полю.

На рис. 17 приведены несколько примеров реальных распределений I_n пород, причем два из них соответствуют распределению Фишера, два других — нет. Интересно, что при этом несоответствие может проявляться как только в азимутальном или в радиальном распределении, так и в обоих.

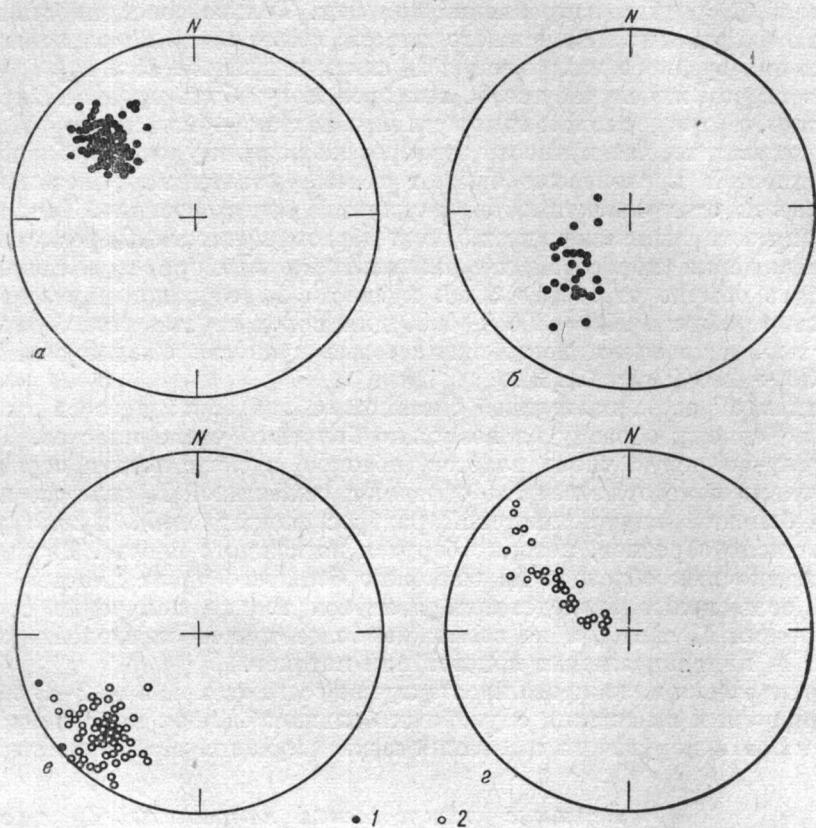


Рис. 17. Примеры распределения направлений I_n горных пород.

- а — пласт A_g торрионских песчаников. Внутрипластовое распределение I_n , соответствующее распределению Фишера [Watson, Irving, 1958];
- б — пласт 6085, глины верейского яруса, г. Верея. Внутрипластовое распределение I_n , не соответствующее распределению Фишера;
- в — глины свиты медистых песчаников Донбасса. Межпластовое распределение I_n , соответствующее распределению Фишера;
- г — алевролиты ордовика, р. Вихорева (приток Ангары). Межпластовое распределение I_n , не соответствующее распределению Фишера.

Проекции I_n : 1 — на нижнюю полусферу; 2 — на верхнюю полусферу.

Для анализа реальных распределений I_n удобно построить палетки для каждой данной величины K . Принцип обоснования и построения палеток следующий.

Задаваясь последовательно значениями вероятности $p_1 = 0,8$; $p_2 = 0,6$; $p_3 = 0,4$; $p_4 = 0,2$, по формуле (23) получим четыре угла α (обозначим их γ_1 , γ_2 , γ_3 и γ_4), которые делят всю поверхность сферы на 5 кольцевых областей. Вероятность попадания вектора I_n в любую из этих областей при этом равна 0,2.

Зависимость углов γ от величин кучностей K изображена на рис. 18. Зная величину K для данного распределения, можно по графикам рис. 18

определить четыре угла $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \gamma_4$ и построить на проекции сферы соответствующие окружности — границы областей. Для анализа азимутального распределения проекция сферы разделяется на равные секторы.

В случае, если реальное распределение, приведенное к центру проекции, есть распределение Фишера, число точек в каждом кольце должно

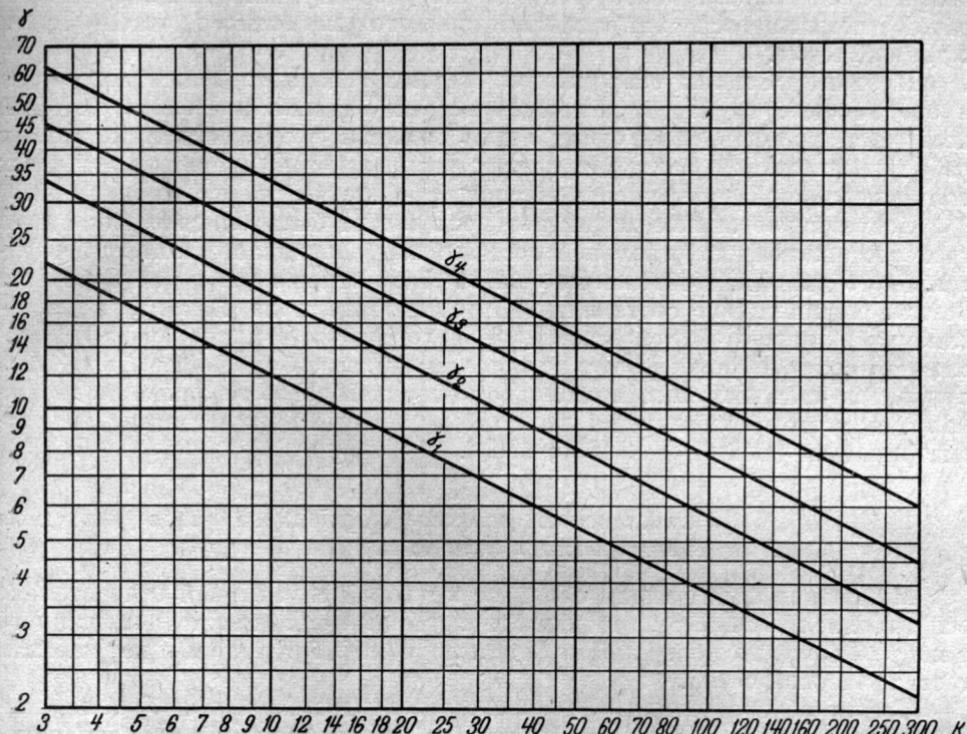


Рис. 18. Углы γ , делящие сферу на кольцевые зоны с вероятностью попадания вектора в каждую из них, равной 0,2.

быть одним и тем же (радиальное соответствие), одинаковыми должны быть и числа точек в каждом секторе (азимутальное соответствие).

Техника этого анализа, который применяется как один из методов оценки палеомагнитной стабильности, описана в гл. 4 (§ 6).

§ 7. Закономерности распределения современного земного магнитного поля, важные для палеомагнитного анализа. Принципы интерпретации и оценка надежности палеомагнитных данных

Степень изученности земного магнитного поля прошлых геологических эпох в настоящее время такова, что мы еще очень далеки от того, чтобы строить карты элементов земного магнетизма для определенных эпох далекого прошлого.

Палеомагнитные данные, получаемые и анализируемые в настоящее время, представляют собой обычно совокупность направлений первичной намагниченности пород, среднее направление которой можно интерпретировать либо как среднее направление земного магнитного поля в районе залегания пород за определенный промежуток геологического времени, если образцы распределены равномерно по вертикальному разрезу

серии пластов или потоков, либо как направление земного магнитного поля в отдельный момент, если образцы взяты из одного пласта (потока). Очень редко, при условии точной фиксации породой направления земного магнитного поля и при надежном выделении направления первичной намагниченности пород, серию равномерно распределенных по стратиграфической колонке векторов \mathbf{I}_n можно рассматривать как серию измерений меняющегося направления земного магнитного поля Земли в данной точке.

В этих условиях современное состояние земного магнитного поля и его вековые вариации являются весьма важным эталоном, который позволяет принять необходимую для анализа палеомагнитных данных рабочую гипотезу о закономерностях распределения древних магнитных полей по земной поверхности и характере изменений их во времени.

Современное земное магнитное поле может быть описано как сумма трех составляющих: дипольной составляющей, эквивалентной полю центрального диполя, наклоненного на $11^{\circ}5$ по отношению к оси вращения Земли, недипольной составляющей (остаточное поле Бауэра) и составляющей, вызванной процессами, происходящими в ионосфере. Эта последняя составляющая может во время магнитных бурь достигать десятка процентов от суммарного поля, однако среднегодовое ее значение весьма мало, и поэтому влияние ее на палеомагнитные данные может не рассматриваться [Cox, Doell, 1960; 1963].

Отклонения земного магнитного поля от поля центрального диполя

Магнитное поле диполя обладает круговой симметрией относительно оси диполя; магнитные меридианы и изоклины поля диполя, помещенного в центр Земли, на поверхности Земли подобны меридианам и параллелям географической сетки.

Таким образом, значения склонения D и наклонения J поля центрального диполя в какой-либо одной точке земной поверхности одновременно определяют положение геомагнитного полюса.

Географические координаты Φ и Λ геомагнитного полюса могут быть рассчитаны по следующим формулам сферической тригонометрии, если в точке с географическими координатами φ и λ известны значения склонения D и геомагнитной широты φ_m :

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D; \quad (26)$$

$$\sin (\Lambda - \lambda) = \frac{\cos \varphi_m \sin D}{\cos \Phi},$$

при этом

$$\operatorname{tg} \varphi_m = \frac{1}{2} \operatorname{tg} J, \quad (27)$$

где J — значение наклонения поля центрального диполя в точке (φ, λ) .

Эти координаты могут быть найдены также и графически с помощью сетки Каврайского (см. гл. 4); графическое соотношение между углами, входящими в формулы (26), показано на рис. 19.

Если бы земное магнитное поле точно соответствовало полю центрального диполя, соотношения (26) давали бы в каждой точке земной поверхности одно и то же положение геомагнитного полюса.

Наличие остаточного поля приводит к тому, что координаты геомагнитного полюса, вычисленные по магнитным склонениям и наклонениям в разных точках по формулам (26), получаются разные, а сами

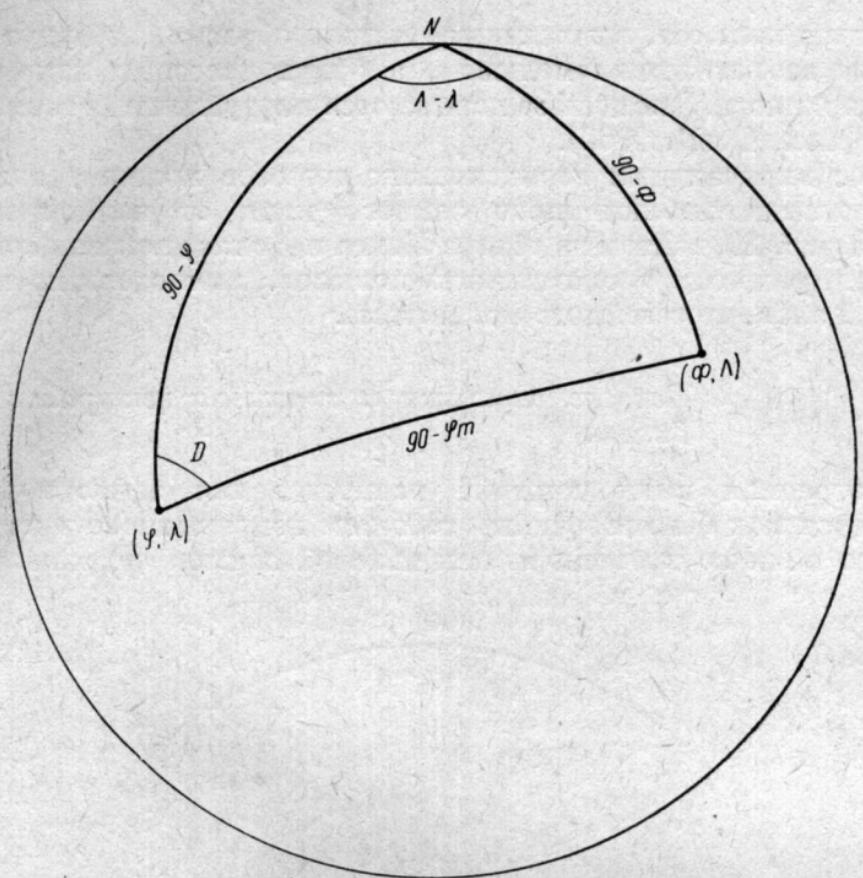


Рис. 19. К определению положения виртуального геомагнитного полюса.

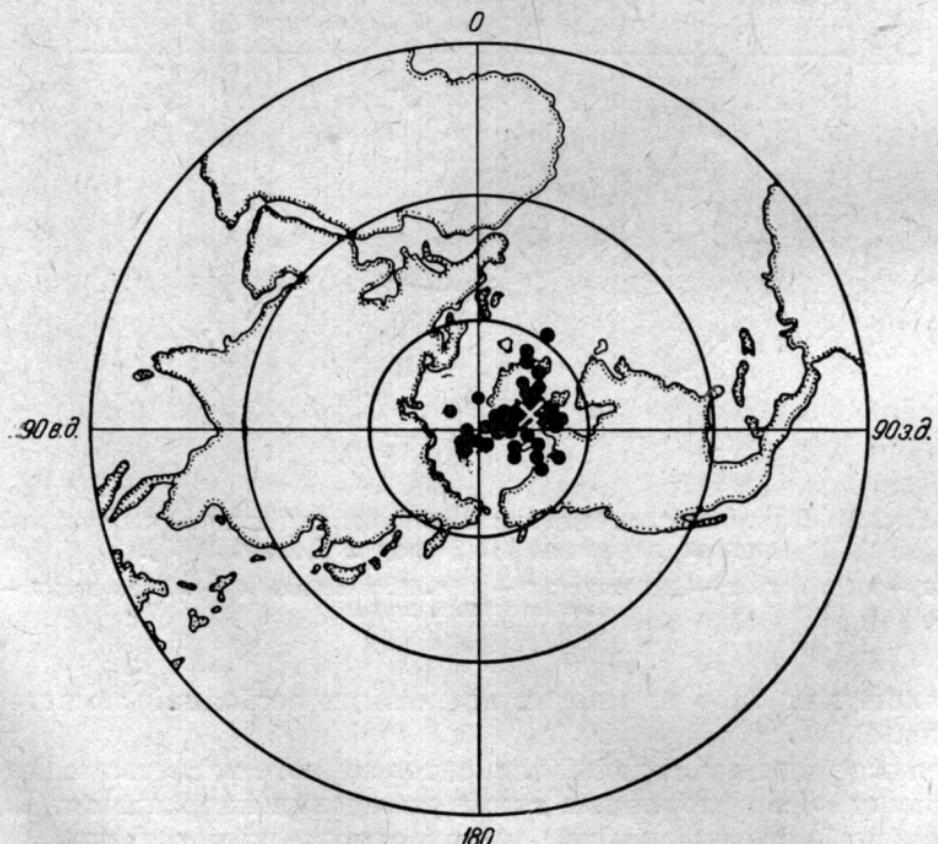


Рис. 20. Современные виртуальные геомагнитные полюса (по А. Коксу и Р. Доллу).

Геомагнитный полюс отмечен крестом.

«геомагнитные полюса», вычисленные таким образом, не будут совпадать с истинным геомагнитным полюсом, а будут рассеяны вокруг него на земной поверхности. Эти полюса называются виртуальными геомагнитными полюсами [Cox, Doell, 1960].

Разброс виртуальных геомагнитных полюсов можно трактовать как меру отклонения наблюденного земного поля от поля центрального диполя. На рис. 20, взятом из обзора Кокса и Долла, показан современный разброс виртуальных геомагнитных полюсов, вычисленных по данным наблюдений элементов земного магнетизма.

Вековые вариации и гипотеза центрального осевого диполя

Рассмотренная выше картина распределения земного магнитного поля является как бы мгновенным снимком непрерывного процесса изменений этого поля во времени и как таковой снимок должна рассматривать-

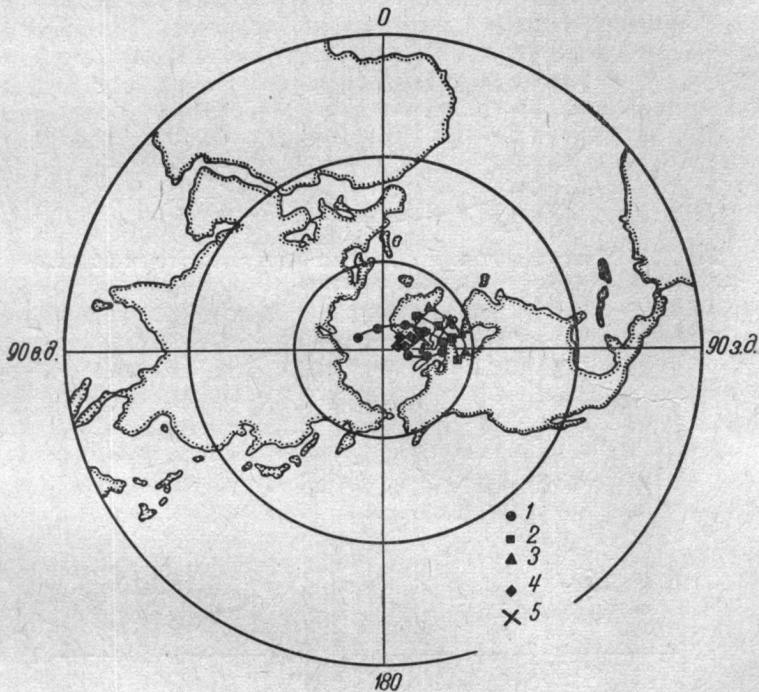


Рис. 21. Виртуальные геомагнитные полюса по данным наблюдений вековых вариаций [по Коксу и Доллу, 1963].

1 — в Лондоне; 2 — Кейптауне; 3 — на о. Вознесения; 4 — в Гонконге; 5 — геомагнитный полюс.

ваться лишь как одно из многих возможных состояний земного магнитного поля.

Длинные ряды наблюдений элементов земного магнетизма (до 400 лет) в нескольких обсерваториях, а также измерения направления I_n хорошо датированных исторически лав и археологических остатков (кирпичей из печей для обжига) позволяют судить не только о характере и амплитуде вековых вариаций земного магнитного поля, но и о среднем состоянии этого поля за длительное время.

Циклический характер вековых вариаций позволяет вычислить обоснованные средние вековые значения магнитного склонения и наклонения для некоторых обсерваторий и точек палео- и археомагнитных определений на исторически датированных потоках и кирпичах.

На рис. 21 нанесены виртуальные геомагнитные полюса для осредненных значений D и J четырех обсерваторий с длинными рядами наблюдений (средние пятидесятилетние значения). Из рис. 21 следует, что осреднение вековых вариаций приближает средний виртуальный

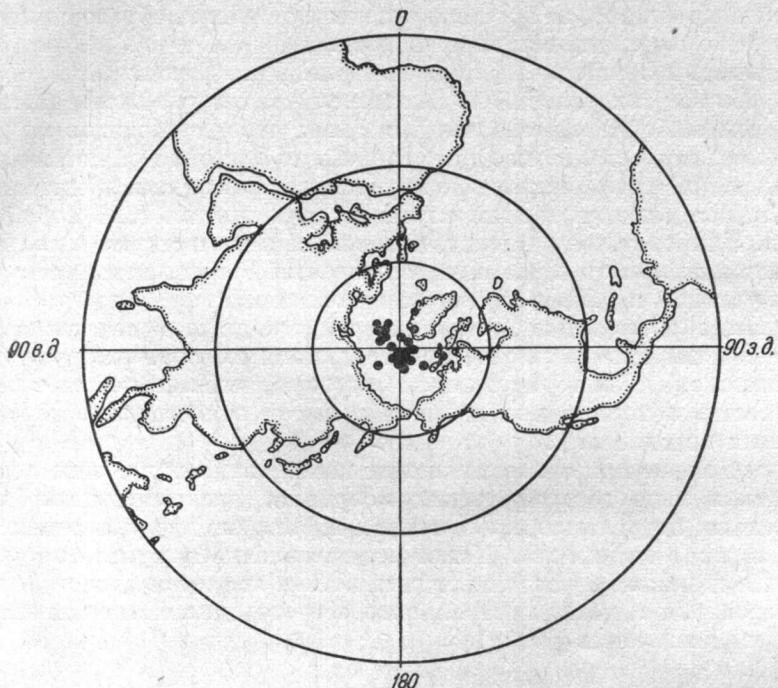


Рис. 22. Виртуальные геомагнитные полюса последелниковой эпохи.

геомагнитный полюс к географическому по сравнению с современным геомагнитным полюсом.

Виртуальные геомагнитные полюса, вычисленные по данным палеомагнитных определений на послеледниковых (верхнечетвертичных) изверженных и осадочных породах, т. е. палеомагнитные полюса послеледниковой эпохи, уже явно концентрируются вокруг географического полюса, а не современного геомагнитного полюса (рис. 22). Этот факт позволил Хосперсу еще в 1955 г. сформулировать гипотезу центрального осевого диполя в следующем виде: средним состоянием земного магнитного поля за любой промежуток времени порядка десятка тысяч лет является поле центрального диполя, ориентированного по оси вращения Земли.

Интерпретация данных о положениях палеомагнитных полюсов

Согласно гипотезе центрального осевого диполя палеомагнитный полюс определяет собой положение географического полюса Земли в эпоху, представленную данной палеомагнитной коллекцией.

Не говоря уже о том, что заранее не известна справедливость данной гипотезы для изучаемой эпохи, для того, чтобы вычисленное положение геомагнитного полюса являлось истинным положением географического полюса на земной поверхности в эпоху образования породы, необходимо выполнение следующих условий (предусматривается, что палеомагнитная стабильность породы и значимость I_n установлены).

1. Стратиграфическое распределение отобранных образцов таково, что осреднение вековых вариаций во времени достигнуто.

2. Взаимное расположение района наблюдения и древней полярной области не изменилось за время, прошедшее с момента образования породы, т. е. не было ни смещения, ни поворота.

3. Размеры Земли и ее форма оставались неизменными.

Первое из этих условий во многих случаях легко может быть выполнено путем выбора рациональной системы отбора образцов по разрезу. Что же касается остальных двух условий, то они определяются настолько важными и до сих пор еще плохо изученными факторами эволюции Земли, что их выполнение ни в коем случае нельзя считать само собой разумеющимся. Напротив, ряд данных, которые свидетельствуют в пользу гипотез континентального дрейфа и расширения Земли, позволяют считать, что эти условия в общем случае не выполняются.

Таким образом, палеомагнитные полюса даже в случае справедливости гипотезы центрального осевого диполя не соответствуют действительным положениям геомагнитных (и географических) полюсов на земной поверхности, а только положениям полюсов относительно точек палеомагнитных определений.

Тем не менее при палеомагнитных исследованиях принято результаты выражать в виде географических координат палеомагнитных полюсов, вычисленных по углам D и J в точках наблюдений, с указанием погрешностей в их определении. Такое представление результатов облегчает сравнение данных по различным регионам и является единственным способом проверки гипотез центрального осевого диполя, континентального дрейфа и расширения Земли.

Овалы доверия вокруг палеомагнитных полюсов; значимые отличия в их положениях

Уравнения (26) и (27) устанавливают взаимно-однозначное соответствие между средним направлением земного магнитного поля в данной точке и соответствующим палеомагнитным полюсом.

Круг доверия радиуса α на единичной сфере, описанный вокруг проекции направления древнего земного магнитного поля, при этом преобразуется в овал вокруг палеомагнитного полюса с полуосами θ_1 и θ_2 , расположенными перпендикулярно к древнему меридиану места наблюдения и вдоль этого меридиана соответственно.

Учитывая, что θ_1 определяется погрешностью в склонении

$$dD = \frac{\alpha}{\cos J} \quad \text{и} \quad \theta_1 = \cos \varphi_m dD,$$

получим

$$\theta_1 = \alpha \frac{\cos \varphi_m}{\cos J}. \quad (28)$$

Продифференцировав уравнение $\operatorname{tg} \varphi_m = \frac{1}{2} \operatorname{tg} J$ и учитывая, что $dJ = a$, а $d\varphi_m = \theta_2$, получим

$$\theta_2 = \frac{a}{2} \left(\frac{\cos \varphi_m}{\cos J} \right)^2. \quad (29)$$

Соотношения (28) и (29) показывают, что полуоси овала доверия зависят (при данной величине α) только от наклонения магнитного поля и увеличиваются с увеличением наклонения. При $J = 0$ круг доверия радиуса α преобразуется в овал с полуосами $\alpha/2$ и α , а при $J = 90^\circ$ — в круг с радиусом 2α . При этом площадь овала, описанного вокруг полюса, увеличивается в 8 раз.

Таким образом, при неизменности взаимного расположения и ориентировки точки наблюдения и древней полярной области положение палеомагнитного полюса при одной и той же величине α определяется точнее всего, если точка наблюдения расположена на палеомагнитном экваторе (в 8 раз точнее, чем при наблюдениях в полярной области).

При сопоставлении палеомагнитных данных, полученных при независимых сериях определений, приходится устанавливать, значимы ли отличия в положениях полученных палеомагнитных полюсов или, наоборот, значимо ли их совпадение.

Подобную задачу необходимо решать, например, при установлении одновозрастности или разновозрастности пород, проверке гипотез центрального осевого диполя и континентального дрейфа.

Пусть по данным двух независимых определений направлений древнего поля с радиусами кругов доверия α_1 и α_2 , вычисленными для уровня вероятности p , определены положения палеомагнитных полюсов P_1 и P_2 с соответствующими овалами доверия вокруг этих полюсов. Тогда мы можем сказать: если эти овалы доверия касаются друг друга, то имеется вероятность, равная $1-p$, что положения рассматриваемых полюсов различны, и вероятность p , что положения полюсов совпадают.

Поскольку для оценки точности палеомагнитных определений принят уровень вероятности, равный 95% (что соответствует удвоенной средней квадратичной погрешности распределения Гаусса), то для установления несомненного отличия палеомагнитных полюсов следует строить овалы доверия, соответствующие кругу доверия, вычисленному для $1-p = 0,95$, а для установления несомненного совпадения палеомагнитных полюсов — для $1-p = 0,05$. В том случае, когда овалы, вычисленные по α_{95} , пересекаются, а овалы для α_{05} — нет, то совпадение или отличие полюсов следует считать неустановленными.

МЕТОДЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 1. Принципы изучения геологических объектов

Объекты палеомагнитных исследований

Почти все палеомагнитные исследования в настоящее время сосредоточены на красноцветных и пестроцветных первично окрашенных осадочных толщах, а также на эфузивных и эфузивно-осадочных комплексах, из которых особенно часто изучаются серии покровов основных лав. Перспективными объектами палеомагнитных исследований считаются также сероцветные глинистые и карбонатные толщи, а из магматических образований — серии гипабиссальных малых интрузий.

Предпочтение, оказываемое этим геологическим образованиям, объясняется тем, что в породах, слагающих именно эти образования, содержится сравнительно большое число мелких частиц магнетита, гематита и других окислов и гидроокисей железа, возникших на самых начальных стадиях формирования породы или же принесенных в составе осадка и сохранившихся подчас неизменными с того времени. Кроме того, как показала практика палеомагнитных исследований, именно в этих породах чаще всего сохраняется первичная намагниченность, а вторичная намагниченность сравнительно невелика.

Палеомагнитному изучению подвергаются те толщи и вулканические тела, которые не претерпели в целом существенных вторичных изменений. Породы с признаками значительного регионального термо- и динамометаморфизма и местных химических изменений практически непригодны для исследований.

Точность любого палеомагнитного определения обуславливается не только точностью нахождения древнего земного магнитного поля, но и в равной степени точностью установления момента, к которому относятся данные, т. е. точностью определения возраста первичной намагниченности. Последнее немыслимо без знания возраста самой породы, поэтому объекты палеомагнитных исследований выбираются так, чтобы они имели надежную привязку к геохронологической шкале (известны по меньшей мере даты начала и конца образования). Если задачей исследования как раз является определение возраста пород, необходимо иметь надежные эталоны сравнения, т. е. палеомагнитные данные по объектам, имеющим хорошую стратиграфическую привязку.

Система изучения геологических объектов

Система отбора образцов из геологических тел зависит от задач, поставленных перед исследователем, а также от размеров тела и условий его залегания. Существует несколько систем отбора серийных образцов.

1. Равномерный отбор образцов по двум-трем полным разрезам (обнажениям). В каждой точке * отбирается 1—2 штуфа породы, из которого изготавливаются 2—3 образца для магнитометрических измерений. Эта система применяется в том случае, если первой задачей исследования является получение возможно более обоснованного среднего направления I_n изучаемого тела, а знание точного направления I_n в каждой точке разреза не существенно. Так изучаются однородные осадочные толщи, отдельные пласти, лавовые потоки, пластовые интрузии и дайки, интервал отбора определяется в этом случае мощностью геологического тела и минимальным количеством требуемых образцов, которых в каждом обнажении не должно быть меньше 20 (подробнее об этой системе — см. приложение 1).

2. Подробный отбор образцов по разрезу толщи для получения возможно более точных кривых изменений склонения и наклонения I_n по разрезу (например, для изучения вековых вариаций или процесса инверсий земного поля). Через каждые 5—50 см истинной мощности (в зависимости от темпа накопления осадка) отбирается не менее 3 штуков, строго на одном и том же стратиграфическом уровне, из которых приготавляется не менее 8 ориентированных образцов.

3. Выборочный отбор образцов определенных типов пород. Применяется, если в разрезе толщи только некоторые породы могли сохранить первичную намагниченность. Система отбора не отличается от системы 1, если благоприятные породы встречаются в разрезе часто. В случае, если только некоторые немногие пласти пригодны для изучения, число штуков, отобранных из каждого пласта, увеличивается с тем, чтобы сохранить необходимое общее число 20 образцов в каждом обнажении.

4. Отбор немногих штуков в разных местах залегания объекта. Применяется при рекогносцировочных исследованиях. В этом случае рационально из каждого штуфа приготовить в лабораторных условиях возможно большее количество образцов. Обычно отбирают 4—10 штуков и изготавливают 20—50 образцов.

При любой системе отбора, кроме серийных образцов, необходим сбор специальных коллекций, главным образом для изучения палеомагнитной стабильности пород. Это — сбор образцов из складок (5—10 штуков вдоль каждого из 2—3 прослоев в различных точках складки), галек изучаемых пород в вышележащих отложениях, отбор обожженных пород. Кроме того, отбираются образцы на петрографические, минералогические и химические анализы, а также образцы фауны и флоры.

Ориентировка штуков и изготовление образцов (общие требования)

При палеомагнитных исследованиях допускается несколько систем ориентировки штуков. При изучении осадочных пород наиболее рациональна ориентировка штутфа с помощью горного компаса. Плоскостью маркировки при этом служит поверхность напластования, т. е. первично-горизонтальная плоскость. В качестве ориентира на плоскости маркировки служит линия падения пласта; она наносится со стрелкой в сторону падения, с помощью горного компаса измеряются и записываются азимут этой линии и угол ее наклона (см. гл. 4). В горизонтально

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

залегающих пластах на плоскости напластования отмечают линию магнитного меридиана со стрелкой на север.

При отборе штупов из неслоистых твердых пород плоскостью маркировки служит любая удобная поверхность отдельности. В качестве ориентира на плоскости маркировки и в этом случае служит линия падения этой плоскости (линия наибольшего наклона; направление ее считается в сторону наклона) с записью азимута и угла наклона этой линии. В том случае, если плоскость маркировки горизонтальна, на ней отмечают линию меридиана со стрелкой на север.

Любая система ориентировки должна обеспечить восстановление по образцу положений, которые занимали плоскость, горизонтальная в момент образования породы, и линия современного меридиана на этой плоскости в то время. Поэтому в том случае, если плоскость маркировки не есть первично горизонтальная плоскость (плоскость напластования

в осадочных породах), необходимо знать (измерить) элементы залегания пород (тектонический наклон) для пересчета результатов измерений в систему координат, связанную с первично горизонтальной плоскостью.

При отборе штупов сильно магнитных изверженных пород или же в районах сильных локальных магнитных аномалий с большими градиентами поля, где ориентировка по горному компасу невозможна, пользуются геодезическим способом ориентировки с помощью теодолита или же астрономическим способом — с помощью солнечного компаса. Этими же способами пользуются в случае горизонтально залегающих пород, если

Рис. 23. Ориентированный кубик для палеомагнитных исследований.

требуется высокая точность ориентировки, не доступная горному компасу, который позволяет определять магнитные азимуты с погрешностью порядка $\pm 1^\circ$. Во всех этих случаях поверхность маркировки должна быть горизонтальной (иногда ее приготовляют искусственно с помощью алебастра), а для маркировки необходимо визирное устройство (§ 3, гл. 4).

Образцы для магнитометрических измерений можно изготавливать из ориентированных штупов разными способами.

Чаще всего применяется разрезание штупфа на одинаково ориентированные кубики — вручную для мягких пород и на камнерезном станке — для твердых.

Кубическая форма образцов является, безусловно, предпочтительной, так как при измерениях на магнитометре позволяет на порядок повысить точность на нижнем пределе измеряемых величин. Это особенно важно для слабо магнитных пород.

При отборе образцов мягких пород кубики следует изготавливать сразу же на обнажении.

Для твердых осадочных и магматических пород, естественная остаточная намагниченность которых превышает 10^{-5} СГС, можно удовлетвориться образцами примерно изометрическими, с отношением наибольшей оси к наименьшей не более 2 : 1, или же при $I_n < 10^{-5}$ СГС предусмотреть распиловку образцов на кубики в лабораторных условиях.

Размеры кубиков по ребру зависят от применяемого магнитометра. Наилучшие размеры 2—5 см ($V = 8 \div 125 \text{ см}^3$).

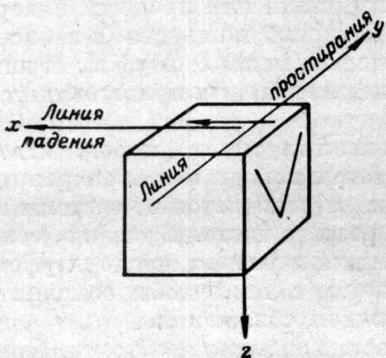


Рис. 23. Ориентированный кубик для палеомагнитных исследований.

Ориентировка кубиков и направлений осей, по которым ведутся магнитометрические измерения, показаны на рис. 23. В случае отбора твердых пород обычно ограничиваются грубой обивкой штуфа до признания ему приблизительно изометрической формы; полученный образец при измерениях приходится помещать в специальный контейнер, либо предварительно помещать в кубическую форму и заливать парафином или альбастром, сохраняя в качестве верхней грани плоскость маркировки со стрелкой.

Кубики, приготовленные из рыхлых пород, проклеиваются жидким стеклом и оклеиваются бумагой. Образцы для магнитометрических измерений можно приготавлять и в виде цилиндров. Из штуфа с помощью бура вырезаются перпендикулярно плоскости маркировки керны, которые затем разрезаются дисковой пилой на цилиндры определенной высоты.

§ 2. Магнитометрические измерения

Измерение остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости образцов горных пород в магниторазведочных целях проводится уже в течение нескольких десятилетий, и в этой области, независимо от возникновения и развития палеомагнетизма, накоплен обширный фактический материал и большой опыт, разработаны основные принципы магнитометрических измерений, конструкции астатических магнитометров и т. д. Однако в связи с необходимостью достаточно точно измерять весьма малые величины магнитного момента (которые не рассматриваются магниторазведкой) палеомагнитные исследования предъявляют повышенные требования к измерительной аппаратуре, основные из которых сводятся к следующему.

1. Широкий диапазон измеряемых величин I_n : от 10^{-7} до 10^{-1} СГС.
2. Погрешность измерений составляющих I_n по трем взаимно перпендикулярным осям (x , y и z) не более 20% для $I_n = (1 \div 5) \cdot 10^{-7}$ СГС, 10% для $I_n = (0,5 \div 2) \cdot 10^{-6}$ СГС и не более 5% для величин, превышающих $2 \cdot 10^{-6}$ СГС.
3. Градуировка прибора при помощи эталонных образцов с известной величиной и направлением I_n . Приближенная градуировка с помощью эталонной токовой катушки.

4. Производительность не менее 5 образцов в 1 ч.

До недавнего времени ни один из серийно выпускавшихся приборов не удовлетворял этим требованиям. Поэтому применялись различные приборы в зависимости от типа исследуемых пород и диапазона изменений их магнитных свойств.

Для палеомагнитных исследований изверженных горных пород используются магнитометры Долгинова с приставкой для измерений в нижнем положении, магнитометры типа М-14, астатические магнитометры системы Б. М. Яновского и Е. Т. Чернышева, различных систем рок-генераторы. Рок-генераторы применяются также при изучении осадочных слабо магнитных горных пород, для исследования которых во многих лабораториях нашей страны специально сконструированы и изготовлены чувствительные астатические магнитометры.

В настоящее время завод «Геологоразведка» серийно выпускает рок-генераторы ИОН-1 и астатические магнитометры МА-21, пригодные для работы как в стационарных, так и в полевых условиях. Эти приборы отвечают основным изложенным выше требованиям.

Описание разных систем астатических магнитометров и рок-генераторов и порядка работы на них содержится в курсах магниторазведки, в литературе по земному магнетизму, а также в специальной литературе

по палеомагнитным исследованиям. Необходимые сведения о наиболее употребительных в палеомагнитных исследованиях приборах даны в гл. 4. Поэтому здесь мы опускаем рассмотрение этих вопросов, ограничиваясь изложением принципа действия основных типов приборов, подчеркивая при этом необходимость тщательного ознакомления геофизиков, приступающих к измерениям магнитных свойств образцов горных пород, со специальной литературой по приборам.

Астатический магнитометр

Астатический магнитометр любой конструкции состоит из астатической магнитной системы, подвешенной на упругой нити в корпусе с головкой для регулировки поворота системы, шин, предназначенных для помещения образца в строго определенных положениях относительно магнитов системы, и отсчетного устройства, позволяющего определять угол закручивания нити при отклонении магнитов от их устойчивого положения под действием магнитного поля образцов.

Простейшая астатическая система состоит из двух магнитов с равными, но противоположно направленными магнитными моментами, жестко скрепленных между собой стержнем, зеркальца и сережки для закрепления нити. Для облегчения регулировки системы часто добавляют один или два малых магнита, которые могут 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 располагается таким образом, чтобы на систему действовала лишь одна составляющая его магнитного момента. При повороте образца на 180° вокруг оси, перпендикулярной этой составляющей, создаваемое образцом магнитное поле в месте расположения магнитов системы изменяет направление, и система поворачивается на некоторый угол, который измеряется отсчетным устройством. Этот угол поворота системы будет пропорционален измеряемой составляющей магнитного момента образца.

Возможные положения образца относительно магнитной системы и измеряемые при этом составляющие показаны на рис. 24.

В положении I центр образца находится на уровне нижнего магнита системы, располагаясь строго на восток или запад от его центра. При этом система отклоняется от первоначального положения под действием той составляющей магнитного момента образца, которая горизонтальна и перпендикулярна оси магнита, т. е. направлена по линии, соединяющей центры нижнего магнита и образца. Некоторое влияние вертикальной составляющей магнитного момента исключается осреднением 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.

Положение III — центр образца под нижним магнитом, на продолжении оси астатической системы — применяется при измерении на астатическом магнитометре Долгинова. Измеряемая составляющая горизонтальна и перпендикулярна плоскости магнитного меридиана.

В этих положениях может быть измерена только остаточная намагниченность образца (остаточный момент), поскольку во всех трех случаях отклонение системы вызывается горизонтальной составляющей магнит-

ного момента, перпендикулярной 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 их осям, на отклонение системы влияет вертикальная составляющая 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, действующее на магниты системы и обусловленное его остаточным моментом, изменит направление, а магнитное поле, вызванное индуцированным моментом, сохранит свое направление. Следовательно, если вначале отклонение системы дает 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 раздельно определять эти величины.

В астатическом магнитометре системы Б. М. Яновского и Е. Т. Чернышова используется положение *I*, однако имеется возможность создания измеряемого индуцированного момента благодаря наличию больших колец Гельмгольца, образующих однородное поле до 3 э (обычно 0,5 э) в широтном направлении.

Градуировка магнитометров производится чаще всего с помощью образцовых мер (или эталонов) магнитного момента с различными значениями M .

Магнитометр типа М-14

Магнитометр М-14 представляет собой кварцевый *Z*-вариометр, чувствительным элементом которого является укрепленный на натянутой горизонтально кварцевой нити небольшой магнит. Система помещена в домике, и отшлифованная верхняя грань магнита позволяет с помощью оптической системы отсчитывать угол отклонения магнита от горизонтального положения.

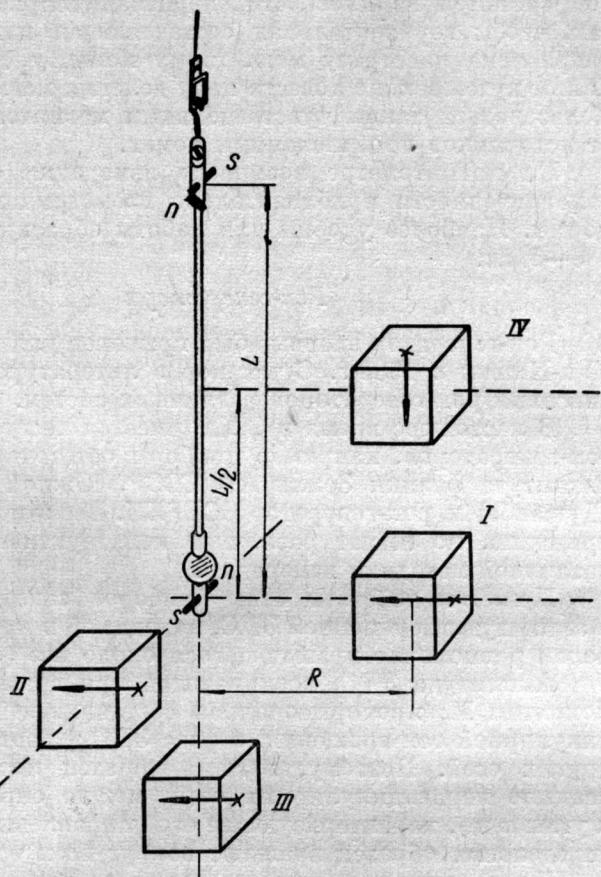


Рис. 24. Положения образца относительно магнитной системы астатического магнитометра.

При измерениях магнитных свойств образцов желательно пользоваться магнитометрами М-14, цена деления которых может быть доведена в заводских условиях до $1-3 \mu\text{дел}$. Чувствительность магнитометра можно также значительно повысить, повернув на $5-15^\circ$ домик с магнитной системой из плоскости, перпендикулярной магнитному меридиану, так, чтобы горизонтальная составляющая магнитного поля Земли была направлена навстречу магнитному моменту системы и астазировала ее. Таким путем можно довести цену деления магнитометра до $0,1-0,3 \mu\text{дел}$. Пользоваться таким чувствительным магнитометром можно лишь вдали от источников промышленных помех.

На магнитометре возможны измерения остаточной и индуктивной намагниченности приблизительно изометрических образцов неправильной формы. Наиболее удобны для работы образцы с поперечными размерами в $3-5 \text{ см}$.

Рок-генераторы

Рок-генератор впервые был применен для измерения I_n горных пород Мак-Нишем в 1938 г. С тех пор в литературе неоднократно появлялись описания рок-генераторов различных систем.

В настоящее время в СССР имеется несколько действующих моделей рок-генераторов, например приборы остаточной намагниченности (ПОН) Института физики Земли АН СССР, Южной геофизической экспедиции (Душанбе) и рок-генератор ВСЕГЕИ. Все эти приборы основаны на одном принципе, но имеют различное конструктивное выполнение и требуют различной методики измерения.

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.

Амплитуда ЭДС, возникающая при вращении образца с магнитным моментом M , пропорциональна составляющей M_i в плоскости, перпендикулярной оси вращения, а фаза ЭДС Φ дает угол между M_i и одной из других осей. Поэтому, 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 .

В настоящее время на основе модели рок-генератора системы В. И. Дианова-Клокова ОКБ МГ СССР подготовлен и выпускается прибор ИОН-1, пригодный для измерения остаточной намагниченности образцов-кубиков с ребром в 24 мм в диапазоне $I_n = 3 \cdot 10^{-8} \div 10^{-4} \text{ СГС}$. Устройство этого прибора, а также некоторых других рок-генераторов и порядок работы на них даны в гл. 4.

§ 3. Методы оценки палеомагнитной стабильности горных пород

Прямые и косвенные методы оценки палеомагнитной стабильности

В настоящее время существуют две принципиально различные группы методов определения палеомагнитной стабильности пород — прямые (так называемые «полевые») методы и косвенные («лабораторные») методы.

Прямые методы определения палеомагнитной стабильности состоят в изучении распределения направлений I_n в породах, по-разному изменивших свое первоначальное пространственное положение. Таким обра-

зом, для применения прямых методов нужен отбор специальных коллекций.

Все «лабораторные» методы определения палеомагнитной стабильности являются косвенными методами. Лабораторные испытания стабильности состоят в том, что изучаемый образец подвергается различным воздействиям — намагничиванию и размагничиванию в постоянных и переменных магнитных полях, действию температуры. По изменениям магнитного состояния породы судят о стабильности I_n , а затем — и о палеомагнитной стабильности породы.

Разработка и применение «лабораторных» методов определения палеомагнитной стабильности являются необходимыми, так как в практике палеомагнитных исследований встречаются случаи, когда использование прямых методов затруднено и даже невозможно из-за отсутствия соответствующего материала или невыполнения основного условия применимости прямых методов — однородности начальной намагниченности I_n^s (об этом — ниже). Однако на настоящем этапе развития палеомагнитных исследований применение прямых методов является совершенно обязательным.

Прямые методы определения палеомагнитной стабильности основаны на следующих допущениях.

1. Естественную остаточную намагниченность породы можно рассматривать как сумму двух намагниченностей — первичной и вторичной. При этом вторичная намагниченность совпадает по направлению с современным земным магнитным полем.

2. Как при первичном, так и при вторичном намагничивании порода намагничивается однородно, т. е. в одинаковом направлении во всех точках в пределах исследуемого района.

Гипотеза однородности намагничивания должна быть справедлива, если пренебречь краевыми эффектами и некоторыми специальными случаями намагничивания (например, магнитным полем грозовых разрядов). Совпадение направления вторичной намагниченности с современным земным магнитным полем также должно быть обычным явлением в неметаморфизованных породах, так как эта намагниченность или связана с минералами, образовавшимися в стадию выветривания пород, или же возникает вследствие релаксационных процессов и довольно быстро следует за изменениями земного магнитного поля (см. гл. 1). Тогда

$$I_n = I_n^0 + \xi_1 H_1. \quad (30)$$

Справедливость этих положений, несмотря на единичные исключения, подтверждается всей практикой палеомагнитных исследований. Разумеется, гипотеза однородности намагниченности всегда выполняется приближенно, ибо первичная намагниченность даже в одном пласте обладает естественным рассеянием (гл. 1, § 6), а вторичная намагниченность искается паразитной намагниченностью, возникающей при хранении образцов в земном поле в произвольном положении. Тем не менее при оценке палеомагнитной стабильности этой гипотезой можно пользоваться.

Таким образом, в серии образцов пород одного возраста, но по-разному изменивших свое первоначальное положение, первичная намагниченность будет одинаково ориентирована по отношению к поверхности напластования, т. е. к первично горизонтальной плоскости, тогда как вторичная намагниченность будет однородной в пространстве и совпадать по направлению с современным земным магнитным полем. Изучая распределение направлений естественной остаточной намагниченности для такой серии образцов, можно выявить влияние вторичной намагниченности

и оценить или численно найти меру палеомагнитной стабильности S .

В качестве материала для исследования палеомагнитной стабильности используются следующие серии образцов:

1) образцы пород одного и того же возраста, отобранные в разрезах с различным залеганием пород;

2) образцы, отобранные по простирианию определенных слоев в различных точках складки;

3) образцы — ориентированные гальки и обломки пород изучаемого возраста — отобранные из галечников и конгломератов.

Качественная оценка палеомагнитной стабильности

Применению любых методов определения палеомагнитной стабильности предшествует качественная ее оценка. Она проводится путем анализа картин распределения направлений I_n , т. е. точек на стереографии

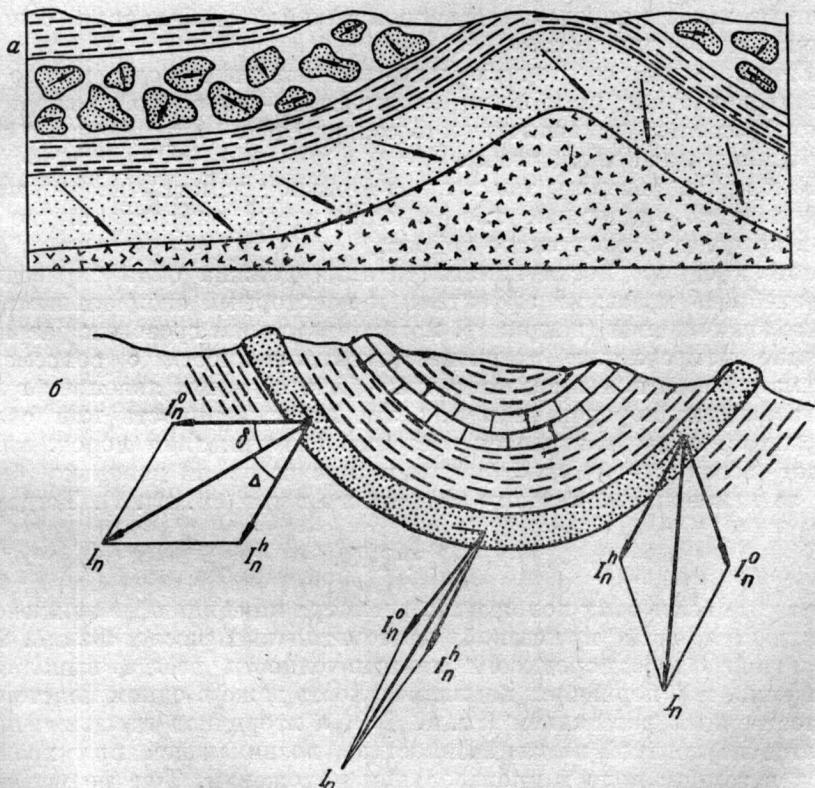


Рис. 25. Соотношения направлений I_n горных пород: а — при наличии только первичной намагниченности (по А. Коксу и Р. Доллу); б — при наличии первичной I_n^0 и вторичной I_n^h намагниченностей.

ческих проекциях, и не требует сбора специальных коллекций. Возможность такой оценки обусловлена тем, что если образцы пород одного и того же возраста отобраны в разрезах с различным залеганием пород, направления I_n^0 должны быть одинаковыми в системе координат, связанный

с пластом — в «древней системе», а направления I_n^h одинаковыми по отношению к горизонту — в «современной системе» (рис. 25). Отсюда вытекают определенные признаки той или иной стабильности пород одного возраста, изложенные в приложении.

Эта визуальная оценка палеомагнитной стабильности дополняется анализом распределения Фишера (см. § 6 гл. 1 и § 6 гл. 4).

Методы галек, выравнивания и плоскостей перемагничивания

Методы галек и метод выравнивания были предложены Дж. Грэхемом еще в 1949 г., но до недавнего времени оставались численно не разработанными и поэтому лишь качественными. Метод плоскостей перемагничивания предложен и разработан позднее, в 1958—1961 гг., тогда же была сделана попытка численной разработки методов Грэхема [Храмов и др., 1961].

Методы Грэхема состоят в изучении кучности направления естественной остаточной намагниченности.

Метод галек заключается в вычислении меры кучности K для галек и обломков, взятых из галечников и конгломератов, образовавшихся при разрушении изучаемых пород. Если порода в палеомагнитном отношении полностью стабильна, векторы I_n в гальках распределяются в пространстве хаотически, так как вероятность любой ориентировки I_n в гальке при образовании галечника одинакова. В этом случае кучность K , вычисленная в системе координат, связанной с современной горизонтальной плоскостью или пластом галечника, будет близка к 1. Если же порода полностью нестабильна, все векторы будут направлены по современному земному магнитному полю и K будет очень велико. В этом случае в качестве меры стабильности употребляется величина

$$S_1 = \frac{1}{\sqrt{K}}. \quad (31)$$

Эта величина, как и требуется, обращается в нуль при $K = \infty$ и становится равной 1 при $K = 1$.

Метод выравнивания состоит в следующем. Для образцов, взятых из одного и того же пласта, но в различных точках складки (или вообще серии образцов одинаковых пород с различным залеганием), вычисляются направления естественной остаточной намагниченности в двух разных системах координат (рис. 26).

Оси координат первой системы (современной системы) ориентированы так: ось x — на север по современному истинному меридиану, ось y — на восток и ось z — вертикально вниз. Эта система координат едина для современного положения пластов.

Другая система координат (древняя система) связана с пластами и вращается вместе с ними при образовании складок. Оси этой системы были ориентированы так же, как и оси современной до начала складкообразования; затем эта система повернулась вокруг линии простирания пластов на угол, равный углу падения пластов. Древняя система координат едина для первоначального горизонтального положения пластов.

Если величина кучности K , вычисленная в древней системе, больше, чем у современной ($K_1 > K_2$), то ясно, что преобладает первичная составляющая намагниченности, возникшая до образования складки и стабильная во времени. Если же $K_1 < K_2$, то преобладает вторичная

намагниченность, возникшая после образования складки. Численное выражение для меры стабильности S_2 через величины K_1 и K_2 дается формулой

$$S_2 = \frac{\sqrt{K_1}}{\sqrt{K_1} + \sqrt{K_2}}. \quad (32)$$

Случай галек является частным случаем такого изменения положения плоскостей напластования, при котором нормали к ним распределены хаотически. Нетрудно убедиться, что формула (31) переходит в формулу (32) при $\frac{1}{\sqrt{K_1}} = 1 - \frac{1}{\sqrt{K_2}}$.

Такое соотношение между K_1 и K_2 вполне естественно, так как в данном случае из-за хаотичности направлений нормалей должно быть $K_2 = \infty$ при $K_1 = 1$, а $K_1 = \infty$ при $K_2 = 1$.

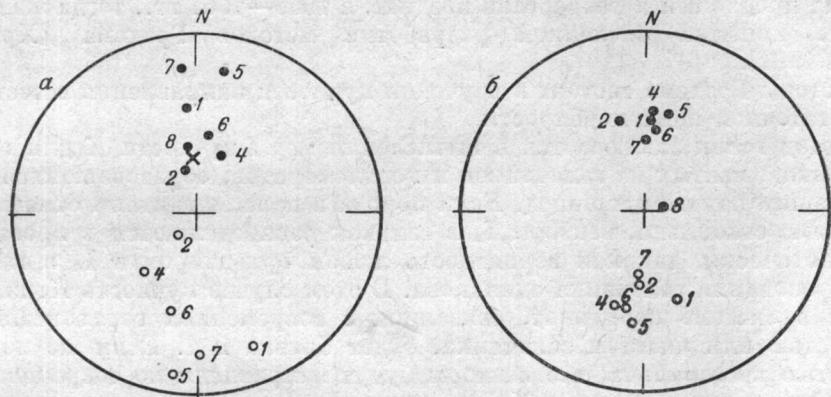


Рис. 26. Распределение I_n в современной (а) и древней (б) системах координат (плиоцен Западной Туркмении, средние направления I_n по разным обнажениям).

1—7 — породы с преобладанием первичной намагниченности; 8 — породы с преобладанием вторичной намагниченности.

Метод плоскостей перемагничивания, в отличие от методов, предложенных Грэхемом, требует знания направления первичной намагниченности. Мера стабильности вычисляется как функция углов между направлением современного земного поля H , направлением естественной остаточной намагниченности I_n и найденным направлением первичной намагниченности I_n^0 по формуле (10).

Направления первичной намагниченности при этом либо определяются методами пересечения плоскостей перемагничивания смещения или обращения (см. § 4), либо выявляются после проведения магнитной чистки пород.

Серии образцов, отбираемых для определения стабильности по методам Грэхема, должны служить материалом для суждения о стабильности тех же пород, залегающих спокойно (горизонтально или с более или менее постоянным наклоном). Поэтому основным допущением, которое оправдывает применение методов Грэхема для введения поправки на частичную нестабильность, является допущение об одинаковой палеомагнитной стабильности пород, смятых в складки и образующих гальки, и пород, залегающих спокойно.

Это допущение вполне естественно для случая складок, однако совершенно ясно, что обстановка в гальке для сохранения первичной намагниченности значительно менее благоприятна, чем в породе *in situ*. Поэтому

нужно учитывать, что метод галек может давать заниженные значения азимутомагнитной стабильности пород.

Для того, чтобы иметь возможность применять на равных правах методы Грэхема и метод плоскостей перемагничивания и комбинировать

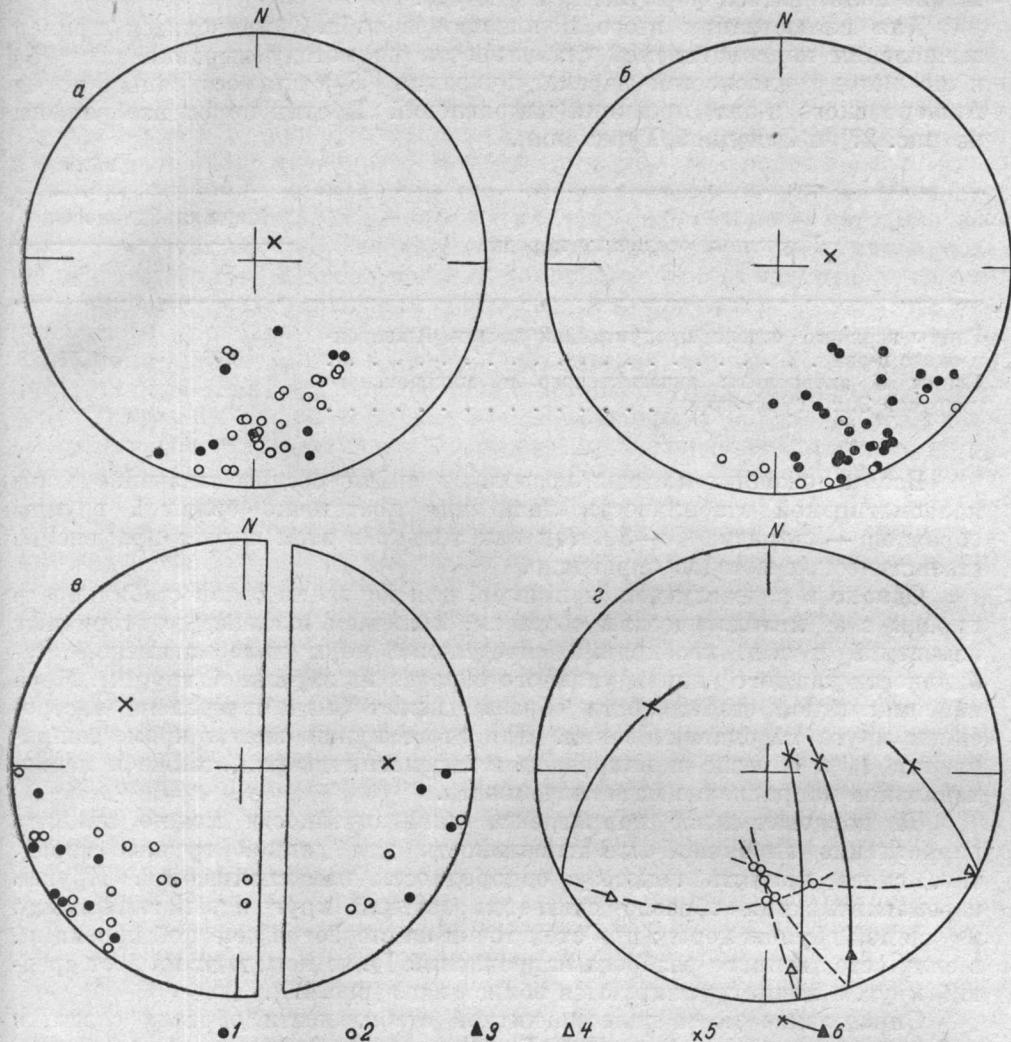


Рис. 27. Направления I_n глин балаханской свиты продуктивной толщи Аришеронского п-ова в разрезах с разным залеганием пород: *a* — южное падение; *b* — юго-восточное падение; *c* — западное падение; *d* — восточное падение.

1 — проекции I_n на нижнюю полусферу; *2* — на верхнюю полусферу; *3*, *4* — средние направления I_n , спроектированные на нижнюю и верхнюю полусфера соответственно; *5* — направление современного земного магнитного поля (приведенное, как и все направления, к пласту); *6* — круг перемагничивания.

их друг с другом, нужно показать, что величины S , S_1 и S_2 , употребляемые как меры стабильности в этих методах, имеют один и тот же физический смысл и численно совпадают между собой на всем диапазоне своего изменения — от 0 до 1. Поскольку эта задача пока еще не решена, для обоснования возможности применения формул (31) и (32) было проведено численное сравнение величин S , S_1 и S_2 для целого ряда случаев, реальных

и теоретических. Эта проверка показала, что на всем диапазоне изменений величины S , S_1 и S_2 не отличаются друг от друга более, чем на 0,1. Такое совпадение показывает, что до вывода точных формул при определении меры стабильности методами галек и выравнивания практически можно пользоваться формулами (31) и (32).

Для иллюстрации этого положения в табл. 3 приводится пример вычисления палеомагнитной стабильности по методу выравнивания (S) и по методу плоскостей перемагничивания (S_2) для осадочных пород Ашхеронского п-ова (проекции направлений I_n этих пород изображены на рис. 27) и Западной Туркмении.

Таблица 3

Изученные осадочные породы	Меры стабильности	
	S	S_2
Глины верхнего отдела продуктивной толщи Ашхеронского п-ова	0,55	0,51
Глины и алевролиты акчагыльского и ашхеронского ярусов Зап. Туркмении	0,59	0,61

Все изложенные методы позволяют найти среднее значение меры палеомагнитной стабильности лишь для достаточно большой группы образцов — порядка 40—50, так как только в этом случае применение статистических методов оправдано.

Однако в ряде случаев, например, для изучения связи стабильности породы с ее литологическим составом, наличием и степенью вторичных изменений и т. д. необходимо определение меры палеомагнитной стабильности каждого индивидуального образца из изученной группы. Мера палеомагнитной стабильности образца может быть определена построением круга перемагничивания. Для этого нужно знать, кроме направления I_n в образце и направления перемагничивания, также и первоначальное направление намагниченности.

За первоначальное направление намагниченности можно принять направление первичной намагниченности для данной группы пород, т. е. снова принять гипотезу однородности намагничивания. Кругом перемагничивания образца считается средний круг перемагничивания изучаемой группы пород; при этом точки на стереографической проекции, в силу естественного разброса направлений I_n , не попадают на этот средний круг, а лишь группируются вблизи него (рис. 26).

Определение меры палеомагнитной стабильности образца сводится к проектированию направлений I_n на среднюю плоскость перемагничивания (точки на проекции сносятся по дугам большого круга на круг перемагничивания) и определению углов Δ и δ . Мера палеомагнитной стабильности вычисляется по формуле (10).

Лабораторное исследования стабильности горных пород

Проблема лабораторной оценки палеомагнитной стабильности горных пород имеет некоторые принципиальные трудности. В настоящее время эта проблема еще не решена окончательно и продолжает разрабатываться.

Из всех причин, изменяющих остаточную намагниченность горной породы, практический интерес представляют только те, которые реально могут воздействовать на породу в природных условиях. Основным факто-

ром, по-видимому, в этом смысле является время. Помимо его непосредственной роли в релаксационных магнитных процессах надо иметь в виду и то обстоятельство, что в природе небольшие по величине размагничивающие воздействия продолжаются миллионы лет и сопровождаются медленными процессами структурных и химических изменений, что может привести к качественно новому результату изменения I_n при этом воздействии. Однако фактор времени хуже всего поддается изучению в лабораторных условиях, и имеющиеся на этот счет данные наилучше слабо обоснованы экспериментально. Поэтому большинство методов лабораторных исследований позволяет лишь оценить вероятность того, что естественная остаточная намагниченность породы осталась неизменной со временем ее образования, главным образом — по направлению, или оценить степень этих изменений. В некоторых случаях лабораторные методы позволяют определить направление первичной намагниченности путем освобождения вектора I_n от вторичных компонент (методы магнитной чистки).

Лабораторные испытания стабильности заключаются в сравнительном изучении параметров и закономерностей, свойственных разным видам намагниченности (в том числе I_n) испытуемых образцов. Как правило, проводимый комплекс исследований позволяет установить:

1) наличие одной, двух или более компонент естественной остаточной намагниченности, различных по своему происхождению, а также устойчивость этих компонент по отношению к воздействию переменного и постоянного магнитных полей, температуры и времени;

2) величину остаточной намагниченности любого вида, приобретаемую образцами в заданном поле, процесс возникновения этой намагниченности и ее устойчивость;

3) способность образцов приобретать вязкую намагниченность в земном поле за промежутки времени, доступные для исследования;

4) точку Кюри ферромагнитных минералов.

Испытание стабильности к переменному магнитному полю. Основным лабораторным методом оценки стабильности I_n является метод переменного магнитного поля. Достаточно обоснованный теоретически и экспериментально, применяемый к породам любого происхождения, метод переменного поля в то же время довольно прост с технической стороны. Поэтому его применение следует считать необходимым при любых палеомагнитных исследованиях.

Применяемые в настоящее время установки для размагничивания образцов горных пород переменным полем, различаясь в конструктивных деталях, включают в себя следующие основные элементы.

1. Система компенсации земного магнитного поля. Компенсирующее поле создается обычно с помощью двух пар колец Гельмгольца. Каждая пара колец представляет собой два круговых контура одинакового радиуса R , расположенные параллельно друг другу на расстоянии, равном R , и имеющие центры на общей оси, перпендикулярной плоскости контуров. В центральной части пространства между кольцами при прохождении по ним электрического тока создается однородное магнитное поле [Яновский, 1964]. Употребляются также и квадратные контуры, расположенные на расстоянии $d = 0,5445 A$, где A — сторона квадрата.

Одна пара контуров, ось которых расположена вертикально, служит для компенсации вертикальной составляющей земного поля, другая, с горизонтальной осью, ориентированной по магнитному меридиану, — для компенсации горизонтальной составляющей. Каждая пара имеет отдельную схему питания, состоящую обычно из батареи аккумуляторов, амперметра и включенных последовательно реостатов. Необходимая для создания компенсирующего поля расчетная сила тока уточняется при

проверке степени компенсации. Такая проверка производится с помощью полемера или по величине термоостаточной намагниченности образца сильно магнитной породы, которую он приобретает, охлаждаясь от высоких температур внутри колец компенсации. В идеальном случае (полная компенсация) $I'_{rt} = 0$. При наличии некоторого нескомпенсированного поля

$$I'_{rt} = I_{rt} \frac{H'}{H},$$

где I_{rt} — термоостаточная намагниченность, возникающая в поле H ; H' — нескомпенсированная часть этого поля.

2. Катушка-соленоид для создания переменного (и постоянного) магнитного поля. Катушка может подключаться последовательно с системой реостатов и амперметрами к сети переменного тока (а также к батарее аккумуляторов). Для намотки катушки используется медный провод диаметром от 1 мм и выше, число витков обычно достигает 1—2 тысяч.

3. Устройство, позволяющее плавно изменять напряженность магнитного поля, созданного соленоидом, в месте расположения образца, т. е. в центре колец компенсации. Обычно соленоид может плавно передвигаться по горизонтали или по вертикали от положения, при котором величиной поля на продолжении его оси в центре колец компенсации можно пренебречь.

Схема одного из вариантов размагничивающей установки приведена в гл. 4.

Оценка стабильности естественной остаточной намагниченности, а также других видов намагниченности испытуемого образца, созданных в лаборатории искусственно, проводится по форме кривой размагничивания, т. е. кривой $I_r(\tilde{H})$, где \tilde{H} — начальная амплитуда переменного поля (в центре соленоида), а также по изменениям направления вектора намагниченности (в случае испытания \mathbf{I}_n), отражающимся на стереографической проекции.

Если образец обладает намагниченностью \mathbf{I}_n , состоящей из одной компоненты, кривая $I_n(\tilde{H})$ будет отражать плавное изменение I_n , происходящее с большей или меньшей скоростью при увеличении \tilde{H} . При этом точки стереограммы, соответствующие направлению \mathbf{I}_n при различных значениях \tilde{H} , образуют тесную группу в пределах нескольких градусов. Примеры размагничивания однокомпонентной намагниченности различной стабильности приведены на рис. 28, а.

Если же образец обладает двумя компонентами намагниченности, различными по своей стабильности, то кривая размагничивания будет состоять как бы из двух различных по характеру частей, которые с большей или меньшей четкостью всегда могут быть установлены. Чаще всего разные компоненты естественной остаточной намагниченности имеют и разные направления. Поэтому при размагничивании одной из них суммарный вектор \mathbf{I}_n повернется от своего начального (среднего) направления к направлению более стабильной компоненты. Примеры кривых размагничивания и стереограмм для этого случая приведены на рис. 28, б.

Величина начальной амплитуды переменного поля, при которой происходит полное размагничивание остаточной намагниченности того или иного вида, зависит от свойств ферромагнитного компонента образца и может изменяться в очень широких пределах при исследовании пород разного типа.

При этом для каждого образца остаются справедливыми основные представления об относительной стабильности разных видов намагниченности равных по величине, т. е. тот, например, факт, что нормальная намагниченность размагничивается быстрее (при меньших амплитудах \tilde{H}), чем идеальная, вязкая намагниченность менее стабильна, чем термоостаточная и т. д. Однако, если термоостаточная намагниченность некоторых

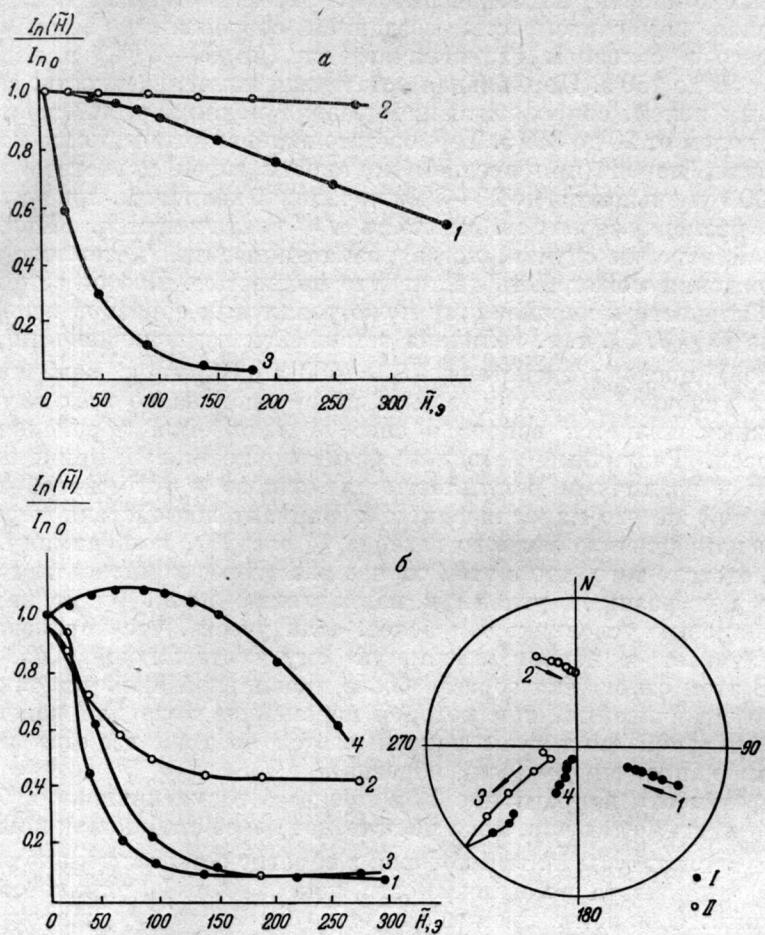


Рис. 28. Примеры размагничивания переменным полем I_n , состоящей из одной компоненты (а) из двух компонент намагниченности (б).

1 — эфузивный базальт; 2 — порфирит; 3 — базальтовая экструзия; 4 — магнетитовая руда; I — прямая намагниченность; II — обратная намагниченность.

интрузивных пород, содержащих крупнозернистый магнетит, может быть полностью размагнечена при амплитудах $\tilde{H} = 200 \div 400$ э, то для пород, термоостаточная намагниченность которых обусловлена мелкозернистым гематитом, изменений этой намагниченности вообще не наблюдается вплоть до $\tilde{H} = 600 \div 800$ э. Отсюда ясно, что при исследованиях стабильности к переменному полю иногда оказывается необходимым провести сравнение характера кривой $I_n(\tilde{H})$ с кривыми размагничивания нескольких основных видов остаточной намагниченности, созданных в испытуемом образце искусственно в лабораторных условиях. Наиболее

полно и в более общем виде эта идея воплощена в методе сравнения характеристик стабильности, разработанном Г. Н. Петровой, который будет рассмотрен в § 5.

Несмотря на вышеизложенное о ширине интервала размагничивающих полей, практика лабораторных исследований I_n позволяет прийти к некоторым общим для всех горных пород выводам относительно поведения различных компонент намагниченности в переменном поле. Так, известно, что вязкая намагниченность, созданная современным земным полем, чаще всего в основном размагничивается (на 80—90%) в переменных полях от 50 до 150 э. Нормальная остаточная намагниченность, созданная магнитным полем, сопровождающим разряд молнии, уничтожается переменным полем от 20 до 350 э. Термоостаточная намагниченность магнетито-содержащих пород (при средней крупности зерен магнетита) в полях около 400 э уменьшается до 20—30% начальной величины, причем, с уменьшением размера зерен стабильность I_{rt} увеличивается. Практически чрезвычайно редки случаи, когда размагничивание I_n термоостаточного происхождения может быть достигнуто полностью. Поэтому при сравнении стабильности к переменному полю различных образцов используется величина I_{n400}/I_{n0} , т. е. величина оставшейся намагниченности (в долях начальной) после воздействия $\tilde{H} = 400$ э. Впрочем, величина 400 э является условной и не может быть рекомендована во всех случаях.

Важным является вопрос о способе наложения переменного поля на образец. Различные методики размагничивания в принципе могут привести к различным результатам для одного и того же образца при одной и той же его намагниченности. Вариант воздействия переменного поля по направлению полного вектора I_n следует, по-видимому, отвергнуть вследствие того, что в этом случае различные компоненты I_n , направленные под разными углами к направлению поля, будут находиться в неодинаковых условиях, тем более, если учесть, что переменное поле размагничивает и перпендикулярную ему составляющую намагниченности. В этом отношении гораздо более правильной является такая методика размагничивания, при которой переменное поле для каждого значения начальной амплитуды накладывается по трем взаимно перпендикулярным направлениям (осям образца).

Теоретически направление I_n в процессе размагничивания будет изменяться лишь до тех пор, пока не исчезнет менее стабильная компонента. Начиная с амплитуды \tilde{H} , при которой в образце остается только одна (стабильная) компонента намагниченности, направление I_n должно оставаться неизменным. Однако на практике нередко (особенно для малостабильных образцов) при больших амплитудах \tilde{H} ($\tilde{H} > 250$ —350 э) наблюдаются резкие и беспорядочные изменения направления I_n при увеличении \tilde{H} .

Природа этих скачков направления остается неясной. Очевидно, они связаны с техническим несовершенством процесса размагничивания. Возможно, что в создании этих незакономерных, случайных изменений участвуют несколько разнородных причин. Одной из таких причин могут быть случайные скачки напряжения в питающей сети, протекающие столь быстро, что они не могут быть отмечены измерительными приборами. Другая причина может заключаться в подмагничивающем действии переменного поля, которое происходит благодаря недостаточной компенсации земного магнитного поля. Это обстоятельство может быть непосредственно проверено в процессе размагничивания. Для этого образец при каждом следующем наложении переменного поля переворачивается на 180° вокруг оси восток — запад, в результате чего нескомпенсированная часть земного поля (если она имеется) меняет свое направление относительно

осей образца на противоположное. В этом случае возникающая одновременно с размагничиванием некоторая идеальная намагнченность в нескомпенсированном поле будет менять направление на противоположное по всем осям образца от точки к точке кривой $I_n(H)$, что может быть довольно легко обнаружено и в некоторых случаях учтено.

Требование к строгой компенсации постоянного лабораторного (земного) поля снимается в том случае, если используется методика размагничивания, исключающая его подмагничивающее воздействие. Для этого измерение каждой из трех взаимно перпендикулярных составляющих I_n проводится раздельно, непосредственно после размагничивания этой составляющей некоторым переменным полем. Если вначале по оси соленоида располагается ось x образца, то после выключения H и до его наложения на оси y и z проводится измерение составляющей I_{nx} . Полученный результат не искажен подмагничиванием по оси x , которое может произойти в процессе размагничивания вдоль других осей благодаря тому, что ось x при этом уже не будет располагаться перпендикулярно плоскости магнитного меридиана. После измерения I_{nx} размагничивание переменным полем данной амплитуды проводится по оси y и после измерения I_{ny} — по оси z . Этот способ раздельного размагничивания и измерения составляющих I_n устраняет ошибки, возникающие за счет неточности компенсации земного поля, однако значительно удлиняет эксперимент. Поэтому предпочтительнее использовать устройство, с помощью которого образец вращается вокруг двух взаимно перпендикулярных осей, лежащих в плоскости сечения соленоида. При этом переменное поле каждой амплитуды достаточно наложить на образец один раз. Вращение образца относительно земного поля снимает необходимость точной его компенсации. Частота этого вращения вокруг горизонтальной и вертикальной осей должна быть различна. В установке, описываемой Ирвингом и др. [Irving, Stott, Ward, 1961], числа оборотов вокруг двух осей относятся как 15 : 16 и не являются кратными частоте переменного тока.

Помимо указанного преимущества этот способ исключает также подмагничивающее воздействие четных (в особенности второй) гармоник переменного тока. К такому исключению приводит и последовательное включение в цепь соленоида батареи конденсаторов, емкость которой обеспечивает резонансный режим прохождения тока при замкнутых дополнительных сопротивлениях цепи. Это не только резко снижает амплитуду второй гармоники тока, но позволяет также добиться его увеличения при фиксированных сопротивлениях катушки и напряжении сети в случае необходимости получения больших амплитуд поля.

Чисто практически установлено, что для уменьшения вероятности незакономерных, случайных изменений величины и направления I_n в процессе размагничивания необходимо стремиться к тому, чтобы величина изменения начальной амплитуды переменного поля от одного цикла размагничивания к другому не превышала 25—30 %.

Испытание стабильности к постоянному магнитному полю. В этом методе для оценки стабильности используется, как правило, не вся кривая $I_n(H)$, где H — напряженность постоянного поля, направленного антипараллельно I_n , а лишь точка пересечения этой кривой с осью H , т. е. величина H_c' .

В противоположность переменному магнитному полю, под воздействием которого остаточная намагнченность разрушается, постоянное поле приводит одновременно к двум существенно различным процессам: собственно размагничиванию и к образованию новой (нормальной) намагнченности, компенсирующей исследуемую остаточную намагнченность.

Следовательно, параметр H'_c характеризует не только способность образца сохранять некогда приобретенную I_n под воздействием магнитного поля, но и его способность приобретать нормальную намагниченность. У каждого ферромагнетика эти два процесса тесно связаны и каждый из них зависит от преобладания доменов с высокими или низкими энергетическими барьерами: чем труднее приобретается, тем труднее и разрушается остаточная намагниченность. Поэтому в большинстве случаев наблюдается корреляционная связь между параметрами стабильности по отношению к постоянному и переменному магнитным полям.

Реальные горные породы, как правило, содержат смесь нескольких ферромагнитных компонентов, отличающихся по своим свойствам. Очевидно, магнитная стабильность пород в самом общем смысле этого слова будет определяться в числе других причин также и соотношением концентраций стабильного и нестабильного компонентов. Но из вышеизложенного ясно, что от соотношения этих концентраций будет зависеть и величина H'_c . На основании работ палеомагнитной лаборатории МГУ и отдела магнитометрии ИФЗ по изучению разных видов намагниченности ферромагнетиков, содержащихся в горных породах, и их стабильности по отношению к магнитному полю можно сделать вывод о том, что величина $H'_c > 40 \text{ э}$ характеризует преобладание жесткого (стабильного) компонента, т. е. вероятность палеомагнитной стабильности породы. Напротив, $H'_c < 15 \text{ э}$ свидетельствует о преобладании мягкого компонента.

Экспериментально показано, что существует связь параметра H'_c со стабильностью остаточной намагниченности во времени, а также с мерой стабильности S [Петрова, 1961].

Величина поля H'_c реальных горных пород изменяется обычно в диапазоне от 5 до 200 э. В сильно анизотропных породах H'_c иногда доходит до 500 и даже 2500 э. Тот факт, что измерения проводятся в разомкнутой цепи и на изометрических образцах, не вносит ошибки в определение H'_c , так как для образцов, используемых при палеомагнитных исследованиях ($I_n < 5 \cdot 10^{-3} \text{ СГС}$), внутреннее размагничивающее поле пренебрежимо мало по сравнению с величиной H'_c .

Определение H'_c для образца, обладающего одним вектором остаточной намагниченности, не представляет ни принципиальных, ни практических трудностей. Сложнее обстоит дело, если в образце имеются две независимые компоненты намагниченности, которые под воздействием постоянного поля уменьшаются по-разному. В этом случае результат будет в значительной степени зависеть от соотношения этих компонент и угла между ними, а суммарный вектор I_n под воздействием поля будет менять не только величину, но и направление. Для уменьшения связанный с этим погрешности определения величины H'_c рекомендуется постоянное поле прикладывать каждый раз антипараллельно тому вектору остаточной намагниченности, который остается после предыдущего воздействия поля, т. е. проводить размагничивание с постепенным поворотом образца в соответствии с поворотом его вектора I_n .

Испытание стабильности во времени. Остаточная намагниченность любого вида с течением времени вследствие ряда причин непрерывно изменяется. То закономерное (экспоненциальное) уменьшение остаточной намагниченности горных пород, которое обусловлено релаксационными процессами (это уменьшение часто называют ее времененным старением), отмечено как в геологических масштабах времени, так и в лабораторных условиях при исследовании искусственно создаваемой намагниченности. Естественная остаточная намагниченность I_n с момента своего образова-

ния подвергалась временному старению в течение сотен и миллионов лет. Поэтому, казалось бы, не может идти речи о возможности ее самопроизвольных изменений во времени, ощущимых при обычной продолжительности лабораторных экспериментов. И это действительно так, пока речь не идет о вязкой намагниченности. Любая компонента I_n практически стабильна во времени при реально достижимой длительности наблюдений, за исключением вязкой намагниченности, образование которой прекращается лишь с момента отбора образца. Для вязкой намагниченности время лабораторных исследований представляет собой, собственно говоря, начальный этап ее старения, тот этап, который для других компонент I_n имел место непосредственно после образования пород.

Поэтому наблюдаемые в лабораторных масштабах времени самопроизвольные изменения I_n связаны исключительно с изменением вязкой намагниченности. Испытание стабильности во времени по существу является изучением роли вязкой намагниченности в образовании I_n , испытанием стабильности по отношению к длительному воздействию слабого постоянного поля.

Рост вязкой намагниченности в области слабых полей может быть представлен, как указывалось в § 1, следующим неоднократно проверенным экспериментально выражением:

$$\sqrt{I_{rv}} - \sqrt{I_{r_0}} = S \lg t.$$

Определение коэффициента S в лаборатории может быть проведено непосредственно в земном магнитном поле. Перед установкой образца его желательно подвергнуть небольшому нагреванию (до 100—150° С) в течение нескольких часов с последующим охлаждением в отсутствии магнитного поля. Этим путем будет достигнута значительная остатенность вязкой намагниченности, приобретенной образцом в естественных условиях, что позволит при интерпретации результатов последующего длительного выдерживания образца в земном поле не учитывать возможных изменений этой намагниченности. Остатенность естественной вязкой намагниченности приводит также к возможности произвольного выбора направления действия земного поля, которое, однако, сохраняется неизменным в течение всего эксперимента. Измеряя возникающую под действием этого поля остаточную намагниченность через промежутки времени, равные 10^2 , 10^3 , 10^4 мин, легко построить зависимость $\sqrt{I_{rv}} \sim \sim \lg t$ и, пренебрегая величиной $\sqrt{I_{r_0}}$, определить коэффициент магнитной вязкости образца

$$S = \frac{\sqrt{I_{rv}}}{\lg t}.$$

Для того, чтобы использовать полученные данные для оценки палеомагнитной стабильности испытуемого образца через соотношение первичной и вторичной (вязкой) намагниченности, необходимо учесть, что естественная вязкая намагниченность любых горных пород (древнее четвертичных) образуется за время, которое прошло с «момента» последней инверсии геомагнитного поля, т. е. по современным оценкам, за 0,5 млн. лет. Зная величину S , можно подсчитать, какая вязкая намагниченность приобретается образцом за это время (в предположении сохранения линейного закона возрастания $\sqrt{I_{rv}} : I_{rv} \approx S^2 \cdot 130$, поскольку время должно быть выражено в минутах и 0,5 млн. лет $\approx 10^{11.5}$ мин). Несмотря на то, что сейчас еще вопрос о возможности подобной экстраполяции, т. е. об истинной длительности процессов вязкого намагничивания, не решен, следует

все же считать, что в том случае, когда получаемая величина I_{rv} превышает $0,5 I_n$, породы не могут быть использованы для палеомагнитных определений без тщательной магнитной чистки.

По-видимому, все типы горных пород способны в той или иной мере приобретать вязкую намагниченность. Однако в земном поле некоторые образцы обнаруживают очень малую величину I_{rv} даже при времени намагничивания 10^4 мин. В этом случае целесообразнее проводить вязкое намагничивание в направлении, перпендикулярном вектору \mathbf{I}_n , что позволяет контролировать данные о росте I_{rv} по изменению направления \mathbf{I}_n . С той же целью повышения точности определения S можно осуществить и продление эксперимента до 10^6 мин (около 70 суток), но во всех случаях полезной может оказаться предварительная оценка эффективности эксперимента и необходимой точности измерений по величине магнитной восприимчивости образцов. Экспериментально установлено, что отношение $S/\sqrt{\chi}$ имеет для магнетитсодержащих горных пород величину от 0,05 до 0,10, если χ выражать в миллионных долях ед. СГС и в этих же единицах выражать I_r при вычислении коэффициента S .

Испытание стабильности намагниченности к нагревам. Как указывалось, стабильность намагниченности по отношению к воздействиям разного рода имеет свою собственную физическую природу, и далеко не во всех случаях критерии стабильности по отношению к различным воздействиям оказываются сопоставимыми. Так, например, остаточная намагниченность пирротина, будучи устойчивой по отношению к воздействию магнитного поля, обнаруживает в интервале температур $250-300^\circ\text{C}$ значительно большие изменения, чем I_r магнетита, несмотря на то, что последняя значительно легче разрушается магнитным полем. Таким образом, изменение I_r в некотором интервале температур зависит главным образом от того, насколько этот интервал близок к температуре Кюри.

Однако с учетом этого обстоятельства можно сказать, что кривые температурного размагничивания $I_n(T)$ предоставляют возможность такого же анализа стабильности к нагревам, как и кривые $I_n(\dot{H})$ — стабильности по отношению к переменному полю. Получая кривые $I_n(T)$, как и в случае воздействия \dot{H} , можно ожидать, например, выявления разных компонент намагниченности, обладающих разным характером изменения при нагревании, по нарушениям плавности кривых в сочетании с изменением направления вектора \mathbf{I}_n . На рис. 29 приводятся кривая температурного размагничивания и стереограмма направлений \mathbf{I}_n образца эфузивной породы, содержащей в качестве ферромагнитного компонента только магнетит, но обладающей, помимо первичной, еще значительной вязкой намагниченностью.

В случае, если образцы содержат несколько ферромагнетиков с различными точками Кюри, кривая $I_n(T)$ также будет разбиваться на несколько различных по характеру частей даже при наличии одной компоненты намагниченности. Поэтому так же, как при интерпретации кривой $I_n(\dot{H})$, необходимо провести сравнение полученной кривой $I_n(T)$ с ходом температурного размагничивания нескольких основных видов остаточной намагниченности испытуемого образца, созданных искусственно. Обычно для оценки природы намагниченности \mathbf{I}_n проводят сравнение кривых $I_n(T)$ и $I_{rt}(T)$, а для определения того, какие ферромагнитные минералы входят в состав исследуемой породы, анализу подвергаются кривые $I_{rs}(T)$ (подробнее об этом будет сказано ниже).

Все вышеизложенное применимо исключительно лишь в тех случаях, когда в породе не происходит химических или структурных изменений

ферромагнитных минералов в результате значительных нагреваний в ходе эксперимента. Эти изменения должны контролироваться микроскопическими исследованиями или измерениями магнитной восприимчивости образца после каждого температурного воздействия. Однако лучше всего обнаруживаются эти изменения путем сравнения двух последовательно полученных кривых $I_{rs}(T)$.

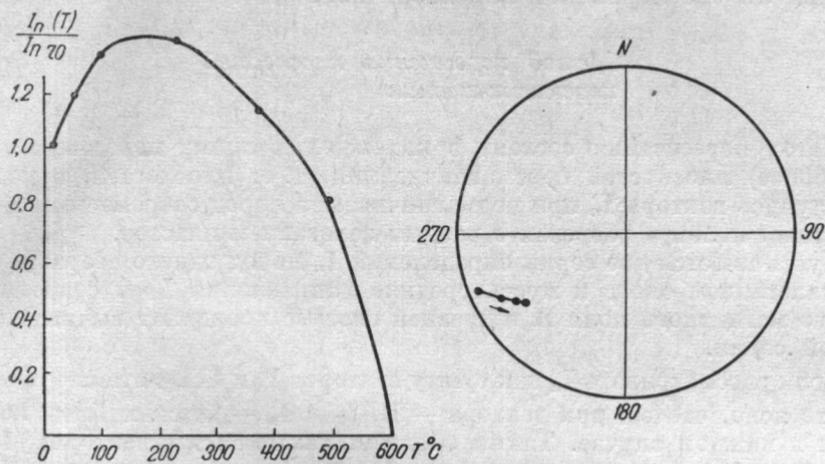


Рис. 29. Температурное размагничивание магнетитсодержащего образца эффузивной породы. Нестабильная компонента I_n , — вязкая намагниченность.

Следует отметить также, что никакой численной меры стабильности I_n по отношению к нагревам ни теория, ни практика изучения магнетизма горных пород не вводят.

§ 4. Определение первичной намагниченности горных пород

Постановка задачи и методы ее решения

Качественная оценка стабильности и даже вычисление меры палеомагнитной стабильности S пород сами по себе еще не позволяют найти направление и величину первичной намагниченности пород. Оценка стабильности может успешно применяться для отбраковки коллекций с нестабильной намагниченностью, выделения типов пород и коллекций со стабильной намагниченностью, но в случаях метастабильности пород, когда в них присутствуют и первичная и вторичная намагниченность, эта оценка является только первым этапом решения задачи определения направления первичной намагниченности.

Необходимость полного и систематического изучения разрезов самых различных в литологическом отношении толщ при детальных палеомагнитных исследованиях вынуждает отбирать и использовать данные по коллекциям образцов метастабильных пород.

Для учета частичной палеомагнитной нестабильности пород разработаны несколько методов, которые позволяют для наиболее частого случая двух составляющих независимо от соотношений лабораторных показателей стабильности для них, определить направление и величину первичной намагниченности I_n^0 и оценить погрешности в их определении.

Это — метод пересечения плоскостей перемагничивания, методы смещения и обращения. Для выделения первичной намагниченности широко применяются также различные виды магнитной чистки. Ее преимущество в том, что она применима для случая любого числа компонент намагниченности, недостаток — в том, что она способна выделить наиболее стабильную (в лабораторном смысле) компоненту, ничего не говоря о том, является ли она первичной или вторичной.

Метод пересечения плоскостей перемагничивания

Метод пересечения состоит в нахождении линии пересечения двух (или более) плоскостей перемагничивания, т. е. плоскостей, в которых повернулись векторы I_n при подмагничивании пород современным земным магнитным полем в разрезах с разным залеганием пластов.

Пусть имеется две серии определений I_n пород одного возраста с разным залеганием слоев и пусть средние направления I_n и современного земного магнитного поля H в древней системе координат вычислены для каждой серии.

Если рассматривать I_n как сумму векторов I_n^0 и ξH , согласно формуле (30), то ясно, что все три вектора — H , I_n и I_n^0 — должны быть компланарны в каждом случае. Таким образом, каждая пара векторов I_n и H задает в пространстве плоскость перемагничивания — плоскость, в которой должен лежать вектор I_n^0 . Поскольку для одновозрастных близких разрезов направление I_n^0 в древней системе координат должно быть одинаковым, то линия пересечения плоскостей перемагничивания, построенных в этой системе, даст направление I_n . Эти построения ведутся графически (см. гл. 4).

Метод пересечения применяется довольно широко. Таким путем были обработаны, например, данные по плиоценовым отложениям Западной Туркмении и Восточного Азербайджана (рис. 26), верхней перми р. Сухоны, триасу и верхнему палеозою Донбасса и некоторые данные по другим районам (см. приложение 1).

Критерий применимости метода — наличие данных по разрезам одновозрастных пород, но с разным залеганием, а также наличие в породах, кроме первичной намагниченности, только одной компоненты вторичной намагниченности, совпадающей по направлению с современным земным полем, действующим на пласти. Этот второй критерий применимости устанавливается по степени кучности точек пересечения кругов перемагничивания. Допустимыми считаются кучности $K \geq 10$.

Метод смещения

Метод смещения состоит в повороте вектора I_n в плоскости перемагничивания на угол δ , определяемый по известной мере стабильности S пород или же из сравнения направлений I_n прямо и обратно намагниченных пород.

Рассмотрим случай наличия прямо и обратно намагниченных пород. Если разрез свиты представлен чередованием зон прямо и обратно намагниченных пород одного и того же литологического облика и состава, то естественно предположить следующее:

1) направления первичной намагниченности пород отличаются на 180° , т. е. $I_{n+}^0 = -I_{n-}^0$;

2) средние значения меры палеомагнитной стабильности для прямой и обратно намагниченных пород одинаковы, т. е. $S_+ = S_-$.

В этом случае оказывается возможным, зная углы Δ_+ и Δ_- между направлением современного поля и I_n^+ и I_n^- соответственно, найти угол между I_{n-}^+ и I_{n+}^0 , т. е. угол δ_+ , и определить таким образом направление I_{n+} значит, и I_{n-}^0 , отличающееся от него на 180° (рис. 30).

Условия 1 и 2 дают следующую систему уравнений:

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

$$\frac{\sin \Delta_+}{\sin \Delta_+ + \sin \delta_+} = \frac{\sin \Delta_-}{\sin \Delta_- + \sin \delta_-}.$$

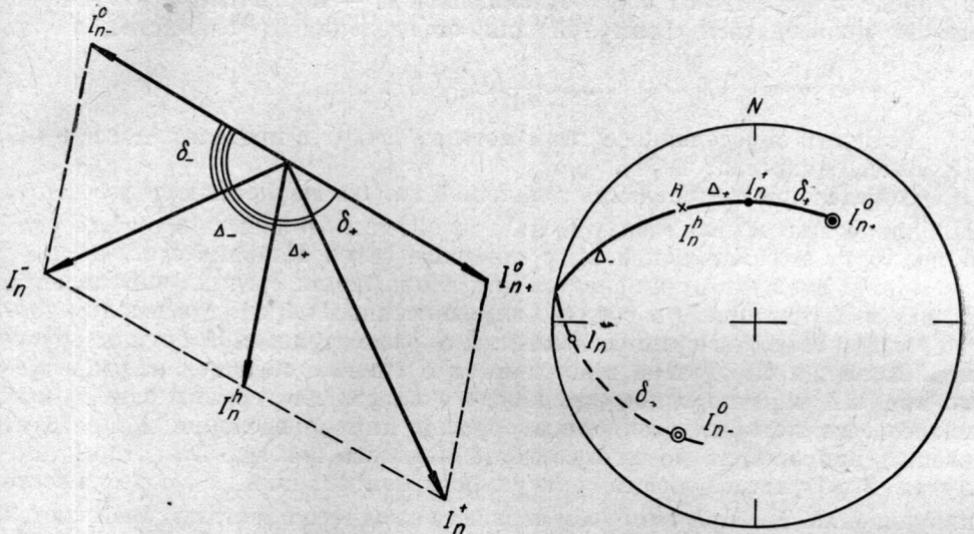


Рис. 30. К нахождению первичной намагниченности методом смещения.

Решив эту систему относительно δ_+ , получим

$$\operatorname{tg} \delta_+ = \frac{\sin \Delta_+ \sin (\Delta_+ + \Delta_-)}{\sin \Delta_- - \sin \Delta_+ \cos (\Delta_+ + \Delta_-)}. \quad (33)$$

В случае, если известна мера палеомагнитной стабильности S и, следовательно, соотношение между первичной и вторичной намагниченостями, а также направления H и I_n и угол Δ между ними, угол δ можно найти по формуле

$$\sin \delta = \sin \Delta \left(\frac{1}{S} - 1 \right), \quad (34)$$

которая непосредственно вытекает из формулы (10).

Возможность определения меры палеомагнитной стабильности S из опытов перемагничивания обусловлена следующим. Работами Г. Н. Петровой, В. А. Жиляевой и О. А. Андреевой показано, что между величинами стабильности S и разрушающего поля H'_c имеется определенная зависимость. Малыми значениями H'_c , — до нескольких эрстед — обладают полностью нестабильные породы ($S = 0$), значениями H'_c порядка первых десятков эрстед — метастабильные породы ($S = 0,1 \div 0,9$), более высоким значениям H'_c соответствуют породы стабильные ($S = 1$).

В области метастабильности отмечается линейная зависимость между S и H'_c . Эта закономерность выражается следующим образом:

$$\begin{aligned} H'_c = 0 \div H'_{c_1} &\dots \dots \dots \dots \dots \dots \quad S=0 \\ H_c = H'_{c_1} \div H'_{c_2} &\dots \dots \dots \dots \dots \dots \quad S=aH'_c+b \\ H_c > H'_{c_2} &\dots \dots \dots \dots \dots \dots \quad S=1 \end{aligned}$$

Для нормальных осадочных глин, алевролитов и мергелей средние значения указанных выше параметров следующие: $H'_{c_1} = 8 \text{ з}$; $H'_{c_2} = 38 \text{ з}$; $a = 0,033$; $b = 0,267$.

Таким образом, в интервале метастабильности, т. е. в том случае, когда в породе присутствуют обе составляющие \mathbf{I}_n — первичная и вторичная, можно пользоваться формулой для определения S глинистых пород

$$S = \frac{1}{30} (H'_c - 8). \quad (35)$$

Точность определения S этим методом лежит в пределах $\pm 0,1 \div 0,2$ [Храмов, Андреева, 1964].

Определение направления первичной намагниченности при известных стабильности S и угле между \mathbf{I}_n и \mathbf{I}_n^o сводится к откладыванию этого угла δ по кругу перемагничивания с помощью сетки Каврайского.

Метод смещения применяется для исправления средних направлений \mathbf{I}_n как в случае прямо и обратно намагниченных пород, так и в том случае, когда известны средние величины S рассматриваемой группы образцов. Если же определена стабильность S многих образцов из разреза — по крайней мере по одному из каждого пласта или группы однородных пластов, из которых отбирались образцы для определения \mathbf{I}_n , следует вводить поправки на частичную нестабильность в каждый вектор \mathbf{I}_n , получая в результате вместо совокупности направлений \mathbf{I}_n совокупность направлений \mathbf{I}_n^o . При этом всем образцам из одного пласта приписываются одинаковые значения S , такие же, как у изученного на стабильность образца из этого пласта.

Метод смещения применим во всех случаях, когда известно направление вторичной намагниченности, а мера палеомагнитной стабильности S может быть определена по результатам опытов перемагничивания или анализа кучностей (§ 3), или же тогда, когда свита представлена чередованием прямо и обратно намагниченных пород.

Этот метод особенно перспективен для платформенных образований, где применение метода пересечения часто невозможно из-за повсеместного горизонтального залегания слоев, а направление вторичной намагниченности совпадает с направлением современного земного поля.

Метод смещения применялся, например, при анализе данных по верхнепермским красноцветам в разрезах по рекам Волге, Каме, Вятке, Белой, Кинелью и Самарке, для палеогеновых пород Азербайджана и Туркмении и частично при изучении плиоценовых толщ этих районов (приложение 1).

Метод обращения

Метод обращения, который был впервые предложен и применен Криром и Ирвингом (1955), состоит в том, что при наличии пород прямой и обратной намагниченности для вычисления среднего направления оси, вдоль которой были первоначально намагниченны породы, направления обратно намагниченных пород изменяются на 180° , т. е. вместо D берется $D_1 = D + 180^\circ$, а вместо J соответственно $J_1 = -J$.

Затем полученные нормализованные векторы с составляющими $X = \cos J \cos D$, $Y = \cos J \sin D$ и $Z = \sin J$ для прямо намагниченных пород и $X = \cos J_1 \cos D_1$, $Y = \cos J_1 \sin D_1$ и $Z = \sin J_1$ геометрически складываются и находится направление их геометрической суммы, которое и считается направлением оси первичной намагниченности. Легко видеть, что влияние вторичной намагниченности в этом случае, каково бы ни было ее направление, исключается. Для этого нужно только выполнение двух условий: равенства количества прямо и обратно намагниченных образцов и одинаковой палеомагнитной стабильности прямо и обратно намагниченных пород.

Метод ценен тем, что не требует никакой гипотезы о направлении вторичной намагниченности пород, и поэтому нашел широкое применение, например, при анализе данных по южной окраине Сибирской платформы,

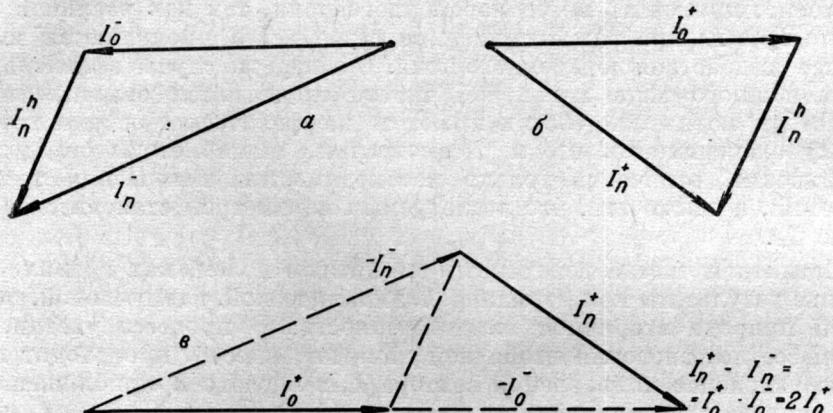


Рис. 31. К нахождению первичной намагниченности методом обращения:
а — обратно; б — прямо намагниченные породы; в — обращение I_n и сложение.

где направление вторичной намагниченности не могло быть точно известно из-за наличия метаморфизации ряда пород. Метод применялся также для анализа данных по перми и триасу севера Русской платформы и Донбасса (приложение 1).

Этот метод не совсем строг, поскольку нужно было бы складывать не нормализованные векторы, а векторы I_n прямо и $-I_n$ обратно намагниченных пород. Это ясно из рис. 31. 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.

Магнитная чистка переменным магнитным полем

Основной целью магнитной чистки является восстановление направления первичной намагниченности образца. Таким образом, под магнитной чисткой можно понимать любой процесс размагничивания естественной остаточной намагниченности, сопровождающийся уничтожением ее вторичных компонент и связанными с этим изменениями направления I_n . Такой процесс принципиально возможен в тех случаях, когда вторичные компоненты намагниченности существенно менее устойчивы по отношению к выбранному размагничивающему воздействию, чем первичная

компонента. Магнитная чистка по существу дела является развитием методов размагничивания I_n , применяемых с целью определения ее стабильности. В связи с этим магнитная чистка используется в трех основных модификациях: временная температурная и чистка переменным полем. Реже применяется чистка с использованием комбинаций этих воздействий.

В том случае, когда происхождение и характер вторичных компонент намагниченности предположительно известны, выбор размагничивающего воздействия, т. е. тип магнитной чистки, становится вполне определенным. Так, например, если в породе присутствует значительная вязкая намагниченность, рациональнее всего применение температурной магнитной чистки, так как различие кривых $I_{rv}(T)$ и $I_{rf}(T)$ при температурах до 300° С более резкое, чем различие кривых $I_{rv}(H)$ и $I_{rf}(\tilde{H})$ или $I_{rv}(t)$ и $I_{rf}(t)$.

Для уничтожения намагниченности, вызванной молнией, следует, безусловно, применить метод переменного поля, так как различия в поведении I_r и I_{rt} при размагничивании резче всего проявляются именно в случае воздействия переменного поля. В общем же случае эффективность этого или иного вида магнитной чистки проверяется опытным путем.

Методы магнитной чистки имеют те же физические основы и ту же технику эксперимента, что и рассмотренные выше методы определения стабильности, отличаясь только необходимостью повышения точности измерений, а также тем, что исследуемым параметром становится направление I_n .

Магнитная чистка переменным магнитным полем, как правило, дает хорошие результаты при нормальной, динамической, парциальной, реже — вязкой природе вторичной намагниченности. В процессе чистки, т. е. в процессе исчезновения вторичной намагниченности, происходит постепенное изменение направления вектора I_n в образце и приближение его к направлению первичной намагниченности.

Эти изменения могут служить критерием эффективности магнитной чистки. Прекращение этих изменений определяет тот момент, когда влияние вторичной намагниченности становится пренебрежимо малым. Если чистке переменным полем подвергается группа образцов данной коллекции, а это нужно считать обязательным, то точки, изображающие на стереографической проекции направления I_n образцов до чистки, в результате действия переменного поля сближаются, занимая площадь, меньшую, чем до начала размагничивания, и при дальнейшем увеличении \tilde{H} не меняют своего положения. Однако и в этом случае приходится считаться с возможностью резких нерегулярных изменений I_n в больших переменных полях. Чтобы отметить момент, когда этот эффект начинает играть заметную роль, необходимо привлекать к рассмотрению также кривые изменения величины I_n . В тех случаях, когда перегиб на кривой $I_n(\tilde{H})$, соответствующий исчезновению нестабильной намагниченности, ясно обозначается, направление первичной (в общем случае — стабильной) намагниченности можно определять по направлению $I_n(\tilde{H})$ в точке перегиба, без дальнейшего увеличения \tilde{H} . Если, начиная с некоторого поля \tilde{H} , намагниченность I_n не уменьшается плавно, а обнаруживает нерегулярные возмещения и спады, то можно считать также, что и соответствующие изменения направления I_n с этого момента приобретают случайный характер. Сближение точек, отражающих направление I_n , в результате чистки выражается в увеличении кучности K . Однако с некоторого значения \tilde{H} при дальнейшем его увеличении часто обнаруживается тенденция к новому уменьшению величины K . Этот факт также позволяет устанавливать начало нерегулярных изменений I_n и по максимуму K определять необхо-

димый предел увеличения H . Для того, чтобы достаточно уверенно фиксировать этот момент, магнитная чистка должна проводиться достаточно детально, т. е. «шаг» изменений \dot{H} не должен быть большим. При этом более полно обеспечивается возможность следить за изменениями вторичной компоненты намагниченности и направления I_n . Таким образом по нескольким образцам коллекции, подвергнувшимся детальной магнитной чистке, определяются характер и направление вторичной намагниченности, а также оптимальное магнитное поле, которое, с одной стороны, в достаточной мере разрушает вторичную намагниченность, а с другой — еще не приводит к нерегулярным паразитным скачкам I_n по величине и направлению. После этого остальные образцы коллекции могут, по-видимому, быть подвергнуты магнитной чистке только в этом оптимальном поле. Примеры эффективного применения магнитной чистки переменным полем приводятся в соответствующем разделе приложения.

Временная и температурная чистки

Временная магнитная чистка. Она направлена исключительно на уничтожение вязкой намагниченности или значительной ее части. Как указывалось, процесс образования вязкой намагниченности в естественных условиях прерывается в момент отбора образцов. Во время транспортировки и хранения образцов при их хаотической ориентировке относительно земного магнитного поля некоторая часть этой намагниченности исчезает и процесс ее релаксационного падения замедляется. Несмотря на это в большинстве случаев изменения вязкой намагниченности, происходящие при лабораторных исследованиях, составляют еще вполне заметную измеримую величину. Будучи помещена в пространство, где земное поле скомпенсировано, коллекция образцов обнаруживает со временем существенное уменьшение начального разброса векторов I_n . Ввиду того, что компенсация земного поля в течение длительного времени может быть связана с определенными техническими трудностями, используется также несколько иная методика проведения временной чистки, которая делает ее применимой в самой широкой практике палеомагнитных исследований [Гончаров, 1963].

По этой методике наблюдение за изменением I_n (вязкой компоненты) проводится поочередно по трем взаимно перпендикулярным осям образца. Каждая из осей перед измерением соответствующей составляющей I_{ni} ориентируется перпендикулярно плоскости магнитного меридиана и выдерживается в этом положении в течение двух-трех недель. Если по этой оси имеется составляющая вязкой намагниченности, то с течением времени, не испытывая воздействия магнитного поля, она уменьшается, что отразится в изменении значения I_{ni} . Вектора I_r , вычисленные по «очищенным» значениям составляющих, как правило, образуют на стереопрекции более тесную группу точек, чем до чистки. Однако и такая чистка не может обеспечить полного уничтожения влияния вязкой намагниченности на направление I_n , а лишь в некоторой трудно учитываемой мере уменьшает его.

К более полному размагничиванию вторичной (вязкой) намагниченности приводит температурно-временная чистка, проводящаяся по методике временной чистки с использованием одновременного незначительного нагревания образцов (до 100—150° С) в течение 3—6 ч. Такое повышение температуры, мало сказываясь на основных энергетических параметрах, в то же время значительно ускоряет процессы релаксационного изменения намагниченности, в особенности малостабильной и еще не остатенной действием длительного времени.

Однако и этот способ магнитной чистки не является универсальным в том смысле, что не дает уверенности в равной степени размагничивания вторичной намагниченности для разных образцов и тем более для разных типов горных пород. С этой точки зрения наиболее перспективной является компенсация вязкой намагниченности по методике, предложенной А. Н. Храмовым.

Из закономерностей возрастания со временем вязкой намагниченности следует, что отношение ее величины $I_{rv}(t_1)$, возникшей за некоторое время действия поля t_1 , к величине $I_{rv}(t_2)$, достигаемой в том же поле в течение некоторого времени t_2 , при постоянных t_1 и t_2 будет также величиной постоянной, независимо от интенсивности роста вязкой намагниченности, т. е. от наклона прямой $I_{rv}(\lg t)$. Здесь имеется в виду линейное возрастание I_{rv} с изменением $\lg t$, что часто характерно для осадочных пород. В естественных условиях вязкая намагниченность всех горных пород, возраст которых больше 0,5 млн. лет, возникает за одно и то же время t_0 , прошедшее с «момента» последней инверсии геомагнитного поля. Поэтому можно ожидать, что между величинами этой намагниченности и вязкой намагниченности, возникающей за некоторое фиксированное время выдержки образцов в земном поле в лаборатории, будет наблюдаться прямая пропорциональная зависимость. Эксперимент показывает, что эта зависимость действительно существует, хотя и носит не функциональный, а статистический характер. (Последнее объясняется, в частности, различной степенью временного старения I_{rv} разных образцов при их хаотической ориентировке относительно земного поля во время перевозки и хранения). Таким образом, для создания в лаборатории вязкой намагниченности, составляющей по величине определенную долю вторичной намагниченности вязкого происхождения, по крайней мере для образцов однотипных пород потребуется одно и то же время выдержки их в земном поле, не зависящее ни от величины вторичной намагниченности, ни от ее соотношения с первичной намагниченностью. Если направление воздействия на образцы земного поля в лаборатории выбрать противоположным направлению их вторичной намагниченности (в предположении, что направление I_n^h in situ совпадает с направлением земного поля), то через определенное время t эта вторичная намагниченность окажется частично размагниченной длительным действием земного поля, а частично — скомпенсированной вновь возникающей лабораторной вязкой намагниченностью. При этом время компенсации будет приблизительно одинаковым для всех образцов данной коллекции. В этом заключается суть метода А. Н. Храмова.

Проведенные эксперименты (А. Н. Храмов, 1965) показали, что при увеличении времени выдержки в положении компенсации первоначальное планарное распределение направлений I_n образцов коллекции все более приближается к симметричному распределению Фишера, а среднее направление I_n — к направлению I_n тех образцов, где вторичная намагниченность практически отсутствует (рис. 32). Было показано, что компенсация вторичной намагниченности достигается при выдержке образцов в земном магнитном поле в среднем в течение четырех месяцев, при этом процесс компенсации не затрагивает первичной намагниченности, так как в породах, где вторичная намагниченность отсутствует, ни величина, ни направление I_n в течение этого времени под действием земного поля практически не изменяются.

Температурная магнитная чистка. Применение температурной магнитной чистки ограничивается теми изменениями, которые необратимо происходят в химическом составе и структуре ферромагнитных минералов горных пород при их нагревании до высоких температур. Кроме того, тем-

пературные методы являются значительно более трудоемкими, чем, например, метод переменного поля, поскольку последовательные нагревания и охлаждения образцов (получение точек кривой $I_n(T)$) требуют значительных затрат времени. Правда, способ непрерывной регистрации изменений I_n при повышении температуры образца с помощью термомагнитометра является довольно быстрым способом получения кривой $I_n(T)$. Однако при этом фиксируется лишь изменение величины проекции вектора I_n на измеряемую ось и не отмечаются возможные изменения его направления. Поэтому в данном способе не может идти речи о магнитной чистке,

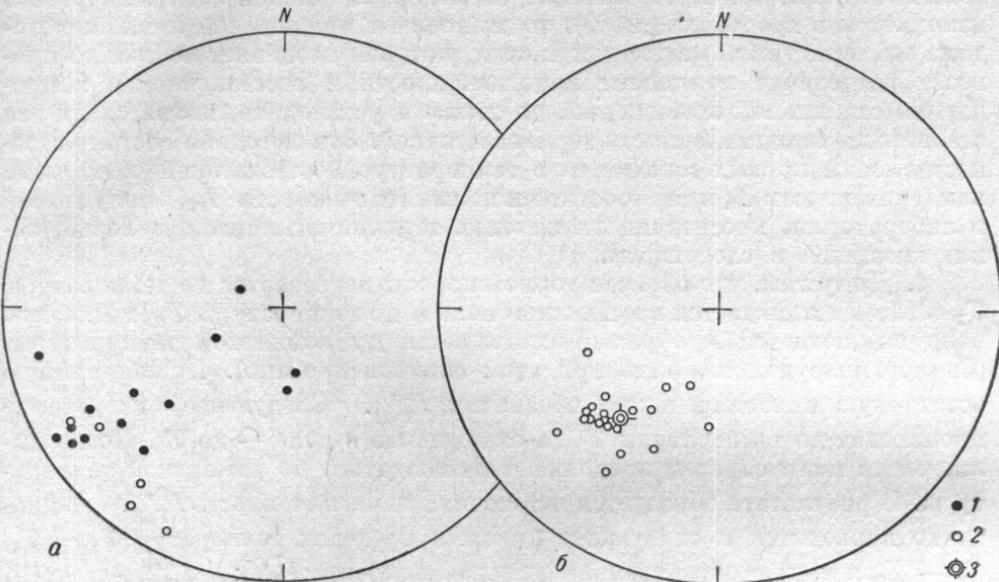


Рис. 32. Результаты компенсации вторичной намагниченности вязкой намагниченностью, возникшей в земном магнитном поле в течение 4 месяцев (глины и мергели верхней перми юга Татарии): *a* — распределение I_n до компенсации; *b* — после компенсации.

1 — проекции I_n на нижнюю полусферу; *2* — на верхнюю; *3* — среднее направление I_n пород той же коллекции, где вязкая намагниченность составляет менее 5% I_n .

которая должна осуществляться только методом последовательных нагревов при измерениях, проводимых на охлажденных образцах.

Та методика проведения магнитной чистки и интерпретации изменений I_n по величине и направлению, которая обсуждалась для случая воздействия переменного поля, остается, по-видимому, справедливой и для температурного метода. Аналогично ограничению со стороны больших амплитуд H , в данном случае минералогические изменения побуждают ограничиваться лишь той температурой, которую можно назвать также оптимальной: с одной стороны, нагревание до этой температуры в достаточной мере приводит к разрушению вторичной намагниченности (исключая, по-видимому, химическую намагниченность), с другой стороны, химические изменения в образцах при этой температуре еще незначительны. Техника температурной чистки рассмотрена в гл. 4.

§ 5. Анализ происхождения первичной намагниченности

Метод Телье

Как указывалось, применение температурной магнитной чистки не всегда возможно, поскольку часто в породах при нагревании происходят необратимые химические и структурные изменения. Однако, если во всем интервале температур от комнатной до точки Кюри эти химические изменения остаются несущественными (например, магнитная восприимчивость изменяется в пределах $\pm 20\%$), то становится применимой и такая методика температурной магнитной чистки, которая позволяет не только провести разделение компонент намагниченности и восстановление направления стабильной компоненты, но также и установить, является ли эта стабильная намагниченность термоостаточной. Эта методика состоит в со-поставлении кривых изменения с температурой естественной остаточной намагниченности I_n и термоостаточной намагниченности I_{rt} , получаемой в лаборатории, и основана на законах термонамагничивания Телье, за-ключающихся в следующем.

1. Допустим, что образец горной породы нагревается до температуры T_1 и затем охлаждается в магнитном поле H до температуры T_2 , после чего поле выключается и образец охлаждается до комнатной температуры. (Земное поле должно быть при этом скомпенсировано). Приобретенную остаточную намагниченность обозначим $I_{T_1H}^{T_2}$. Следующее нагревание происходит до температуры T_2 , а охлаждение в поле — до T_3 . После выключения поля образец продолжает охлаждаться до комнатной темпе-ратуры. В результате образуется остаточная намагниченность $I_{T_2H}^{T_3}$. Анало-гично проводятся и следующие циклы в пределах температур $T_3 - T_4$, $T_4 - T_5$ и т. д. с образованием намагниченостей $I_{T_3H}^{T_4}$; $I_{T_4H}^{T_5}$ и т. д. Допустим, что температура, до которой происходит охлаждение в поле в последнем цикле, есть T_n . Если теперь после нового нагревания образца до T_1 весь процесс охлаждения до T_n проводить в поле, то образуется оста-точная намагниченность $I_{T_1H}^{T_n}$. Первый закон Телье (закон сложения пар-циальных намагниченностей) выражается равенством

$$I_{T_1H}^{T_2} + I_{T_2H}^{T_3} + \dots + I_{T_{n-1}H}^{T_n} = I_{T_1H}^{T_n}. \quad (36)$$

2. Аналогичному закону аддитивности подчиняется и процесс раз-магничивания термоостаточной намагниченности путем нагревания. Оста-точная намагниченность, полученная в результате последовательных нагревов I_{rt} до все более высоких температур с охлаждением каждый раз в отсутствие магнитного поля, оказывается равной остаточной намагни-ченности, полученной из I_{rt} в результате однократного нагревания до максимальной температуры, примененной в последовательных нагревах.

Из этих законов вытекает, что парциальная намагниченность образца, приобретенная при его охлаждении от T_1 до T_2 в поле H , не изменяется при нагревании образца в отсутствие поля вплоть до температуры T_2 , но полностью исчезает при нагревании до температуры T_1 и выше.

Использование этих закономерностей и составляет основу так назы-ваемого метода Телье [Е. Телье, О. Телье, 1959], который обеспечивает по сравнению с описанными в § 4 методами значительно большую точность и достоверность результатов. В этом методе проводится сравнение для нескольких интервалов температур (которые в целом составляют интервал

от комнатной температуры до точки Кюри) той части I_n , которая исчезла при нагреве образца, с той частью I_{rt} , которая образовалась в этом же интервале при охлаждении образца в лабораторном поле. В результате может быть установлена термомагнитная природа I_n , наличие вторичной намагниченности, а также величина древнего магнитного поля. Техника работ по этому методу будет рассмотрена в гл. 4.

Метод сравнения характеристик стабильности

Метод основан на том факте, что для каждого вида намагниченности образца горной породы характерен свой определенный ход кривой размагничивания как при помощи нагревания, так и магнитным полем (переменным и постоянным). Получив кривую размагничивания естественной остаточной намагниченности I_n , можно сделать некоторые предположения о виде этой намагниченности. Создав искусственно намагниченность этого вида I_{rx} в данном образце, можно провести повторное его размагничивание при условиях, идентичных размагничиванию I_n . Совпадение кривых размагничивания I_n и I_{rx} будет служить надежным критерием того, что высказанное предположение о природе I_n правильно.

Вследствие того, что характер кривой размагничивания, даже для одного определенного вида намагниченности сильно зависит от ферромагнитного компонента, не всегда удается обосновать предположение о происхождении I_n , исходя из данных эксперимента по ее размагничиванию. Поэтому в данном методе используется также и тот факт, что идеальная намагниченность как по своей величине, так и по своей стабильности разграничивает намагниченности изотермических видов и низкотемпературные от высокотемпературных намагниченностей. Рече всего это выявляется именно в кривых размагничивания переменным полем. По положению кривой $I_n(\tilde{H})$ по отношению к кривой $I_{ri}(\tilde{H})$ и по величине намагничивающего поля, в котором достигается $I_{ri} = I_n$, можно составить представление о природе I_n . В этом варианте метод является «безнагревным», в чем и состоит его существенное преимущество перед методом Телье. Более подробно вопросы интерпретации данных, получаемых этим методом, рассмотрены в гл. 4.

Опыты переосаждения

Опыты переосаждения являются наиболее важным и очевидным средством проверки гипотезы об ориентационном происхождении намагниченности осадочной породы — средством, аналогичным методу Телье для изверженных пород.

Кроме того, в опытах переосаждения заложена возможность определения напряженности геомагнитного поля в геологическом прошлом, подобно тому, как это делается в археомагнитологии для термонамагнитных кирпичей [Е. Телье, О. Телье, 1959], так как ориентационная намагниченность в слабых полях пропорциональна напряженности поля [Nagata, 1961; 1962].

Практически опыты переосаждения имеют ограниченное применение прежде всего потому, что большинство осадочных пород изменилось不可逆地 при литификации и раздробление породы не возвратит ее в первоначальное состояние осадка, так как прежде всего будут либо разрушены, либо, наоборот, не высвобождены ферромагнитные частицы-носители I_n .

Поэтому опыты переосаждения имеет смысл проводить только для нелитифицированных слабо сцементированных глин, алевролитов и

песков. Однако даже для этих пород полностью воспроизвести в лаборатории естественный процесс образования осадка невозможно (прежде всего заведомо разной будет скорость процесса) и лишь в первом приближении оба процесса можно считать равнозначными [Шмелева, 1963].

Тем не менее опыты переосаждения дают ценную информацию и являются обязательными в случае слабо сцепленных терригенных пород; необходима только известная осторожность при их интерпретации.

Постановка опыта [Шмелева, 1963]. Для опыта отбирается группа ориентированных образцов — кубиков с ребром 5 см (5—15 штук), взятых строго из одного и того же слоя. Все образцы выдерживаются в лаборатории по земному полю в течение 10—14 дней и против него в течение 14—60 дней; измеряются I_v и I_n^0 по методике, изложенной в гл. 4 § 5. Кроме того, измеряется χ образцов. Образцы взвешиваются (все сразу), вычисляются их суммарные магнитные моменты M_n , M_v , M_i , обусловленные стабильной остаточной I_n^0 , вязкой остаточной I_{rv} и индуктивной I_i намагниченностями соответственно (P — вес всех образцов).

Из 2—3 кубиков выпиливается по одному малому (с ребром в 2,5 см) кубику для определения стабильности по отношению к переменному и постоянному магнитным полям. Остальные образцы и оставшаяся после распиловки часть размачиваются в воде и тщательно размешиваются до получения однородной суспензии. Образцы нельзя толочь или растирать в ступке во избежание повреждения ферримагнитных частиц.

Для опытов берется прямоугольный сосуд с площадью основания 100—400 см². Минимальная высота сосуда зависит от преобладающего размера частиц породы — от 40 см для глин до 1 м 50 см для песков. Сосуд ориентируется по магнитному меридиану. Сосуд должен быть сделан из немагнитного материала (стекло, оргстекло, дерево, медь, алюминий) и, если он металлический, покрыт лаком или краской изнутри. Одна из стенок или дно сосуда должны быть съемными. В первом случае на дне должен быть выдвижной лоток.

Размоченная и приведенная в состояние однородной суспензии порода выливается из банки непрерывно или небольшими порциями в сосуд, наполненный водой на $\frac{3}{4}$ объема. Суспензия в банке (не в сосуде) каждый раз тщательно перемешивается. По мере осаждения и просветления воды над осадком вода частично откачивается через резиновый шланг (в зависимости от величины зерна на перерывы требуется от нескольких минут до нескольких дней) и сосуд наполняется новыми порциями суспензии. Заполнение сосуда малыми порциями (или очень медленное непрерывное заполнение) обеспечивает однородность осадка. Окончательно вода откачивается после осаждения частиц, осадок немного подсыхает, сверху на него кладется фильтровальная бумага (~10 слоев), на нее немагнитная плоская пластинка весом около 1 кг. По мере смачивания фильтровальная бумага заменяется сухой.

После того, как влажность осадка приблизится к естественной, пласт вынимается и нарезается на кубики того же размера, что и естественные, с гранями, параллельными граням сосуда. Для всех кубиков проводится та же серия измерений, что и до переосаждения, причем взвешивание кубиков и остатка проводится после их высыхания. Два кубика идут на изучение стабильности по отношению к постоянному и переменному полям; определяются H'_{cr} и $\frac{I_{n\ 400}}{I_n}$.

Обработка и интерпретация данных. Совершенно очевидно, что в том случае, если I_n породы имеет ориентационное происхождение, если усло-

вия ее образования (в том числе и напряженность поля H) в лаборатории полностью воспроизведены и при этом обеспечена минералогическая стабильность и сохранность ферримагнитных частиц, а оба взвешивания произведены при одной и той же влажности породы, должны выполняться соотношения $M_r = M_n; M_{rv} = M_v; M_{ri} = M_i$, где M_r, M_{rv}, M_{ri} — суммарные магнитные моменты осадка после переосаждения.

Поскольку в ходе опытов неизбежны потери материала (краевые части осадка $\sim 0,5$ см вдоль стенок сосуда не могут быть использованы) и, кроме того, влажность исходных образцов и осадка после переосаждения может быть несколько различной, эти соотношения преобразуются в следующие:

$$c_1 M_r = M_n; \quad c_1 M_{rv} = M_v; \quad c_1 M_{ri} = M_i, \quad (37)$$

где $c_1 = \frac{P_r + P'}{P_r}$; P_r — вес всех образцов, вырезанных из переосажденного осадка; P' — вес остатка.

Кроме того, при анализе результатов переосаждения необходимо учитывать различие в напряженности поля в месте проведения опытов и древнего геомагнитного поля эпохи образования породы. Часть этой разницы, обусловленная различной геомагнитной широтой места отбора в эпоху осадкообразования и места проведения опыта, можно легко исключить, исходя из закона пропорциональности намагниченности полю и дипольного закона изменения напряженности с геомагнитной широтой.

$$H = H_0 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi_m},$$

где H_0 — напряженность геомагнитного поля на экваторе.

Таким образом, для сравнения естественных намагниченностей с намагниченностями после переосаждения в последние нужно ввести поправки на потерю материала $M'_r = c_1 M_r$, $M'_{rv} = c_1 M_{rv}$ и $M'_{ri} = c_1 C_{ri}$, а значение M'_r , кроме того, привести к древней геомагнитной широте по формуле

$$M'_{r\varphi} = M'_r \sqrt{\frac{1 + 3 \sin^2 \varphi_m}{1 + 3 \sin^2 \varphi_m^0}}, \quad (38)$$

где $M'_{r\varphi}$ — остаточный магнитный момент осадка, исправленный на потерю материала и приведенный к древней широте φ_m ; φ_m^0 — геомагнитная широта места проведения опыта.

Для того, чтобы судить о вероятности ориентационного происхождения первичной намагниченности породы, вычисляются отношения $\frac{M_{r\varphi}}{M_n}$ и $\frac{I_{n\ 400}^0}{I_{n\ 0}} : \frac{I_{nr\ 400}}{I_{nr}}$, а величины $\frac{M_{rv}}{M_v}$, $\frac{M_{ri}}{M_i}$, $\frac{H'_{cr}}{H'_c}$ служат в качестве контроля минералогической стабильности в процессе опыта.

При этом значения $\frac{M'_{r\varphi}}{M_n}$, $\frac{I_{n\ 200}}{I_{n\ 0}} : \frac{I_{nr\ 200}}{I_{nr}}$ и $\frac{I_{n\ 400}}{I_{n\ 0}} : \frac{I_{nr\ 400}}{I_{nr}}$, близкие к 1, указывают на ориентационное происхождение I_n^0 , в предположении, что магнитный момент Земли в прошлом не отличался существенно от современного.

Обоснованные попытки определения напряженности древнего геомагнитного поля по опытам переосаждения могут быть сделаны только в тех случаях, когда ориентационное происхождение I_n^0 доказано независимым путем.

Опыты переосаждения могут быть использованы и для того, чтобы решить, с частицами какого размера связана ориентационная

намагниченность данной породы. В этом случае суспензия заливается в сосуд вся сразу для того, чтобы обеспечить вертикальное разделение частиц по размерам и удельному весу, а кубики вырезаются из разных частей осадка (верхней, средней и нижней).

Опыты переосаждения проводятся также для оценки «погрешности наклонения» J . При этом вычисляется коэффициент f , определяемый из соотношения (5): $\operatorname{tg} J = k \operatorname{tg} J_n$, где J — наклонение I_{nr} осадка; J_n — наклонение земного поля в месте проведения опыта.

Вычисленный таким образом коэффициент f вводится в качестве поправочного коэффициента в наклонение первичной намагниченности. Однако эту поправку нужно вводить с большой осторожностью, так как в естественных условиях осаждение идет заведомо гораздо медленнее и при меньших концентрациях взвешенных частиц, чем в лабораторных опытах, а всякое повышение концентрации частиц в суспензии и ускорение процесса осаждения приводит к слипанию ферромагнитных частиц с удлиненными частицами глинистых минералов и, следовательно, к увеличению ошибки наклонения.

Минералогические, структурные и другие исследования

В результате лабораторных магнитных исследований может быть получен ответ лишь на вопрос о том, обладают ли ферромагнитные зерна, содержащиеся в породе, первичной намагниченностью, или эта намагниченность утеряна.

Для установления первичности намагниченности по отношению к породе необходимо определить первичность ферромагнитных зерен, что не может быть сделано магнитными исследованиями.

Петрография дает ряд признаков, на основании которых можно отличить ферромагнитные материалы, образовавшиеся вместе с породой, от минералов той же химической формулы, возникших в более позднее время.

Описание петрографических методов установления первичности зерен не входит в нашу задачу. Следует только подчеркнуть, что участие квалифицированного петрографа в палеомагнитных исследованиях необходимо, и только такой петрографический анализ, в котором самым тщательным образом оценена первичность ферромагнитных зерен, представляет интерес для палеомагнетизма. Однако петрографический метод, как и любой другой метод, ограничен в своих возможностях.

1. Петрографическими методами возможно исследовать зерно не менее 10 μm . Более мелкие зерна остаются за пределами оптических возможностей.

2. Петрографическими методами можно только грубо качественно оценить, скажем, богат или беден титаном содержащийся в породе титаномагнетит. Вместе с тем именно состав твердого раствора титаномагнетитов и гемиильменитов может быть одним из показателей их первичности.

3. Естественно, петрография не может дать ответа на вопрос, какие из ферромагнитных зерен, присутствующих в породе, являются носителями намагниченности *.

Чтобы получить ответы на эти вопросы, петрографическое описание шлифа или аншлифа следует дополнить другими исследованиями.

Немагнитные исследования ферромагнитной фракции. При помощи химического анализа можно установить количество FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 .

* Ответ на этот вопрос иногда может дать осаждение магнитного порошка на аншлиф породы. Этот метод для горных пород развивает М. А. Грабовский [Грабовский, Жерденко, 1965].

Если предположить, что эти компоненты входят в состав одного твердого раствора, то можно определить и его состав. Однако может оказаться, что в породе имеется несколько твердых растворов, и тогда задача становится неопределенной. Тем не менее результаты химического анализа позволяют проверить то или иное предположение, основанное на других данных.

Рентгеноструктурный анализ позволяет установить наличие в породе магнетита, гематита, а при благоприятных условиях маггемита и твердых растворов этих минералов с соединениями титана. Рентгеноструктурный анализ, в отличие от петрографического, не ограничен размерами зерен. Очень существенно, что по устанавливаемому параметру решетки можно, пользуясь тройной диаграммой Акимото (рис. 33), подсчитать состав твердого раствора или твердых растворов, присутствующих в породе. Поскольку известно, что твердые растворы определенного состава могут возникать только при высоких температурах и, наоборот, некоторый состав твердого раствора возможен только при низких температурах, по параметру можно вынести суждение о первичности ферромагнитного зерна. Не менее важны сведения о параметре решетки и при выяснении причины обратной намагниченности, так как известно, что самообращение может иметь место лишь в узком интервале состава гемоильменитов [Власов, Звеницев, Павлов, 1964].

Исследование зерен под электронным микроскопом может дать сведения о размере мелких зерен, их форме, а в некоторых случаях позволяет отнести мелкие зерна к гематитовому или магнетитовому ряду (если пылевидные образования ферромагнетика образуют оболочку более крупного зерна, эти сведения не могут быть получены). Иногда под электронным микроскопом удается обнаружить структуру распада на зерна, которые представляются однородными при просмотре под оптическим микроскопом. Можно отметить, что именно на таких микроструктурах, с величиной ячейки порядка сотых долей микрона, можно ожидать самообращения намагниченности у титаномагнетитов.

Магнитные исследования ферромагнитного зерна. При нагреве образца, намагниченного до насыщения, перегибы кривой $I_s(T)$ свидетельствуют о наличии фазовых переходов. Для реальных ферромагнетиков, присутствующих в горных породах, эти перегибы кривой могут быть обусловлены: 1) точками Кюри различных ферромагнитных компонентов; 2) переходом маггемита в гематит; 3) окислением магнетита (переход в гематит); 4) распадом гидроокислов.

Плавная кривая, не имеющая вогнутостей в сторону оси абсцисс и повторяющаяся при повторном нагреве, свидетельствует о присутствии одного ферромагнетика, точка Кюри которого находится по пересечению касательной к последней части кривой с осью абсцисс.

Перегибы на кривой, воспроизводимые при повторных нагревах, указывают на точки Кюри существующих в породе ферромагнетиков.

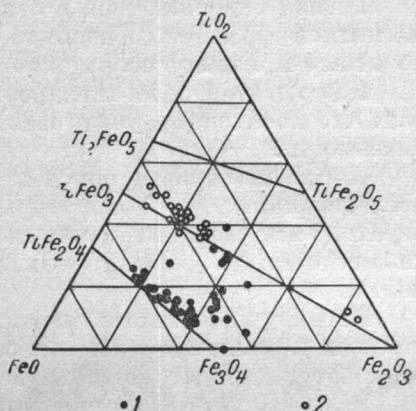


Рис. 33. Химический состав ферромагнитных окисных минералов, представленный на тройной диаграмме $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (по Акимото, 1962).

1 — титаномагнетиты и титаномангандиты;
2 — ильменито-гематитовая серия минералов.

Значения этих точек Кюри определяются по пересечению касательных к кривой по обе стороны перегиба. Перегиб на кривой (чаще всего в интервале 200—300° С), не воспроизводимый при повторном нагреве (повторная кривая плавная, приблизительно совпадающая с первой кривой на участке от температуры перегиба до 500° С), означает переход маггемита в гематит. При этом I_s (или I_{rs}) после первого нагрева заметно понижается. Если при повторном нагреве величина I_s (или I_{rs}) остается неизменной или даже повышается, а перегибы на кривой $I_{rs}(T)$ смешаются в сторону больших или меньших температур, то эти перегибы означают распад твердых растворов. Перегибы на кривой, не обнаруживающиеся при повторных нагревах, при условии, что после первого нагрева происходит заметное возрастание I_s (или I_{rs}), связаны с распадом гидроокислов.

Распад гидроокислов, в отличие от других изменений состава ферромагнитной фракции, влечет за собой изменение веса образца. Именно по этому признаку его можно надежно отличить от других процессов.

Как маггемит, так и гидроокислы образуются при низких температурах, что необходимо учитывать при доказательствах первичности намагниченности.

Нагревая образец породы, не подвергнутый никаким лабораторным исследованиям, до температуры, несколько превышающей температуру перехода маггемита в гематит или распада гидроокисла, можно установить, какая часть I_n была связана с низкотемпературными образованиями.

Переход магнетита в гематит выявляется при сравнении первой и повторных кривых нагрева: повторная кривая, особенно в области низких температур, пойдет ниже первой.

Если нет установки для определения точек Кюри, можно на расстоянии нескольких сантиметров от измерительной системы магнитометра установить небольшую печь. При этом приходится вместо $I_s(T)$ снимать кривую $I_{rs}(T)$, т. е. нагревать образец, предварительно намагниченный в электромагните в полях 5000—8000 э. Следует тщательно теплоизолировать печь от магнитометра, что лучше всего достигается при помощи водяного охлаждения, смонтированного между ними.

Термодифференциальный анализ состоит в том, что измеряется температура двух образцов — эталонного и рабочего, помещенных рядов в печи. Поскольку фазовые переходы при нагреве связаны с дополнительным поглощением тепла, подъем температуры в точках фазового перехода будет замедляться. Сравнивая возрастания температуры T у исследуемого образца и T_0 эталона (эталон выбирается таким, чтобы до 700° С у него не было фазовых переходов), можно выявить перегибы кривой $T(T_0)$, соответствующие фазовым переходам у образца.

Таким образом, термодифференциальный анализ имеет те же возможности и тот же способ расшифровки данных, что и метод точек Кюри. По сравнению с методом точек Кюри он имеет то преимущество, что если при снятии точек Кюри гематитовую фазу можно не заметить, то при термодифференциальном анализе точка Кюри гематита приходится на наиболее высокую часть кривой и, следовательно, пропустить ее невозможно.

Низкотемпературный анализ. Как магнетит, так и гематит имеют так называемые точки компенсации. Точка компенсации — это температура ниже точки Кюри, при которой намагниченность и магнитная восприимчивость поникаются до нуля. У гематита точка компенсации равна — 40° С, у магнетита — 160° С.

Для определения того, к какому ряду — магнетитовому или гематитовому принадлежит пылевидная фракция, следует намагнитить образец,

а затем охладить его до температуры, лежащей между -160°C и -40°C , производя измерения его намагниченности. Намагниченность I_s (или I_{rs}) магнетита при таком охлаждении и последующем нагреве будет изменяться практически обратимо; у гематита будет иметь место ощутимое уменьшение I_s (или I_{rs}) при нагреве. Такой анализ хорош своей простотой, однако, проводя его, следует иметь в виду, что примеси титана понижают точку компенсации гематита и тем самым искажают результаты анализа.

Все вышеописанные магнитные исследования достаточно просто проводятся на изверженных породах с $\chi \approx 10^{-4}$ СГС. Для осадочных пород перед проведением анализа приходится сепарировать ферромагнитную фракцию.

Зерна, различимые под микроскопом, хорошо поддаются сепарации в поле электромагнита. Можно рекомендовать пропускание размешанного в воде порошка исследуемой породы через узкую стеклянную трубку ($d = 4-8\text{ mm}$), установленную вертикально между полюсами электромагнита, создающими неоднородное горизонтальное постоянное магнитное поле $H = 5000-10\,000\text{ э}$ с горизонтальным градиентом. В трубке имеется вертикальная перегородка, на которую оседают магнитные частицы, которые стремятся втянуться в межполюсное пространство. Хорошие результаты получаются при полюсных наконечниках, сечение которых имеет ножевидную форму. Наилучшим прибором, позволяющим выделять несколько магнитных фракций с различными интервалами магнитной восприимчивости зерен (в пределах от $5 \cdot 10^{-5}$ до 1 СГС), является магнитный сепаратор СИМ-1. Этот прибор серийно выпускается заводом «Геологоразведка».

Можно использовать термосепарацию. При этом измельченная порода тонким слоем рассыпается на кварцевом или латунном листе, помещенном в печь. Сверху к печи придвигается полюс электромагнита. Ферромагнитные зерна притягиваются к электромагниту, а немагнитная фаза остается на листе и удаляется. При последующем нагреве до точки Кюри на лист выпадают ферромагнитные зерна, обладающие точкой Кюри, равной температуре нагрева. Постепенно увеличивая температуру, можно разделить ферромагнитные зерна с разными точками Кюри. Необходимо иметь в виду, что целый ряд исследований ферромагнитных зерен целесообразно делать до их нагрева, следовательно, сепарацию в поле электромагнита не всегда можно заменить термосепарацией.

В некоторых случаях хорошие результаты дает метод отмучивания. При помощи этого метода удается отделить ферромагнитные зерна от немагнитных, поскольку первые являются более тяжелыми, а главное, разделить ферромагнитные зерна разного размера. Практически можно разделить зерна размером до $2,5\text{ мк}$. Более мелкие зерна остаются во взвеси неопределенно долгое время.

Ни одним методом не удается выделить ферромагнитную фракцию, различимую под микроскопом как пылевидные скопления или включения. Этот вопрос предстоит решить объединенными усилиями петрографов и магнитологов. Поскольку эта неподдающаяся выделению фракция может иметь существенное значение при расшифровке магнитных свойств образца, из породы, оставшейся после сепарации, следует изготовить искусственные образцы. Задав им идеальную или термонамагнитность (или ориентационную), можно оценить, какая часть I_n и какие магнитные характеристики естественного образца обусловлены пылевидной ферромагнитной фазой.

Исследование магнитной анизотропии горных пород

Тензорный характер зависимости намагниченности породы от намагничивающего поля вынуждает изучать магнитную анизотропию горных пород для того, чтобы перейти от направления первичной намагниченности I_n^0 породы к направлению древнего магнитного поля H . (гл. 1, § 4). В случае изотропных или слабо анизотропных пород направление I_n^0 есть направление H . Однако как изверженные, так и осадочные породы могут быть анизотропными в магнитном отношении, и в зависимости от причин анизотропии следует различать слоисто-структурную, текстурную, а также кристаллографическую анизотропию.

Слоисто-структурная анизотропия. Слоистая структура, при которой разные слои имеют существенное отличие в χ , вызывает анизотропию, которая будет ощутима при измерении χ , но при $\chi < 5 \cdot 10^{-3}$ не может повлиять на направление I_n . При $\chi > 5 \cdot 10^{-3}$ слоисто-структурная анизотропия может привести к отклонению остаточной намагниченности от намагничивающего поля к плоскости напластования. При этом будет иметь место и анизотропия магнитной стабильности. Структурная анизотропия выявляется даже при внешнем просмотре образца.

Текстурная анизотропия. Она связана с определенным расположением в породе неизометричных зерен. Длинные оси зерен будут стремиться расположиться в горизонтальной плоскости и, кроме того, по направлению течения, если такое имело место в процессе образования породы. У осадочных пород текстурная анизотропия при неизометричных зернах неизбежна, у изверженных — весьма вероятна. В некоторых случаях могут образоваться цепочки из магнитных зерен, что особенно вероятно для сильно магнитных пород. Текстурная анизотропия неизбежно влечет искажение направления I_n , в частности, занижение наклонения. Резко выраженная текстурная анизотропия проявляется в том, что χ вкрест плоскости напластования систематически меньше, чем в плоскости напластования. Текстура зерен при этом может быть обнаружена под микроскопом. Однако надо иметь в виду, что при небольшом отступлении от изометричной формы зерен разность χ по разным направлениям может быть соизмеримой с погрешностью измерения, и микроскопический просмотр шлифа или аншлифа тоже не позволит с уверенностью установить наличие текстуры. В то же время отклонение I_n от направления намагничивающего поля может достигать значений, существенных для палеомагнитных исследований. Такая картина может иметь место, например, у пород, подвергавшихся в процессе уплотнения и последующей жизни значительным давлениям. Для обнаружения такой анизотропии приходится прибегать к специальным исследованиям при помощи динамометров (анизометров).

При этих исследованиях образец подвешивается на упругой нити в поле сильного электромагнита (5000—30 000 э). В случае изотропного образца при любом его положении относительно поля намагниченность I_s будет одинаковой. Если в каком-то направлении I_s образца больше, чем в перпендикулярном ему, то образец будет стремиться расположиться между полюсами электромагнита так, чтобы это направление наибольшей намагниченности совпало с направлением поля электромагнита. Следовательно, при вращении электромагнита относительно образца последний, стремясь повернуться вслед за полем, будет совершать колебания с периодом, равным половине периода вращения электромагнита. Метод анизометра позволяет не только установить направление наибольшей χ и установить величину анизотропии, но также, если это представляет интерес,

вычислить отношение большой и малой осей неизометричных зерен. В настоящее время рекомендации по внесению поправки в направление I_n по величине обнаруженной анизотропии носят частный характер [Власов, Коваленко, 1964]. Стэси предлагает считать пригодными для палеомагнитных исследований те образцы, у которых анизотропия выражается отклонением на анизометре не более 3° .

Кристаллографическая анизотропия. Этот вид анизотропии возникает, например, при медленном росте ферромагнитных кристаллов в магнитном поле. Оси легкого намагничивания кристаллов могут располагаться преимущественно вдоль намагничивающего поля.

Упорядоченное расположение осей легкого намагничивания в свою очередь обусловит возникновение магнитной анизотропии. Кристаллографическая анизотропия обнаруживается также на анизометре. Поскольку оси легкого намагничивания в кристаллах кубической решетки направлены под углом 90° (или близким к 90°) друг к другу, то, естественно, кристаллографическая текстура в образце вызовет колебание образца в анизометре с периодом, равным $1/4$ периода вращения электромагнита. По величине анизотропия χ , связанная с кристаллографической анизотропией, обычно бывает существенно меньше, чем анизотропия χ , связанная с текстурой удлиненных зерен [Власов, Коваленко, 1964].

Термомагнитная анизотропия. Термонамагничивание создает в ферромагнетике упорядоченное состояние магнитострикционных напряжений. В образцах, у которых оси легкого намагничивания обусловлены в большей степени магнитострикционными напряжениями, в результате термонамагничивания может возникнуть текстура этих напряжений, и χ по направлению I_{rt} , даже после размагничивания переменным полем будет больше, чем в перпендикулярном направлении. Эта анизотропия проявляется очень редко и к направлению I_n отношения не имеет. От других видов анизотропии отличается тем, что исчезает после терморазмагничивания.

ГЛАВА 3

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

§ 1. Основные гипотезы и выводы палеомагнитологии в свете палеомагнитных данных по СССР

О дискуссии по основным гипотезам палеомагнетизма

Еще в 1955—1958 гг., через несколько лет после начала серьезных палеомагнитных исследований, был получен ряд данных, которые представили чрезвычайный интерес как для науки о земном магнетизме, так и для исторической геологии и геотектоники. Эти данные позволили прийти к следующим выводам, которые, однако, в то время еще не были достаточно обоснованными.

1. Земное магнитное поле существенно изменялось в геологическом масштабе времени. Оно характеризуется медленным направленным изменением во времени и, кроме того, претерпело целый ряд обращений.

2. Палеомагнитные данные для разных точек земного шара, относящиеся к антропогену и неогену, хорошо согласуются между собой, если предположить, что средним состоянием земного магнитного поля за все это время является поле диполя (той или иной полярности), ориентированного по оси вращения Земли (гипотеза центрального осевого диполя).

3. Палеомагнитные данные для палеозоя, в предположении о дипольности поля, хорошо согласуются внутри каждого континента, если предположить миграцию полюсов.

4. Пути миграции полюса, вычисленные по данным для разных континентов, существенно различаются и могут быть удовлетворительно согласованы, если предположить наличие континентального дрейфа почти того же масштаба и в общем того же характера, который предполагался А. Вегенером.

Большое значение палеомагнитных исследований в области геохронологии и стратиграфии, равно как и выводы о достаточной обоснованности построения и использования палеомагнитной шкалы времени, основанной на изменении земного магнитного поля в прошлом, были подтверждены практически примерами расчленения, определения геологического возраста и возрастной корреляции геологических образований [Храмов, 1957; 1958; Комаров, 1957; Комиссарова, 1963; Храмов, 1963; Du Bois, 1958 и др.]. Все это в настоящее время является наименее дискуссионным из выводов палеомагнитологии.

Для создания теории главного геомагнитного поля большое значение имеет факт установления инверсий этого поля. Естественно, что особый интерес представляет изучение процессов протекания инверсии, так как

определенный характер осуществления инверсии связан с определенными движениями вещества во внешнем ядре.

Реальность инверсий в настоящее время доказана и вряд ли подлежит сомнению. Это, однако, не исключает необходимости в каждом отдельном случае доказывать, чем вызвана определенная намагниченность пород — инверсией или самообращением.

Иное положение создалось в отношении выводов, касающихся континентального дрейфа. Дискуссионный характер самой гипотезы континентального дрейфа, которая имеет у нас мало сторонников, сравнительная скучность палеомагнитных данных и принципиальная возможность их иной интерпретации в отношении континентального дрейфа привели к возникновению полемики в нашей печати [Кропоткин, 1960; Белоусов; 1958; Резанов, 1961]. Статья Е. Телье [1964], содержащая во многом справедливую критику ранних работ 1948—1956 гг. в области палеомагнитологии, продолжает эту полемику, пытаясь поставить под сомнение и прочность всего «здания палеомагнетизма».

В этих условиях анализ новых палеомагнитных данных с точки зрения их соответствия с прежними выводами или расхождения с ними является весьма важным делом.

Общий характер палеомагнитных данных

Для того, чтобы приблизиться к правильной трактовке палеомагнитных данных по СССР, оценим величины возмущений, т. е. «уровень шумов» в палеомагнетизме.

Первоначальная фиксация земного магнитного поля. Оценка погрешностей, возникающих из-за неточности «закрепления» земного магнитного поля в осадке или лаве, может быть получена двумя путями: анализом направлений I_n позднечетвертичных образований и рассмотрением результатов лабораторных исследований, воспроизводящих естественный процесс образования.

В настоящее время имеется несколько сводок мировых палеомагнитных данных. Наиболее полными из них являются сводка Ирвинга, опубликованная в его монографии «Палеомагнетизм» [Irving, 1964], обзор Кокса и Долла [Cox, Doell, 1960] и сводка А. Н. Храмова и А. Н. Шмелевой [1963]. В этих сводках имеется 41 палеомагнитное определение для пород моложе 500 тыс. лет. Эти данные нами проанализированы следующим путем. Для каждого из определений подсчитаны разности между средними наклонением I_n пород и наклонением поля центрального осевого диполя в точке отбора. Распределение этих разностей, а также значений угла склонения D вектора I_n изображено на гистограммах (рис. 34). Среднеквадратичное отклонение от нулевого для склонения составляет $\sigma_D = 7^\circ$, а для наклонения $\sigma_J = 5^\circ$. При этом заметно систематическое занижение наклонения, однако это занижение составляет в среднем $\Delta J = -3^\circ$.

Эти величины ожидаемых погрешностей подтверждаются и лабораторными исследованиями. Изверженные породы при остывании в лаборатории, как показали многочисленные работы, всегда очень точно фиксируют земное магнитное поле. Это недавно было подтверждено детальным изучением современных лавовых потоков вулканов Камчатки, которые даже в своих краевых частях, где можно более всего ожидать искажающего влияния вязких движений лавы, намагничены строго по современному земному магнитному полю [Сквородкин, 1965].

В осадочных породах систематическая погрешность в наклонении иногда может достигать 20° [Griffiths, King, 1955]. Однако, как показали

опыты переосаждения, занижение наклонения лежит обычно в пределах 5—10° [Власов, Коваленко, 1964] или же не достигает и этой величины [Шмелева, 1963].

Сохранность древней намагниченности. В горных породах можно ожидать наличие следующих процессов, изменяющих их начальную остаточную намагниченность: а) релаксационное спадение начальной намагниченности; б) возникновение вторичной намагниченности и разрушение первичной в результате химических изменений; в) самообращение намагниченности; г) возникновение вязкой намагниченности (гл. 1, § 3). Поскольку первый из этих процессов не изменяет направления намагниченности, основные погрешности связаны с наложением вторичных компонент намагниченности — химической, кристаллизационной и вязкой.

Современные методы позволяют надежно оценить сохранность древней намагниченности, найти направление первичной намагниченности,

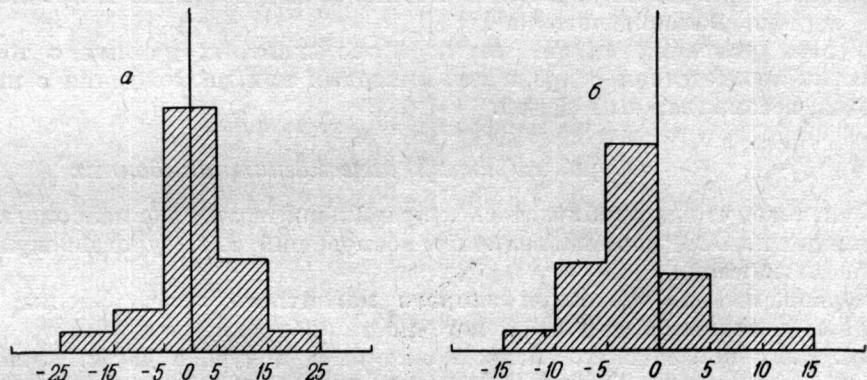


Рис. 34. Распределение направлений I_n позднечетвертичных и современных образований: а — распределение склонения D ; б — распределение разностей $J - J_c$.

J — наклонение I_n ; J_c — магнитное наклонение в точке отбора, вычисленное по формуле $\tan J = 2 \tan \Phi$.

узнать ее происхождение (гл. 2, § 3, 4). Эти методы, примененные совместно, дают однозначный ответ на поставленный вопрос, однако до сих пор не все палеомагнитные определения сопровождаются необходимым комплексом соответствующих исследований. Тем не менее широко применяемые методы магнитной чистки, плоскостей перемагничивания и отбраковки данных по полевым и лабораторным параметрам стабильности I_n позволяют, по меньшей мере, выделить либо наиболее жесткую компоненту намагниченности, либо ту часть намагниченности, которая возникла до смятия пород в складки. В большинстве имеющихся определений остается нерешенным вопрос о наличии в древней, но несинхронной породе химической намагниченности и вопрос о самообращении первичной намагниченности.

В настоящее время трудно численно оценить погрешности, возникающие вследствие неполного учета вторичной намагниченности и процессов самообращения. Можно лишь отметить четыре момента, облегчающие интерпретацию данных.

1. Вторичная намагниченность, направленная по современному земному полю (наиболее частый случай) приводит к завышению широты палеомагнитного полюса при прямой намагниченности пород и к ее занижению в случае обратной намагниченности. Если при этом породы не подвергались тектоническому наклону, долгота полюса не искается.

2. Метод обращения исключает влияние вторичной намагниченности любого направления.

3. Вероятность реального осуществления в горных породах процесса самообращения I_n составляет, по данным изучения зон обжига, всего 2% [Wilson, 1963].

4. Самообращение (полное) не меняет координат палеомагнитного полюса.

Определение вековых вариаций и пространственных аномалий земного магнитного поля. Средняя скорость образования осадка в современных бассейнах считается равной 0,3 мм в год. Поэтому даже при равномерном накоплении осадка в одном образце (кубик с ребром в 2,5–5 см) представлены слои, отложившиеся в течение всего 80–700 лет, и осреднения вековых вариаций, имеющих период порядка 500–1000 лет, не достигается. Необходимо учитывать, что процесс осадконакопления идет неравномерно, к тому же весьма вероятно наличие вековых вариаций с длиной цикла, значительно превышающей 1000 лет [Nagata, 1949].

Еще более прерывистый характер имеет фиксация земного магнитного поля в лавовых потоках и покровах. Действительно, время остывания одного потока, в зависимости от его размеров, составляет от нескольких недель до нескольких лет, а перерывы между излияниями могут быть и несколько лет, но могут достигать и сотен и тысяч лет.

Амплитуда вековых вариаций, судя по обсерваторским и археомагнитным данным, составляет $20 \div 30^\circ$ и, следовательно, необходимо допускать, что среднее направление I_n какого-либо пласта или потока может отклоняться от среднего направления земного магнитного поля в точке отбора (осредненного за промежуток времени порядка 10^4 лет) на угол порядка $\pm 10 \div 15^\circ$. Среднее отклонение I_n , вызванное вековыми вариациями, можно оценить в 10° ; $\delta_t = 10$.

В несколько другом положении находятся сравнительно крупные интрузии, не выходящие на поверхность и остающиеся очень медленно (иногда в течение миллионов лет), и для которых среднее направление I_n можно считать свободным от вековых вариаций. Однако и там, ввиду постепенности охлаждения интрузии от периферии к центру, данные по образцам, взятым на одном расстоянии от края интрузий, могут содержать ошибку за счет вековых вариаций.

Среднее отклонение современного земного магнитного поля от поля центрального осевого диполя, по оценке Кокса [Кокс, Долл, 1963], составляет $\delta_a = 11^\circ$. Поскольку эта величина вычислена как средний угол между нормальным полем и полем центрального осевого диполя в разных точках земной поверхности, она может служить приближенной оценкой погрешностей, обусловленных древними материковыми аномалиями земного поля. Случай значительно более сильных отклонений, вероятно, будут очень редки, поскольку доля земной поверхности, занятая такими локальными магнитными аномалиями, как Курская, весьма невелика.

Суммарное среднее отклонение I_n образца от осредненного во времени направления дипольной части магнитного поля можно оценить как $\delta = \sqrt{\delta_t^2 + \delta_a^2} = 15^\circ$.

Таким образом, палеомагнитные определения, основанные на изучении одного или немногих лавовых потоков или пластов осадочных пород, заведомо содержат в себе погрешность порядка 15° , независимо от той оценки погрешности α , которая дается, исходя из внутренней сходимости векторов I_n . Это обстоятельство необходимо учитывать при интерпретации таких определений.

Однако современные палеомагнитные определения, в том числе и большинство определений по СССР, основаны на изучении многих десятков лавовых потоков или многих десятков, сотен и даже тысяч слоев осадочных пород, исследованных в многочисленных выходах в пределах большого района. В таких случаях можно считать, что осреднение земного поля во времени и по площади будет достаточным для исключения систематических погрешностей, превышающих случайные погрешности самих определений.

Оценка уровня шумов в палеомагнетизме, таким образом, показывает необходимость дифференцированного подхода к палеомагнитным данным.

Минимум требований к палеомагнитным определениям, который обеспечивает приближение статистической оценки погрешности в виде величины α_{95} к истинной, исходя из проведенного выше анализа, можно сформулировать так.

1. Применение двух независимых методов определения направления первичной намагниченности.

2. Наличие минералогических данных о первичности зерен — носителей намагниченности или доказательств ориентационной или термоостаточной природы I_n .

3. Отбор образцов не менее, чем на 10 различных стратиграфических уровнях, и не менее, чем в трех пунктах, отстоящих по меньшей мере на 50 км друг от друга (средний размер локальных аномалий).

При неполном исключении вторичной намагниченности, отсутствии сведений о способе и времени образования первичной намагниченности, а также в тех случаях, когда данные относятся к немногим пластам или потокам, изученным только в одном обнажении или в пределах небольшого района, действительные погрешности палеомагнитных определений могут значительно превышать внутреннюю сходимость, оцениваемую радиусом доверия α , достигая 20—30°.

Удельный вес таких недостаточно корректных определений в СССР сравнительно невелик, чему в немалой степени способствовала деятельность Комиссии по постоянному магнитному полю Земли и палеомагнетизму, составление и издание «Методики палеомагнитных исследований», равно как и осознанная исследователями необходимость повышения достоверности палеомагнитных определений.

Важно также отметить, что при достаточно большом статистическом материале, основанном на изучении пород различного облика и из разных районов, влияние большинства обсужденных выше факторов будет носить характер возмущений и систематические погрешности окажутся существенно уменьшенными. Появится также и возможность статистически обоснованной отбраковки данных.

Обзор палеомагнитных данных

Первой полной сводкой палеомагнитных данных по СССР является сводка А. Г. Калашникова [1961]. В ней опубликованы данные 111 определений и проведен их анализ. Выполненная А. Г. Калашниковым работа по обобщению палеомагнитных данных по Советскому Союзу, хотя и не законченная им, существенно облегчила нашу задачу — рассмотреть основные гипотезы и выводы палеомагнетизма в свете данных по СССР.

Необходимость составления новой сводки палеомагнитных данных обусловлена не только получением значительного количества новых палеомагнитных определений, но и, главным образом, возрастшим их методическим уровнем.

В настоящее время все палеомагнитные исследования ведутся по единой методике [Храмов и др., 1961], широко применяются, в отличие от исследований прошлых лет, методы изучения сохранности и природы первичной намагниченности; почти исчезли работы, в которых палеомагнитные данные проводятся без достаточно обоснованного выделения первичной намагниченности.

Это обстоятельство, а также проведение большинства палеомагнитных исследований по единой программе обеспечило сопоставимость, достаточную полноту и надежность как новых, так и прежних палеомагнитных определений. Ранние определения по постановлению Комиссии по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму были подвергнуты ревизии авторами определений; наиболее полные и качественные определения подтверждены, другие дополнены новыми данными и уточнены. Именно эта ревизия, а также получение значительного числа новых определений (всего около 300) позволили составить новую сводную таблицу (приложение 1) и использовать эти определения для анализа.

Изученность древнего земного магнитного поля в настоящее время такова, что мы еще далеки от построения карт элементов земного магнетизма на территории СССР для определенных эпох далекого прошлого.

Даже если анализировать данные по таким крупным отрезкам времени, как периоды, и строить, следовательно, весьма обобщенные карты, то и тогда на территорию СССР будет приходиться в лучшем случае два десятка определений, к тому же весьма неравномерно распределенных как в пространстве, так и во времени.

Причину этого следует видеть не только в недостаточном развитии сети палеомагнитных определений, но и в том, что образования определенного возраста, например кембрия, развиты только в некоторых районах, которые еще более сужены невозможностью на настоящем этапе исследований использовать керны скважин.

Ограниченностъ материала не позволяет пока провести последовательный анализ непосредственно распределения направлений древнего поля для всех эпох (попытка такого анализа будет сделана ниже). В этих условиях наиболее рационально принять гипотезу соответствия земного поля полю центрального диполя и проанализировать распределения палеомагнитных полюсов для каждой эпохи. Эти распределения, по данным определений, приведены на рис. 35—41.

Протерозой, синий и кембрий ранний и средний (рис. 35, а). Данных, относящихся к громадному промежутку времени, который охватывает протерозой и кембрий, пока еще очень мало. Почти все они были получены в Сибири и лишь пять определений относятся к южному Уралу. Несомненно, что магнитное поле в то время сильно отличалось от современного. Одна группа палеомагнитных полюсов синия (рифея) располагалась в Центральной Америке, другая — в центральной части Тихого океана близ Южного тропика, уже недалеко от палеомагнитных полюсов раннего и среднего кембрия.

Наличие прямой и обратной намагниченностей позволяет предполагать ряд обращений земного магнитного поля за рассматриваемый промежуток времени (не менее 6).

Во временном плане преобладало все же поле обратной полярности — вплоть до позднего кембрия. Следует, однако, оговориться, что полярность для протерозоя и синия устанавливается только предположительно, так как отрывочность данных не позволяет проследить пути перемещения палеомагнитного полюса за этот громадный промежуток времени.

Поздний кембрий и ордовик (рис. 35, б). Данные по позднему кембрию и ордовику получены в двух регионах — на Урале и южной окраине

Сибирской платформы. Соответственно резко выделяются две группы палеомагнитных полюсов — в центральной части Тихого океана и в районе Австралии и Индонезии. Заметно смещение палеомагнитного полюса на север в силуре по сравнению с поздним кембрием и ордовиком.

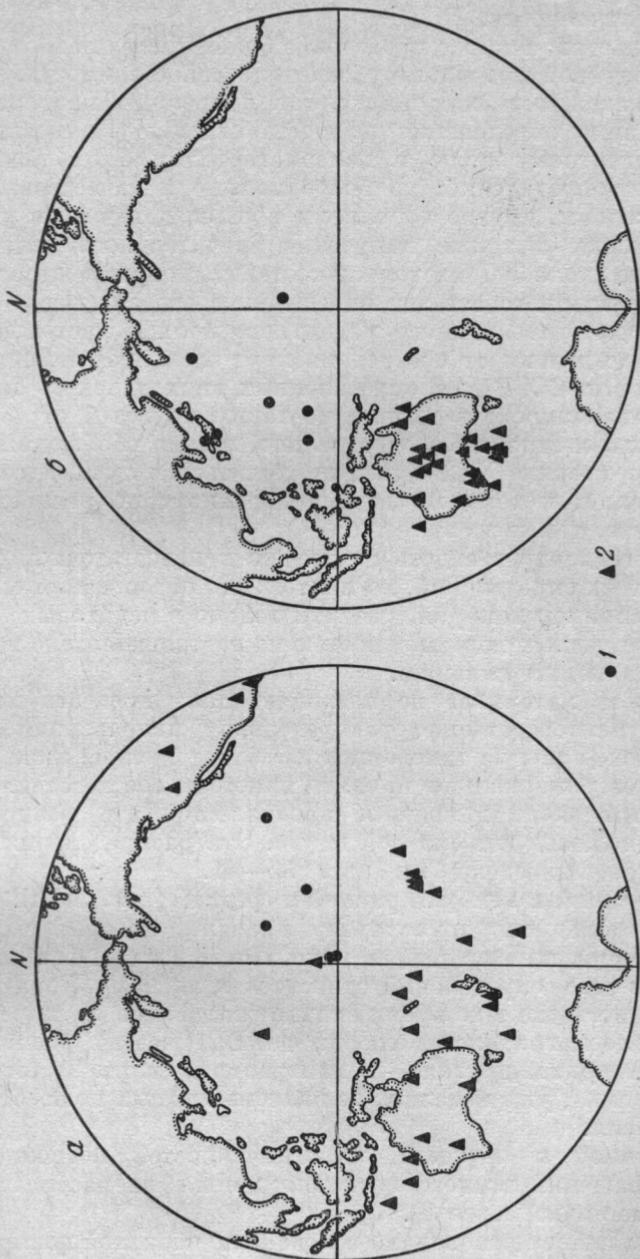


Рис. 35. Палеомагнитные полюсы: *a* — протерозой (сийин, рифей), ранний и средний кембрий; *b* — поздний кембрий и ордовик.
Данные по территории: 1 — Европейской части СССР и Центральной Азии; 2 — Сибири и Дальнего Востока.

сибирским данным и на северо-запад — по уральским. Обращения земного магнитного поля устанавливаются в позднем кембрии — не менее 8, в ордовике — не менее 11. В позднем кембрии, раннем и среднем ордовике обе полярности земного поля были равноправны; в позднем ордовике преобладала прямая полярность.

Силур и девон (рис. 36). Данные по девону имеются для трех регионов — юго-западной и западной окраин Сибирской платформы, Урала и запада Русской платформы. Палеомагнитные полюса силура и особенно девона по сравнению с более древними эпохами, как это уже отмечалось [Калашников, 1961; Сох, Doell, 1960] весьма тесно группируются, располагаясь в северо-западной части Тихого океана. Все же сибирские полюса располагаются к юго-западу от уральских и европейских. Констатировано не менее 8 обращений в силуре, 5 — на рубеже силура и девона и в раннем девоне и 2 обращения в позднем девоне — в фаменском

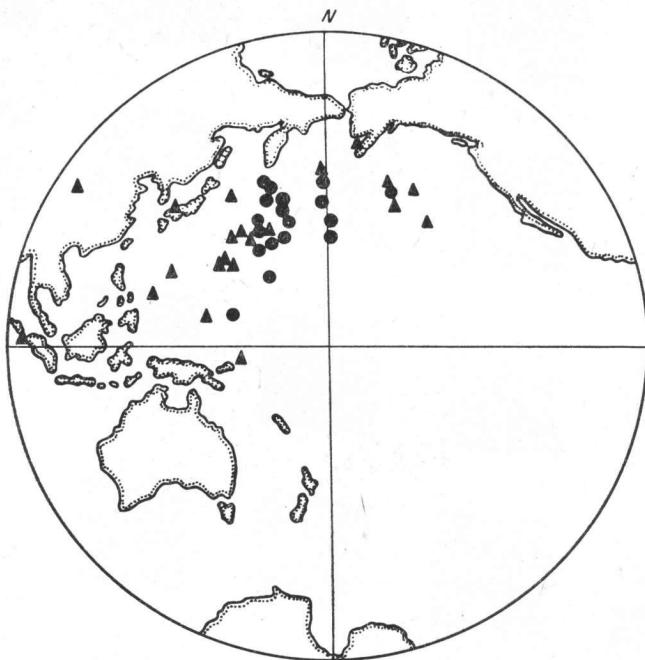


Рис. 36. Палеомагнитные полюса силура и девона.

веке. Остальная часть девона характеризуется обратным земным магнитным полем.

Карбон (рис. 37). Количество данных по карбону резко увеличилось за последнее время, и каменноугольная система является теперь одной из наиболее хорошо изученных на территории СССР. К сожалению, почти все палеомагнитные данные относятся к европейской части СССР: 34 определения относятся к Донбассу и Подмосковью. Имеется только 10 определений по Уралу и Казахстану и 11 по Сибири. Сибирские палеомагнитные полюса расположены в основном юго-западнее европейских полюсов.

Разброс полюсов карбона по данным для европейской части СССР больше, чем разброс полюсов девона; недавно на основе анализа мировых данных было показано [Храмов, Комиссарова, 1963], что причиной этого являются существенные перемещения полюсов в течение карбона, а не отклонения от дипольности земного магнитного поля в карбоне. Группирование полюсов по эпохам карбона в табл. 1 подтверждает этот вывод; координаты полюсов внутри эпохи почти не отличаются друг от друга.

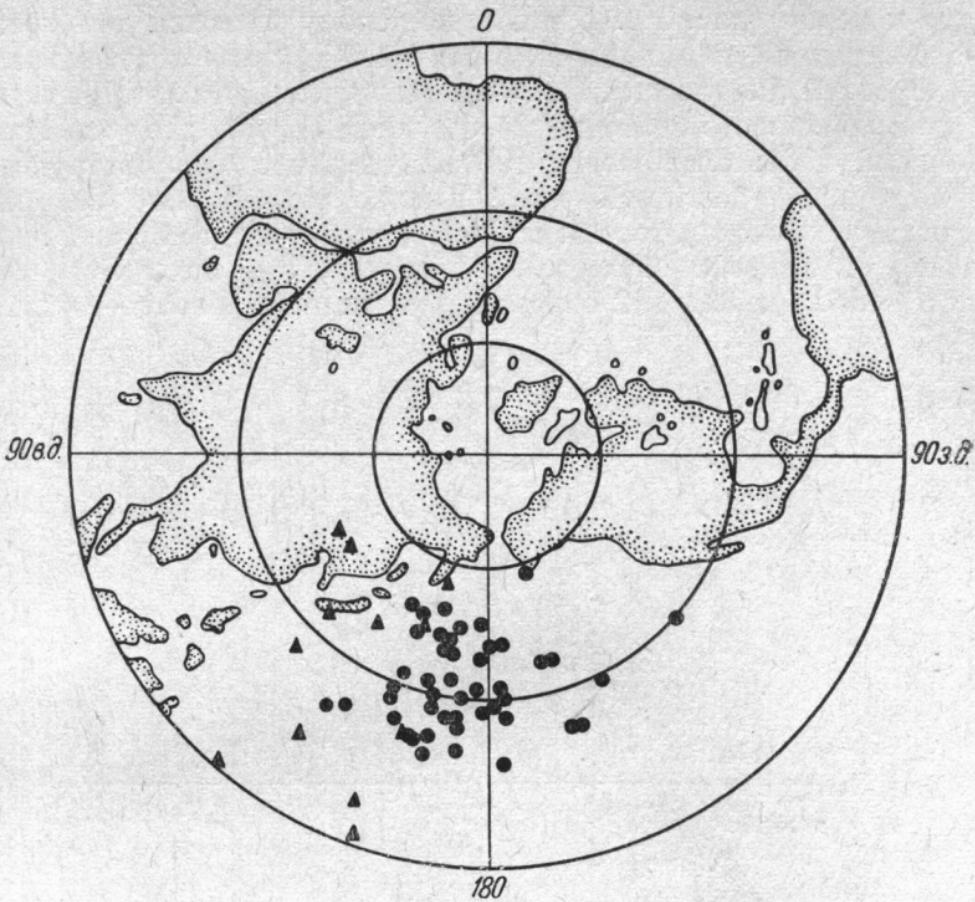


Рис. 37. Палеомагнитные полюса карбона.

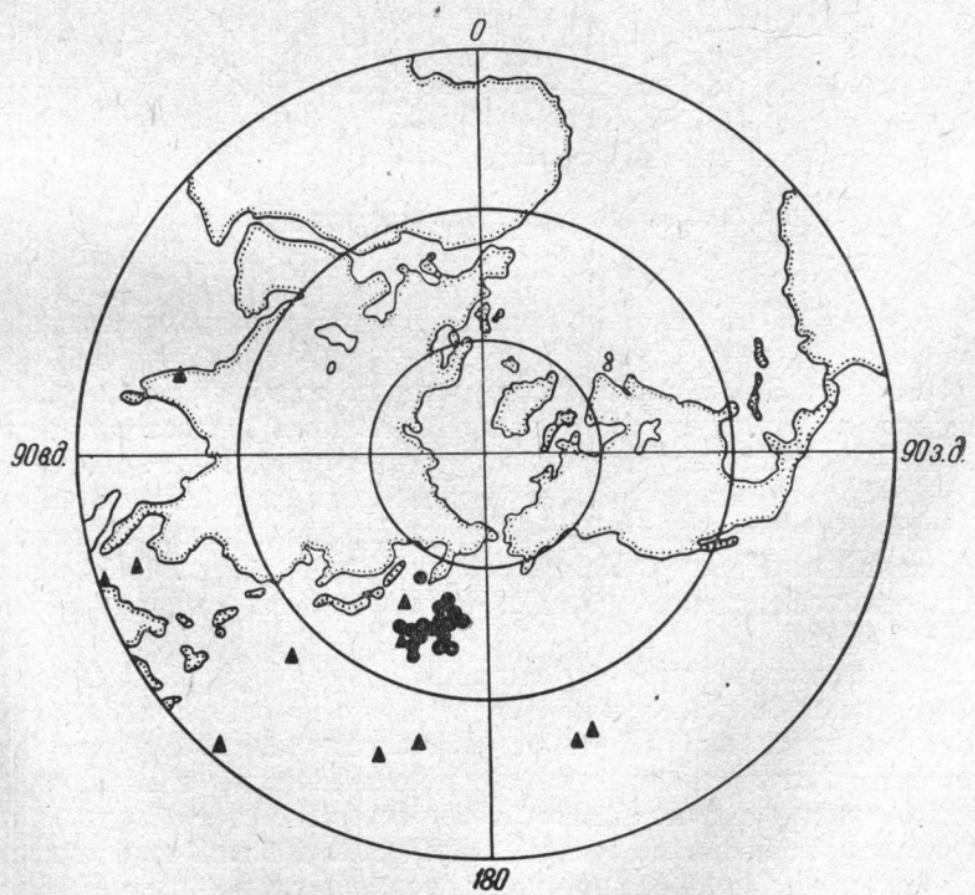


Рис. 38. Палеомагнитные полюса перми.

Предположительное число обращений земного магнитного поля в карбоне, по данным исследований в СССР, не менее 14. При этом почти во всем карбоне резко преобладала обратная полярность, только в первой половине среднего карбона прямая и обратная полярности были почти равноправны.

Пермь (рис. 38). Пермская система сравнительно полно изучена только в Донбассе и на востоке Русской платформы, по Сибири имеется только несколько определений.

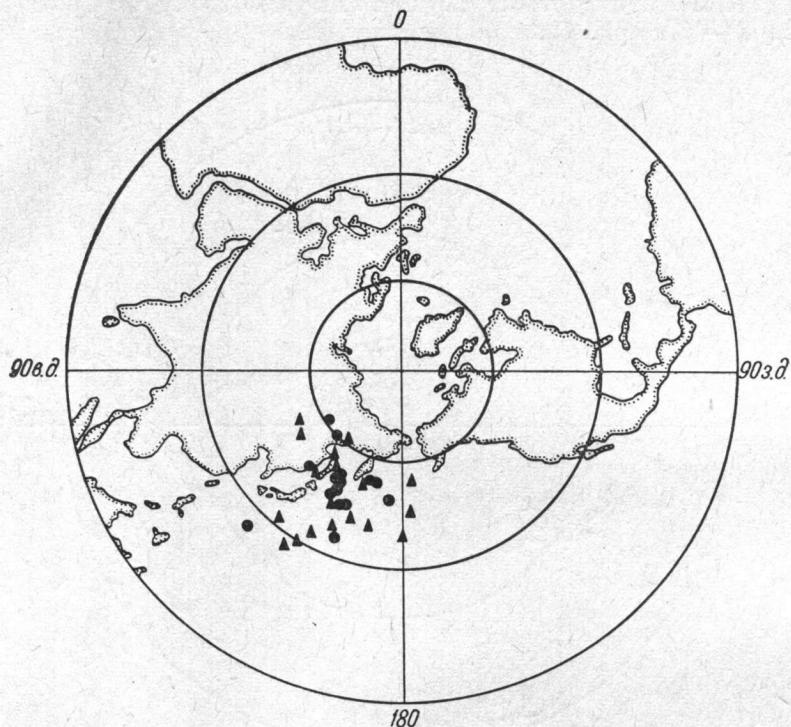


Рис. 39. Палеомагнитные полюса триаса.

Разброс пермских полюсов весьма невелик, расхождение между европейскими и сибирскими данными — того же порядка, как для девона и карбона.

В перми резко преобладала обратная полярность земного магнитного поля. Только в татарском веке поздней перми произошло 4 обращения земного магнитного поля.

Палеомагнитные полюса перми по сравнению с полюсами девона и карбона продвинулись на север. Это движение заметно и в пределах самой перми: позднепермские полюса лежат приблизительно на 8° севернее раннепермских.

Триас (рис. 39). Палеомагнитные определения, относящиеся к триасовому периоду, сосредоточены главным образом в трех районах: в Донбассе, на востоке Русской платформы (включая Урал) и северо-западе Сибирской платформы (включая Таймыр). Кроме того, имеется еще несколько определений в Вилюйско-Приверхоянском районе и одно в Казахстане.

Триасовые полюсы группируются в общем северо-западнее пермских. Интересно наличие большого разброса данных по Сибири — полюса

для северной и восточной окраины Сибирской платформы, приведенные в табл. 1, не только существенно не согласуются между собой, но и расходятся с более ранними определениями по траппам юга и юго-запада Сибирской платформы [Файнберг, 1960].

В раннем триасе установлены 3 обращения, в среднем и позднем триасе пока достоверно известна только прямая полярность.

Юра, мел и палеоген (рис. 40). По своей слабой изученности этот отрезок времени может спорить только с протерозоем и кембрием: 21 определение принадлежит Крыму, Азербайджану и Средней Азии и только 4 — Сибири. Палеомагнитные полюса располагаются недалеко

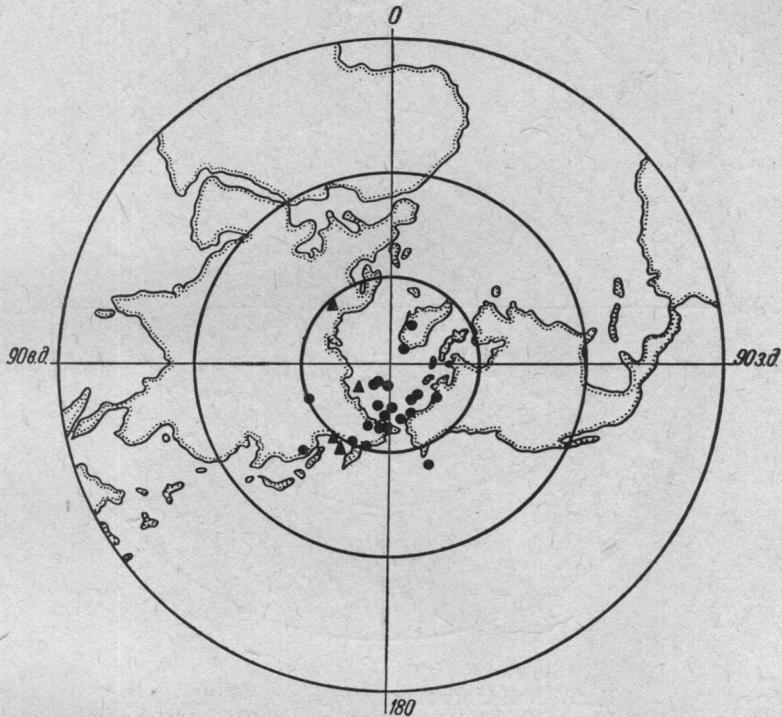


Рис. 40. Палеомагнитные полюса юры, мела и палеогена.

от триасовых полюсов (северо-восточнее их). Разброс полюсов — такой же как и для триаса. Отмечены и прямая и обратная полярности; число обращений — не менее 4 в юрском и меловом периоде и 3 в палеогене.

Неоген и четвертичный период (рис. 41). Отрезок времени приблизительно в 11 млн. лет, представленный неогеном и четвертичным периодом, сравнительно хорошо изучен. Палеомагнитные определения на образований этого возраста проведены во многих странах; 66 определений по СССР представлены в таблице (приложение 1). Палеомагнитные полюса располагаются вблизи современного географического полюса, при этом полюса неогена смешены по направлению к Аляске.

В течение неогена и четвертичного периода произошло не менее 9 (а вероятно, значительно более) инверсий земного магнитного поля.

Гипотеза центрального осевого диполя

Малый разброс палеомагнитных полюсов четвертичного периода и неогена (рис. 41) и концентрация их в пределах полярного бассейна снова подтверждают прежний вывод о том, что средним состоянием земного

магнитного поля за четвертичный период и неоген являлось поле диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения.

Справедливость гипотезы центрального осевого диполя для более древних эпох может быть проверена двумя путями: сопоставлением палео-

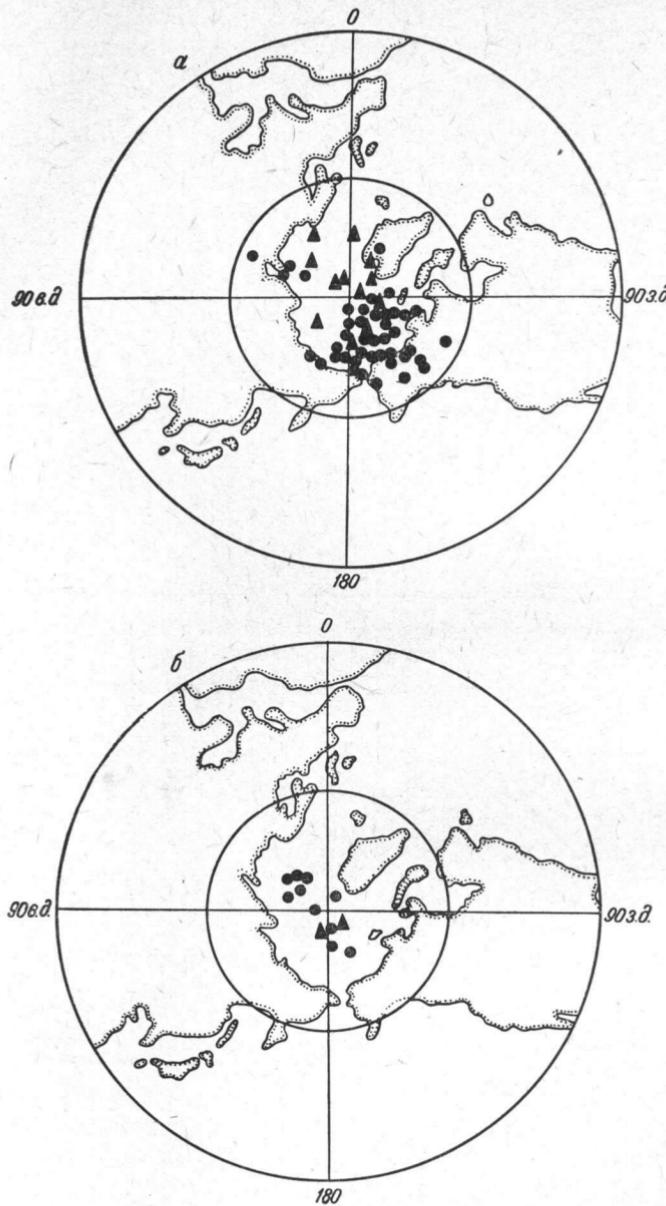


Рис. 41. Палеомагнитные полюса неогена (а) и четвертичного периода (б).

магнитных данных внутри жестких участков земной коры и сравнением этих же данных с палеоклиматическими данными по тем же участкам.

Возьмем для анализа наиболее изученные в палеомагнитном отношении отрезки геохронологической шкалы — пермь, карбон и девон. Внутренняя сходимость палеомагнитных полюсов этих периодов для

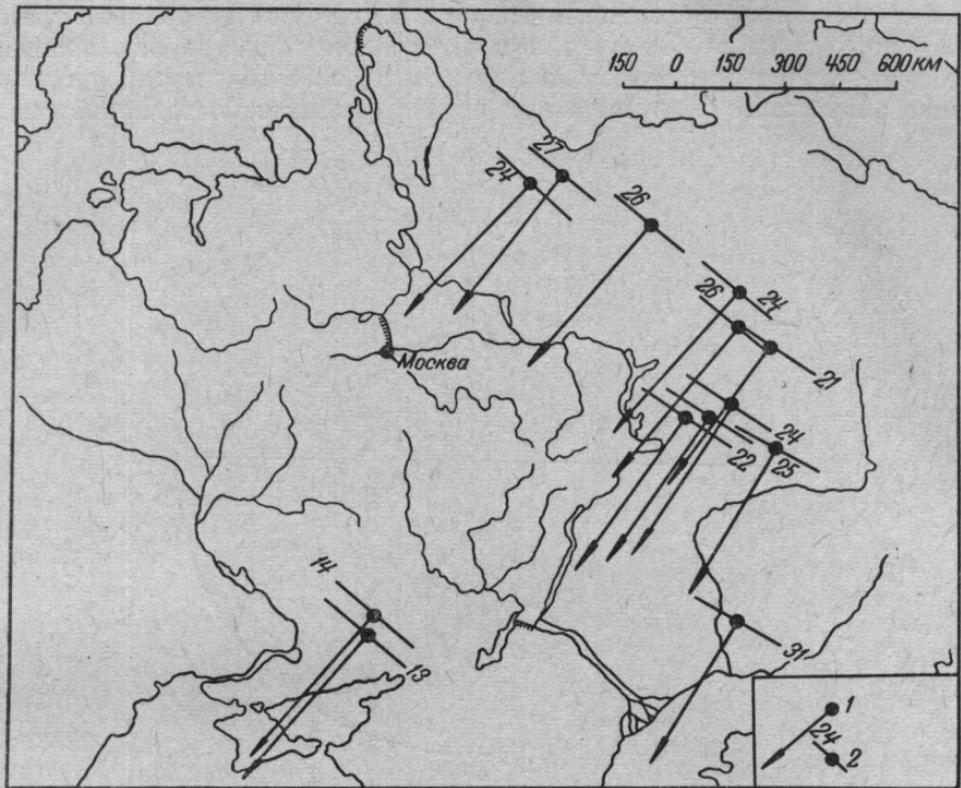


Рис. 42. Направления палеомеридианов и палеошироты на Русской платформе в поздней перми.

1 — направление горизонтальных составляющих I_n^0 ; 2 — палеомагнитные широты.

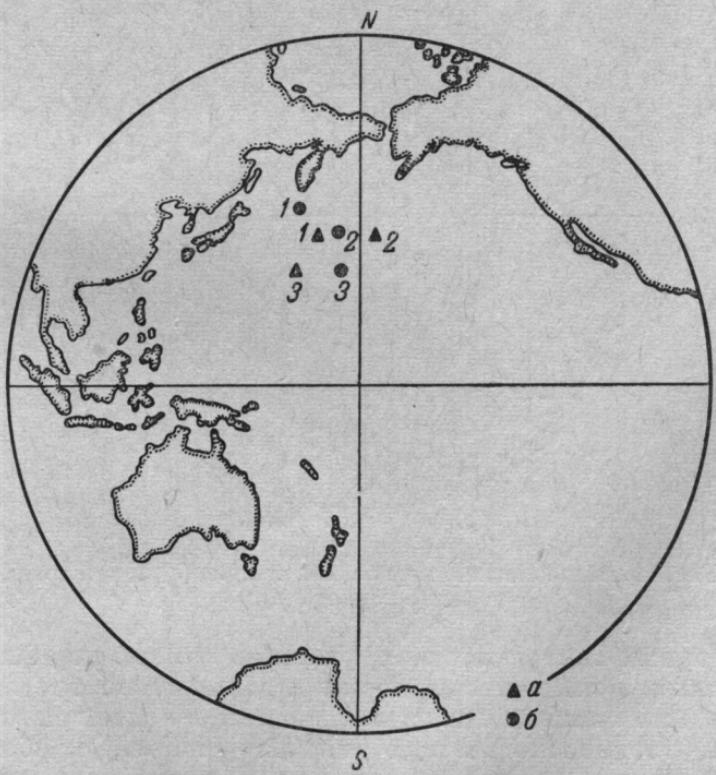


Рис. 43. Средние палеомагнитные полюса карбона Западной (а) и Восточной (б) Европы.

1 — рубеж карбона и перми; 2 — верхний карбон; 3 — средний карбон.

Русской платформы, как показывают рис. 32—34, не хуже, чем сходимость полюсов неогена и четвертичного периода. Еще лучшее согласие получается, если сгруппировать данные не по периодам, а по отделам.

Европейская часть территории СССР, конечно, слишком малая часть поверхности Земли, чтобы можно было убедительно доказать на основании определений, полученных на ней, дипольность земного магнитного поля. Однако вывод о дипольности подкрепляется тем, что западноевропейские полюса перми, карбона и девона, также многочисленные, опять-таки совпадают с полюсами по европейской части СССР. В качестве иллюстраций приводим карту, где показаны ориентировка магнитных меридианов и палеомагнитные широты в поздней перми на Русской платформе (рис. 42), а также сопоставление средних палеомагнитных полюсов карбона Западной и Восточной Европы (табл. 4). Эти же полюса показаны на рис. 43.

Таблица 4

Возраст	Донбасс		Подмосковье		Зап. Европа	
	Ф	Л	Ф	Л	Ф	Л
P ₁ — C ₃	43	160			37	169
C ₃	34	179	34	168	37	185
C ₂	28	180	27	164	29	161
C ₁	24	173				

Сопоставление палеомагнитных и палеоклиматических данных по Русской платформе для карбона и перми показало, что осадки — индикаторы климатических зон — приурочены к определенным палеомагнитным широтам, а происходящее от века к веку смещение палеоклиматических зон идет в полном соответствии со смещением палеомагнитных широт [Форш, Храмов, 1961].

Такое же согласие палеомагнитных и палеоклиматических данных устанавливается и для Сибирской платформы. Так, в позднем палеозое и триасе платформа располагалась на высоких палеомагнитных широтах $\varphi_m > 50^\circ$. Это полностью согласуется с данными о распространении на этой территории позднепалеозойской флоры типа, характерного для умеренно холодного климата, и следами оледенения, устанавливаемыми некоторыми геологами в районе к востоку от Байкала [Хоментовский, 1948]. В девоне для юго-западной окраины платформы характерны палеомагнитные широты $\varphi_m = 15 \div 30^\circ$, там же развиты красноцветные осадки аридного климата. В раннем палеозое широкое развитие мощных карбонатных толщ с богатой фауной беспозвоночных теплых морей и красноцветными пачками полностью согласуется с устанавливаемыми там палеомагнитными широтами $\varphi_m = 0 \div 15^\circ$.

Все эти закономерные связи возможны только в том случае, если земное магнитное поле не отличалось существенно от поля центрального осевого диполя.

Гипотеза обращений земного магнитного поля

Единственная возможная проверка гипотезы обращений земного магнитного поля (гипотезы инверсий) методами геологии состоит в установлении одновозрастности или неодновозрастности зон прямой и обратной намагниченности. В этом отношении решающие данные можно получить рассмотрев последовательность зон в девоне и перми.

Анализ данных по СССР показывает следующее.

1. Все образования, уверенно датируемые как нижнепермские, намагничены обратно — так же, как и в Западной Европе и в США.

2. В верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Русской платформы установлено 8 палеомагнитных зон, т. е. столько же и в той же последовательности, как и в верхнепермской и нижнетриасовой формациях Чагуотер и Моукопи в США.

3. В девонских отложениях Русской платформы преобладает обратная намагниченность; чередование зон прямой и обратной намагниченности приурочено к верхней (фаменский ярус Главного девонского поля) и нижней (жединский ярус и даунтон Приднестровья) границам девонской системы. Это в общем согласуется с данными, полученными при палеомагнитном изучении девонских отложений Красноярского края. Очень важно, что в разрезе формации древнего красного песчаника Англии прямая намагниченность установлена только в ее нижней, главным образом даунтонской части. Вся остальная часть этой формации намагничена обратно, а аналогов фаменского яруса, где имеется зона прямой намагниченности, как считают геологи, там нет.

Дополнительные и притом важные доказательства реальности обращений земного магнитного поля были получены при изучении зон перехода между прямо и обратно намагниченными породами. Эти зоны изучались в осадочных [Храмов, 1958; Петрова, 1963] и изверженных [Поспелова, 1960] плиоценовых толщах, а также в отложениях девона Красноярского края [Власов, Коваленко, 1964]. Тот факт, что в переходных возрастных зонах вектор I_n вращается, причем одинаковым образом в одновозрастных зонах, является сильным доказательством справедливости гипотезы инверсий (см. гл. 1, § 5).

Последовательность зон прямой и обратной намагниченности в осадочных толщах Русской и Сибирской платформ дают возможность заключить, что существовали три режима изменений земного магнитного поля во времени.

1. Устойчивое поле современной полярности с редкими «всплесками» поля обратной полярности. Режим характерен для позднего ордовика, раннего силура, почти всего мезозоя.

2. Устойчивое поле обратной полярности с редкими всплесками поля современной полярности. Режим характерен для синия, раннего и среднего кембрия, для промежутков времени средний девон — ранний карбон, поздний карбон — ранняя пермь, а также и для палеогена.

3. Знакопеременное поле — частое (0,5—5 млн. лет) чередование поля современной и обратной полярности. Режим характерен для промежутков времени поздний кембрий — средний ордовик, поздний силур — ранний девон, средний карбон, поздняя пермь — ранний триас, плиоцен — четвертичный период.

Миграция полюсов и горизонтальные деформации земной коры

Справедливость гипотезы центрального осевого диполя заставляет признать реальность миграции полюсов вращения Земли: перемещение палеомагнитных полюсов обусловлено изменением положения оси вращения Земли относительно ее поверхности.

В то же время распределение земного магнитного поля на территории СССР, например, в ордовике (рис. 44) не соответствует дипольному, поэтому палеомагнитные полюса Сибирской платформы для эпох карбона и более ранних существенно отличаются от полюсов Русской платформы.

Эти расхождения особенно заметны для эпох раннего палеозоя. Именно они обсуждаются ниже.

Возможны три причины этих расхождений: неодновозрастность изученных образований, наличие материковой аномалии на Сибирской платформе в раннепалеозойское время или, наконец, изменение взаимного расположения и ориентировки Русской и Сибирской платформ за время, прошедшее с раннего палеозоя.

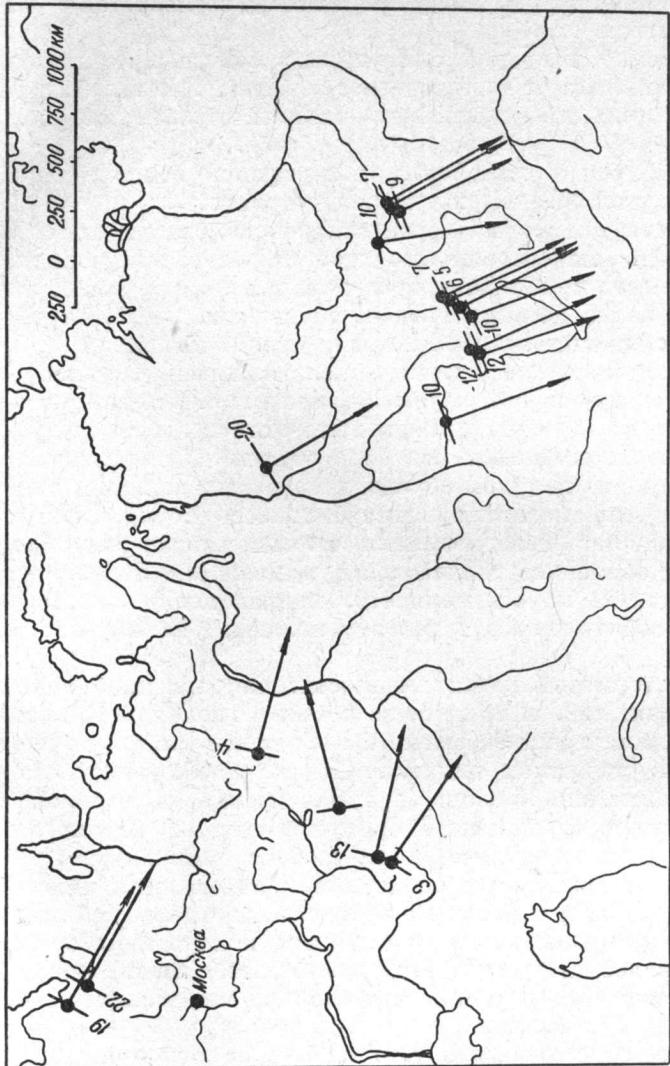


Рис. 44. Направление палеомеридианов и палеошироты на территории СССР в ордовике.

Для того, чтобы согласовать палеомагнитные данные по Русской и Сибирской платформам, необходимо допустить справедливость одной из следующих гипотез.

1. Магнитное поле Земли в течение кембрия, ордовика и силура очень сильно изменялось, сохраняя свою дипольность. При этом геомагнитный полюс в раннекембрийскую эпоху находился в центральной части Тихого океана, в позднекембрийское и ордовикское время — в районе Австралии и Индонезии, в течение силура быстро передвинулся на северо-восток в район, расположенный восточнее Японии.

2. Магнитное поле Земли в раннем палеозое сильно отличалось от поля диполя. При этом геомагнитные широты в области $\varphi_m = -(10 \div 20)^\circ$ при приближении к геомагнитному полюсу не увеличивались, а уменьшались, а аномалии в склонении достигали $\Delta D = \pm 40^\circ$, меняя знак при каждой инверсии поля.

3. В раннепалеозойское время на всем юге Сибирской платформы существовала крупная аномалия склонения $\Delta D = -40^\circ$ при отсутствии аномалии наклонения (поскольку величина φ_m согласуется с палеоклиматическими данными).

4. Фундамент Сибирской платформы в полосе, протягивающейся от нижнего течения Ангары через среднее течение р. Лены, был раздроблен на блоки, которые повернулись по часовой стрелке на угол порядка $30 \div 40^\circ$.

5. Вся Сибирская платформа повернулась относительно Русской платформы на угол $30 \div 40^\circ$ по часовой стрелке.

6. Сибирская платформа переместилась по сравнению со своим положением в раннем палеозое на юго-запад на расстояние порядка 3000 км.

7. Имела место комбинация вращения и перемещения. В этом случае их масштабы можно допустить вдвое меньшими, чем в случаях 5 и 6, например, перемещение на 1500 км и вращение на 20° .

Другие возможные гипотезы, привлекавшиеся разными исследователями для объяснения расхождения палеомагнитных данных по различным участкам земной коры, должны быть отклонены по следующим причинам. Уплотнение осадков не способно объяснить расхождения данных, ибо это расхождение целиком обусловлено расхождением в склонении D .

Частичная палеомагнитная нестабильность пород, не говоря уже о том, что применялась методика, исключающая в значительной мере ее влияние, не может объяснить расхождения в долготах палеомагнитных полюсов. Вторичная намагниченность, направленная по современному полю, не способна исказить долготу полюса; она изменит только его широту.

Влияние вторичной намагниченности, направленной горизонтально на запад и возникшей, например, во время регионального метаморфизма во время излияния траппов, могло бы объяснить расхождение восточноевропейских и сибирских данных. Однако необходимо отметить, что методика нахождения первичной намагниченности, примененная при палеомагнитных определениях в Сибири (метод обращения), исключает влияние вторичной намагниченности любого направления.

Что касается возможных объяснений расхождения палеомагнитных данных для Русской и Сибирской платформ, то выбор наиболее приемлемой гипотезы затрудняется недостаточным количеством сравниваемых синхронных палеомагнитных данных. Можно лишь констатировать, что многие из них требуют в той или иной форме (см. пункты 4, 5, 6 и 7) признания идей мобилизма.

Очень интересно отметить, что сибирские палеомагнитные полюса лучше совпадают с североамериканскими, чем с европейскими.

Об изменении размеров Земли

Для решения вопроса об изменении размеров Земли очень важны два следующих факта.

1. Изменение палеомагнитных широт от Западной Европы к Уралу, по данным палеомагнитных определений по перми и карбону, идет несколько быстрее, чем по дипольному закону [Храмов, Комиссарова, 1963].

2. По данным палеомагнитных определений на севере Сибирской платформы палеомагнитные полюса триаса располагаются юго-восточнее, чем по данным, относящимся к южным районам. Для траппов это впервые заметил Ф. С. Файнберг.

Эти факты допускают различную интерпретацию. Одна из возможных — увеличение радиуса Земли со времени позднего палеозоя и триаса.

Гипотеза расширяющейся Земли в последнее время довольно оживленно обсуждается; в связи с этим делается ряд попыток оценки изменений радиуса Земли в прошлом по палеомагнитным данным. Результаты этих оценок пока еще довольно противоречивы и, зависят как от метода расчета, так и от предположений, положенных в его основу. Так, Уорд [Ward, 1963], сравнивая европейские и сибирские данные по девону, перми и триасу, не установил никакого изменения радиуса Земли с палеозоя, выходящего за пределы точности палеомагнитных определений: сходимость координат полюсов оказалась наилучшей, если принять, что древний радиус R_a Земли в девоне, перми и триасе был равен современному. А. И. Билинский [1963] по тем же палеомагнитным данным, но применяя другой метод расчета, определяет $R_a = 5300 \text{ км}$ в то время. Оценка максимально возможного увеличения радиуса Земли может быть дана в предположении, что смещение полюсов является кажущимся и его следует отнести за счет расширения Земли. Исходя из этого, В. Б. Нейман [1963] и А. И. Билинский [1963] оценивают средний темп увеличения радиуса Земли в $5 \div 14 \text{ мм в год}$, что дает для позднего палеозоя $R_a = 3000 \div 5100 \text{ км}$. Главным недостатком всех этих оценок является то, что сравниваемые данные относятся к разным структурным элементам земной коры и оценки сильно зависят от тех предположений, которые исследователи вынуждены делать о характере относительных движений этих элементов (горизонтальных перемещений и поворотов) в прошлом.

Поэтому наибольший интерес представляют оценки R_a , основанные на сравнении палеомагнитных данных в пределах участков земной коры, консолидированных к началу изучаемой эпохи. Такие оценки недавно были проведены.

А. Н. Храмов и Р. А. Комиссарова [1963] попытались вычислить древний радиус Земли по данным для карбона, относящимся к европейской части СССР и северу Европы, и получили среднее значение для радиуса Земли в карбоне $R_a = 5300 \pm 300 \text{ км}$. Этот радиус был вычислен по 17 парам определений, близких по возрасту, по формуле

$$R_a = 57,3 \frac{\alpha}{\varphi_1 - \varphi_2}, \quad (39)$$

где α — расстояние между древними параллелями, на которых лежат точки определений с палеомагнитными широтами φ_1 и φ_2 , км. Подобные же расчеты для перми и триаса дают $R_a = 5700 \text{ км}$.

Несколько позже Ван Хилтен [D. van Hiltén, 1965], используя другой метод — подбор R_a таким образом, чтобы обеспечить наибольшую кучность палеомагнитных полюсов, определил наиболее вероятное значение $R_a = 5000 \text{ км}$ в карбоне и $R_a = 5200 \text{ км}$ в триасе по данным, относящимся к Североамериканской платформе.

Представляет интерес сравнить эти цифры с данными, полученными другими независимыми от палеомагнетизма путями. Эдье [Edyed, 1961] и Кадар [Kádar, 1962], исходя из палеогеографических реконструкций, приводят для позднего палеозоя $R_a = 5900 \div 6200 \text{ км}$. Мак-Дугалл [Mc Dougall a. o., 1963], считая, что расширение Земли представляет собой космологическое явление, связанное с общим расширением Вселенной

нашел возможным использовать для вычисления скорости v расширения Земли константу Хаббла и получил $v = 0,66 \text{ км}$ в год. Это дает для позднего палеозоя $R_a = 6100 \text{ км}$.

Таким образом, последние оценки древнего радиуса Земли как будто свидетельствуют в пользу гипотезы расширения Земли за счет океанов, и палеомагнитные данные по палеозою СССР во многом способствуют переводу этой гипотезы в разряд подлежащих серьезному рассмотрению. Естественно, что как сам факт существенного расширения Земли, так и тем более его масштабы пока еще нельзя считать установленными с несомненностью. Однако совершенно очевидна необходимость дальнейших исследований в этом направлении, а особенно проведения высокоточных палеомагнитных определений в разных районах в пределах платформ. Именно эти определения могут быть решающими при оценке гипотезы расширения Земли.

Главной задачей ведущихся в настоящее время в СССР палеомагнитных исследований является подробное изучение всей последовательности осадочных и изверженных пород во всех главных геологических провинциях СССР. Целью этой работы является расширение знаний о распределении и изменениях во времени земного магнитного поля для каждой эпохи и создание палеомагнитной основы для стратиграфических, геохронологических, палеоклиматических и палеотектонических исследований. Быстрое развитие сети палеомагнитных определений, вместе с заметным повышением их методического уровня, позволяет сделать заключение, что очень скоро будет внесена полная ясность в проблемы, обсужденные в данном параграфе.

§ 2. Палеомагнитные исследования для решения задач стратиграфии и геохронологии

Возможность и перспективы палеомагнитных исследований в области стратиграфии

Любой физический параметр или иной признак, который можно было бы положить в основу метода определения возраста горных пород, должен удовлетворять следующим требованиям: наличие его, хотя бы спорадическое, в породах и возможность его определения; функциональная или статистическая зависимость от возраста породы; постоянство на значительных расстояниях и согласованность в региональном и планетарном масштабах.

До появления палеомагнитологии этим требованиям удовлетворяли только остатки и отпечатки древней фауны и флоры и отношения радиоактивных элементов в породе к продуктам их распада. Соответственно этому повсеместное распространение получили палеонтологический (относительный) и радиоактивный (абсолютный) методы определения возраста геологических образований. Сейчас к этим двум методам прибавился еще палеомагнитный метод, в котором в качестве параметра, используемого для определения возраста, выступает вектор первичной намагниченности горной породы I_n^0 .

Рассмотрим, удовлетворяет ли вектор I_n^0 сформулированным выше требованиям.

Наличие I_n^0 в горных породах. Нормальные осадочные и изверженные породы, не претерпевшие вторичных изменений и сложенные достаточно мелкими зернами, как правило, обладают первичной намагниченностью, которая обнаруживается и измеряется по величине и направлению современными методами. Наиболее трудны многие карбонатные породы

с малым содержанием железоокисных минералов; наиболее благоприятны базальты и красноцветные осадочные породы, где величина I_n^0 велика и составляет значительную часть I_n . Методы выделения I_n^0 и определения его природы существуют (гл. 2, § 4).

Зависимость I_n^0 от возраста пород. Эта зависимость настолько ярко проявляется в осадочных и вулканогенных толщах, что была обнаружена уже на первых этапах палеомагнитных исследований в 1949—1954 гг. Вкратце она сводится к следующему.

1. Если рассматривать колонки, охватывающие небольшие промежутки времени, то наблюдаются колебания направления I_n^0 , которые по амплитуде близки к амплитуде вековых вариаций.

2. При переходе к более длительным интервалам геохронологической шкалы на определенных стратиграфических уровнях наблюдаются резкие изменения направления I_n^0 на 180° (инверсии). Стратиграфическая колонка разбивается на зоны прямой и обратной намагниченности.

3. Направление оси, вдоль которой намагничены породы (в прямом или обратном направлении), разное для пород разного возраста. В общем, чем древнее порода, тем больше отклоняется I_n^0 от вектора современного земного магнитного поля \mathbf{H} в данной точке; изменяются и угол между вектором I_n^0 и плоскостью меридиана и наклон вектора I_n^0 . Так, например, для европейской части СССР угол между \mathbf{H} и I_n^0 (для прямой намагниченности) составляет в среднем для неогена 10, палеогена 20, триаса 30, перми 40, девона 60° и т. д.

Постоянство направлений I_n^0 . Для одновозрастных пород в пределах значительных территорий постоянство направлений и их согласованность в региональном плане устанавливались непосредственно (см. § 1 данной главы). Наиболее существенно то, что в пределах громадных территорий зоны прямой и обратной намагниченностей занимают определенное стратиграфическое положение, а средние направления I_n^0 в разных точках так согласованы, что удовлетворяют в пределах погрешности определений распределению поля центрального диполя, разумеется, с геомагнитными полюсами, отличными от современных (верхняя пермь Русской платформы, верхний кембрий и ордовик Сибирской платформы).

Можно сделать вывод о том, что вектор I_n^0 вполне пригоден для определения возраста, расчленения и стратиграфической корреляции осадочных и вулканогенных толщ. Однако имеется еще одно обстоятельство, чрезвычайно важное для геохронологии и стратиграфии. Закономерности поведения I_n^0 в пространстве и времени и все, что нам известно о его происхождении, позволяют утверждать, что это поведение прежде всего определяется поведением земного магнитного поля в пространстве и во времени. Несмотря на сравнительное несовершенство метода, палеомагнитология все же в состоянии изучать распределение двух элементов земного магнетизма в ту или иную эпоху и их изменения за большие промежутки времени. Планетарный характер явления земного магнетизма и изменений его элементов в геологическом прошлом обуславливает возможность планетарной возрастной корреляции геологических образований палеомагнитным методом и строгую изохронность выделяемых единиц. Это последнее, кстати, недоступно для палеонтологического метода из-за возможной неодновременности смены комплексов фауны в различных регионах.

Анализ мировых данных о направлениях I_n^0 пород [Храмов, Шмелева, 1963; Cox, Doell, 1960; Irving, 1964], а также обобщение данных по СССР

(см. гл. 3, § 1) приводит к выводу о том, что геомагнитная ось и различные жесткие участки земной коры испытывали взаимные перемещения и, кроме того, существовало три режима земного магнитного поля, сменяющих друг друга во времени (см. § 1).

Этими закономерностями определяется круг стратиграфических задач, для решения которых уже сейчас может быть привлечен палеомагнитный метод.

1. Изучение стратиграфии четвертичных и плиоценовых отложений; определение границы четвертичной системы и плиоцена. Возрастной интервал средний плиоцен — современность лучше всего изучен в палеомагнитном отношении. Установлены палеомагнитные горизонты («зоны»), привязанные к стратиграфической схеме Апперено-Закаспийской области и получены палеомагнитные характеристики каждого из них [Храмов, 1963]. Подтвержден планетарный характер границы между предпоследней и последней палеомагнитными зонами: эта граница всегда располагается близ границы нижнего и среднего антропогена; следующая граница располагается в верхнем плиоцене и т. д.

Таким образом, разрезы четвертичных осадочных и вулканогенных толщ могут коррелироваться палеомагнитным методом. Проведение такой корреляции будет способствовать решению вопроса о границе четвертичной и неогеновой систем, а также разработке и обоснованию стратиграфии четвертичных и плиоценовых отложений.

Необходимо практически подтвердить принципиально обоснованную возможность возрастной дифференциации четвертичных и плиоценовых террас с помощью палеомагнитного метода.

2. Установление и уточнение границ некоторых систем. Палеомагнитными исследованиями установлено, что в нормальном стратиграфическом разрезе большие интервалы с одинаковой (прямой и обратной) намагниченностью сменяются интервалами с частым чередованием прямо и обратно намагниченных толщ. В ряде случаев интервалы частого чередования приурочены к границам систем. Это установлено для границ перми и триаса, карбона и девона, силура и ордовика, кембрия и верхнего протерозоя в СССР, Англии, Шотландии, США, Австралии [Храмов, Шмелева, 1963], (см. также гл. 3, § 1, 2).

Это позволяет ставить вопрос о применении палеомагнитного метода к установлению и уточнению границ некоторых систем и, в первую очередь, перми и триаса, где указанная закономерность подтверждена мировыми данными — сопоставление данных по Русской платформе, Западной Европе, США и Австралии [А. Н. Храмов, 1963; Irving, Parry, 1963].

3. Разработка научно обоснованной стратиграфической шкалы. Характер и природа изменений направления естественной остаточной намагниченности пород в зависимости от их возраста (чередование прямо и обратно намагниченных зон с постепенным поворотом оси намагниченности), открывающие возможность построения палеомагнитной стратиграфо-геохронологической шкалы, позволяют ставить вопрос о постановке палеомагнитных исследований при составлении и корреляции опорных стратиграфических разрезов важнейших геологических провинций с целью палеомагнитного обоснования мировой стратиграфической шкалы.

Для создания научно разработанной теоретической и методической основы этих работ необходимо составление эталонных палеомагнитных разрезов осадочных и вулканогенных толщ в различных районах с целью выяснения полной картины изменений направления естественной остаточной намагниченности в каждом регионе на протяжении всего геологического времени. Геологические объекты для составления эталонных палеомагнитных разрезов должны удовлетворять следующим требованиям:

хорошая обоснованность палеонтологическими данными; преобладание пород, наиболее благоприятных для палеомагнитных исследований (отсутствие вторичных изменений и др.); полнота разреза.

4. Определение геологического возраста немых палеозойских и мезозойских толщ. Общие закономерности изменения земного магнитного поля в течение палеозойской и мезозойской эр уже в настоящее время позволяют определять палеомагнитным методом возраст геологических образований с точностью до периода или, в отдельных случаях, до эпохи даже при отсутствии полных эталонных палеомагнитных разрезов.

Этот вывод обоснован, в частности, примерами определения ордовикского возраста кук-караукской свиты ашинской серии Южного Урала [Комиссарова, Слауцтайс, 1961; Комиссарова, 1963], нижнекаменноугольного возраста немой красноцветной толщи Дедвуд в США [Collinson, Runcorn, 1960]. Результатам определения возраста отдельных свит ашинской серии посвящен раздел данного параграфа.

Равным образом палеомагнитный метод может привлекаться при определении геологического возраста интрузивных тел.

5. Детальная корреляция разрезов неогена, триаса, перми и ордовика. Возможность решения этой задачи обусловлена наличием частого чередования палеомагнитных зон в указанных стратиграфических интервалах и заметным изменением направления оси намагниченности пород от зоны к зоне. Эта возможность установлена работами в Азербайджане, Западной Туркмении и на Русской платформе [Храмов, 1958; 1963] в Приморье [Кочегура, 1961] и Фергане [Валиев, 1960], на юге Сибирской платформы [Родионов, Сидорова, 1963].

Пример детальной корреляции разрезов верхнего кембрия и ордоваика дан ниже.

Такие работы могут получить применение при разведке в ряде нефтегазоносных районов. Имеется возможность применения палеомагнитного метода для корреляции разрезов скважин по данным изучения ориентированных кернов и магнитного каротажа [Храмов, 1958]. Она почти не проверена практически.

O номенклатуре палеомагнитной стратиграфии

Безусловная значимость палеомагнитных данных для геохронологии и стратиграфии ставит вопрос о номенклатуре палеомагнитной стратиграфии. В свое время было предложено несколько схем индексации горизонтов прямой и обратной намагниченности, однако они не могут быть признаны удовлетворительными. Наиболее приемлемым является предложение Е. Ирвинга [Irving, 1964] давать единицам палеомагнитной шкалы географические названия по месту их установления, как это принято в стратиграфии. Кроме того, должен быть решен вопрос об иерархии таких единиц.

Предлагаем называть *палеомагнитным горизонтом* интервал с одной и той же прямой или обратной первичной намагниченностью пород, а соответствующий этому горизонту отрезок времени — *палеомагнитной эпохой*. Группу палеомагнитных горизонтов с характерным их чередованием назовем *палеомагнитной зоной*, а соответствующую ей хронологическую единицу — *палеомагнитным периодом*. Слои с неустойчивым направлением намагниченности, расположенные между палеомагнитными горизонтами, следует называть *переходными слоями*, а время перехода — *инверсией*.

Система индексации может быть пояснена на примере палеомагнитного разреза верхнего палеозоя СССР [Храмов и др., 1964].

Зону преимущественно обратной намагниченности, установленную впервые в Тихвинском районе Ленинградской области [Храмов, 1963], можно назвать «тихвинской *R*-зоной». Она охватывает верхнефаменский подъярус верхнего девона, турнейский, визейский и низы намюрского яруса нижнего карбона.

На этой зоне лежит серия чередующихся горизонтов прямой и обратной намагниченности, установленных в разрезах свит C_1 — C_2 Донбасса [Храмов и др., 1964] близ г. Дебальцево (балка Михайловская). Для этой зоны предлагается название «дебальцевская *NR*-зона». Она охватывает верхи намюрского и большую часть башкирского яруса. В Западной Европе дебальцевской зоне соответствуют *N*- и *R*-намагниченные ранневестфальские образования.

Мощную зону обратной намагниченности, охватывающую интервал от низов башкирского яруса среднего карбона до нижнетатарского подъяруса верхней перми включительно, можно вслед за Е. Ирвингом [Irving, 1964] назвать «*R*-зоной Киаман». Обратная намагниченность слоев, принадлежащих указанному интервалу, впервые была установлена Меркантоном в верхней морской серии Нового Южного Уэльса (Австралия) близ Киама. В Австралии этой зоне соответствуют ледниковые отложения серии верхний Каттунг (C_3), нижние морские базальты (P_1) и верхняя морская серия (P_2), в Северной Америке к этой зоне относятся формации Нэко, Сангре де Кристо, Супай (C_3 — P_1) и пермские — Або, Катлер, Иезо, в Западной Европе — все образования поздневестфальского, стефанского и пермского возрастов.

Серию чередующихся палеомагнитных горизонтов над зоной Киаман вслед за Ирвингом назовем «*NR*-зоной Иллавара». Эта зона охватывает верхнетатарский подъярус и, по-видимому, весь ранний триас (верхняя ее граница пока не определена достаточно четко). В Северной Америке к ней относятся формации Чагуотер и Моункопи.

Предложения, касающиеся номенклатуры палеомагнитной стратиграфии, безусловно, должны быть широко обсуждены и рассмотрены Междуведомственным стратиграфическим комитетом.

О положении палеомагнитологии по отношению к геохронологии и стратиграфии

До сих пор вся стратиграфия основана на данных палеонтологии. В основе палеонтологического метода в геохронологии и стратиграфии лежат следующие три факта: закономерное изменение фауны и флоры во времени — эволюция органического мира; закономерное распределение фауны и флоры по поверхности Земли в зависимости от фации и наличие руководящих форм или же комплексов фауны; сохранность следов органической жизни — наличие отпечатков и окаменелостей.

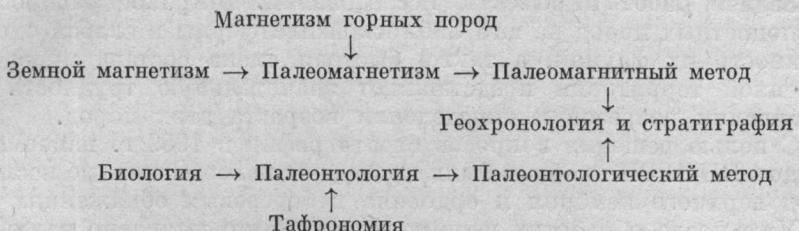
Совершенно аналогичные факты лежат в основе палеомагнитного метода: закономерное изменение земного магнитного поля в геологическом масштабе времени и наличие инверсий поля — геохронологических реперов; закономерное распределение земного магнитного поля по поверхности Земли; наличие отпечатков этого поля — векторов первичной намагниченности пород.

Эволюции органического мира соответствует эволюция земного магнитного поля, распределению фауны по поверхности — распределение поля; руководящим формам и комплексам — реперы — изохронные гра-

ницы между палеомагнитными зонами; отпечаткам и окаменелостям — вектор первичной намагниченности пород.

Этими фактами обуславливается возможность создания палеомагнитной хроностратиграфической шкалы. Отсюда же ясно, что все группы задач геохронологии и стратиграфии, для решения которых привлекается палеонтологический метод, в принципе могут быть решены и палеомагнитным методом. Разница в методике и объекте исследований (отпечатки и окаменелости, с одной стороны, и первичная намагниченность — с другой, могут сохраняться и в разных породах).

Далеко идущие аналогии между палеомагнитологией и палеонтологией определяют и схожесть их положения по отношению к стратиграфии. Соотношение между ними можно выразить следующей схемой:



Интересно отметить, что и способы образования изучаемых остатков и отпечатков, с одной стороны, и векторов естественной остаточной намагниченности I_n , с другой, также во многом аналогичны. В самом деле, образование отпечатков и окаменелостей идет по следующей схеме:

Биоценоз → Тафроценоз → Отпечатки и окаменелости

Образование I_n подчиняется аналогичной схеме:

Земное магнитное поле → Первичная намагниченность → Естественная остаточная намагниченность

Изучение и древнего магнитного поля и биоценозов ведется в обратном порядке — справа налево.

Если палеонтологи, работающие на стратиграфию, в большинстве случаев удовлетворяются изучением лишь последнего — крайнего правого звена — и тем не менее решают стратиграфические задачи (во многом, кстати, за счет массовости определений), то палеомагнитологи в своем большинстве находятся уже сейчас на более высоком уровне — изучают второе звено.

Это лишь констатация того факта, что палеомагнитный метод уже сейчас вооружен не хуже палеонтологического и его значение для геохронологии и стратиграфии никак не меньше.

Дело в накоплении материала для составления палеомагнитной геохронологической шкалы и в повышении точности определений. Чрезвычайно важно также получение опорных палеомагнитных данных, основанных на определениях, где точно известен возраст намагниченности, ее происхождение и соответствие древнему полю.

Сходство положения палеонтологии и палеомагнитологии по отношению к геохронологии и стратиграфии отнюдь не должно вести к какому-то соперничеству между палеонтологическим и палеомагнитным методами. Разные явления, лежащие в основе этих методов, обуславливают независимость палеомагнитной и палеонтологической шкал, а разные объекты исследования и различная детальность выделяемых единиц ведут к необходимости использования обоих методов.

Палеомагнитный метод призван не подменять собой другие методы геохронологии, а оказывать им помощь при решении стратиграфических задач. Более того, построение детальной палеомагнитной хроностратиграфической шкалы и палеомагнитная корреляция разрезов позволяют существенно продвинуться вперед в решении ряда проблем палеонтологии, в частности проблемы смещения биозон во времени.

Ниже приводятся конкретные примеры решения задач стратиграфии палеомагнитным методом.

Палеомагнитная корреляция разрезов верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы

Задачи работ и объекты исследований. Широкое распространение красноцветных пород на юге Сибирской платформы и слабая охарактеризованность их фауной, а также быстрая смена состава пород на всей изученной территории представляют значительную трудность при со-поставлении разрезов и определении возраста этих пород.

С целью решения вопросов стратиграфии в 1959 г. палеомагнитным отрядом ВНИГРИ впервые были проведены палеомагнитные исследования пород верхнего кембрия и ордовика в береговых обнажениях р. Лены.

Уже после обработки первых данных было выявлено наличие пород со стабильной намагниченностью порядка 10^{-5} СГС, а также установлены зоны прямой и обратной намагниченности пород. Таким образом, появились перспективы проведения палеомагнитной корреляции верхнего кембрия и ордовика по зонам прямой и обратной намагниченности и по координатам древних геомагнитных полюсов.

К настоящему времени палеомагнитные исследования разрезов верхнего кембрия и ордовика проведены ВНИГРИ на значительной территории юга Сибирской платформы. Отбор ориентированных образцов производился главным образом в береговых обнажениях рек Лены, Ангары и Иlima. Объектами отбора были преимущественно глины и песчаники коричнево-красные и красные доломиты и известняки коричнево-серые. Образцы отбирались через каждые 3 м истинной мощности.

Верхний кембрий на юге Сибирской платформы и в Прибайкальском краевом прогибе представлен верхоленской свитой. Нижняя граница свиты проводится по подошве пестроцветных глинистых пород, лежащих на карбонатной толще с фауной нижнего кембрия. Верхняя граница свиты проводится по появлению в разрезе зеленовато-серых известняков устькутского яруса с фауной нижнего ордовика. Верхнекембрейский возраст свиты определяется условно, исходя из возраста подстилающих и перекрывающих пород с морской фауной. Редкие находки фауны в самой верхоленской свите не позволяют с уверенностью определить ее возраст. По всей изученной территории наблюдается сильная литолого-фацальная изменчивость свиты, которая затрудняет более дробное ее расчленение.

Изученные разрезы верхоленской свиты можно разделить по литологическим признакам на два типа. К первому типу относятся разрезы, расположенные в верхнем течении р. Лены у деревень Шишкино, Тюменцево и Кундуй. Разрезы этого типа характеризуются терригенно-карбонатным составом пород. В нижней части разреза преобладают глины, алевролиты и песчаники красновато-коричневые и серовато-коричневые. В верхней части же преобладают карбонатные породы.

Ко второму типу можно отнести разрезы, изученные в среднем течении р. Лены у деревень Бубновка, Змеиново и Марково. Для этих разрезов характерно то, что нижняя и средняя части представлены глинами

и алевролитами красными и коричнево-красными с редкими маломощными прослойями песчаников красновато-коричневых.

В верхней же части разреза заметно преобладают песчано-карбонатные породы, причем карбонатность пород сильно увеличивается вверх по разрезу.

Наиболее полный разрез верхоленской свиты изучен у дер. Змеиново. Мощность разреза достигает 230 м. Падение слоев ЮВ $100 \div 120^\circ$; углы падения колеблются от 20° в нижней части обнажения до $2\text{--}3^\circ$ в верхней его части. В остальных разрезах залегание почти горизонтальное.

В верхнем течении р. Лены у деревень Конопаново, Таюра и Назарово были изучены слои на границе верхнего кембрия и нижнего ордовика. Эти слои в нижней части представлены песчаниками и глинами красными, а в верхней — доломитами и известняками серыми. Мощность каждого разреза не превышает 20 м.

Отложения нижнего ордovика широко распространены в верхнем и среднем течении р. Лены. Нижний ордовик представлен в изученном районе устькутским и чуньским ярусами.

Устькутский ярус характеризуется преимущественно карбонатными породами — доломитами, известняками желто-серыми с прослойями песчаников серых. Их возраст установлен на основании находок и определения руководящей фауны брахиопод, таких, например, как *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., характерной для устькутского яруса всей Сибирской платформы.

Отложения устькутского яруса изучались в верхнем течении р. Лены у деревень Подымахино, Потапово, Улькан, Змеиново. Залегание пород почти горизонтальное. Видимая мощность наибольшего разреза составляет 20 м.

В среднем течении р. Лены этот ярус изучался у деревень Батамайы и Хамара. Элементы залегания пород: средний азимут падения 130° , угол $5\text{--}20^\circ$. Наибольшая видимая мощность в изученных разрезах составляет 66 м.

Для верхнего и среднего течения р. Лены мощность устькутского яруса составляет 100—120 м.

Чуньский ярус соответствует верхней части нижнего ордovика. Нижняя граница с устькутским ярусом проводится по появлению характерной фауны брахиопод и трилобитов. Чуньский ярус изучен в среднем течении р. Лены и в устье р. Нюи.

Отложения яруса представлены известняками доломитизированными и известняками темными конгломератовидными с редкими прослойями песчаников известковистых. Элементы залегания пород: азимут падения 350° , угол падения $6\text{--}17^\circ$. Общая мощность чуньского яруса 100—110 м.

Для чуньского яруса характерны брахиоподы *Angarella ... lopatinii* Ass., *Syntrophopsis arcansasensis* Ulr. et Coop.

Отложения среднего ордovика широко развиты в Березовско-Черендейском и Нюйском прогибах, а также в верхнем течении р. Лены выше г. Киренска. Средний отдел ордовикской системы представлен двумя ярусами: нижним — криволуцким и верхним — мангазейским.

Криволуцкий ярус наиболее полно представлен на р. Лене у деревень Кривая Лука и Половинка. У дер. Кривая Лука криволуцкий ярус залегает согласно на прослойе плитчатого желтовато-серого песчаника, у дер. Половинка он с размывом перекрывает отложения нижнего ордovика, и нижняя граница яруса проводится по появлению пестроокрашенных известняков, переполненных фауной.

Отложения криволуцкого яруса в изученном районе разнообразны по литологическому составу: известковые плоскогалечные конгломераты, органогенные обломочные известняки, песчаники и глины.

У дер. Кривая Лука отложения яруса представлены преимущественно песчаниками с редкими прослойями алевролитов. Криволуцкий ярус характеризуется большим количеством разнообразной фауны [Никифорова, Андреева, 1961]. Залегание пород почти горизонтальное. Мощность отложений в стратотипическом разрезе у дер. Кривая Лука, по данным О. Н. Андреевой, составляет 65 м; по нашим данным — 84 м.

Отложения мангазейского яруса изучались в береговых обнажениях р. Лены. Граница между мангазейским и криволуцким ярусами согласная и проводится по смене фауны и литологического состава пород. Верхняя граница мангазейского яруса в среднем течении р. Лены фиксируется по появлению песчаников кирпично-красного цвета, относимых к верхнему ордовику.

В верхнем течении р. Лены у дер. Чертовской граница между мангазейским и долборским ярусами проводится внутри однообразной красноцветной толщи и является условной. Здесь мангазейский ярус представлен в своей нижней части сероцветными породами: песчаниками, глинами зелеными, мергелистыми. Верхняя часть яруса сложена алевролитами, глинами красными и редкими прослойями песчаника буровато-коричневого с галькой. Подобный этому разрез был изучен у дер. Балашово.

В разрезе у дер. Березовской мангазейский ярус представлен глинами, аргиллитами, алевролитами красными и коричнево-красными с редкими прослойями песчаника. Отложения мангазейского яруса охарактеризованы фауной — брахиоподами, мшанками кристостомата и трилобитами.

Мощность отложений мангазейского яруса 50—60 м.

Верхний отдел ордовикской системы представлен долборским ярусом. Эти отложения в изученном районе развиты в среднем и верхнем течении р. Лены и по р. Илим и представлены красноцветами, слабо охарактеризованными фауной.

Нижняя граница долборского яруса согласная, по крайней мере в изученных разрезах по р. Лене у деревень Макарово, Чертовская, Кривошапкино и Березовская.

По р. Илим в разрезе у дер. Зыряново братская свита, относимая к долборскому ярусу, с размывом, но без углового несогласия налегает на прокопьевские песчаники мангазейского яруса. Братская свита представлена преимущественно глинами красными с прослойями гипса.

На р. Лене долборский ярус представлен макаровской свитой. Макаровская свита сложена глинами и аргиллитами красными и в верхней части песчаниками коричневыми, известковистыми.

Залегание пород во всех изученных разрезах почти горизонтальное. Мощность долборского яруса в наиболее полном разрезе у дер. Березовской составляет 200 м.

Магнитные свойства и палеомагнитная стабильность пород. Определение магнитных свойств образцов производилось на астатическом магнитометре Петровской палеомагнитной станции ВНИГРИ с ценой деления $\epsilon = 0,02 \gamma/\text{дел.}$ шкалы. Наиболее благоприятными для палеомагнитного изучения оказались красноцветные отложения, величина I_n которых колеблется в пределах от $3 \cdot 10^{-6}$ до $34 \cdot 10^{-6}$ СГС. Сероцветные породы обладают слабой намагниченностью от $0,5 \cdot 10^{-6}$ до $7 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Почти совсем непригодными для изучения оказались светлые известняки, доломиты и песчаники кварцевые, величина намагниченности которых не превышала погрешности измерения.

Все векторы \mathbf{I}_n , определенные с угловой погрешностью в 15° и больше, а также расположенные около направления современного поля в пределах конуса с центральным углом $\beta = 20^\circ$, отбраковывались и в дальнейшие расчеты не входили.

В процессе измерений проведена временная чистка (по методу Телье), которая позволила избавиться от нестабильной составляющей вязкой намагниченности.

Палеомагнитная стабильность пород оценена путем сопоставления направлений \mathbf{I}_n одновозрастных пород в разрезах с различными элементами залегания, а также путем прослеживания направлений \mathbf{I}_n в одном слое по простирианию на расстоянии до 2 км. Лабораторные методы подтвердили высокую стабильность \mathbf{I}_n пород. Разрушающее поле H'_c

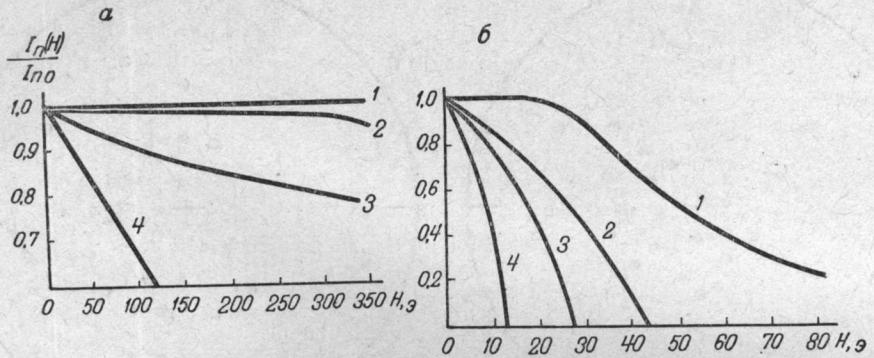


Рис. 45. Типичные кривые размагничивания образцов пород верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы: *a* — в переменном; *б* — в постоянном поле.

1, 2 — образцы красных глин и песчаников со стабильной намагниченностью $\left(\frac{I_{rv}}{I_n} = 0 \div 0,25, S = 0,3 \div 1,0 \right)$; 3 — образцы коричневой глины с метастабильной намагниченностью $\left(\frac{I_{rv}}{I_n} = 0,3, S = 0,5 \right)$; 4 — образец голубовато-серого песчаника с нестабильной I_n $\left(\frac{I_{rv}}{I_n} = 0,6, S = 0,2 \right)$.

колеблется в пределах 5—100 э; для подавляющего большинства пород $H'_c > 20$ э. При размагничивании образцов переменным полем в общем изменялись и величина и направление \mathbf{I}_n , однако по-разному для разных пород (рис. 45). Величины и направления \mathbf{I}_n пород, стабильных по данным полевых методов, почти никаких изменений не претерпевали. Для пород со вторичной намагниченностью изменение величины намагниченности доходило до 20%. Величина \mathbf{I}_n нестабильных пород уменьшалась на 50% после чистки переменным полем в 200—300 э. Направление \mathbf{I}_n также изменялось более существенно в перемагниченных породах.

Помимо вышеуказанных методов проведена температурно-временная чистка образцов при $T = 100^\circ\text{C}$ и $\tau = 10^4$ сек. В процессе этой чистки породы со стабильной намагниченностью почти не изменяли ни величины, ни направления \mathbf{I}_n , в то время как образцы с относительно большой вязкой намагниченностью \mathbf{I}_n при этом теряли большую часть \mathbf{I}_n . Соответственно изменялось и направление \mathbf{I}_n , которое после чистки отклонялось иногда на несколько десятков градусов от первоначального (рис. 46).

Для того, чтобы выяснить степень искажений направлений \mathbf{I}_n , которые могли быть внесены анизотропией пород, изучалась анизотропия магнитной восприимчивости (в слабых полях) пород среднего и верхнего ордовика, представленных глинами, аргиллитами и песчаниками.

преимущественно мелко- и среднезернистыми. Путем сравнения значений магнитной восприимчивости по составляющим установлено, что $\frac{\chi_x + \chi_y}{\chi_z} - 1 = 0$, т. е. значения χ_x , χ_y и χ_z ничтожно мало отличаются от среднего значения χ_{cp} . Таким образом, анизотропией в изученных разрезах можно пока пренебречь, хотя для окончательного решения этого вопроса необходимо изучить анизотропию в сильных полях.

Направления I_n пород считались первичными в том случае, если их проекции на стереограммах расположены на значительном расстоянии от проекции направления H , причем разрушающее поле составляет 35—40 э и термоочистка при 100° С не вызывает существенных изменений

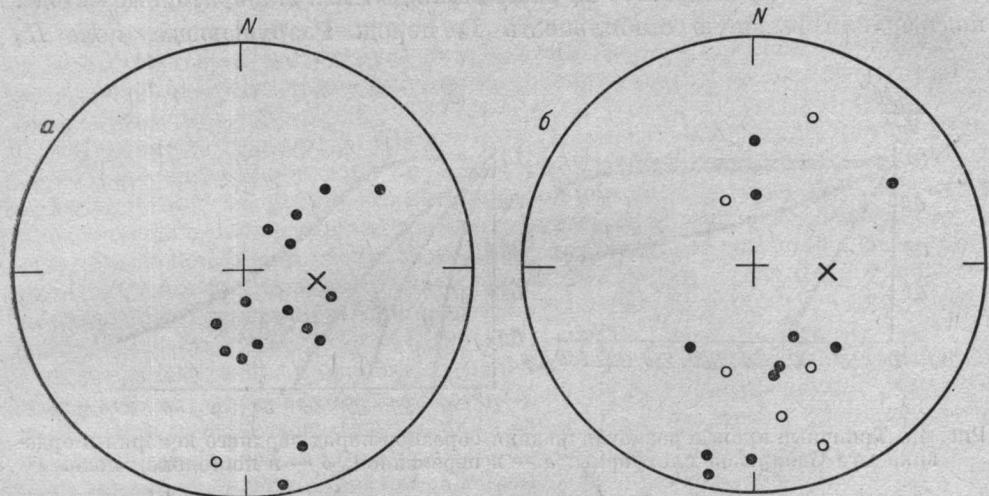


Рис. 46. Результаты температурно-временной чистки ($T = 100^\circ \text{ С}$, $\tau = 10 \text{ сек}$) пород ордовика с преобладанием вторичной намагниченности: *а* — до чистки; *б* — после чистки.

величины и направления I_n . В метастабильных породах исключение вторичной намагниченности I_n^h проводилось термо- и временной чистками. При значениях $I_{rv} \geq \frac{1}{2} I_n$ данные не принимались во внимание.

Значительная часть оставшейся вторичной намагниченности была исключена методом обращения, т. е. путем приведения обратной намагниченности к прямой и сложения всех полученных единичных векторов.

После такого учета и исключения вторичной намагниченности предполагалось, что мы получили направление, приближенное к направлению первичной намагниченности I_n^0 .

Распределение направлений I_n таково: большинство проекций векторов располагается в северной и южной частях стереограмм. Лишь незначительная часть проекций направлений I_n расположена около проекций направлений современного магнитного поля H . Такое распределение групп векторов I_n (рис. 47) указывает на то, что намагничивание породы произошло в полях, отличных по направлению от современного земного поля. Исключением являются породы, проекции направления I_n которых расположены вблизи проекции направления перемагничивания H . Угловое расстояние между этими двумя группами направлений I_n колеблется примерно до 140 до 180°. Такое распределение I_n указывает на то, что породы обладают достаточной палеомагнитной стабильностью, а две группы направлений I_n , отстоящие друг от друга на 140—180°,

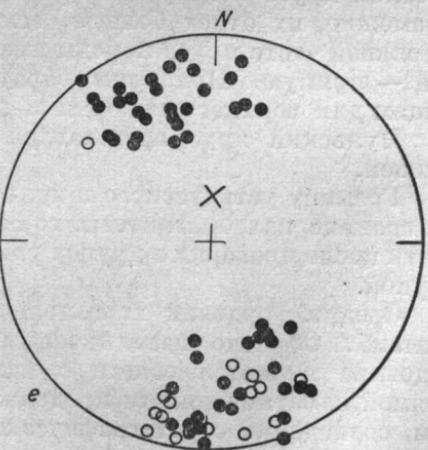
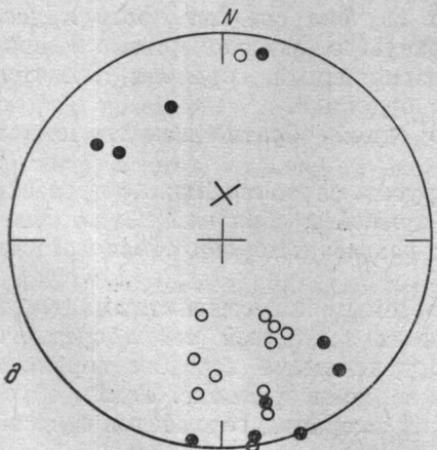
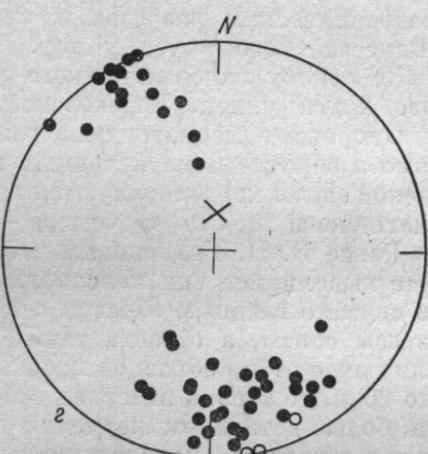
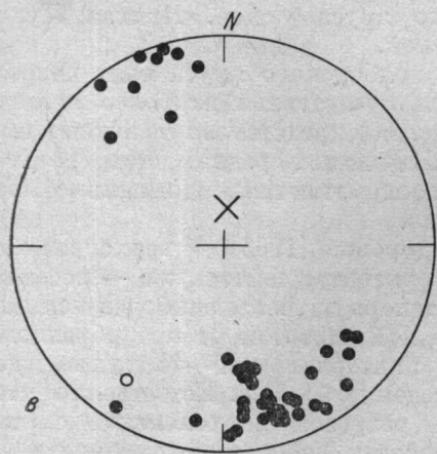
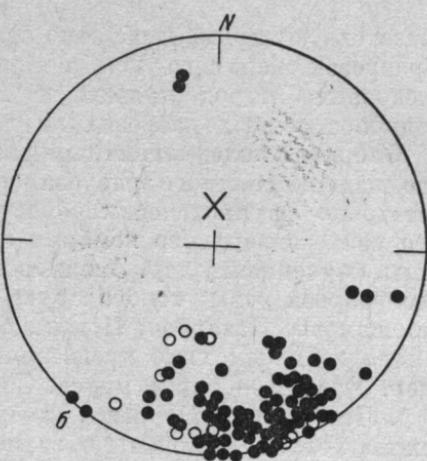
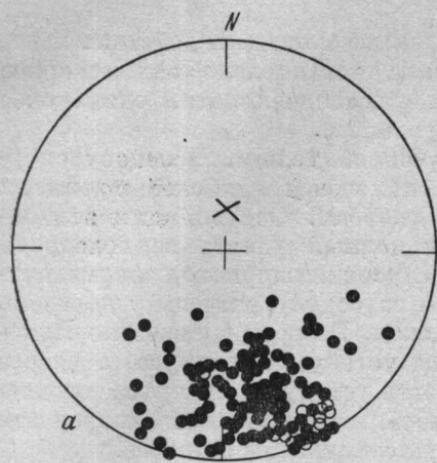


Рис. 47. Распределение I_n пород верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы: *а* — братская свита O_3 , р. Илим; *б* — макаровская свита O_3 , р. Лена; *в* — мангазейский ярус O_2^2 , р. Лена; *г* — криволузкий ярус O_2^1 , р. Лена; *д* — устькутский ярус O_1^2 , р. Лена; *е* — верхоленская свита Cm_3 , р. Лена.

соответствуют прямо и обратно намагниченным породам. И действительно, в разрезах верхнего кембия и ордовика установлено закономерное чередование пород прямой и обратной намагниченности, одинаковое в одновозрастных разрезах на всей территории.

Опорный палеомагнитный разрез изученной толщи. В основу опорного палеомагнитного разреза (рис. 48) положены наиболее полные и достаточно фаунистически обоснованные разрезы. Основой для эталонного разреза верхнего кембия послужил полный разрез верхоленской свиты, изученный у дер. Змеиново. При построении опорного палеомагнитного разреза устькутского яруса приняты за основу разрезы у деревень Коношаново, Назарово, Подымахино, Улькан. Разрезы у деревень Коношаново и Подымахино представляют низы устькутского яруса, а разрез у дер. Улькан — верхи яруса. Средняя часть устькутского яруса изучена по р. Лене у дер. Боровая, но из-за слабой намагниченности пород эти данные нельзя включить в эталонный палеомагнитный разрез.

Опорный палеомагнитный разрез для чуньского яруса составлен по разрезам этого яруса в устье р. Нюи, а для среднего ордовика — по стратотипическим разрезам криволуцкого яруса у дер. Кривая Лука и мангейского яруса у дер. Чертовской.

За основу палеомагнитного разреза долборского яруса взят разрез этого яруса у дер. Березовской, где он представлен наиболее полно.

Опорный палеомагнитный разрез (рис. 46) представлен чередованием прямо и обратно намагниченных пород. Нижняя и средняя часть верхоленской свиты характеризуются восемью палеомагнитными зонами; четыре намагничены прямо и четыре — обратно.

Ранее В. П. Родионовым и Э. П. Сидоровой [1963] в верхоленской свите выделялись три палеомагнитных горизонта, сейчас уже — восемь. Это связано главным образом с тем, что теперь изучены наиболее полные разрезы свиты, а отчасти также и с разной частотой отбора образцов. Если ранее отбор образцов производился с интервалом 10—15 м, а иногда и до 20 м, то теперь интервал отбора доведен до 2—3 м. Естественно, что при более детальном изучении полных разрезов верхоленской свиты удалось подсечь палеомагнитные горизонты небольшой мощности.

В нижнем ордовике выделены три палеомагнитных горизонта. В устькутском ярусе пока установлены только два палеомагнитных горизонта. Возможно, их будет больше, если будет изучена средняя часть яруса. В нижней части яруса породы имеют обратную намагниченность, а в верхней — прямую. При этом обратно намагниченный горизонт является общим для верхнего кембия и нижнего ордовика.

Чуньский ярус представлен только одной обратно намагниченной толщей.

Границу устькутского и чуньского ярусов, вероятно, можно провести по границе палеомагнитных горизонтов прямой и обратной намагниченности после проверки в других районах на разрезах, хорошо обоснованных фауной.

Средний ордовик характеризуется восемью палеомагнитными горизонтами. Обратно намагниченный горизонт в нижней части среднего ордовика является общим с нижним ордовиком, а верхний горизонт прямой намагниченности продолжается в верхнем ордовике. Таким образом, совпадения стратиграфических границ и границ горизонтов прямой и обратной намагниченности не наблюдается.

В криволуцком ярусе установлено шесть палеомагнитных горизонтов: три прямой намагниченности и три — обратной. Горизонт прямой намагниченности, расположенный в верхней части криволуцкого яруса и в нижней части мангейского яруса, является общим для этих ярусов.

Мангазейский ярус представлен тремя палеомагнитными горизонтами: в нижней и верхней частях яруса — прямой намагниченности и в средней — обратной намагниченности.

Верхний ордовик представлен двумя палеомагнитными горизонтами. В нижней части долборского яруса установлен горизонт прямой намагниченности, общий с горизонтом мангазейского яруса. Верхняя часть долборского яруса имеет обратную намагниченность.

Итак, каждый палеомагнитный горизонт имеет строго определенное стратиграфическое положение. Наблюдающееся несовпадение стратиграфических и палеомагнитных границ, по всей вероятности, можно объяснить отсутствием прямой зависимости изменений условий существования органического мира, а тем более, условий образования осадков от изменений магнитного поля Земли. Отсюда ясно, что совпадение стратиграфических единиц с границами палеомагнитных горизонтов — явление довольно редкое. Примером совпадения могут служить границы в нижнем ордовике между устькутским и чуньским ярусами (рис. 48) и между верхним ордовиком и силуром [Родионов, Сидорова, 1963].

Тем не менее стратиграфическое положение разрезов немых осадочных толщ можно установить достаточно надежно. Зная взаимное положение стратиграфических единиц и палеомагнитных горизонтов в опорном палеомагнитном разрезе, можно установить стратиграфическое положение разрезов по палеомагнитным горизонтам.

Сопоставление разрезов верхнего кембрия и ордовика. В разрезах верхоленской свиты в верхнем течении р. Лены у деревень Шишкино, Тюменцево и Кундуй установлены четыре палеомагнитных горизонта (рис. 48), по которым проведена корреляция. На основании этого можно сказать, что вышеуказанные разрезы одновозрастны.

Судя по мощностям горизонтов, можно отметить небольшое колебание в сторону уменьшения или увеличения мощности в разрезах верхоленской свиты, которое можно объяснить, вероятнее всего, различной скоростью образования осадков в данные промежутки времени.

Наиболее полные разрезы верхоленской свиты расположены по р. Лене в области Прибайкальского краевого прогиба. У дер. Змеиново в разрезе верхоленской свиты установлено 8 палеомагнитных горизонтов, а в разрезе у дер. Бубновка — 5. У дер. Марково разрез значительно уступает по мощности предыдущим и поэтому представлен тремя палеомагнитными горизонтами. По р. Лене, выше дер. Марково, были изучены разрезы на границе верхнего кембрия и нижнего ордовика, которые представлены одним горизонтом обратной намагниченности.

Корреляция отложений верхнего кембрия по горизонтам прямой и обратной намагниченности в Прибайкальском краевом прогибе проведена с достаточной уверенностью (рис. 48). По соотношению мощностей горизонтов разреза верхоленской свиты у дер. Марково с разрезами у деревень Змеиново и Бубновка можно сказать, что у дер. Марково разрез представляет среднюю часть верхоленской свиты.

После корреляции разрезов верхоленской свиты отдельно в верхнем течении р. Лены и в Прибайкальском краевом прогибе проведено общее сопоставление разрезов этих районов, расположенных на расстоянии примерно 700 км. Это сопоставление ясно показало, что разрезы верхнего течения р. Лены менее полные и коррелируются со средней частью наиболее полного разреза у дер. Змеиново в Прибайкальском краевом прогибе.

Большой интерес представляет палеомагнитная корреляция средне- и верхнеордовикских отложений, так как они изучались в трех различных

районах и расстояние между крайними разрезами в широтном направлении превышало 1000 км.

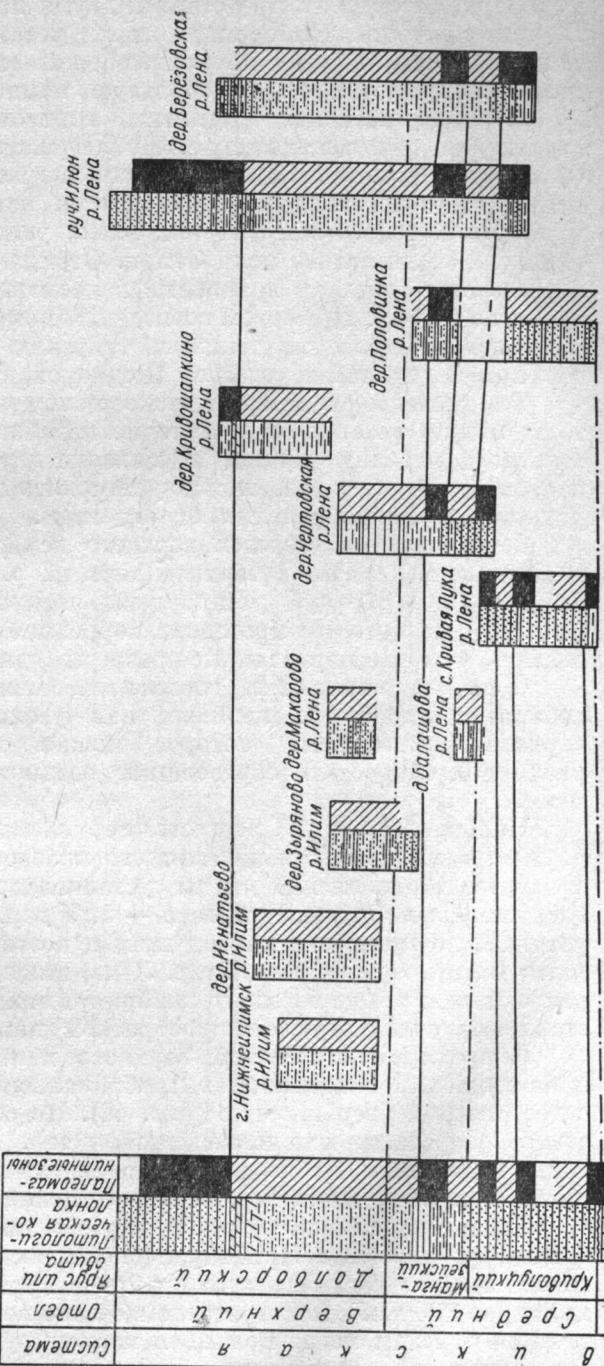
Разрез криволуцкого яруса у дер. Половинка сопоставлен со стратотипическим разрезом криволуцкого яруса у дер. Кривая Лука. Часть разреза у дер. Половинка закрыта осыпью, в связи с этим выпало несколько палеомагнитных зон. Тем не менее по положению горизонтов можно сказать, что изучена только средняя часть криволуцкого яруса и часть мангейского.

По палеомагнитным данным нижняя часть разреза у дер. Балашова (верхнее течение р. Лены) относится к криволуцкому ярусу, а верхняя — к мангейскому, что находит полное подтверждение во взглядах геологов. При сопоставлении разрезов у деревень Чертовской и Березовской можно наблюдать подобную картину распределения палеомагнитных горизонтов, в связи с чем они легко коррелируются.

На основании проведенной корреляции установлена видимая мощность криволуцкого яруса в разрезе у дер. Березовской — 20 м.

Разрезы отложений мангейского яруса верхнего и среднего течения р. Лены также легко сопоставляются по горизонтам прямой и обратной намагниченности. Их сопоставление позволило установить верхнюю границу мангейского яруса у дер. Чертовской, которая лежит в 28 м выше контакта сероцветов с красноцветами.

Долборский ярус на р. Илим представлен красноцветами братской свиты. Видимая мощность свиты в отдельных разрезах достигает 90 м,



но несмотря на это, братская свита представлена одним горизонтом прямой намагниченности.

Мощность зоны и знак намагниченности указывают на то, что изученные разрезы по р. Илим у деревень Зыряново, Игнатьево и Нижнеилимска — одновозрастны.

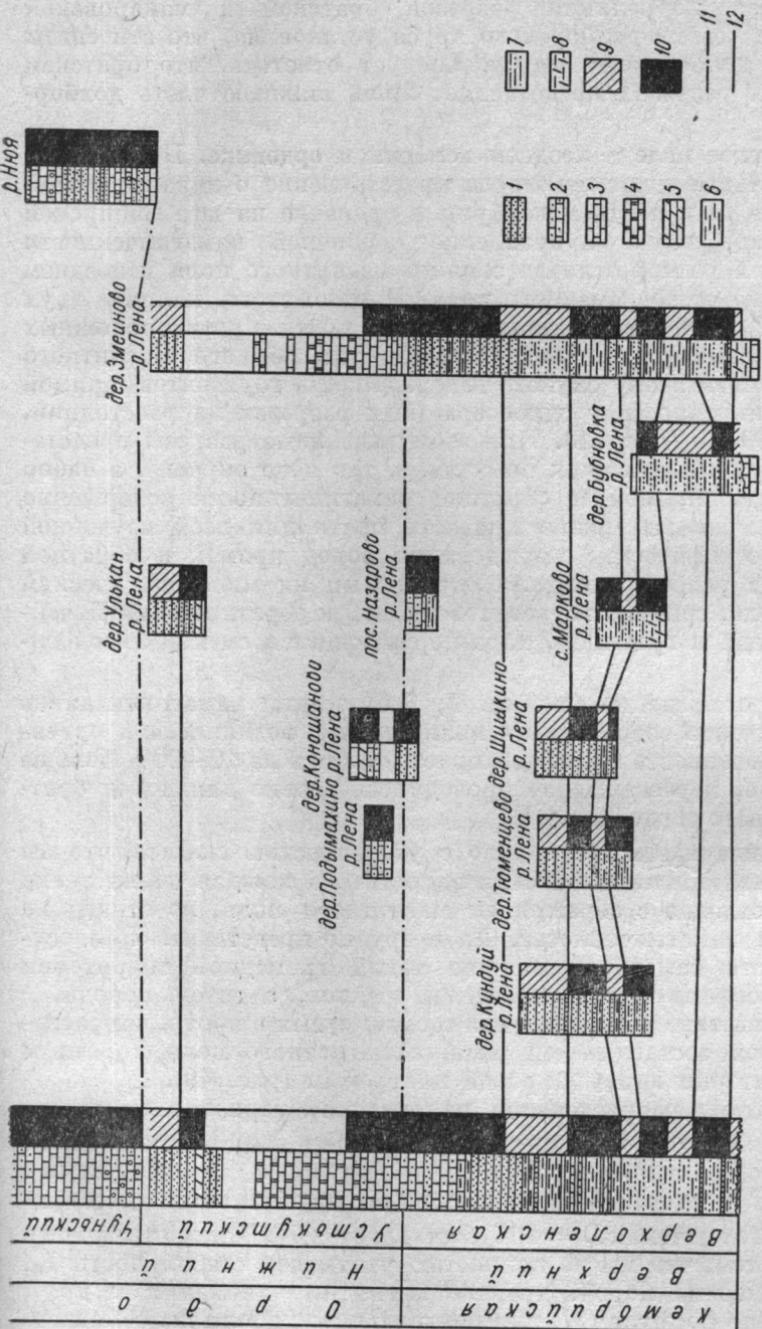


Рис. 48. Опорный палеомагнитный разрез и схема сопоставления разрезов верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы.

1 — песчаники; 2 — известник; 3 — известковистый; 4 — известник; 5 — доломит; 6 — мергель; 7 — глина; 8 — глина известковистая; 9 — зона прямой намагниченности; 10 — зоны обратной намагниченности; 11 — стратиграфические границы; 12 — границы палеомагнитных зон.

В верхнем течении р. Лены долборский ярус представлен макаровской свитой. Разрезы макаровской свиты коррелируются между собой.

Сопоставление разрезов макаровской свиты выявило, что наиболее полный разрез свиты находится у дер. Кривошапкино. На это указывает горизонт обратной намагниченности в верхней части разреза, в то время как в других разрезах — у деревень Макарово и Чертовской мы наблюдаем только один горизонт прямой намагниченности.

Палеомагнитная корреляция разрезов братской и макаровской свит с другими разрезами долборского яруса установила, что эти свиты можно отнести к долборскому ярусу. Следует отметить, что братская свита в изученных разрезах представляет лишь нижнюю часть долборского яруса.

Земное магнитное поле в позднем кембрии и ордовике. Полученные палеомагнитные данные дают некоторое представление о характере земного магнитного поля в позднем кембрии и ордовике на юге Сибирской платформы. Прежде всего направление первичной намагниченности пород указывает на резкое отличие земного магнитного поля в позднем кембрии и ордовике от современного поля. Помимо этого, наличие двух групп векторов I_n , ориентированных в двух почти противоположных направлениях, указывает на смены полярности земного магнитного поля. Подтверждением этому служит выдержанность горизонтов прямой и обратной намагниченности в одновозрастных разрезах на расстоянии, превышающем 1000 км (рис. 48). При этом указанные разрезы представлены породами, различными как по составу, так и по окраске, а набор пород в горизонтах прямой и обратной намагниченности совершенно одинаков. Такие примеры можно привести почти для всей изученной территории. Петрографические исследования пород прямой и обратной намагниченности в разрезе показали одинаковый их минералогический состав. Как правило, граница горизонтов прямой и обратной намагниченности не приурочена к границам, характеризующимся сменой литологического состава.

В опытах переосаждения (см. гл. 2, § 5) осадки намагничивались всегда по направлению современного поля, причем возникающая ориентационная намагниченность была, как правило, лишь на 10—20% больше первичной. Правда, переосаждение проводилось только для пород братской свиты верхнего ордовика.

Исходя из вышеуказанного можно с уверенностью сказать, что мы имеем дело с ориентационной намагниченностью, а каждая смена знака намагниченности связана с обращением магнитного поля, но отнюдь не с самообращением намагниченности. Да и трудно представить себе осуществление единого самообращения на такой громадной территории с различными условиями при образовании осадков, а затем породы.

Обратимся к картине распределения геомагнитных широт и направлений горизонтальной составляющей земного магнитного поля в раннем палеозое на территории юга Сибирской платформы (рис. 49).

Стройная картина распределения направлений горизонтальных составляющих I_n^0 указывает на дипольный характер земного магнитного поля в момент образования осадка.

Максимальное отклонение направления горизонтальных составляющих I_n^0 от среднего значения $D = 164^\circ$ составляет $\pm 7^\circ$. Такое отклонение можно объяснить тем, что мы не полностью учитываем стабильность I_n , тектоническое смещение пород, древние магнитные аномалии и др.

Вычисленные по формуле (27) для центрального диполя палеомагнитные широты мест отбора указывают, что образование осадков в позднем кембрии и ордовике на юге Сибирской платформы происходило в низких широтах — от 12° с. ш. до 12° ю. ш. (см. приложение 2). Образование

осадков в низких широтах прекрасно подтверждается палеоклиматическими данными. Красная окраска пород и наличие гипса в них указывают на жаркий сухой климат в момент образования осадков.

Положение палеомагнитного полюса несколько изменяется в промежутке времени от позднего кембрия до позднего ордовика включительно. Значительное изменение положения палеомагнитного полюса за данный промежуток времени выражается в уменьшении широты полюса от 40° ю. ш. в позднем кембре до 20° ю. ш. в позднем ордовике, в то время как закономерного изменения долготы не наблюдается. Это отличие позволяет проводить увязку разрезов по положению палеополюса в ту или иную эпоху.

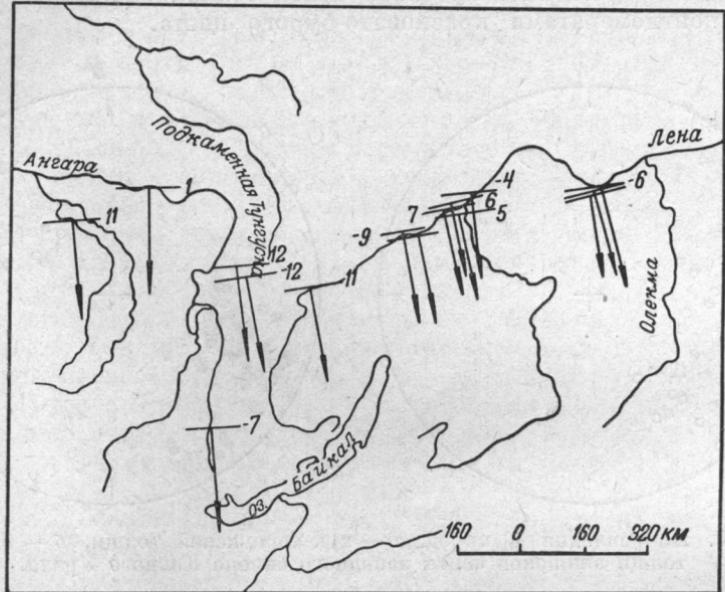


Рис. 49. Направления палеомеридианов и палеошироты в позднем кембре и ордовике на юге Сибирской платформы.

Таким образом, на основании полученных палеомагнитных данных можно сказать, что в позднем кембре и ордовике земное магнитное поле на территории Сибирской платформы было весьма близко к полю центрального осевого диполя.

Успешная корреляция разрезов верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы служит доказательством широких перспектив палеомагнитного метода не только в пределах указанной геологической провинции, но и в сопредельных областях.

Хорошая согласованность палеомагнитных и палеоклиматических данных для этого района открывает новые возможности интерпретации палеоклиматов в ранние эпохи.

Для решения вопросов палеотектоники (см. § 1) следует провести более детальное палеомагнитное изучение всей Сибирской платформы.

Дипольное распределение земного магнитного поля в позднем кембре и ордовике на юге Сибирской платформы является лишь частичным доказательством дипольности магнитного поля Земли в целом на данном геологическом отрезке времени, поэтому в дальнейшем необходимо провести палеомагнитное изучение пород кембрия и ордовика на более обширных участках земной коры.

Ашинская свита является самой молодой по возрасту в комплексе древних немых толщ Южного Урала. Она делится сверху вниз на четыре толщи: зиганскую — 300—500 м, кук-караукскую — 70—200 м, басинскую — 300—800 м и урюкскую — 40—100 м. Общая мощность ашинской свиты около 1000 м, в различных разрезах она меняется от 800 до 1700 м [Олли, 1948].

Ашинская свита — это мощная серия различных терригенных осадков, представленных чередованием зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с немногочисленными прослоями конгломератов. Исключение представляет кук-караукская толща: она сложена песчаниками и конгломератами красновато-бурового цвета.

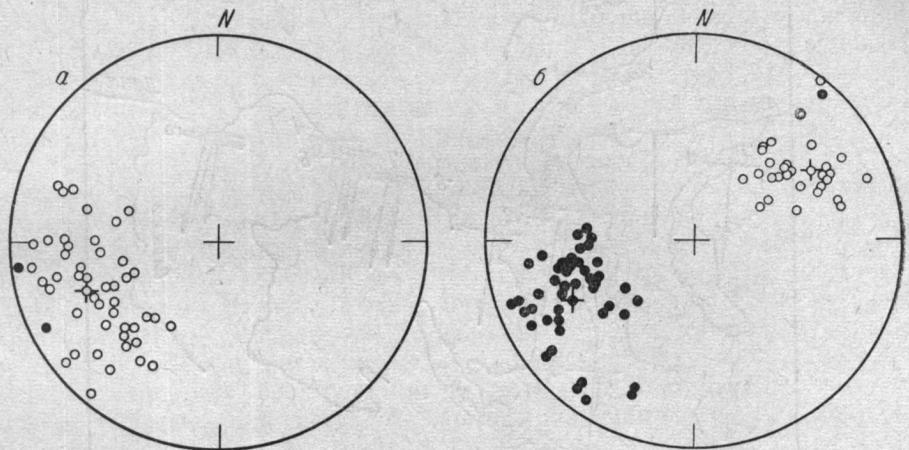


Рис. 50. Направления I_n пород: *а* — кук-караукской толщи; *б* — басинской толщи ашинской свиты западного склона Южного Урала.

Вопросу определения возраста ашинской свиты уделялось много внимания. В верхней части свиты были найдены растительные остатки девонского облика, что определяет возраст этой части ашинской свиты как нижне- или среднедевонский [Домрачев, 1953]. В нижней части свиты были найдены споры нижнекембрийского типа, что позволяет отнести низы ашинской свиты к нижнему кембрию. В районе среднего течения р. Белой нижние толщи ашинской свиты покрываются отложениями среднего—верхнего ордовика, содержащими морскую фауну. Значит, нижняя часть ашинской свиты по возрасту древнее верхнего ордовика. Сейчас условно принято считать возраст всей свиты в пределах ранний девон — ранний кембрий (решение Всесоюзного девонского совещания при ВНИГРИ, 1951 г.). В 1960 г. из ашинской свиты была взята коллекция образцов для оценки возможности применения палеомагнитного метода для решения некоторых вопросов, связанных с расчленением этой толщи на палеомагнитные зоны и оценкой ее возраста. Эти работы были продолжены в 1962—1964 гг., их результаты изложены ниже.

Для палеомагнитных определений были отобраны образцы из различных толщ ашинской свиты из трех параллельных разрезов: южного — по р. Белой, среднего — по Белорецкому тракту, северного — по р. Инер. Все изученные породы характеризуются значениями естественной остаточной намагниченности в пределах $(0,6 \div 15) \cdot 10^{-6}$ СГС. На рис. 50

приведены направления первичной намагниченности для пород кук-караукской толщи р. Зилима и басинской толщи района Белорецкого тракта. Векторы естественной остаточной намагниченности пород кук-караукской толщи расположены в области $220-280^\circ$ по склонению, наклонение векторов изменяется от 7 до 49° ; преимущественное среднее направление первичной намагниченности для пород этой толщи по трем разрезам $D = 264^\circ, J = -18^\circ$.

Векторы естественной остаточной намагниченности в породах басинской толщи расположены для прямо намагниченных пород в области $37-70^\circ$ по склонению, наклонение изменяется от -18 до -55° . Для обратно намагниченных пород склонение изменяется от 210 до 270° , наклонение — от 10 до 50° . Среднее направление намагниченности пород басинской толщи по четырем разрезам соответствует прямой и обратной намагниченности вдоль оси $D = 50^\circ, J = -30^\circ$. Среднее направление намагниченности пород зиганской толщи — $D = 246^\circ, J = -32^\circ$.

Направление первичной намагниченности пород урюкской свиты выяснить не удалось, т. к. породы перемагнечены (направление намагниченности совпадает с направлением современного поля).

Все образцы были подвергнуты временной чистке в земном магнитном поле, чем достигалось устранение вязкой намагниченности. Как показали измерения до и после чистки, вязкая намагниченность была небольшой (несколько процентов I_n) и почти не изменила среднее направление намагниченности. Только для образцов зиганской толщи доля вязкой намагниченности увеличивается для некоторых образцов до 50—60% I_n .

Для оценки разброса векторов намагниченности была определена их кучность вокруг преимущественного направления первичной намагниченности. Величина кучности для различных пород изменяется в пределах $K = 13 \div 19$. Таким образом, можно сказать, что векторы группируются довольно тесно.

Первичная намагниченность пород определялась методом компенсации вторичной намагниченности в земном магнитном поле и методом обращения в случае присутствия прямо и обратно намагниченных пород. Для части пород была проведена чистка переменным полем 50—500 э и компенсация вторичной намагниченности постоянным полем 6—12 э.

Разрушающие поля для пород ашинской свиты изменяются от 10 до 38 э, в среднем составляя 20 э.

Проведенная чистка, распределение векторов I_n в круговой области и применение метода обращения позволяют считать, что приведенные выше средние направления намагниченности пород для отдельных толщ ашинской свиты совпадают с направлением первичной намагниченности пород или близки к нему.

Результаты изучения шлифов показали, что носителями намагниченности пород являются рудные зерна и тонко рассеянные гематит и магнетит. О первичности этих зерен, которые были окатаны при переотложении, говорит их изометрическая форма, а также наличие непрерывных тонких прослоев данных минералов в породе.

Итак, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы о намагниченности изученных пород.

1. Наибольшей стабильностью I_n обладают породы кук-караукской, басинской толщ, доломиты и известняки силура. Наименьшая стабильность I_n у песчаников ордовика и пород зиганской толщи.

2. Все породы имеют вязкую намагниченность, для пород кук-караукской и басинской толщ она составляет несколько процентов, для пород зиганской толщи — до 50% I_n .

3. Судя по хорошей кучности I_n , вязкая намагниченность была направлена по современному полю и в основном скомпенсирована. В результате компенсации получено направление первичной намагниченности.

4. Первичная намагниченность связана с рудными зернами магнетита и тонко рассеянными гидроокислами железа и является в геологическом масштабе времени одновозрастной с самой породой.

5. Породы басинской и зиганской толщ имеют две группы намагниченности — прямо и обратно намагниченные, породы кук-караукской толщи намагниченны обратно. Каждой из трех изученных толщ ашинской свиты (без урюкской) свойственно свое, резко отличное от других направление намагниченности.

Сравним два наиболее полно изученных разреза ашинской свиты по р. Белой и по Белорецкому тракту (рис. 51). Низы разреза представлены басинской толщей, в верхней части оба этих разреза покрываются пачкой грубозернистых такатинских песчаников эйфельского возраста, выше которых залегают живетские известняки.

Между такатинскими песчаниками и басинской толщей в районе р. Белой лежит комплекс пород O_{2+3} — S_1 (ландейл — ландовери), а в районе Белорецкого тракта — зиганская и кук-караукская толщи. Лигиологически эти промежуточные толщи несравнимы. Была сделана попытка сопоставить их по направлению намагниченности и по положению геомагнитных полюсов.

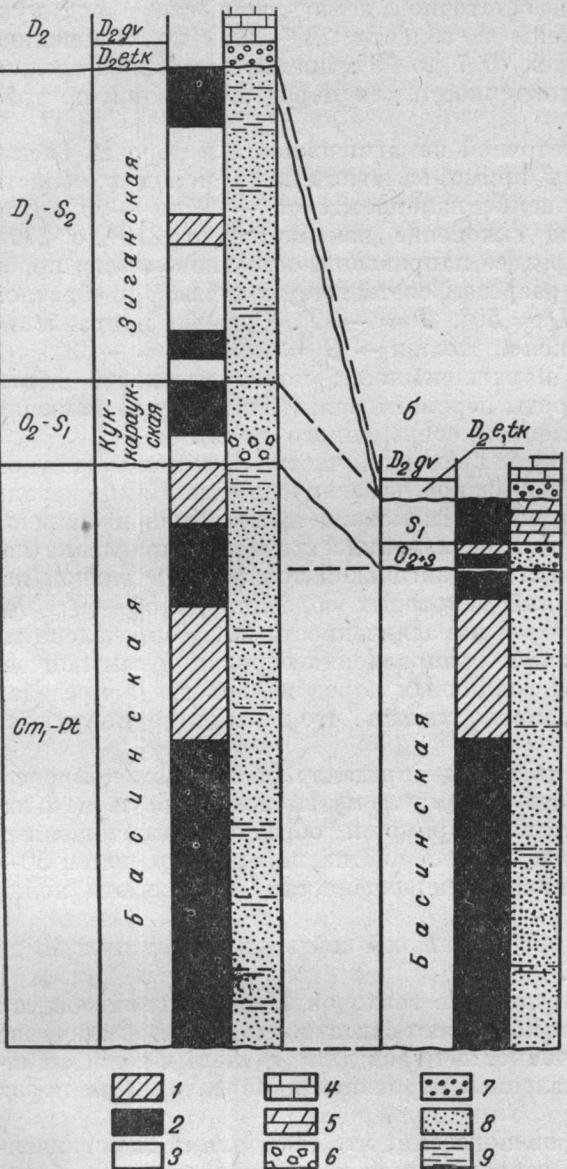


Рис. 51. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов ашинской свиты Белорецкого тракта (а) и р. Белой (б).

1 — зоны прямой намагниченности пород; 2 — зоны обратной намагниченности пород; 3 — неизученные части разреза; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — конгломераты; 7 — гравийные песчаники; 8 — песчаники; 9 — алевролиты.

Рассматривая два этих разреза, можно предположить, что либо верхняя часть ашинской свиты в разрезе р. Белой была размыта и на размытой поверхности отложились осадки ордовика — силура, либо

эта толща до некоторой степени является аналогом верхов ашинской свиты (зиганской и кук-караукской).

Для басинской толщи в изученных разрезах характерна следующая закономерность (рис. 51): нижняя часть толщи мощностью около 300 м намагниченна обратно, выше по разрезу залегает горизонт прямой намагниченности мощностью 110—150 м, еще выше он сменяется горизонтом обратной намагниченности, мощность которой в разрезе Белорецкого тракта около 80 м, а в разрезе р. Белой намечается только нижняя часть этого горизонта мощностью около 20 м; над этим горизонтом обратной намагниченности в районе Белорецкого тракта залегает горизонт прямой намагниченности мощностью около 60 м. Выше по разрезу здесь же залегают обратно намагниченные породы кук-караукской толщи.

Разрез р. Белой в нижней части совпадает, а в верхней отличается от предыдущего разреза. Здесь нет верхов басинской толщи, которой соответствуют верхняя часть второго горизонта обратной намагниченности и горизонт прямой намагниченности. На размытой поверхности басинской толщи в этом разрезе залегают породы среднего — верхнего ордовика (ландейл-карадок), переходящие постепенно в породы нижнего силура (ландовери).

Породам ордовика соответствуют два палеомагнитных горизонта: низы намагниченны обратно, верхи — прямо. Породы силура намагниченны обратно. Три палеомагнитных горизонта цикла средний ордовик — нижний силур соответствуют ландейлу (горизонт обратной намагниченности), карадоку (горизонт прямой намагниченности) и низам ландовери (горизонт обратной намагниченности), тот же порядок зон наблюдается и на эталонном палеомагнитном разрезе Сибирской платформы [Храмов, Родионов, Комиссарова, 1965].

Для низов басинской толщи характерно направление вектора намагниченности на юго-запад под углом 30° вниз для обратно намагниченных пород и на северо-восток под углом 30° вверх от горизонта для прямо намагниченных пород.

Направление намагниченности для верхов басинской толщи Белорецкого тракта близко к вышеуказанному, т. е. мы можем полагать, что басинская толща — это комплекс непрерывно отлагавшихся осадков, верхняя часть которого на р. Белой срезается отложениями ордовика — силура.

Направление намагниченности для комплекса пород ландейл — ландовери резко отличается от направления намагниченности пород басинской свиты. Вектор направлен на запад под углом 20° вверх по отношению к горизонту для обратно намагниченных и на восток под углом 20° вниз к горизонту для прямо намагниченных пород.

Для кук-караукской толщи разреза Белорецкого тракта вектор намагниченности направлен на запад вверх к горизонту под углом 20°. По сравнению с направлением намагниченности верхов басинской толщи вектор повернулся на запад на 30—40° и изменил свой наклон к горизонту приблизительно на 50°.

Интересно отметить, что направление намагниченности пород кук-караукской толщи Белорецкого разреза соответствует направлению намагниченности комплекса ландейл — ландовери р. Белой. Это позволяет предполагать, что породы кук-караукской толщи являются аналогом пород комплекса ландейл — ландовери.

Разное направление намагниченности для пород басинской и кук-караукской толщ и разное положение палеомагнитных полюсов, отличающихся на 40° по дуге большого круга, дало возможность оценить время перерыва в осадконакоплении. Исходя из средней скорости миграции

полюса в 1° за 4 млн. лет, этот перерыв составляет около 160 млн. лет.

Для басинской толщи были в свое время сделаны определения абсолютного возраста — 570—600 млн. лет (доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса).

Учитывая это и период перерыва, получаем возраст кук-караукской толщи 410—440 млн. лет, что по шкале абсолютного возраста соответствует позднему ордовику — раннему силуру.

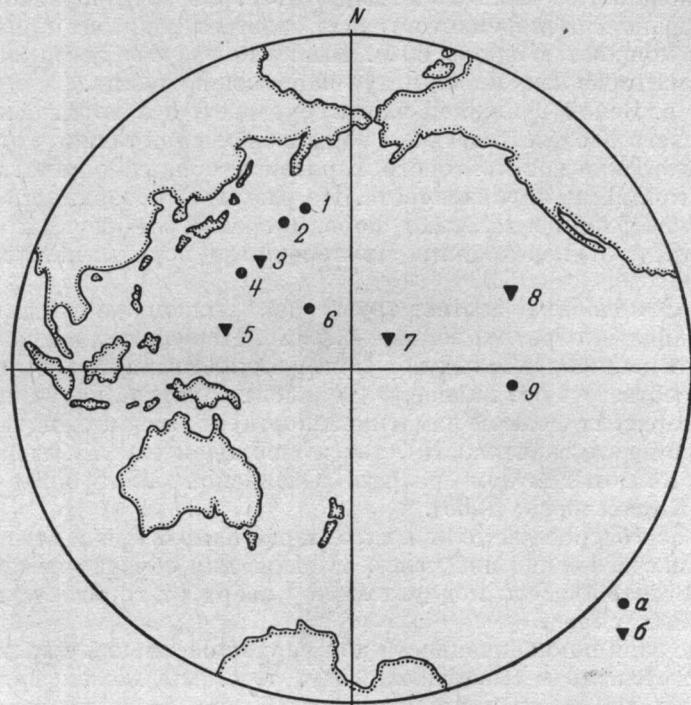


Рис. 52. Положение Северного полюса по палеомагнитным данным в палеозое и пророзое.

1 — в раннем девоне (Погарская, Храмов, 1964); 2 — в позднем силуре (Г. И. Круглякова, А. Н. Храмов, 1961); 3 — для зиганской толщи; 4 — в позднем ордовике — раннем силуре; 5 — для кук-караукской толщи; 6 — в раннем кембрии (Е. Ирвинг, 1957); 7 — для басинской толщи;

8 — для катавской толщи; 9 — в позднем протерозое (Е. Ирвинг, 1957).

а — палеомагнитные полюсы, вычисленные для датированных толщ; б — палеомагнитные полюсы, вычисленные для различных южных толщ.

Это до некоторой степени подтверждает наше предположение об одновозрастности кук-караукской толщи и пород комплекса ландейл — ландовери.

На рис. 52 нанесены положения палеомагнитных полюсов, вычисленные для датированных толщ различного возраста — от докембра до девона. Здесь же нанесены палеомагнитные полюсы, вычисленные для различных толщ ашинской свиты.

Палеомагнитный полюс времени отложения басинской толщи лежит в районе раннекембрийских полюсов Англии и Приднестровья и даже восточнее их, удаляясь в сторону полюсов позднего докембра. Таким образом, возраст басинской толщи можно считать раннекембрийским, но не моложе; скорее же всего, нижняя часть толщи отлагалась в конце позднего рифа.

Если сравнить эти данные с определением абсолютного возраста пород данной толщи, то, по нашим данным, возраст низов басинской толщи получается несколько более древним.

Интересно отметить, что палеомагнитный полюс времени отложения катаевской толщи (по нашим определениям — поздний рифей) попал в район расположения протерозойских полюсов для торрионских песчаников Шотландии. Палеомагнитный полюс времени отложения кук-караукской толщи расположен значительно западнее полюса басинской толщи между полюсами раннего кембия и силура; ближе всего он лежит к ордовикским полюсам.

Палеомагнитный полюс времени отложения зиганской толщи лежит севернее полюса кук-караукской толщи, в районе силуро-девонских полюсов. Разница в возрасте (оценка по положению палеомагнитных полюсов) между басинской и кук-караукской толщами значительно больше, чем между кук-караукской и зиганской толщами.

По положению палеомагнитного полюса возраст зиганской толщи может быть определен как поздний силур — ранний девон.

Интересно отметить такой факт: там, где в разрезах присутствуют кук-караукская и зиганская толщи, на них залегают такатинские песчаники эйфельского яруса (Белорецкий тракт, р. Инзер, р. Зилим). Там же, где породы этих толщ отсутствуют (р. Белая), мы имеем отложения с фауной среднего — верхнего ордовика, силура и девона. При этом, как показывают палеомагнитные данные, аналогом кук-караукской толщи являются отложения среднего — верхнего ордовика, а аналогом зиганской толщи — отложения верхнего силура — нижнего девона.

Итак, на основании палеомагнитного изучения пород ашинской свиты удается сделать следующие выводы.

1. По палеомагнитным данным удается оценить не только возрастные пределы всей ашинской свиты, но и возраст каждой толщи этой свиты.

2. Возраст басинской толщи по палеомагнитным данным — начало раннего кембия — конец позднего рифея. Это согласуется с данными определения абсолютного возраста — 570—600 млн. лет.

3. Между басинской и кук-караукской толщами существовал большой перерыв в осадконакоплении (или размыв). Его продолжительность оценивается в 160 млн. лет и охватывает средний — поздний кембрый — ранний ордовик.

4. Исходя из продолжительности этого перерыва, возраст кук-караукской толщи — средний ордовик — ранний силур.

5. По координатам палеомагнитных полюсов возраст кук-караукской толщи ордовикский.

6. Сопоставляя эти данные с последовательностью зон прямой и обратной намагниченности в эталонном разрезе ордовика — силура, можно считать кук-караукскую толщу возрастным аналогом толщи средний ордовик — ранний силур отложений р. Белой (точнее, верхов ландеяла — низов ландовери).

7. Возраст зиганской толщи по координатам палеомагнитных полюсов — поздний силур — ранний девон.

Перспективы изучения вязкой намагниченности для определения возраста горных пород

Вязкая намагниченность горных пород — один из тех видов остаточной намагниченности, которые, искажая направление первичной намагниченности, играют роль помех при палеомагнитных исследованиях. Однако проведенное в последнее время изучение вязкой намагниченности

позволяет поставить вопрос о возможности ее использования для решения некоторых геологических и геофизических задач.

Так, факт возрастания вязкой намагниченности при увеличении времени действия намагничивающего поля дает принципиальную возможность определения этого времени, т. е. абсолютного возраста горных пород в том случае, если они образовались ранее последней инверсии геомагнитного поля. В самом деле, величина I_{rv} вязкой намагниченности этих пород определяется из выражения, которое в данном случае имеет вид:

$$\sqrt{I_{rv}} = S (\lg t - \lg t'), \quad (40)$$

где t — возраст пород; t' — время, прошедшее с момента отбора образца, т. е. нарушения его естественной ориентировки относительно земного поля.

В этом выражении величина t' , как правило, достаточно точно известна, коэффициент S может быть определен в результате прямого эксперимента в лабораторных масштабах времени при допущении, что процесс вязкого намагничивания в природных условиях колебаний температуры подобен этому процессу при некотором среднем температурном режиме. Однако для вычисления возраста t пород по формуле (40) необходимо еще точное определение величины их вязкой намагниченности, что является наиболее трудным этапом исследования. Определение I_{rv} с помощью магнитной чистки дает хорошие результаты при оценке стабильности пород и степени влияния I_{rv} , однако эти определения оказываются слишком грубыми для вычислений величины t .

Г. И. Гончаровым величина вязкой намагниченности образцов четвертичных отложений, взятых из трех горизонтов второй надпойменной террасы Нижней Тунгуски, определялась как разность

$$I_{rv} = I_n - I_{rn},$$

где I_{rn} — намагниченность, полученная в результате переосаждения образцов в современном поле и свободная от вязкой компоненты. Величина S определялась из экспериментальных данных по вязкому намагничиванию испытуемых образцов в земном магнитном поле в лаборатории в течение четырех недель. При переосаждении были учтены и сведены к минимуму возможные погрешности, вносимые экспериментом, и вычисленные затем значения t для всех трех горизонтов обнаружили логическое соответствие с геологическими данными о их возрасте [Гончаров, 1965].

Весьма перспективным является предложенный Б. В. Гусевым полевой метод количественной оценки I_{rv} . Им изучались базальтовые гальки разновозрастных современных террас и юрских конгломератов, а также вулканические бомбы раннетриасового возраста. Критерием правильности оценки I_{rv} в этом случае является следующее. После окончательного формирования террас или горизонтов конгломератов среднее направление I_n статистически достаточного числа галек может быть обусловлено только намагниченностью I_{rv} , величина которой, вычисляемая по \mathbf{R} — геометрической сумме нормализованных векторов I_n , — зависит от времени воздействия магнитного поля. В целях повышения надежности определений изучались образцы с одинаковой структурой и примерно одинаковой величиной магнитной восприимчивости. Суммарное направление I_n в гальках и бомбах оказалось весьма близким к направлению современного поля, следовательно, закономерно направленная составляющая I_n является вязкой намагниченностью. Величина I_{rv} закономерно увеличивается с возрастом террас, и максимальный рост вязкой намагниченности в базальтах наблюдается в течение первых сотен и тысяч лет.

Таким образом, располагая возможностью хотя бы в некоторых частных случаях точного измерения вязкой намагниченности, можно приступить к разработке метода определения абсолютного возраста четвертичных пород, а используя наблюдения над более древними породами, — к уточнению времени последней инверсии геомагнитного поля. Успех этих исследований будет зависеть в основном от того, насколько оправдано предположение о независимости S от t в течение времени порядка 10^6 лет.

Некоторые вопросы использования фактора Q в палеомагнитных исследованиях

Как отмечалось выше, фактор $Q = I_n/\chi_0 H_t$ для разных видов намагниченности имеет свою область возможных значений и поэтому при некоторых условиях может являться показателем вида намагниченности. Однако в практике палеомагнитологии фактор Q используется значительно шире, в особенности для возрастных сопоставлений горных пород и оценки их палеомагнитной стабильности. Очевидно, что при прочих равных условиях величина Q будет определяться величиной естественной остаточной намагниченности.

Хорошо известный факт уменьшения остаточной намагниченности со временем имеет место и для горных пород. Рассматривая лишь релаксационные процессы, мы пришли к выражению (§ 2, гл. 1), которое для случая естественной остаточной намагниченности может быть записано в виде

$$I_n = I_n^S e^{-t/\tau}, \quad (41)$$

где t — возраст породы; I_n^S — ее начальная намагниченность ($t = 0$). Неизвестные величины τ и I_n^S зависят от типа ферромагнитного компонента пород, его структуры и концентрации, от размера зерен, от вида намагниченности и условий ее образования. Для однотипных горных пород, у которых можно принять все перечисленные факторы постоянными, должна иметь место функциональная зависимость I_n от возраста, экспериментальное определение которой в принципе дает возможность установить величины I_n^S и τ . Однако изменение остаточной намагниченности со временем происходит в реальных условиях не только в результате релаксационных процессов, но и под действием температурных колебаний, механических сотрясений, вариаций магнитного поля и других внешних факторов, а также под влиянием метаморфизма пород. Очевидно, что скорость уменьшения I_n будет при этом зависеть от характера геотектонической структуры и, например, в платформенных условиях жизни пород будет меньше, чем в условиях подвижных поясов.

Все эти положения нашли свое подтверждение в обширных и тщательных исследованиях А. Г. Комарова изверженных пород Урала. Им была сделана попытка выйти за рамки построений, носящих частный характер, и применить обнаруженные закономерности для решения обратной задачи — определения возраста пород. В некоторых более поздних работах с этой целью проводится изучение фактора Q , который в известных пределах свободен от влияния концентрации ферромагнитного компонента (В. В. Кочегура, Б. Ш. Русинов и др.). Однако и при этом возрастные сопоставления пород по величине фактора Q оказываются возможными лишь в пределах определенной геотектонической структуры и довольно узкого класса пород.

Наиболее перспективным следует считать применение этого метода к молодым породам, не древнее кайнозойских или меловых, поскольку в этих возрастных пределах величины I_n и Q изменяются довольно

значительно (в отдельных случаях почти на порядок). При этом влияние ошибок, связанных с возможностью случайного использования несопоставимых по той или иной причине пород, сравнительно невелико, тогда как на пологом участке кривой изменения I_n или Q с возрастом, который характерен для послекайнозойского времени, эти ошибки по возрасту могут составить несколько геологических периодов.

В качестве примера решения обратной задачи на рис. 53 приведена кривая зависимости величины Q эфузивных пород от их возраста. Кривая составлена В. В. Кочегурой по данным измерения магнитных свойств большого количества образцов датированных базальтов и андезито-базальтов различных районов Дальнего Востока. На этом же графике звездочкой отмечена средняя величина Q базальтов района Советской Гавани. Геологические методы не дают однозначного решения вопроса о возрасте этих

базальтов, и различные исследователи приписывают им разный возраст. Пользуясь полученной зависимостью $Q(t)$, В. В. Кочегура определяет этот возраст как нижнеплиоценовый — миоценовый на основании того, что величина Q лежит в пределах от 7 до 15.

Для древних изверженных пород подобная оценка возраста приобретает несколько иной смысл, так как Q становится очень малым и одного порядка с величиной, которую может обусловить вязкая намагниченность, созданная современным земным полем. Поскольку величина $Q_v = I_{rv}/\chi_0 H_t$

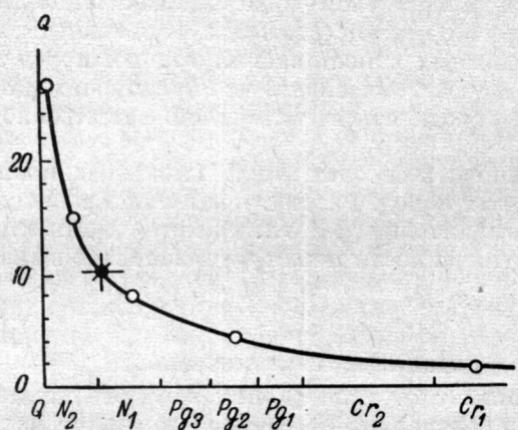


Рис. 53. Пример определения возраста пород по величине Q (по В. В. Кочегуре).

может достигать, по-видимому, 0,8—1,0, настолько обоснованные суждения об относительном возрасте разных пород из анализа Q могут быть сделаны только в случае, когда сама величина Q значительно превосходит 1, что для пород, старше меловых, наблюдается очень редко. С этой точки зрения при $Q < 1$ изверженные породы заведомо нестабильны, т. е. величина вторичной намагниченности превышает величину первичной, и их вектор I_n , независимо от возраста пород, близок к направлению современного геомагнитного поля.

Проявление этих закономерностей будет несколько различным для прямо и обратно намагниченных пород. Падение прямой намагниченности «задерживается» ростом вязкой намагниченности, в то время как обратная намагниченность исчезает тем быстрее, чем интенсивнее образуется намагниченность I_{rv} под действием современного поля. Поэтому кривые зависимости Q от возраста, построенные раздельно для прямо и обратно намагниченных пород, не должны совпадать друг с другом; первая кривая располагается выше второй примерно на удвоенную величину Q_v .

Уже из предыдущего ясно, что вопрос об изучении фактора Q имеет также непосредственное отношение к проблеме палеомагнитной стабильности горных пород. Чем больше Q , тем при прочих равных условиях большая часть начальной намагниченности пород сохранилась к моменту исследования, и тем стабильнее эта намагниченность. Зная среднюю величину Q заведомо стабильных пород данного возраста, путем сравнения можно делать приблизительную оценку палеомагнитной стабиль-

ности пород, пригодность которых для палеомагнитных исследований вызывает сомнение.

Фактор Q непосредственно связан с таким критерием стабильности как разрушающее поле H'_c . Действительно, рассмотрим процесс размагничивания остаточной намагниченности постоянным полем. Для случая термоостаточной остатенной временем намагниченности магнитожестких пород можно считать, что в магнитных полях порядка H'_c изменения I_{rt} не происходит, и, следовательно, под действием постоянного поля H'_c имеет место лишь один процесс — образование нормальной намагниченности, компенсирующей I_{rt} . Для магнитожестких пород это произойдет в той области полей, где возникающая намагниченность I_r может быть с хорошим приближением вычислена по формуле

$$I_r = BH^2,$$

где B — постоянная Рэлея.

При компенсации имеем

$$I_r = I_{rt} = BH_c'^2.$$

Выражая намагниченность I_{rt} через фактор Q и полагая земное поле равным $0,5 \text{ э}$, для рассматриваемого случая получим

$$Q = \frac{2B}{\kappa_0} H_c'^2. \quad (42)$$

В другом предельном случае, когда намагниченность пород нормальная и под действием противоположного постоянного поля происходит как компенсация этой намагниченности, так и значительное ее размагничивание, теория дает $H'_c = 0,5 H$, где H — намагничающее поле. Если это поле также ограничивается областью Релея, то $I_r = BH^2$, и мы получаем соотношение

$$Q = \frac{8B}{\kappa_0} H_c'^2. \quad (43)$$

Отношение B/κ_0 в определенной степени характеризует роль необратимых процессов при намагничивании и для однотипных пород должно изменяться лишь в небольших пределах. Можно ожидать, что и во всех промежуточных случаях величина Q будет пропорциональна $H_c'^2$ с коэффициентом пропорциональности от $2B/\kappa_0$ до $8B/\kappa_0$. Этот факт в настоящее время подтвержден большим количеством практических примеров, полученных разными авторами при сопоставлении Q и H'_c для разных типов горных пород.

Использование фактора Q в качестве критерия магнитной стабильности горных пород ограничивается в основном теми обстоятельствами, которые уже рассматривались в связи с оценкой возраста по величине Q .

Зависимость параметра Q от возраста эфузивов палеозоя юго-восточного Казахстана

Формула (41) релаксационного старения естественной остаточной намагниченности является универсальной. Ее практическое применение для определения возраста горных пород, как было указано в предыдущем разделе, затрудняется только тем, что мы не знаем ни начальной намагниченности I_n^S , ни времени релаксации τ , которые зависят от многих параметров. Попытка улучшить положение при помощи введения параметра

$Q = \frac{I_n}{\kappa}$ не всегда достигает цели, ибо вместе с величиной κ вводятся дополнительные параметры, разные для разных пород.

Однако, если мы рассмотрим, например, эфузивные породы одной магматической провинции, т. е. породы, для которых состав их ферромагнитного компонента и условия образования близки, а вид намагниченности один и тот же — термоостаточная намагниченность, то из всего многообразия факторов, обуславливающих величины I_n^S и τ , существенно переменным останется только концентрация. Поскольку для малых концентраций ($C < 0,06$) величина I_{rt} пропорциональна C , для одновозрастных горных пород можно написать

$$I_n/C = a_n = \text{const},$$

а выражение (40) для возрастной зависимости I_n перепишется так:

$$I_n = C I_{rt\mu} e^{-t/\tau}, \quad (44)$$

где $I_{rt\mu}$ — термоостаточная намагниченность ферромагнитной фракции.

Н. М. Ефремова предложила вместо концентрации ферромагнитной фракции измерять ее магнитную восприимчивость κ_μ и магнитную восприимчивость породы κ , учитывая что κ изверженной породы почти целиком определяется ферромагнитными зернами, а при малых концентрациях $C = \frac{\kappa}{\kappa_\mu}$. Тогда, вводя $Q_n = \frac{I_n}{\kappa}$, из выражения (44) получим

$$Q_n = \frac{I_{rt\mu}}{\kappa_\lambda} e^{-t/\tau}. \quad (45)$$

Для определения возраста горной породы t будем иметь формулу

$$t = \tau \ln \frac{I_{rt\mu}}{Q_n \kappa_\mu}. \quad (46)$$

Изучение большого статистического материала (более 9000 образцов) по эфузивам разного возраста юго-восточного Казахстана, проведенное Н. М. Ефремовой, показало, что постоянство величины a_n для пород одного возраста и возрастная зависимость Q_n [формула (45)] хорошо подтверждается на практике при соблюдении следующих условий отбраковки образцов:

- 1) концентрация ферромагнитных минералов менее 6%;
- 2) ферромагнитная фракция должна быть по возможности не измененной. Все образцы с интенсивными проявлениями вторичных процессов в ферромагнитной фракции (особенно при появлении вторичных неферромагнитных рудных минералов в зернах ферромагнетиков и в основной массе) должны быть отбракованы;

3) отбраковываются образцы с $H_c' \geqslant 80$ э.

Определение постоянных в формуле (46) дало для случая эфузивов юго-восточного Казахстана следующую формулу для определения их возраста:

$$t = 136,5 \cdot 10^6 \ln \frac{0,8}{Q_n \kappa_\mu}. \quad (47)$$

Эта формула может быть использована для определения возраста пород при проведении геологосъемочных работ в изученном районе. В других районах и для других эфузивов, по-видимому, следует заново определить постоянные τ и $I_{rt\mu}$.

§ 3. Палеомагнитные исследования в палеогеографии

Область применения и обзор результатов

Геохронология и стратиграфия — не единственные области геологии, где может применяться палеомагнитный метод. Значительный вклад палеомагнитные данные вносят в изучение проблем палеогеографии.

Палеомагнитные данные показывают, что вместе с продвижением вглубь геологических времен становятся все более заметными отличия в положении палеомагнитных полюсов от современных географических

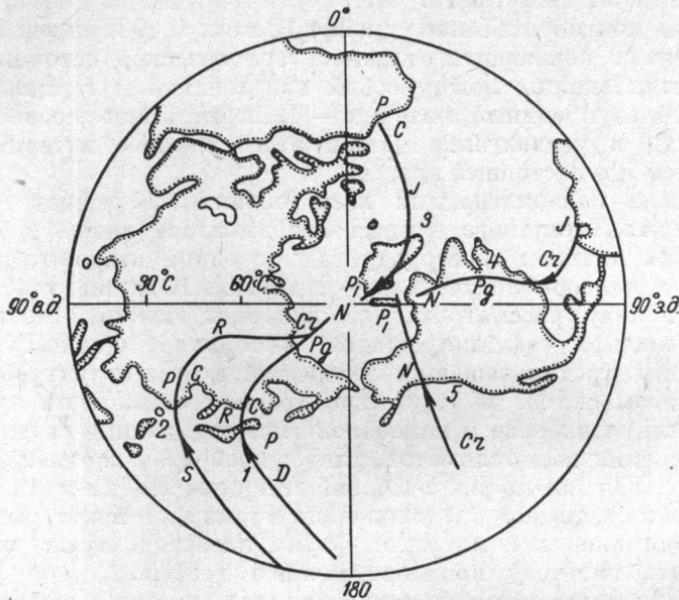


Рис. 54. Кривые миграции полюса, построенные по палеомагнитным данным для разных континентов и субконтинентов [Cox, Doell, 1960].

1 — Европа; 2 — Северная Америка; 3 — Австралия; 4 — Индия;
5 — Япония.

полюсов (см. рис. 35—41). При этом для каждого отдельного крупного участка земной коры — континента или субконтинента — может быть построен определенный след движения полюса северного полушария по земной поверхности — кривая миграции полюса.

Эти кривые миграции полюса для Европы, Северной Америки, Индии, Австралии и Японии строились разными исследователями и в общем были довольно сходными. На рис. 54 приведены обобщенные кривые, построенные Ирвингом [Cox, Doell, 1960].

Палеомагнитные данные для четвертичного периода, очевидная связь магнетизма Земли с ее вращением, а также внутриконтинентальное согласие палеомагнитных данных для древних эпох заставляют считать весьма вероятной гипотезу осевого центрального диполя [гл. 1, § 7]. Отсюда на первый взгляд следует, что кривая миграции палеомагнитных полюсов есть действительная траектория движения северного географического полюса по поверхности Земли, т. е. след перемещения ее оси вращения за геологическое время.

Однако наличие индивидуальных кривых для разных участков земной коры заставляет считать, что действительные следы перемещения оси вращения Земли по ее поверхности, т. е. кривые миграции северного и южного полюсов Земли, остаются неизвестными. Причину этого многие исследователи видят в наличии значительного взаимного перемещения континентов [Кропоткин, 1961; Blackett a. o., 1960; Du Bois, 1958; Irving, 1958]. Следовательно, истинные следы перемещения оси вращения Земли по ее поверхности можно будет установить только тогда, когда будут проведены массовые палеомагнитные определения в древних полярных и приполярных областях. Эти следы не будут представлять собой сплошных кривых на современной поверхности Земли, если континенты перемещались друг относительно друга.

Гипотеза континентального дрейфа [Вегенер, 1924] предполагает, что все современные континенты от начала геологической истории и до конца палеозоя были спаяны между собой каледонской и герцинской складчатостью, образуя единый материк — Пангею. Лишь после триаса начался распад и раздвигание частей этого единого материка, которое продолжается и в настоящее время.

До начала палеомагнитных исследований на разных континентах гипотеза континентального дрейфа основывалась главным образом на двух группах данных: геоструктурных, с одной стороны, и палеоклиматических и палеобиологических — с другой. К группе геоструктурных данных в пользу рассматриваемой гипотезы можно отнести сходство очертаний шельфа «раздвинувшихся» материков, общность геологического строения противолежащих побережий, обрыв структуры материков на материковом склоне и отсутствие древних осадков на океаническом дне. Палеоклиматические и палеобиологические данные сводятся к трудности объяснения палеоклиматов, главным образом верхнепалеозойского оледенения в Южной Африке, Южной Америке, Индии и Австралии при современном их взаимном расположении, а также и к некоторым особенностям распространения и миграции фауны палеозоя, лучше объяснимым, если принять гипотезу континентального дрейфа.

По всем этим данным можно было только приблизительно реконструировать взаимное расположение континентов. Только палеоклиматические данные позволяют получить численную характеристику — приближенную палеоклиматическую широту места наблюдения.

Палеомагнитные наблюдения в этом отношении дают значительно больше: в каждой точке наблюдения палеомагнитную широту места и направление палеомагнитного меридиана. Это существенно уменьшает неоднозначность интерпретации.

В этих условиях интересно оценить степень согласованности палеомагнитных данных с прежними реконструкциями А. Вегенера. Анализ данных по разным континентам для трех отрезков времени — мелового периода, пермского периода и позднего протерозоя — показал, что реконструкции положения палеомагнитных полюсов для взаимного расположения континентов, данного Вегенером для этих эпох, уменьшает расхождение палеомагнитных полюсов в 3—4 раза по сравнению с реконструкциями для современного положения континентов [Храмов, 1958]. Однако недостаточная точность палеомагнитных данных, принципиальная возможность их иной интерпретации и сильно укоренившаяся традиции фиксизма до сих пор оставляют гипотезу континентального дрейфа в разряде весьма дискуссионных [см. гл. 3, § 1].

Для палеогеографических реконструкций удобнее рассматривать взаимное расположение и движение континентов по отношению к неподвижным полюсам вращения Земли.

Палеомагнитные данные, по существу, дают взаимное расположение точек наблюдения по древней широте и по отношению к полюсам, а также ориентировку территорий по отношению к меридиану. Никаким способом из палеомагнитных данных для одной и той же эпохи нельзя получить разницу долгот между точками в прошлом.

Поэтому Блеккет [Blackett a. o., 1960] рассматривает перемещение континентов только по меридианам, с изменением широты и ориентировки относительно меридиана. В результате его анализа оказалось, что все континенты, кроме Австралии, начиная с раннего палеозоя смешались в общем на север, испытывая повороты на $30\text{--}60^\circ$ в разные стороны. Величина итогового перемещения разная — наибольшая для Индии, Америки и Европы и значительно меньшая для Африки и особенно для Австралии, которая имела сложное движение по широте.

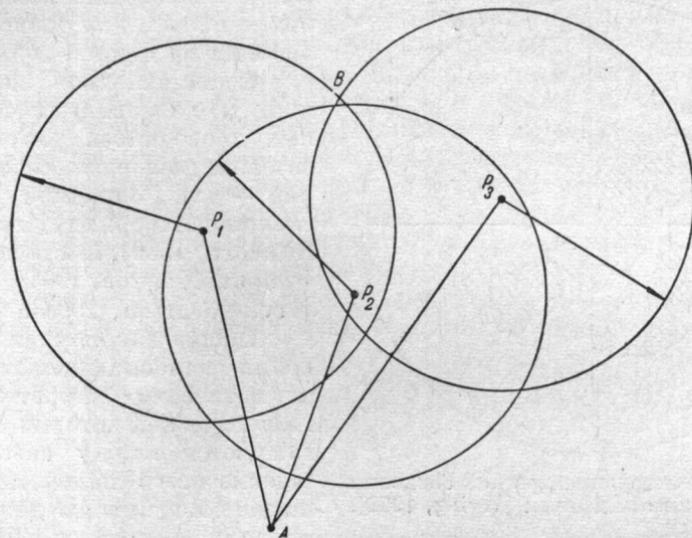


Рис. 55. К определению взаимного расположения двух точек палеомагнитных определений.

Взаимное расположение континентов в прошлом и по широте и по долготе можно установить, если для каждого континента имеются серии палеомагнитных определений, относящихся по крайней мере к трем различным эпохам, для которых взаимное расположение континентов предполагается одинаковым [Irving, 1958].

Пусть имеются (рис. 55) 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 , t_3 , а также значения Φ_1 , Φ_2 , Φ_3 , палеомагнитных широт точки на втором континенте в те же моменты t_1 , t_2 , t_3 . Окружности, описанные на земной поверхности вокруг точек P_1 , P_2 и P_3 дугами $90 - \Phi_1$, $90 - \Phi_2$ и $90 - \Phi_3$ большого круга, задают возможные положения второго континента. Если оба континента не изменили своего взаимного расположения за время $t_1 - t_3$, эти окружности пересекутся в одной точке, которая и будет положением точки B наблюдений на втором континенте относительно первого континента. Поскольку ориентировка древних меридианов на втором континенте известна, определится и ориентировка второго континента относительно первого.

Ирвинг [Irving, 1958] применил этот метод для реконструкции древней Гондваны по палеомагнитным данным (рис. 56). Эта реконструкция очень близка к прежним реконструкциям А. Вегенера.

Наряду с изучением таких важных проблем палеогеографии, как миграция полюсов и континентальный дрейф, палеомагнитный метод может быть применен и для изучения связанных с ними проблем палеогеографической и палеоклиматической зональностей и их эволюции в течение геологической истории.

Поскольку средним состоянием геомагнитного поля (при его осреднении за промежуток времени $t > 10^4$ лет) является поле центрального осевого диполя, а современная широтная климатическая зональность на земной поверхности выражена очень резко [Шварцбах, 1955], можно ожидать

соответствия геологических данных о палеоклимате палеомагнитным широтам для данного периода времени на данной территории.

Сопоставление палеомагнитных и палеоклиматических данных проводилось рядом исследователей для различных территорий — для Западной Европы и Северной Америки [Irving, 1958; Runcorn, 1959], Восточной Европы [Форш, Храмов, 1961], Австралии [Irving, Green, 1958].

Общие закономерности изменения палеомагнитных и палеоклиматических широт в течение геологической истории хорошо согласуются между собой. Так, в течение всего палеозоя и триаса, по палеомагнитным данным, территории Англии и США находи-

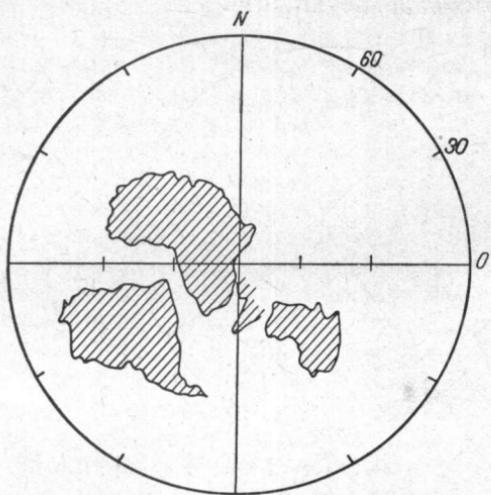
Рис. 56. Реконструкция древней Гондваны по палеомагнитным данным [Irving, 1958].

лись в низких широтах: от 30° ю. ш. до распространением теплых морей с кораллами в раннем палеозое, соленосных и гипсонасных отложений в девоне и перми и тропической флоры в нижнем карбоне [Шварцбах, 1955]. Похолодание со второй половины мезозоя и постепенное приближение климата к современному на обеих упомянутых территориях опять-таки согласуется с палеомагнитными данными.

Детальное палеомагнитное изучение каменноугольных и пермских отложений Русской платформы дало возможность сопоставить положения палеомагнитных параллелей и палеоклиматических зон Восточной Европы в различные эпохи карбона и перми и проследить их изменения от эпохи к эпохе [Форш, Храмов, 1961].

Согласованность палеомагнитных и палеоклиматических данных получилась значительно более строгая, чем при их обобщении по более крупным отрезкам времени (см. выше).

Осадки — индикаторы климатических зон — приурочены к определенным палеомагнитным широтам. Отложения, характерные для приэкваториальной гумидной зоны, располагаются между экватором и параллелью 15° с. ш., что хорошо согласуется с современным положением этой зоны. Осадки — индикаторы аридной зоны (гипс, соль, доломиты) — везде располагаются между 15° и 35° с. и ю. ш., что совпадает с положением современной зоны пустынь. Угленосные отложения умеренной гу-



мидной зоны в основном располагаются под 40° с. ш. и в более высоких широтах. Происходящее от века к веку смещение палеоклиматических зон идет вместе со смещением палеомагнитных параллелей. Преобладает тенденция к смещению параллелей на юго-запад при переходе к более близким к нам эпохам; суммарное смещение около 30° . Иногда, правда, происходит и смещение параллелей в обратном направлении (конец раннего — начало среднего карбона).

Палеомагнитные исследования на материалах бывшей Гондваны показывают, что в верхнем палеозое Австралия, Африка, Индия и Южная Америка находились значительно ближе друг к другу и к южному полюсу, чем сейчас. В течение мезозоя и кайнозоя происходило удаление Индии и Австралии и в меньшей степени Африки и Южной Америки от полюса [Creer, Irving, Nairn, Runcorn, 1959]. Эти перемещения согласуются с геологическими данными об изменении климата и полностью объясняют верхнепалеозойское оледенение на территории этих материков.

Сопоставление палеомагнитных и палеоклиматических данных может оказать большую помощь в изучении закономерностей древних палеоклиматов и размещения перспективных территорий на такие полезные ископаемые, как каменный уголь, бокситы, соли, нефть и осадочные железные руды. Необходимо только подчеркнуть, что при изучении палеоклиматов по палеомагнитным данным совершенно недопустима экстраполяция этих данных на территории других платформ из-за возможных изменений их взаимного расположения в прошлом.

Ниже описаны в качестве примера результаты сопоставления палеомагнитных и палеоклиматических данных по Сибирской платформе.

Палеомагнетизм и палеоклиматы Сибирской платформы в силуре и девоне

В 1961—1964 гг. в результате детальных палеомагнитных исследований нижне- и среднепалеозойских отложений по рекам Кулюмбе, Курейке, Сухарихе удалось получить магнитные характеристики изученных пород и вычислить координаты палеомагнитных полюсов (см. табл. 5 и таблицу приложения 1).

Таблица 5

Возраст	Координаты места отбора		Число обр.	Направление I_n^0		α	K	Координаты палеомагн. полюсов		Полусоциала погрешн.		Палеомагнитная широта
	Φ	λ		D	J			Φ	Λ	θ_1	θ_2	
D ₁	68	88	38	99 279	55 —55	2,3	11	29	156	3,3	2,3	35
S ₁	68	88	53	105 285	50 —50	4,7	19	23	152	6,3	4,1	31

Ко всем образцам, отобранным на палеомагнитный анализ, была применена довольно жесткая система отбраковки. Прежде всего все образцы, у которых погрешности определения направления I_n превышали 10° , во внимание не принимались. Для выявления и исключения вязкой намагниченности все образцы подвергались временной чистке

(гл. 2, § 4). Если величина естественной остаточной намагниченности образцов при повторном измерении изменялась более чем на 30%, такие образцы из дальнейших расчетов исключались. Кроме того, для образцов, вошедших в подсчет координат полюсов, выборочно была проведена температурная чистка. При этом выяснилось, что все образцы, прошедшие временную чистку и подвергнутые затем чистке нагреванием до 100° С в нулевом поле (см. гл. 2, § 4), практически не изменили ни величины, ни направления I_n .

Располагая данными о средних направлениях I_n пород, легко найти палеомагнитную широту района отбора образцов, положение палеомагнитного полюса, построить на карте сетку палеопараллелей и проследить, наблюдается ли ее согласие с распространением осадочных пород и органических остатков — индикаторов палеоклимата. Такое сопоставление было проведено для некоторых эпох палеозоя на Сибирской платформе, и получено достаточно хорошее совпадение древних широт и индикаторов климата.

Приведем наиболее наглядные примеры такого совпадения, отметив при этом, что данные палеомагнитных наблюдений по северо-западу Сибирской платформы близки к данным, полученным другими исследователями в других ее частях.

В раннесилурское время Сибирская платформа, по данным палеомагнитных определений, располагалась между 30 и 45° северной пале широты. Следовательно, исходя из принципа актуализма, на Сибирской платформе должны сохраниться следы переходного климата от тропического жаркого гумидного до жаркого аридного. Вдоль западного борта Тунгусской синеклизы, примерно следуя 30° северной пале широты в районе г. Норильска, в разрезах рек Имангды, Омнутах, Хантайки, Кульюмбе, Горбачин, Курейки, Летней, Сухой Тунгуски, Подкаменной Тунгуски, прослеживаются темные известковые сланцы (граптолиты), известняки и глинистые известняки с богатой морской фауной брахиопод, мшанок, табулят и ругоз, триллобитов, криноидей, строматопор, гастropод, наутилоидей и водорослей.

В пределах бассейна р. Мойеро осадки ландоверского времени представлены образованиями морского бассейна с нормальной соленостью. По западному склону Анабарского поднятия в отложениях нижнего силура среди преобладающего развития известняков появляются доломиты, доломитизированные известняки. Окраска пород пестроцветная. Судя по пышному расцвету фауны, море было очень теплым и достаточно мелким, на последнее указывает присутствие в разрезе глинистых известняков и растительных остатков. Каких-либо признаков аридизации в этой части платформы еще не намечается, за исключением района р. Нижней Тунгуски и р. Бакты, где в разрезе силура присутствуют доломиты с редкими гипсами. Однако, по мнению Ю. А. Притулы, такие условия нетипичны для западной части платформы, тогда как на остальной ее территории преобладают осадки-спутники жаркого сухого климата. По рекам Мархе, Вилюю, Марколи в разрезах нижнего силура преобладают известняки и доломиты с гипсами. В Нойско-Березовском прогибе гипсонасные осадки встречаются во всем разрезе. Фауна очень редка или вообще отсутствует. В районе силурского Иркутского залива к востоку и северо-востоку известняки замещаются доломитами. Прослои и линзы гипса отмечаются в составе ландоверского яруса по р. Илим и в Илимско-Ангарском междуречье.

Таким образом, даже при беглом анализе литологических особенностей пород раннесилурского возраста в пределах Сибирской платформы видно, что климатические условия были не везде одинаковыми.

По-видимому, западные и северо-западные районы платформы попадали в тропическую область, на что указывают характер осадков и обилие теплолюбивой фауны. Повышенная доломитизация пород, выпадение солей и гипсов, скучная и угнетенная фауна, иногда ее полное отсутствие, пестроцветная окраска пород заставляет предполагать для восточной и юго-восточной частей наличие аридного климата в раннесибирское время.

Расположение палеопараллелей находится в достаточно хорошем соответствии с литологическим типом осадков — породами-индикаторами и выводами о климатической зональности (рис. 57).

Зона аридного климата располагалась к древнему северу от палеопараллели $30-35^{\circ}$ северной пале широты и протягивалась с современного юго-запада на северо-восток. Южнее палеопараллели $30-35^{\circ}$ северной пале широты располагалась область тропического влажного климата.

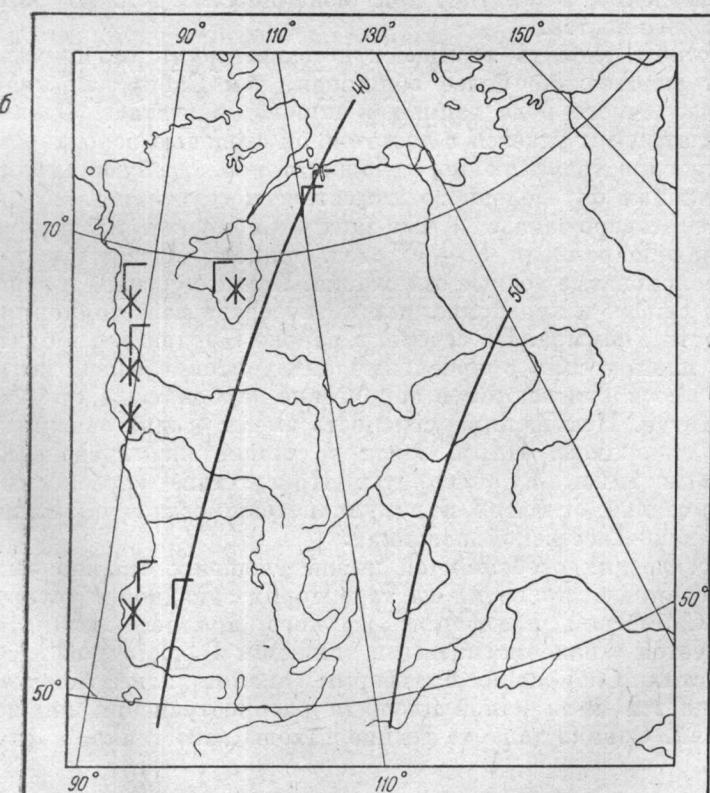
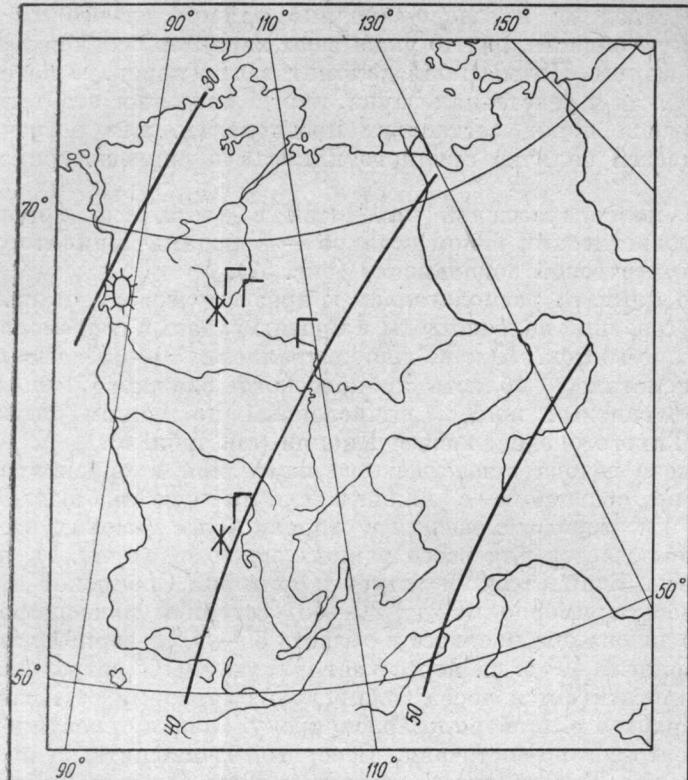
Северный геомагнитный полюс, вычисленный по нашим данным, попадает в район Тихого океана, южнее Японии (см. табл. 5).

К концу раннего девона существенного изменения в ориентировке палеопараллелей по сравнению с нижним силуром не наблюдается. Однако тенденция некоторого смещения в сторону более высоких пале широт, которая наблюдается для всего раннего палеозоя (прил. 1), продолжает сохраняться. Если в раннем силуре территория Сибирской платформы располагалась примерно между $30-45^{\circ}$ северной пале широты, то в конце раннего девона она попадает в область $35-50^{\circ}$ северной пале широты. Палеопараллель 40° с. ш. пересекает под углом 70° современную параллель 55° и протягивается через Сибирскую платформу от Хатангской губы через верховье р. Майера к Красноярску. Общая ориентировка палеопараллели север-северо-восточная. Северный геомагнитный полюс располагался в районе Тихого океана, юго-восточнее Японии (табл. 5). Следовательно, изменение климатической зональности должно идти с северо-запада на юго-восток.

Естественно, чтобы уловить термическую зависимость от широты, нужна территория значительно более обширная, чем Сибирская платформа, и анализ различного рода данных в мировом масштабе. Однако даже в пределах платформы удается с достаточной степенью вероятности наметить ареалы распространения пород-индикаторов, требующих для своего осадконакопления определенного климатического режима.

Так, на севере, северо-западе и юго-западе Сибирской платформы примерно вдоль палеопараллели $35-40^{\circ}$ с. ш. широко развиты в той или иной степени солоноватые водные отложения. Пачки мергелей и доломитов с прослойками гипсов и красноцветных пород среди известняков известны в южной части Таймыра. На севере, в районе Нордвика и в бухте Кожевникова, это пласти соли с прослойками ангидритов в зеленоватых глинах. Прослои гипсов отмечаются в терригенно-карбонатных отложениях бассейна р. Котуй. Повышенную соленость имеют осадки западного борта Тунгусской синеклизы. На р. Бакте в составе нижнедевонских отложений встречены гипсы и ангидриты. Присутствие гипсонасочных красноцветных отложений отмечено и в вулканогенно-осадочной толще в Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах.

Анализ литологических особенностей нижнедевонских осадков указывает на существование в это время на территории западной и северо-западной частей Сибирской платформы жаркого аридного климата, что хорошо согласуется с палеомагнитными данными. В восточной и северо-восточной частях Сибирской платформы анализ климатической обстановки затрудняется из-за малой площади распространения нижнедевонских отложений. Однако даже те редкие выходы известняков с фау-



- 1
- 2
- 3
- 4

Рис. 57. Палеопараллели на Сибирской платформе по палеомагнитным данным для ее северо-западной части: *a* — в раннем силуре; *b* — в раннем девоне.

1 — палеопараллели; 2 — соли и гипсы; 3 — рифы; 4 — красноцветы.

ной кораллов и брахиопод, известные в устье р. Лены и в районе хребта Сеттэ-Дабан, где преобладают известняки с подчиненными прослойями терригенных пород, рифогенные известняки на Колымском поднятии, обилие теплолюбивой фауны и полное отсутствие сульфатных отложений указывают на некоторую гумидизацию климата, что в общем-то не противоречит палеомагнитным данным, по которым в раннедевонское время в этой части платформы должна была располагаться северная умеренно влажная зона.

Итак, для Сибирской платформы при сопоставлении палеомагнитных и палеоклиматических данных вырисовывается определенная зависимость в распространении осадков-спутников от древних широт. Особенно четко эта зависимость, как показано выше, проявляется для силурийского и девонского времени. При этом общая ориентировка палеопараллелей на Сибирской платформе несколько отлична от тех, которые приводятся ранними исследователями исключительно по данным литологии и остатков организмов [Страхов, 1960; Рухин, 1962], обобщенным в планетарном масштабе. Более убедительной, хотя, может быть, и несколько непривычной для глаза, выглядит климатическая зональность, вытекающая из палеомагнитных данных. Объяснение такой ориентировки палеоклиматических зон следует искать, по-видимому, в ином расположении жестких участков Земли (в данном случае — Сибирской платформы) не только относительно полюса, но и других жестких участков. По-видимому, земная кора не вела себя как единое целое в течение геологического времени.

Частные случаи несовпадения индикаторов древнего климата с определенной по палеомагнитным данным палеопиротой внутри платформы вполне объяснимы. По-видимому, древние климатические зоны отличались не меньшей сложностью, чем современные.

§ 4. Проблемы методики и развития палеомагнитных исследований

Палеомагнитология как самостоятельная отрасль геофизики, включая геологические приложения палеомагнетизма, по мнению многих исследователей, в настоящее время находится приблизительно в том состоянии, которое было характерно для палеонтологии и палеонтологического метода в геохронологии и стратиграфии в середине прошлого века. Однако имеется и весьма существенное отличие: темпы развития палеомагнитологии в настоящее время не могут идти ни в какое сравнение с темпами развития палеонтологии и палеонтологического метода в прошлом веке.

Первые палеомагнитные исследования, выполненные на уровне, приближающемся к современному минимуму требований, были проведены в 1949—1954 гг. В СССР они были начаты в 1953 г. и в течение последующих четырех лет велись несколькими исследователями в отдельных институтах. С 1958 г. объем палеомагнитных исследований резко увеличился как в СССР, так и за рубежом.

В печати появляются работы, которые содержат результаты довольно обширных исследований, проводятся шесть всесоюзных конференций по палеомагнетизму (март 1958 г., Москва; октябрь 1958 г., Львов; октябрь 1959 г., Ленинград; февраль 1961 г., Москва; июнь 1962 г., Красноярск; февраль 1964 г., Москва), организуется Комиссия по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Все это явилось стимулом дальнейшего расширения палеомагнитных исследований.

Очевидно, объем палеомагнитных работ в СССР будет и в дальнейшем быстро возрастать, однако не это должно быть главной чертой их развития. Период первоначального накопления фактов в области палеомагнитологии, по всей вероятности, уже достиг такого состояния, когда требуется углубленное изучение основных ее проблем. Одновременно расширяется поле применения палеомагнитных методов в геологии. И в этом и другом мы, по-видимому, стоим перед рядом новых открытий, которые могут вызвать переоценку некоторых ценностей.

Основной задачей палеомагнитных исследований на ближайшие годы должно быть детальное палеомагнитное изучение всех пригодных для изучения осадочных и вулканогенных формаций во всех главных геологических провинциях мира с целью составления эталонных палеомагнитных разрезов и выяснения полной картины изменений направлений древнего земного магнитного поля в каждом регионе на протяжении всего геологического времени.

Важной задачей ближайших работ нужно считать подробное палеомагнитное изучение пяти критических эпох истории развития земного шара: позднего протерозоя — раннего кембия, позднего силура — раннего девона, позднего девона — раннего карбона, поздней перми — раннего триаса, плиоцена — постплиоцена.

Самостоятельное методическое значение имеют исследования распределения в пространстве и изменений во времени земного магнитного поля последних этапов четвертичного периода методами архео- и палеомагнетизма, а также закономерностей процесса инверсий.

Все эти исследования должны проводиться на хорошо датированных объектах.

Большое количество фактов и эмпирических закономерностей, накопившихся при изучении явлений палеомагнетизма, дало мощный толчок в развитии физических теорий земного магнетизма [Ранкорн, 1962; Брагинский, 1964; Тверской, 1962]. Эти исследования необходимо усилить, так как создание и разработка теории земного магнетизма, объясняющей явление палеомагнетизма и способной предсказать ряд еще не открытых явлений и закономерностей, во многом бы способствовало выбору наиболее актуальных направлений дальнейших палеомагнитных исследований.

Вполне очевидно, что в условиях бурного развития палеомагнитологии уровень исследований, считающихся сейчас образцовыми, через несколько лет уже никого удовлетворять не будет.

В этих условиях разработка такой методики, которая могла бы в течение ряда лет быть пригодной для решения большинства задач, возникающих перед палеомагнитными исследованиями, является делом очень трудным. То, что это действительно так, показывает само издание данной книги, которое потребовалось всего через 5 лет после выхода «Методики палеомагнитных исследований».

В настоящее время имеется ряд нерешенных вопросов методики палеомагнитных исследований. Многие из них остались нерешенными за те годы, которые прошли со времени издания «Методики», и их перечисление перекочевало сюда из заключительной главы последней, другие возникли в ходе развития палеомагнитных исследований.

Главными задачами, которые необходимо решить при дальнейшей разработке методики палеомагнитных исследований, являются следующие.

1. Расширение списка геологических объектов, пригодных для палеомагнитных исследований. В настоящее время наиболее перспективными для изучения считаются основные лавы и малые интрузии, а также красноцветные осадочные породы и некоторые серые глины. Безусловно, в па-

леомагнитном отношении могут изучаться и многие другие образования, однако, как показывает практика, такие объекты, как, например, осадочные и гидротермальные железорудные тела, зеленокаменные породы, сероцветные песчаники и известняки, пригодны для палеомагнитных исследований только в некоторых случаях, и совершенно неясны полевые признаки, по которым можно судить об их пригодности.

2. Разработка специальных приборов, позволяющих отбирать из любых пород образцы правильной формы, ориентированные относительно географического меридiana с погрешностью, не превышающей $\pm 0^{\circ}.5$. Методика отбора ориентированных образцов, которая применяется в настоящее время, не обеспечивает такой точности и к тому же в большинстве случаев весьма трудоемка, а потому не может считаться идеальной.

3. Создание магнитометров, предназначенных для измерения I_n слабо магнитных пород в полевых условиях. Создание полевой палеомагнитной станции, смонтированной на автомашине или катере (два варианта) и обеспеченной оборудованием для отбора, распиловки, измерения I_n и магнитной чистки образцов.

4. Дальнейшая разработка полевых и лабораторных методов выделения первичной намагниченности I_n^0 , численное сравнение результатов их применения и определение условий и области применения каждого из них.

5. Разработка методов определения синхронности первичной намагниченности началу образования породы (например, времени осаждения) и методов учета погрешностей за счет анизотропии пород. Это предполагает, в частности, создание метода разделения химической и термоостаточной намагниченностей и метода выделения и анализа тонкодисперской ферримагнитной фракции — частиц гидроокисей железа с $d < 10\mu$.

6. Создание надежного метода исключения или учета стабильной вторичной намагниченности осадочных и метаморфических пород, направленной не по современному земному полю.

7. Разработка методики учета локальных поворотов масс горных пород, а также уплотнения и других внутрипластиовых деформаций горных пород.

8. Создание методов изучения и исключения древних региональных и материковых аномалий земного магнитного поля.

9. Решение проблемы изучения изменений напряженности земного магнитного поля в далеком геологическом прошлом.

10. Многократное практическое подтверждение возможности межрегиональной и планетарной возрастной корреляции разрезов. Эта возможность, непосредственно доказанная в ряде случаев, требует дополнительного подтверждения, поскольку гипотезы центрального осевого диполя и инверсий, обуславливающие такую возможность, пока не разделяются всеми исследователями. Необходимо разработать методику корреляции, которая учитывала бы изменение взаимного расположения территорий со временем образования пород (континентальный дрейф).

11. Решение вопроса о том, сохранились ли неизменными размеры Земли в геологическом прошлом. Разработка метода решения этого вопроса по палеомагнитным данным. Вся методика палеогеографических и палеоклиматических реконструкций по палеомагнитным данным (определение положения полюсов, экватора, климатических зон и континентов на земной поверхности) должна быть изменена в том случае, если окажется, что размеры Земли изменились в геологическом прошлом.

12. Повышение точности всех палеомагнитных определений, которая сейчас еще очень низка и не позволяет решать ряд важных вопросов. Так, например, обычная в настоящее время точность определения направления древнего магнитного поля в $5-10^{\circ}$ недостаточна для изучения вековых вариаций в геологическом прошлом, точного определения геологического возраста и решения ряда других задач.

Значение палеомагнитных исследований для решения ряда теоретических проблем земного магнетизма, исторической геологии и палеогеофизики и связанных с ними прикладных геологических и геофизических задач несомненно, и это позволяет надеяться на успешное и быстрое развитие палеомагнитологии.

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ РАБОТАМ

§ 1. Подготовка к полевым работам

Выбор объектов изучения — наиболее ответственный момент подготовки к палеомагнитным работам. От того, насколько он удачен, прежде всего будут зависеть успех работы и ценность полученных результатов.

Выбор объектов изучения сводится к решению ряда задач: установление возможности палеомагнитного изучения данного геологического объекта, выбор толщ, серий и других геологических тел, наиболее пригодных для решения поставленной задачи, выбор разрезов и обнажений для отбора ориентированных образцов, выбор пород (из числа представленных в разрезах), пригодных для палеомагнитного изучения.

Для решения этих задач необходимы следующие данные:

- а) литологический и минералогический состав пород;
- б) условия образования, дальнейшей истории и современного залегания пород;
- в) возраст пород — геологические даты начала и конца образования толщ, их стратиграфическое расчленение, этапы и время формирования вулканических тел;
- г) подробное описание и местоположение разрезов и их стратиграфические взаимоотношения;
- д) время, условия образования и взаимоотношения железоокисных частиц, возможных носителей I_n , их состав, структура, форма и размеры;
- е) величины I_n , χ и другие магнитные свойства пород, представленных в разрезах.

Все необходимые геологические данные обычно можно найти в отчетах о геологической съемке района, а также в отчетах и печатных работах по стратиграфии, литологии и петрографии данных геологических образований. Следует также проанализировать результаты имеющихся минералогических, химических, рентгеноструктурных и электронномикроскопических анализов.

Перед началом отбора образцов необходимо ознакомиться с имеющимися коллекциями образцов пород из разрезов, намеченных для изучения, промерить магнитные характеристики отобранных из коллекций нескольких образцов всех типов пород, представленных в разрезах, с тем, чтобы наметить породы, наиболее подходящие по своим магнитным характеристикам (природе, стабильности и величинам I_n) для палеомагнитного изучения.

При выборе объектов палеомагнитных исследований следует руководствоваться следующими принципами.

Наиболее перспективными объектами для палеомагнитных исследований в настоящее время считаются красноцветные и пестроцветные первично

окрашенные осадочные толщи, а также эффузивные и эффузивно-осадочные комплексы, в особенности серии покровов основных лав. К перспективным объектам относятся сероцветные глинистые и карбонатные толщи, а из магматических образований — серии гипабиссальных малых интрузий.

Изучению должны подвергаться только те толщи и вулканические тела, которые не претерпевали в целом существенных вторичных изменений. Толщи и тела с признаками значительного регионального термо- и динамометаморфизма практически не пригодны для изучения вопросов палеомагнетизма, связанных с эпохой их образования. Однако изучение их I_n может быть полезно для исследования процессов метаморфизаций.

Намеченные для исследования объекты (толщи, серии, комплексы) должны иметь надежную привязку к геохронологической шкале, по меньшей мере даты начала и конца образования (за исключением случаев, когда ставится задача определения геологического возраста по палеомагнитным данным).

Если определение геологического возраста пород и привязка толщи к геохронологической шкале являются задачей исследования, необходимо предварительное или параллельное палеомагнитное изучение по крайней мере двух стратиграфических разрезов в том же или смежном районе. Эти разрезы должны иметь надежную возрастную привязку и охватывать весь диапазон возрастов, возможных для изучаемого объекта.

Если задачей исследования является выяснение истории земного магнитного поля за определенный промежуток времени, например за эпоху, или же изучение геохронологии этой эпохи, то толщи или серии, намеченные для изучения, должны достаточно полно представлять данный промежуток времени. Это значит, что толщи или серии должны иметь значительную мощность при отсутствии крупных перерывов в образовании.

Необходимо, чтобы элементы залегания пород (их тектонический на-клон) можно было замерять непосредственно в местах отбора образцов. В складчатых районах каждую часть толщи рекомендуется изучить хотя бы в двух разрезах с резко различным залеганием пород. В платформенных районах особое внимание следует обращать на изучение таких объектов, как складки древнего подводного оползания, современные оползни, глыбы и гальки изучаемых пород в конгломератах и галечниках. Обнажения следует выбирать так, чтобы разрезы по ним перекрывали друг друга, обеспечивая составление полного, без пропусков, разреза толщи.

При выборе объектов палеомагнитного изучения (толщ, разрезов и пород в разрезах) более перспективными следует считать те породы, для которых в результате анализа геологических и физических данных будет установлено с наибольшей степенью вероятности, что в них присутствуют частицы ферромагнитных минералов (магнетита и его разновидностей, окислов и гидроокисей железа), сохранившиеся неизменными с момента образования породы, и что наблюдаемая естественная остаточная намагниченность по своей природе такова, что могла возникнуть при образовании породы.

Кроме того, следует отдавать предпочтение породам, имеющим наименьшие внешние признаки вторичных изменений, а также породам с величинами I_n , достаточными для определения направления I_n с погрешностью не выше $\pm 5^\circ$.

Такие породы, как белые пески и глины, белые и очень светлые известняки, доломиты и мергели, а также гипс, ангидрит, каменная соль для палеомагнитных исследований (по крайней мере на настоящем этапе) не пригодны.

Отбор образцов для палеомагнитных исследований может проводиться (при большом объеме работ) специальной палеомагнитной партией или палеомагнитным отрядом в составе геологической партии. Примерный

состав палеомагнитной партии: геофизик-магнитолог, геолог, два техника и 1—3 рабочих (в зависимости от условий работы).

Палеомагнитные отряды и партии, работающие в тесном контакте с геологическими партиями, могут и не иметь в своем составе специалиста-геолога, но в этом случае должны быть обеспечены квалифицированной геологической помощью.

При небольшом объеме работ отбор образцов может производиться силами самой геологической партии или же специалистом, приданым этой партии. В геологической партии отбор образцов может быть поручен геологу, технику-геологу или старшему технику, имеющему как минимум среднее специальное или неполное высшее образование.

Техники геологической партии перед началом работ должны пройти подробный инструктаж и по крайней мере 10 дней проработать под наблюдением геомагнитолога или геолога, знакомого с методикой палеомагнитных исследований. Их работу постоянно контролирует начальник партии.

В самостоятельные маршруты для отбора образцов старшие техники и техники могут допускаться лишь в том случае, если они имеют трехлетний стаж работы в геологических партиях и уже один сезон отбирали ориентированные образцы.

Для палеомагнитной партии или отряда необходимо все снаряжение обычной геологической партии. Кроме того, лица, занимающиеся непосредственно отбором образцов, должны быть обеспечены специальным

Таблица 6

Наименование	Количество	
	для отбора образцов твердых пород	для отбора образцов мягких пород и изготовления кубиков
Геологический молоток	5	5
Горный компас	4	4
Кайло	1	1
Кувалда малая	2	—
Зубило	5	—
Лопата щтыковая	—	2
Нож складной	5	10
Ножовочный станок	—	3
Отрезки стального полотна с крупным зубом (для ленточных пил) для заправки ножовочного станка	—	200
Напильник трехгранный	10	20
Брускок пакетный	1	2
Ящик для хранения и транспортировки образцов	5	5
Линейка 15 см (визирная)	4	4
Кисточки мягкие и kleевые	—	15
Оберточная бумага плотная для упаковки, кг	8	8
Бумага тонкая для обклеивания кубиков, кг	—	8
Клей силикатный, кг	—	20
Алебастр, кг	10	10
Пластилин немагнитный, кг	5	5
Лейкопластырь, м	50	—
Полевые дневники, этикетные книжки, карандаши и пр.		

снаряжением. Практика показала, что при отборе образцов можно употреблять стальные инструменты без риска исказить естественную остаточную намагниченность породы.

В том случае, если предварительно было установлено, что коэрцитивная сила или разрушающее поле естественной остаточной намагниченности низки ($H_c' \leq 10$ э), можно рекомендовать предварительное размагничивание инструментов переменным током, которое в процессе работы следует по возможности повторять.

Для отбора образцов горных пород необходимо (из расчета на отряд из пяти человек для работы в течение трех месяцев) оборудование, перечисленное в табл. 6.

При работе в районах сильных магнитных аномалий или при отборе образцов сильно магнитных пород необходим теодолит (или кипрегель) и визирное приспособление для ориентировки образцов по истинному меридиану методом равных высот (см. § 2). Можно пользоваться также солнечным компасом и хронометром (или хорошо выверенными часами) или же специальной двухметровой рейкой для ориентировки образцов, горным компасом вне пределов сильного магнитного поля породы.

В районах распространения изверженных пород в партии желательно иметь магнитометр М-1 или дефлекторный магнитометр, или, наконец, любой из геодезических приборов с буссолю для изучения аномального магнитного поля в данном районе и проверки величины магнитного склонения.

§ 2. Сбор коллекции ориентированных образцов

Общие положения

В зависимости от задач, поставленных перед исследованием, применяются разные системы отбора ориентированных образцов. Однако большинство задач, решаемых палеомагнитным методом, требует прежде всего получения наиболее обоснованного статистически среднего направления I_n изучаемого тела (пачки, свиты, серии потоков или пластовых интрузий). В связи с этим для массового применения рекомендуется первая система отбора ориентированных образцов (гл. 2, § 1), на которой остановимся подробнее.

Отбор образцов из эффузивных серий производится последовательно по разрезу каждого потока (покрова) с интервалами в 0,5—2 м истинной мощности. При этом 2/3 образцов должно быть отобрано в центральной части (трети) и 1/3 в краевых частях каждого потока.

Оrientированные образцы осадочных пород отбираются примерно через равные интервалы истинной мощности, которые зависят от скорости накопления осадка и не должны превышать 20 м.

В среднем для платформенных образований можно принять интервалы отбора 1—5 м, а для геосинклинальных 5—10 м.

При изучении эффузивно-осадочных серий наряду с образцами лав и нормальных осадочных пород обязательно нужно отбирать образцы осадочных пород, обожженных лавовыми потоками или покровами, в особенности обожженных красных глин.

Отбор образцов из пластовых интрузий и даек ведется следующим образом: интрузивное тело пересекается вкрест простирания несколькими профилями, по которым равномерно отбираются образцы; кроме того, проводится отбор образцов по простиранию тела из его центральной части. Образцы из крупного интрузивного тела следует отбирать из нескольких обнажений в различных частях этого тела.

Ориентированные образцы, которые предназначаются непосредственно для палеомагнитных определений и составляют палеомагнитную серию, должны отбираться главным образом из тех пород, которые при предварительном изучении были признаны более перспективными. Породы, из которых отбираются эти образцы, не должны по возможности иметь признаки вторичных изменений или должны иметь их в минимальной степени.

При изучении пестроцветных осадочных толщ образцы, как правило, следует отбирать из пластов глин, алевролитов, алевритов и мергелей красной, коричневой и серой окраски. Однако вторично окрашенных красноцветных пород следует избегать при серийном отборе. Основной полевой признак вторичной окраски — ее несогласованность со слоистостью: вторичная окраска заходит за границы пласта, причем сам пласт часто неоднороден по окраске.

При отборе серийных образцов особенно следует избегать приконтактовых зон более поздних интрузий.

Образцы измененных и обожженных пород отбираются для специальных исследований (например, для изучения природы обратной намагниченности) и в палеомагнитную серию входить не должны. Исключение, как указано выше, делается для пород, обожженных лавовыми потоками и покровами.

На каждом обнажении через 5—6 точек, расположенных по вертикали, следует отбирать 5—6 образцов по простианию, строго на одном и том же стратиграфическом уровне. Эти образцы берутся в различных точках на таком расстоянии, которое допускает данное обнажение.

Обнажения должны быть привязаны к местности, подробно описаны и зарисованы в полевом дневнике с указанием точек отбора образцов.

Отбор образцов твердых горных пород

Отбор образцов твердых пород следует производить в следующем порядке.

1. В обнажении в пределах участка, намеченного для отбора образцов, выбрать место с наиболее свежей породой. Если нужно, удалить выветрелую породу.

2. От обнажения отбить образец нужной формы и размера с плоской внешней гранью — плоскостью маркировки.

3. Используя неровности излома, приставить образец к обнажению так, чтобы он занял свое первоначальное положение.

4. После такого совмещения на плоскость маркировки наклеить кусок лейкопластиря размером 2×2 см или больше, в зависимости от размера образца.

5. Приложить горный компас длинной стороной к плоскости маркировки, установив дно компаса вертикально (чтобы отвес свободно двигался). Повернуть компас, сохранив его вертикальное положение, так, чтобы отвес остановился на нулевом делении. Затем надо провести по длинной стороне компаса на лейкопластире карандашом горизонтальную линию (рис. 58, а).

6. Установить компас так, чтобы его южная сторона (против «Ю» лимба) совпала с прочерченной линией, а дно легло на плоскость маркировки. Провести вдоль длинной стороны компаса черту со стрелкой, указывающей вниз, — линию падения плоскости маркировки (рис. 58, б).

Обе линии следует чертить по возможности длиннее, используя всю ровную часть поверхности маркировки.

7. Приподнимая северный конец компаса, установить его горизонтально, дезарретировать стрелку и записать на лейкопластире и в полевом

дневнике деление лимба против северного конца стрелки — азимут линии падения (рис. 58, *в*).

8. Заарретировав стрелку, установить компас длинной стороной перпендикулярно к плоскости маркировки вдоль линии падения. Записать на лейкопластире и в дневнике показание отвеса компаса — угол падения плоскости маркировки (рис. 58, *г*).

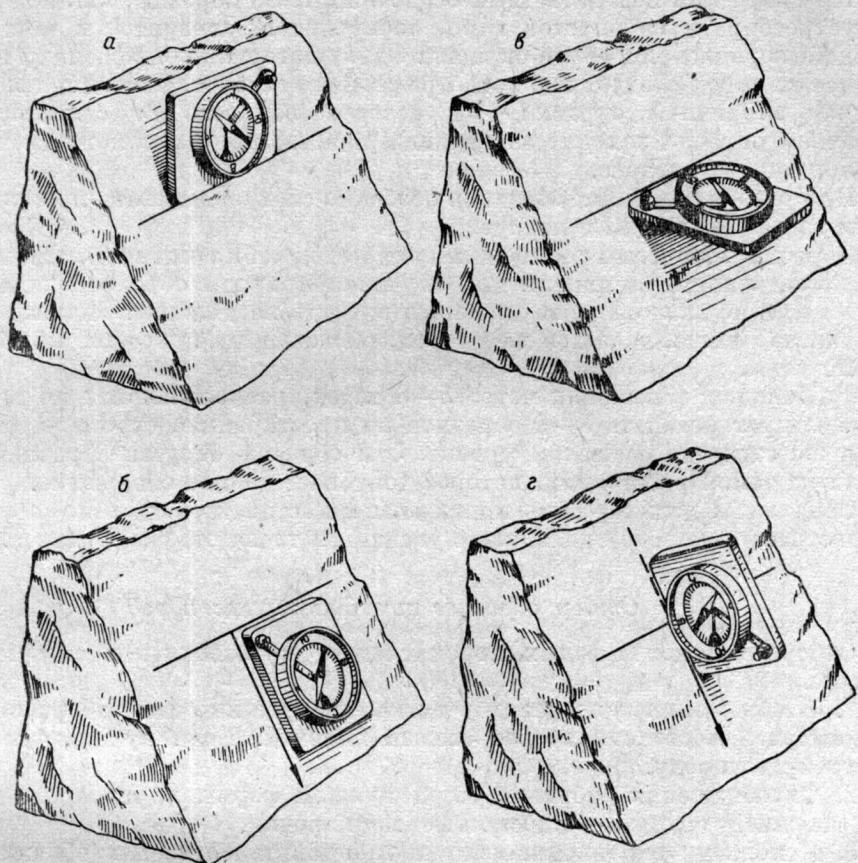


Рис. 58. Ориентировка штуков с помощью геологического компаса.

В том случае, если плоскость маркировки имеет опрокинутое залегание, т. е. когда ее верхний край нависает над нижним, стрелка все равно чертится направленной вниз, а вместо показания отвеса нужно взять его дополнение до 180° . Угол падения, т. е. угол между стрелкой и горизонтальной плоскостью, в этом случае будет больше 90° .

9. Затем на лейкопластире образца нужно записать его номер, азимут и угол наклона стрелки; те же данные записываются на этикетке образца и в полевом дневнике.

10. В полевом дневнике зарисовать положение образца в обнажении и отметить его положение в геологической колонке, вычерченной в определенном масштабе. Кроме того, необходимо записать элементы залегания пород в месте взятия образца, т. е. азимут и угол падения первично горизонтальной плоскости.

В случае отбора образцов сильно магнитных пород, при приближении к которым стрелка компаса отклоняется более чем на $2-3^\circ$, вместо гор-

ногого компаса следует пользоваться солнечным, фиксируя время замера по хронометру или выверенным часам, или же пользоваться двухметровой рейкой, укрепляя горный компас на ее конце.

В районах распространения изверженных пород желательно в точке отбора определять магнитное склонение с помощью магнитометра М-1 или дефлекторного магнитометра, геодезическими инструментами, имеющими буссоли, или другими простейшими приборами, способными определять склонение с погрешностью порядка $0,5-1^\circ$.

Определение склонения сводится к нахождению угла между истинным и магнитным азимутами на какой-либо ориентир. Истинные азимуты при этом снимаются с крупномасштабной карты.

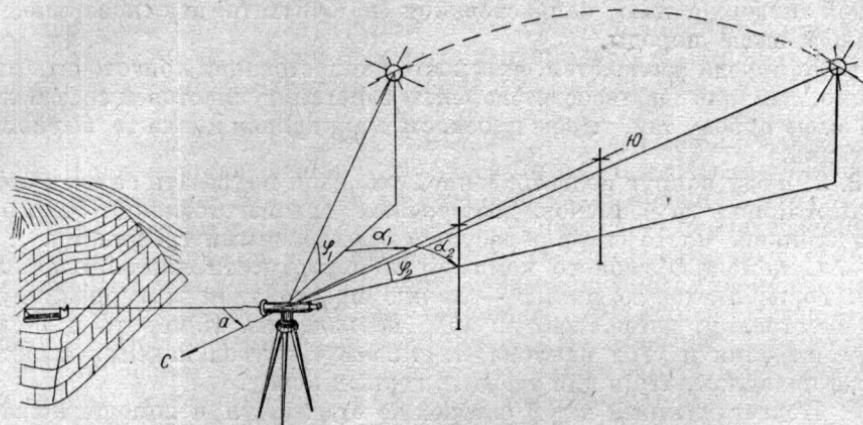


Рис. 59. Ориентировка штуков с помощью теодолита и визирной линейки методом равных высот.

Если не имеется достаточно точных крупномасштабных карт местности, истинный меридиан (полуденную линию) можно легко найти методом равных высот.

Метод равных высот (рис. 59) основан на том, что если в какие-либо два момента времени до и после полудня высоты Солнца над горизонтом равны ($\varphi_1 = \varphi_2$), то и направления на Солнце в эти моменты составляют равные углы с полуденной линией ($\alpha_1 = \alpha_2$).

В солнечный день теодолит ставится на открытое место, и за 1,5—2 ч до полудня труба визируется на Солнце (объектив должен быть при этом закрыт закопченным стеклом или сильным светофильтром).

Отмечаются по вертикальному кругу высота солнца φ_1 и отсчет по горизонтальному кругу A_1 . Труба в вертикальной плоскости закрепляется. Через 1—1,5 ч после полудня, не меняя наклона трубы (сохраняя угол φ_1), визируют трубу на солнце и, наблюдая с промежутками сначала 5—10 мин, затем чаще, отмечают отсчет A_2 по горизонтальному кругу в тот момент, когда высота солнца опять окажется равной φ_1 .

Отсчет по горизонтальному кругу, равный $A_3 = \frac{A_2 - A_1}{2}$, будет соответствовать направлению на юг. Эта линия провешивается и затем с помощью того же теодолита и визирного приспособления либо непосредственно переносится на плоскость маркировки, если она горизонтальна (рис. 59), либо используется для определения склонения.

Для более точного отсчета теодолит наводится на Солнце так, чтобы изображение диска Солнца касалось горизонтальной нити нижним краем,

а вертикальной нити до полудня — правым краем, а после полудня — левым краем.

Поскольку Солнце в нужное время после полудня может оказаться закрытым облаками, наблюдения до полудня проводятся не один, а три четыре раза, скажем, в 9, 10, 11 ч местного времени.

Отбор образцов мягких осадочных пород

Порядок отбора образцов мягких пород рекомендуется следующий.

1. В обнажении на участке пласта, намеченном для отбора образцов, удалить всю выветрелую породу на площади порядка $0,5-1\text{ м}^2$.

2. В пределах очищенного участка выбрать прослой с хорошо выраженной поверхностью напластования и очистить эту поверхность от лежащей выше породы.

Если порода неслоистая, плоскость напластования приготовить искусственно, измерив поблизости элементы залегания пластов и срезав лежащую выше породу так, чтобы плоскость маркировки имела те же элементы залегания.

3. Породу вокруг подготовленной площади подрезать со всех сторон, приготавливая штуф размеров, достаточных для изготовления одного или двух кубиков. Часто штуф образуется естественными трещинами.

4. С помощью горного компаса на поверхности напластования настристи горизонтальную линию — линию простирации и перпендикулярную ей стрелку, направленную вниз по падению. Измерить и записать азимут стрелки и угол наклона, т. е. азимут и угол падения пласта по тем же правилам, что и для твердых горных пород.

5. Подготовленный штуф осторожно отделить при помощи ножа или геологического молотка.

6. Из штуфа вырезать или выпилить один, а лучше два образца кубической формы и принятого размера (например, $5 \times 5 \times 5\text{ см}$).

Верхней гранью кубиков должна быть плоскость напластования со стрелкой, указывающей падение. Боковые грани должны быть параллельны линиям простирации и падения. На задней грани кубика нужно поставить знак «V» (см. рис. 23).

7. Грани кубиков нужно очистить ножом или бруском от железных частиц, которые могли остаться при распиловке.

8. Если порода рыхла и непрочна, кубики следует пропитать kleem или обклейте со всех сторон полосками бумаги. Можно также обмазывать кубики алебастром.

9. К каждому кубику нужно приклеить этикетку, где указать номер образца, обнажения и слоя, а также азимут и угол падения. Кроме того, номер образца следует написать на передней его грани.

Отбор образцов кернов буровых скважин

Керны буровых скважин пригодны для палеомагнитных исследований лишь в том случае, если у них есть отметка «верх — низ» и, кроме того, керны можно ориентировать по странам света (по азимуту) на основании каких-либо геологических признаков или специальными приспособлениями для ориентировки.

Для целей корреляции разрезов скважин в некоторых случаях могут быть использованы керны, не ориентированные по странам света (лишь с отметкой «верх — низ»). Возможность такого использования, однако, должна быть установлена предварительным палеомагнитным изучением разреза тех же пород по ориентированным образцам.

Признаком, чаще всего позволяющим ориентировать керн в горизонтальной плоскости, является наклонная слоистость породы при известных элементах залегания пород в точке отбора керна.

Оrientированные керны лучше всего отбирать в ходе бурения скважин и сразу же после подъема керна отмечать его ориентировку.

Порядок отбора ориентированных кернов таков.

1. На керне, сразу после извлечения из грунтоноски, необходимо пометить «верх» и «низ» и очистить его от шлама.

2. Внимательно осмотреть боковую поверхность керна и попытаться сколоть его верхнюю или нижнюю часть для выявления слоистости и образования плоскости напластования. Образованная грань керна будет представлять собой эллипс; длинную ось эллипса — линию падения слоев — нужно прочертить.

Правильность положения длинной оси можно проконтролировать следующим образом: если керн поставить вертикально, длинная ось должна соединять самую нижнюю точку поверхности маркировки с ее самой верхней точкой.

3. На боковой поверхности керна от верхнего конца длинной оси эллипса (если поставить керн так, чтобы отметка «верх» была наверху) провести вертикальную линию со стрелкой, направленной вниз.

4. Керн поставить плоской гранью (плоскостью напластования) на горизонтальную поверхность (проверить горизонтальность по уровню или отвесу компаса). Горный компас приставить короткой стороной к линии, проведенной на боковой поверхности керна. Показание отвеса — угол падения пластов — записать в журнале или на этикетке.

5. В журнале и на этикетке записать также номер скважины, глубину отбора, показания инклинометра (искривление ствола скважины), а также элементы залегания слоев (азимут и угол падения) на глубине отбора керна. Элементы залегания берутся по геолого-структурным данным.

Образцы керна, находящиеся в кернохранилищах, для палеомагнитных исследований, как правило, использованы быть не могут, так как ориентировка «верх — низ» у них обычно перепутана. Однако и в этом случае в некоторых интервалах отбора ориентировка ряда кернов может быть восстановлена по положению фауны, закруглению на конце керна и т. д. Если один из кернов окажется ориентированным, следует попытаться ориентировать относительно него остальные керны этого же интервала, для чего надо внимательно осмотреть их торцевые поверхности и попробовать их совместить.

Если в данной группе кернов окажутся керны с наклонной слоистостью, вся группа может быть ориентирована. Для закрепления этой ориентировки вертикальную линию, прочерченную по указанным выше правилам вдоль боковой поверхности слоистого керна, следует продолжить на все керны группы и поставить на каждом стрелку, указывающую вниз.

Транспортировка, хранение и обработка образцов

Образцы обертываются бумагой или помещаются в мешочки и затем укладываются в ящики, в которых они хранятся и транспортируются. Образцы-кубики, изготовленные из мягких осадочных пород, укладываются в ящики с ячейками размером на 1 см больше кубика. Пространства между кубиками и стенками ячейки заполняются (но не забиваются тую) скомканной бумагой, ветошью или ватой; кубик при этом должен лежать свободно, но не болтаться при тряске.

Ящики с образцами отправляются по железной дороге большой скоростью или по почте, а также (в случае необходимости) авиаотправлением. По прибытии коллекции на место лабораторных работ следует пересмотреть образцы, обклейт их бумагой, проклеить или промазать алебастром и обновить этикетки.

Если есть возможность, большие по размерам ориентированные образцы неправильной формы и керны буровых скважин следует распилить соответственно на кубики и цилиндры определенных размеров.

Распиловку образцов и кернов твердых пород производят на специальном станочке; может быть использован и шлифовальный станок, предназначенный для изготовления шлифов. Наилучшими являются камнерезные станки с дисками из фосфористой бронзы, армированными алмазами, или станки с подачей корундового порошка. Распиловку не очень твердых пород можно вести также абразивными кругами или дисковыми фрезами с металлокерамическими или твердосплавными насадками. При распиловке следует применять охлаждающую жидкость и постоянно следить, чтобы образец не нагревался выше, чем до 50—80°. Распиловку нужно вести на малых подачах, но при высоких скоростях. Образцы и керны более мягких пород можно распиливать стальной пилой с последующей очисткой граней.

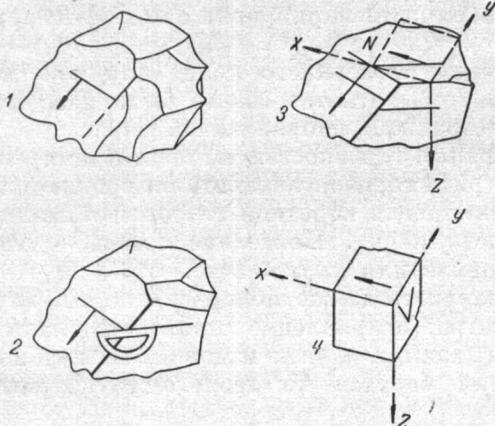
Распиловка ориентированных образцов с произвольной плоскостью маркировки ведется следующим образом (рис. 60).

1. По краю образца привести разрез, перпендикулярно к плоскости маркировки.

2. На срезанной плоскости по углу падения плоскости маркировки (запись на этикетке) провести горизонтальную линию. Для этого на срезанную плоскость наложить транспортир так, чтобы его основание составило с плоскостью маркировки угол, равный углу падения, а дуга была обращена в сторону образца. По основанию транспортира провести линию.

Рис. 60. Распиловка образцов с произвольной плоскостью маркировки.

3. Параллельно прочерченной прямой и линии простириания на плоскости маркировки срезать верхнюю плоскость — горизонтальную плоскость. На верхней плоскости нанести линию магнитного меридиана. Для этого линии падения плоскости маркировки продолжить на верхнюю плоскость перпендикулярно к линии пересечения этих плоскостей. На прочерченной линии поставить стрелку, направление которой определяется следующим образом: если мысленно повернуть плоскость маркировки так, чтобы она стала продолжением горизонтальной плоскости, стрелка должна быть направлена в ту же сторону, что и стрелка, указывающая падение. От линии со стрелкой отложить по транспортиру углы, равные азимуту падения (угол отсчитывается против часовой стрелки). Это и будет направление на север. Прочертить линию меридиана со стрелкой, указывающей на север.



3. Параллельно прочерченной прямой и линии простириания на плоскости маркировки срезать верхнюю плоскость — горизонтальную плоскость. На верхней плоскости нанести линию магнитного меридиана. Для этого линии падения плоскости маркировки продолжить на верхнюю плоскость перпендикулярно к линии пересечения этих плоскостей. На прочерченной линии поставить стрелку, направление которой определяется следующим образом: если мысленно повернуть плоскость маркировки так, чтобы она стала продолжением горизонтальной плоскости, стрелка должна быть направлена в ту же сторону, что и стрелка, указывающая падение. От линии со стрелкой отложить по транспортиру углы, равные азимуту падения (угол отсчитывается против часовой стрелки). Это и будет направление на север. Прочертить линию меридиана со стрелкой, указывающей на север.

(При выполнении операций 2—3 вместо транспортира можно пользоваться горным компасом).

4. Выпилить боковые грани кубика, параллельные и перпендикулярные линии меридиана. На южной грани кубика поставить знак «V».

Размеры кубиков зависят от применяемого магнитометра и от магнитности пород. Следует выбрать один или два размера для кубиков и строго их придерживаться. Для изверженных пород размер ребра кубика можно устанавливать от 1 до 5 см, а для осадочных — от 2,4 до 6 см. Практически получили распространение образцы $5 \times 5 \times 5$ см³ и $2,4 \times 2,4 \times 2,4$ см³. Рок-генераторы ИФЗ и ИОН-1 требуют жесткого размера 2,4 см с допуском —0,1 см.

Точность распиловки образцов для других магнитометров должна характеризоваться следующими допустимыми максимальными погрешностями:

а) параллельность и перпендикулярность граней меридиану $\pm 1^\circ$ (для всех приборов);

б) отношение наибольшей оси к наименьшей 1,1;

в) отклонение объема кубика от стандартного $\pm 10\%$ (объем каждого кубика должен быть измерен с погрешностью не выше 2%).

Из каждого образца следует выпилить возможно большее число кубиков установленного размера. Номер каждого кубика должен состоять из двух цифр: номера образца, под которым он записан в полевом журнале, и номера кубика (например, 456-5).

Ориентированные керны распиливаются на цилиндры определенной длины. Удобно выбрать длину цилиндра, равную среднему диаметру всех кернов коллекции. Перед распиловкой керна на цилиндры на линии, прочерченной на его боковой поверхности, следует поставить несколько стрелок, указывающих вниз, так, чтобы каждый цилиндр был обеспечен стрелкой. Основания цилиндров должны быть перпендикулярны образующей с погрешностью не выше $\pm 2^\circ$.

На каждый ориентированный образец (образец неправильной формы, кубик или цилиндр) составляется карточка (табл. 7), где указаны номер образца, местонахождение разреза, возраст породы и положение образца в разрезе, элементы залегания слоев, способ обработки образца и его объем, а также приведено краткое литологическое описание породы. В эту же карточку вносятся и данные измерений магнитных свойств.

Образцы после отбора должны быть доставлены в лабораторию в возможно более короткий срок. Сразу после обработки их необходимо поставить в то же положение по отношению к земному магнитному полю, в котором они находились в обнажении. В этом положении вся коллекция должна быть выдержана 15—30 дней, после чего проводятся измерения естественной остаточной намагниченности I_n .

После этих измерений I_n все образцы поворачиваются вокруг горизонтальной оси запад — восток на 180° и выдерживаются в этом положении 45—60 дней; затем проводится вторая серия измерений I_n на том же приборе.

Эта операция необходима для выявления и учета влияния вязкой намагниченности горных пород.

Все ориентированные образцы подлежат измерению направления и величины I_n , а также и величины χ , если прибор позволяет определять χ одновременно с I_n .

После измерения I_n образцы распределяются следующим образом.

Из всех образцов, взятых в одном и том же обнажении строго на одном стратиграфическом уровне, один — «первый» — подлежит сохранению в неизменном виде до завершения работ в данном районе. 5% от

Лицевая сторона

5576	Донбасс, с. Пилипчатое Свита медистых песчаников P ₁ Глина красно-коричневая, алевритистая										
	Дата		Поле выдергивки, э	X	Y	Z	D	J	α	I_n	I_{rv}
Aз. 325 <65	постановки	измерения									
$E = 0,040$	15. 06. 62	24. 07. 62	-0,5	-51	-156	-75	227	-25	5 }	6,6	1,2
0,040	24. 07. 62	7. 08. 62	+0,5	-33	-147	-49	224	-18	6 }		
0,042	7. 08. 62	1. 09. 62	0	-38	-149	-53	228	-19	6	7,6	-
0,320	-	8. 08. 63	$\bar{H} = 400$	-5	-15	-6	225	-25	10	7,0	-

Оборотная сторона

$\chi = 15,3 \cdot 10^{-6}$ Образец $5 \times 5 \times 5 \text{ см}^3$ разрезан на 8 частей

5576а — хранение: кернохранилище палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ, шкаф 4, ящик 11

5576б — $H'_c = 33 \text{ э}$

5576в — $S_{200} = 0,8$; $S_{400} = 0,7$

5576г — на шлиф

5576д — на хим. анализ

общего числа всех собранных образцов посыпается в адрес Комиссии по постоянному полю и палеомагнетизму для контрольных измерений и создания образцовых мер. Остальные образцы направляются на специальные лабораторные исследования для изучения происхождения и стабильности I_n , а также для определения χ , если оно не было сделано одновременно с определениями I_n .

После окончания палеомагнитных исследований в данном районе следует сохранить все «первые» образцы, собранные из основных разрезов, дающих в сумме полный разрез изученной толщи.

При транспортировке, обработке и хранении образцов следует тщательно избегать их соседства с постоянными магнитами и электромагнитами. Допустимые постоянные магнитные поля — не выше 2 э; переменные поля промышленной частоты (50 гц) — до 5 э.

§ 3. Измерение I_n и χ образцов горных пород

Измерения на астатическом магнитометре

Измерения на астатическом магнитометре (рис. 24) ведутся в положении I — образец на уровне нижнего или верхнего магнита системы, когда требуются только измерения остаточной намагниченности, и в положении IV — центр образца на равном удалении от обоих магнитов, когда ведутся одновременные измерения остаточной и индуктивной намагниченности (см. гл. 2, § 2).

Одновременные определения I_n и χ в положении I возможны лишь при наличии намагничивающих больших колец Гельмгольца и допу-

сются только в том случае, если электрическая система магнитометра настолько хорошо отрегулирована, что наличие намагничивающего поля не приводит к увеличению смещения нуль-пункта и не служит источником систематической погрешности в определении направления I_n .

Определение цены деления магнитометра проводится ежедневно. Лучше всего ее вести с помощью образцовых мер (эталонов) магнитного момента с различными значениями M во всем диапазоне измеряемых величин и с различными соотношениями между составляющими M по осям. Образцовые меры устанавливаются поочередно в шести положениях: измерения проводятся по трем взаимно перпендикулярным осям, при этом каждая ось должна занять последовательно два положения, отличающиеся друг от друга на 180° . Полная серия измерений при любом из четырех положений образца относительно магнитной системы состоит из 12 отсчетов. При этом 6 отсчетов берутся при положении образца, указанном на рис. 24, а еще 6 — по другую сторону от системы для положений I , II и IV и при повороте образца на 180° вокруг измеряемой оси в положении III . Вычисление цены деления ε_0 в единицах магнитного момента (в 10^{-6} ед. СГС на деление шкалы) производится отдельно для каждой составляющей M_i каждой образцовой меры по формуле

$$\varepsilon_0 = \frac{M_i}{n_{cp}}, 10^{-6} \text{ СГС/дел.}, \quad (48)$$

где n_{cp} — средняя по данным всех измерений M на определенном расстоянии R от системы разность $n = n_i - n_{-i}$; n_i — отсчет по шкале прибора при помещении образца на шине, а n_{-i} — отсчет после поворота измеряемой составляющей на 180° .

Естественно, что ε_0 будет функцией расстояния R . Вид этой функции находится при градуировке определением ε_0 для нескольких расстояний и построением кривой $\varepsilon_0(R)$. В дальнейшем для каждого расстояния пользуются своим значением ε_0 .

Градуировку магнитометра производят в полном объеме после каждой регулировки и настройки прибора, а также при значительном изменении внешних условий — температуры, влажности помещения, расположения токовых линий и железных предметов в радиусе до 5—10 м.

Измерение I_n образцов ведется так же, как градуировка, образцами мерами, и лишь в случае одновременного определения χ производится три отсчета нуль-пункта — до измерений, в середине серии измерений и после измерений I_n и χ каждого образца.

Каждый образец с целью выделения и исключения вязкой намагниченности измеряется два раза, для чего серия из 12 отсчетов повторяется через несколько недель после выдержки образцов по и против земного магнитного поля (см. § 5).

Оси координат, по которым ведутся измерения составляющих I_n , выбираются следующим образом:

а) в образцах неправильной формы и в кубиках, вырезанных в соответствии с залеганием пород, ось x — линия падения плоскости маркировки (положительное направление вниз по падению), ось y — линия простирания плоскости маркировки (направлена вправо), ось z — перпендикулярная к плоскости маркировки (направлена вниз);

б) в кубиках, выпиленных в лаборатории и имеющих в качестве верхней плоскости современную горизонтальную плоскость, ось x — магнитный меридиан — направлена на север, ось y — на восток, перпендикулярно к магнитному меридиану, ось z — вертикально вниз;

в) в кернах ось x перпендикулярна к образующей цилиндра и находится в плоскости падения слоев, ось y перпендикулярна ей и направлена вправо, ось z — ось керна — направлена вниз.

Схемы записи и вычисления основных величин. Схемы записи измерений и вычисления составляющих I_n по осям и значения κ по осям приведены в табл. 12 и 13.

Составляющие I_n и значения κ по осям x , y и z вычисляются по формулам

$$\kappa_i = \frac{\varepsilon_0}{VH} n_+; \quad I_n = \frac{\varepsilon}{V} n_-; \quad (i = x, y, z), \quad (49)$$

где H — намагничивающее поле ($H = 0,5 \text{ э}$); V — объем образца, см^3 ; $n_+ = (n_i - n_0) + (n_{-i} - n_0)$; $n_- = (n_i - n_{-i})$; n_0 — нуль-пункт (отсчет по шкале без образца); $n_i - n_{-i}$ — см. формулу (48).

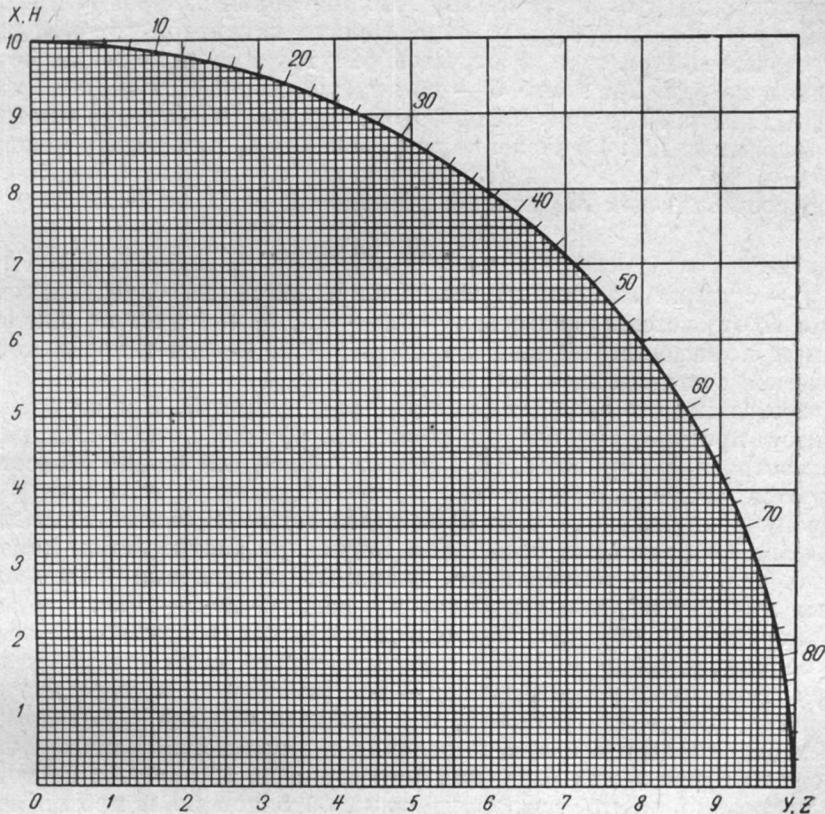


Рис. 61. Палетка для вычисления величины I_n и углов α , j и α_{63} по составляющим X , Y и Z .

Величины I_n и κ образца, а также углы «склонения» a и «наклонения» j , характеризующие направление I_n , вычисляются по формулам

$$\kappa = \frac{\kappa_x + \kappa_y + \kappa_z}{3}; \quad I_n = \sqrt{I_x^2 + I_y^2 + I_z^2};$$

$$a = \arctg \frac{I_y}{I_x}; \quad j = \arctg \frac{I_z}{\sqrt{I_x^2 + I_y^2}}. \quad (50)$$

Отсутствие систематических погрешностей проверяется сравнением значений a и j , полученных при измерениях в присутствии намагничивающего поля и без него.

В случае измерения образцов с очень малыми значениями M , находящимися на пределе точности измерений, для повышения точности определения направления и величины I_n можно рекомендовать определение суммы векторов M для двух образцов, взятых из одного и того же слоя. Для этого один образец ставится на восточную, а другой одновременно на западную шину прибора последовательно во всех шести положениях, затем образцы меняются местами.

Таким образом, определяются суммы составляющих I_n по трем осям, затем вычисляются $I_{n\text{ср}}$ и направление суммарного момента M , выраженное углами a и j .

При массовых палеомагнитных определениях точность расчета величин I_n не требуется более высокой, чем $2 \div 5\%$. При вычислении же углов a и j , характеризующих направление I_n , обычно ограничиваются целыми градусами, поскольку суммарная угловая погрешность ориентировки образца и определения направления I_n редко бывает менее 2° .

В этом наиболее распространенном случае следует применять графический метод вычисления I_n и углов a , j и α_{63} . Все вычисления сводятся к операциям на приспособлении, состоящем из неподвижной 2-миллиметровой квадратной сетки (или миллиметровки), размером $20 \times 20 \text{ см}$, наклеенной на фанеру или картон, и подвижного 90-градусного прозрачного сектора (из оргстекла) с градусными делениями по дуге.

Сектор может вращаться вокруг своего центра, укрепленного в нижнем левом углу сетки (рис. 61).

Пусть при измерениях на правойшине разности отсчетов по осям x , y и z будут X_1 , Y_1 и Z_1 , а на левойшине — X_2 , Y_2 и Z_2 . Обозначим величины

$$X_1 + X_2 = X; \quad Y_1 + Y_2 = Y; \quad Z_1 + Z_2 = Z;$$

$$X_1 - X_2 = \Delta X; \quad Y_1 - Y_2 = \Delta Y; \quad Z_1 - Z_2 = \Delta Z.$$

Тогда, чтобы найти величины I_n , a , j и α_{63} , следует поступить так.

1. При совмещенных радиусах сектора и осях сетки, рассматривая сетку как декартову систему координат, нанести карандашом на прозрачный сектор точку A с ординатой $X = X_1 + X_2$ и абсциссой $Y = Y_1 + Y_2$. Тогда расстояние от начала координат O до точки A будет $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$, а угол между осью X и линией OA углом β , который позволяет определить угол a по табл. 8.

2. Для того, чтобы найти величину $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ и угол $\beta = \arctg \left| \frac{Y}{X} \right|$, точка A вращением сектора вокруг оси O приводится на ось ординат сетки. Значение H снимается с оси ординат, а угол β с разделенной на градусы дуги сектора.

3. Для определения величин $R = \sqrt{H^2 + Z^2}$ и угла $j = \arctg \frac{Z}{H}$ находится точка $B(z, H)$; вращением сектора она приводится на ось ординат. Величина R снимается с оси ординат, угол J — с дуги сектора. Знак J определяется знаком составляющей Z .

Таблица 8

Знаки составляющих		Значения a
X	Y	
+	+	$a = \beta$
+	-	$a = -\beta$
-	+	$a = 180 - \beta$
-	-	$a = 180 + \beta$

4. Совершенно те же операции применяются для нахождения величины

$$r = \sqrt{(\Delta X^2 + \Delta Y^2 + \Delta Z^2)} = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta Z^2}.$$

Для вычисления I_n и углов a и j , определяющих его направление, вместо палетки можно с успехом пользоваться логарифмической линейкой.

Преимущество линейки перед палеткой — большая на порядок точность вычислений, недостаток — пользование несколько более сложными табл. 9 и 10. Скорость вычислений та же, что и на палетке.

Вычисление углов a и j по составляющим X , Y и Z ведется по следующей схеме, указанной П. Г. Ахматовым.

1. Перевернутый движок линейки устанавливается так, что правый или левый край шкалы тангенсов (соответствующий $\operatorname{tg} a = 0,1$ или $\operatorname{tg} a = 1$, в зависимости от величины X и Y) устанавливается против того числа на шкале чисел корпуса линейки, которое соответствует большей из составляющих X или Y (в делениях шкалы прибора).

Рамка линейки передвигается так, чтобы ее визирная линия совпала с числом, соответствующим меньшей составляющей. На шкале тангенсов визирная линия даст угол β_1 между X и Y . Угол a находится по углу β_1 по табл. 9.

Таблица 9

Соотношения между составляющими I_n	Знаки составляющих I_n		Азимутальный угол a
	X	Y	
$X > Y$	+	+	β_1
$X < Y$	+	+	$90 - \beta_1$
$X < Y$	-	+	$90 + \beta_1$
$X > Y$	-	+	$180 - \beta_1$
$X > Y$	-	-	$180 - \beta_1$
$X < Y$	-	-	$270 - \beta_1$
$X < Y$	+	-	$270 + \beta_1$
$X > Y$	+	-	$360 - \beta_1$

2. При неподвижном визире линейки движок передвигается так, чтобы против визира на шкале синусов оказался тот же угол β_1 , который был ранее на шкале тангенсов. Против края шкалы тангенсов на шкале чисел читаем значение горизонтальной составляющей H .

3. Если $Z < H$, не трогая движка, устанавливаем визир против значения Z на неподвижной шкале чисел, читаем значение угла β_2 против визирной линии. Если $Z > H$, устанавливаем край шкалы тангенсов против Z , а против H — визирную линию и находим угол β_2 . Угол наклона j вектора I_n определяется по табл. 10.

Таблица 10

Соотношения между составляющими I_n	Знак Z	Угол наклона j
$H > Z$	+	β_2
$H < Z$	+	$90 - \beta_2$
$H > Z$	-	$-\beta_2$
$H < Z$	-	$\beta_2 - 90$

4. Значение результирующей R (значение I_n в делениях шкалы) находится по углу β_2 аналогично H при использовании шкалы синусов.

Для нахождения направляющих косинусов по углам D и J , т. е. величин составляющих X , Y и Z единичного вектора \mathbf{i}_n (см. § 4), порядок действий на линейке обратный изложенному выше.

Все величины a , j , R и r заносятся в табл. 11, затем вычисляют погрешность α в градусах по формуле *

$$\alpha_{63} = 75 \frac{r}{R} \quad (51)$$

и модуль вектора \mathbf{I}_n по формуле

$$I_n = \frac{\varepsilon_0}{2V} R, \quad (52)$$

где ε_0 — цена деления шкалы прибора по отношению к магнитному моменту.

Изложенный метод ускоряет нахождение требуемых величин в 5 раз по сравнению с методом расчета и сводит всю обработку к заполнению одной простой табл. 11.

Таблица 11

Aз. 326 < 15	x	y	z	a	$D = a +$ + Аз.	J	α	$I_n \cdot 10^6$
Справа	4,3 13,8	-9,5 38,3	1,0 -37,3	10,7 16,0	-5,3 258	224	-10 4,2	3,6
Слева	5,3 11,3	-6,0 34,5	-2,7 -37,2	7,9 15,5	-7,8 H	h	R r	$V = 125 \text{ см}$
Сумма		-15,5	-74,5	-13,1	76,0		77,0	
Разность	3,5		0,1		2,5		3,5	4,3 $\varepsilon_0 = 11,7$

Магнитометр МА-21. В 1965 г. завод «Геологоразведка» начал серийный выпуск астатического магнитометра МА-21. Этот прибор разработан ОКБ МГ СССР совместно с ВИРГ (прототип — прибор Г. П. Карапалова) и должен заменить до сих пор применяющиеся в палеомагнитных исследованиях магнитометры МГ-2 (Долгинова) и М-14ф.

Астатический магнитометр МА-21 предназначен для измерения магнитной восприимчивости χ , величины и направления остаточной намагниченности \mathbf{I}_n образцов горных пород в полевых и стационарных лабораториях.

Высокочувствительный астатический магнитометр МА-21 прост по конструкции и в работе и удовлетворяет всем основным требованиям разведочной геофизики и всем требованиям работ по палеомагнитным исследованиям образцов с остаточной намагниченностью $1 \cdot 10^{-6}$ СГС и более.

* Формула (51) выводится из формулы (25) для средней квадратичной погрешности определения направления \mathbf{I}_n для случая двух измерений, если пренебречь различием модулей векторов при первом и втором измерениях и принять $1-p = 0,63$.

Прибор МА-21 превосходит по чувствительности магнитометр М-14ф и астатический магнитометр Долгинова, выпускаемые серийно. Кроме того, МА-21 обладает лучшей стабильностью в работе по сравнению с магнитометром М-14ф и большими удобствами в эксплуатации по сравнению с магнитометром Долгинова. Техническая характеристика прибора МА-21 следующая.

1. Максимальная чувствительность астатической системы ($5 \div 7$) $\times 10^{-7}$ э/дел. Одно деление шкалы зрительной трубы соответствует углу отклонения системы около $2'$. Шкала имеет 60 делений. Точность визуального отсчета $0,1 \div 0,2$ дел.

2. Чувствительность магнитометра может быть уменьшена в 5; 20 и 50 раз в зависимости от магнитных свойств исследуемого образца. Кроме

того, чувствительность магнитометра к намагниченности может меняться более чем в 100 раз вследствие изменения расстояния между исследуемым образцом и астатической системой.

3. Степень астатичности системы более 1500.

4. Время успокоения системы при максимальной чувствительности около 20 сек. При уменьшении чувствительности магнитометра время успокоения системы также уменьшается.

5. Габариты, мм: собственно магнитометр — 400; стол (в рабочем состоянии) — $950 \times 400 \times 800$.

6. Вес, кг: собственно магнитометр — 1; установка в комплекте — 25.

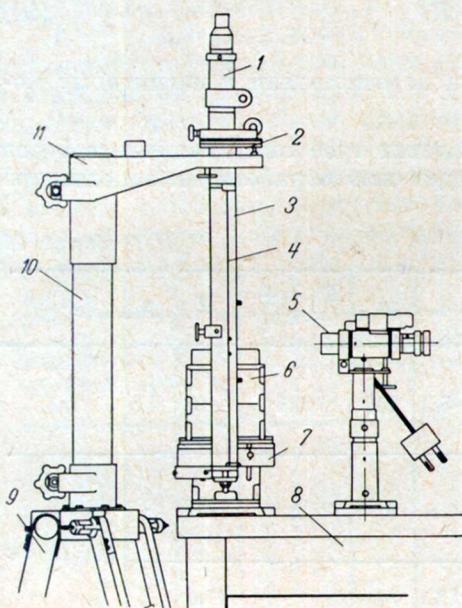
В комплект астатической установки входят астатический магнитометр 1, стол 8 с оптическим измерительным устройством и с приспособлениями для установки исследуемых образцов, пульт с градуировочной катушкой (рис. 62).

Рис. 62. Астатический магнитометр МА-21.

Чувствительным элементом магнитометра является двухмагнитная астатическая система 4, подвешенная внутри тубуса 3 на металлической нити. Магнитометр связан с юстировочным столиком 2.

Астатическая система представляет собой стержень, на концах которого с помощью оправ параллельно друг другу укреплены два постоянных измерительных магнита с равными магнитными моментами, но ориентированные противоположно. На стержне, кроме того, укреплены оправа с двумя дополнительными юстировочными магнитами и зеркальце, отражающее изображение трех штрихов, по смещению которых вдоль шкалы зрительной трубы 5 определяется угол поворота астатической системы.

В верхней части тубуса расположены механизмы для грубого и плавного вращения системы и регулировки ее по высоте. В нижней части тубуса расположено подвижное демпферное устройство. Степень демпфирования регулируется глубиной погружения нижнего магнита астатической системы в чашку медного демпфера. Для предохранения астатической системы во время транспортировки на тубусе имеется арretирующий механизм.



В комплект установки входит стол (складной, служащий упаковочным ящиком) с установленным на нем шасси 7, на котором на фиксированных расстояниях располагаются контейнеры 6 размерами $50 \times 50 \times 50$ и $70 \times 70 \times 70 \text{ mm}^3$ с исследуемыми образцами. На столе имеются также приспособления для юстировки и закрепления зрительной трубы.

Для устранения влияния вибрации на астатическую систему стол со всеми расположенными на нем устройствами полностью отделен от магнитометра с треногой.

Третьим блоком установки является пульт с градуировочной катушкой. Пульт круглый со съемной верхней крышкой. На лицевой панели расположены измерительный прибор, ручки переменных сопротивлений для регулировки силы тока, переключатели шкалы прибора и направления тока. Питание пульта осуществляется от расположенного в нем гальванического элемента. Ток от пульта через двухжильный кабель подается в градуировочную катушку.

При транспортировке прибор упаковывается в три ящика; на упаковку или установку прибора требуется около 1 ч.

При измерении исследуемые образцы устанавливаются либо на уровне нижнего магнита астатической системы, либо в положении, равноудаленном от обоих измерительных магнитов. Для определения величины и направления остаточной намагниченности I_n образец устанавливается на уровне нижнего магнита. В положении, равноудаленном от обоих магнитов, одновременно измеряются величины вертикально направленных составляющих остаточной и индуктивной намагниченностей. Для разделения их достаточно выполнить измерения при двух положениях образца, поворачивая его на 180° вокруг горизонтальной оси. Используя показания прибора в обоих положениях, рассчитывают величины индуктивной и остаточной намагниченностей образца. Для подмагничивания образца используется действие вертикальной составляющей магнитного поля Земли.

Измерения на магнитометре типа М-14

Магнитометр М-14 может быть применен для измерения I_n и χ образцов горных пород в диапазоне $10^{-4} \div 10^{-1}$ СГС. Ввиду неастатичности магнитной системы пользоваться им можно только вдали от источников промышленных помех. Для измерения образцов с I_n порядка 10^{-5} СГС необходимо повысить чувствительность прибора приемом, описанным в § 2, гл. 2.

Для измерения I_n и χ ориентированных образцов изготавливается держатель из немагнитного материала в виде трехгранного угла, склеенного из трех квадратов размером $7 \times 7 \text{ см}$. На его гранях обозначаются направления осей x , y и z . Образец при помощи пластилина закрепляется в держателе таким образом, чтобы его плоскость маркировки была параллельна грани xy держателя, горизонтальная линия плоскости маркировки была параллельна оси oy и линия падения была параллельна оси ox . Держатель с образцом при измерениях помещают на подставку, укрепленную независимо от магнитометра и позволяющую класть держатель с обеих сторон от прибора на расстояниях от 10 до 40 см. При этом центр образца, укрепленного в держателе, стоящем на подставке, должен находиться строго на одном уровне с магнитом измерительной системы.

Каждую составляющую I_n следует измерять при четырех положениях образца — двух к востоку от прибора и двух к западу — на равных расстояниях от него.

Измерения проводятся в следующем порядке.

1. Держатель с закрепленным в нем образцом кладут на подставку к востоку от прибора так, чтобы ось ox была направлена вверх, а ось oy в сторону оператора. Ближнее к прибору нижнее ребро держателя должно быть совмещено на подставке с одной из рисок, нанесенных на равных расстояниях от прибора по обе его стороны.

2. После успокоения отраженной шкалы производится отсчет n_1 , а затем сразу же после удаления держателя с образцом в сторону отсчет n_0 .

3. Держатель снова ставится на ту же риску, но с осью ox , направленной вниз, а осью oy — от оператора. Как и в предыдущем случае, сначала берется отсчет n_2 , а затем n_0 .

4. Таким же образом производится измерение X -составляющей с образцом, помещенным к западу от прибора.

5. После измерения X -составляющей точно так же измеряются с обеих сторон Y - и Z -составляющие. При этом следует строго соблюдать направления осей держателя, которые одинаковы как при восточных, так и при западных положениях измеряемого образца. Ниже приводится ориентировка осей держателей при измерениях.

Измерение X -составляющей

n_1 — ось x вверх, ось y на оператора

n_2 — ось x вниз, ось y от оператора

Измерение Y -составляющей

n_3 — ось y вверх, ось z на оператора

n_4 — ось y вниз, ось z от оператора

Измерение Z -составляющей

n_5 — ось z вверх, ось x на оператора

n_6 — ось z вниз, ось x от оператора

При несоблюдении этих правил могут появиться большие погрешности из-за неправильности формы и неоднородности состава образцов.

Порядок записи и вычислений тот же, что и на астатическом магнитометре. В результате мы получим направление вектора I_n в координатах образца.

Для получения цены деления прибора необходимо произвести его градуировку эталонным магнитом при помощи колец Гельмгольца или специальной градуировочной катушкой. При этом следует убедиться в линейности шкалы прибора.

При вычислении магнитной восприимчивости χ образцов следует учитывать, что в процессе измерений на прибор действует вектор индуктивной намагниченности образцов, созданной вертикальной составляющей магнитного поля Земли.

Измерения на рок-генераторе

Для измерения величины и направления I_n слабо магнитных осадочных пород В. И. Диановым-Клоковым разработан и построен прибор, позволяющий измерять величину и направление естественной остаточной намагниченности от 10^{-5} до $5 \cdot 10^{-8}$ СГС. Действующие модели этого прибора установлены в палеомагнитных лабораториях МГУ и ИФЗ (рис. 63 и 64). Серийно выпускаемый заводом «Геологоразведка» прибор ИОН-1 по своему конструктивному оформлению мало отличается от этого прибора и имеет те же размеры.

Основной частью прибора В. И. Дианова-Клокова является катушка-датчик, внутри которой вращается образец. Вращение образца осуществляется с помощью синхронного мотора, питающегося от сети

переменного тока напряжением 20 в. Частота вращения образца 40 об/сек достигается через передачу с двумя шкивами.

Держатель образца представляет собой тонкостенный (0,7 мм) обращенный вверх конус на длинной ножке, который навинчивается на ось. На противоположном конце оси укреплен магнит, вращающийся с образом внутри компенсационных катушек.

От внешних электромагнитных помех защищают три экрана: один из отожженной меди и два из пермаллоя.

Для устранения вибраций катушка-датчик располагается на массивном стальном основании, которое амортизировано с помощью резиновых пристяжек и фиксирующих втулок.

Входной блок усилителя, расположенный вместе с катушкой-датчиком на стальном основании, дополнительно амортизирован подвешиванием на резиновых лентах.

Регулировка чувствительности производится ступенчатым ослабителем, расположенным в цепи сетки второго каскада усилителя; степень ослабления регулируется скачками от 1 до 100. Отсчет величины сигнала производится по микроамперметру 0—50 мка. Оцифровка лимба для отсчета фазы и определение цены деления микроамперметра в единицах намагниченности производятся с помощью эталонного образца горной породы, термоамагнитенного по ребру. Вращая лимб по часовой стрелке, находят максимальную величину сигнала. Эта величина будет соответствовать на лимбе 0°. Первый нулевой отсчет по микроамперметру после максимума будет соответствовать

на лимбе 90°, второй — 270°. Установка нуля микроамперметра осуществляется ручкой на передней панели усилителя при отключенном приборе. Положение нулей и максимума на лимбе проверяется с помощью эталона.

Измерения проводятся на образцах-кубиках с ребром 2,4 см. Образец горной породы вставляется в держатель поочередно в трех следующих положениях: ось x — вниз, ось y — по риске держателя; ось y — вниз, ось z по риске; ось z — вниз, ось x по риске. При вращении образца вокруг каждой из осей измеряются величины проекций вектора соответственно на плоскости yz , zx и xy , а также углы ψ_x , ψ_y и ψ_z , определяющие направления этих проекций. В первом положении измеряется угол ψ_x между осью y и составляющей M_{yx} вектора I_n , а также амплитуда (величина сигнала) V_{yz} , пропорциональная этой составляющей. Во втором положении измеряются ψ_y — угол между осью z и M_{zx} , в третьем ψ_z — угол между осью x и M_{xy} , а также V_{zx} и V_{xy} .

Измерения ведутся по следующей схеме. Образец вставляется в держатель и прижимается к нему пружиной с помощью петли из тонкой капроновой лески. Исключение люфта образца в держателе и связанной с ним

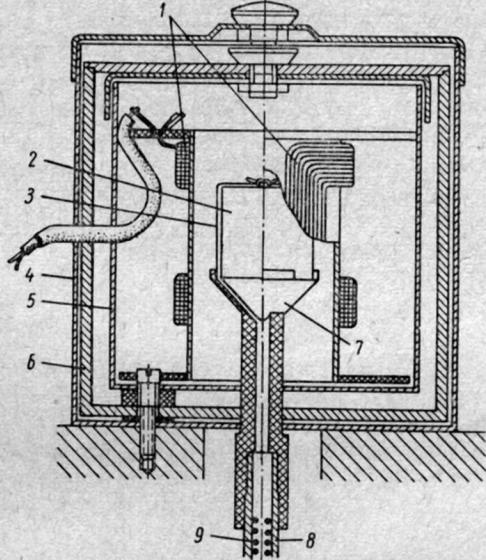


Рис. 63. Устройство датчика рок-генератора (ПОН) системы Дианова-Клокова.

1 — катушка; 2 — образец; 3 — капроновая леска; 4 — экран пермаллоевый наружный; 5 — экран пермаллоевый внутренний; 6 — экран медный; 7 — держатель образца; 8 — ось; 9 — пружина.

большой ошибки в отсчетах углов достигается точной выдержкой размиров граней кубика (не менее 2,35 и не более 2,40 см) при распиловке.

Отсчет величины сигнала берется по микроамперметру, отсчет фазы — по лимбу.

Для этого образец приводится во вращение, затем поворотом лимба приближенно определяется его положение, при котором показание микроамперметра максимальное. Отсчет по лимбу $\psi_{x \max}$, показание микроамперметра V_{yz} записываются. Затем вращением лимба устанавливаются два положения ψ_1 и ψ_2 , при которых сигнал на микроамперметре равен нулю.

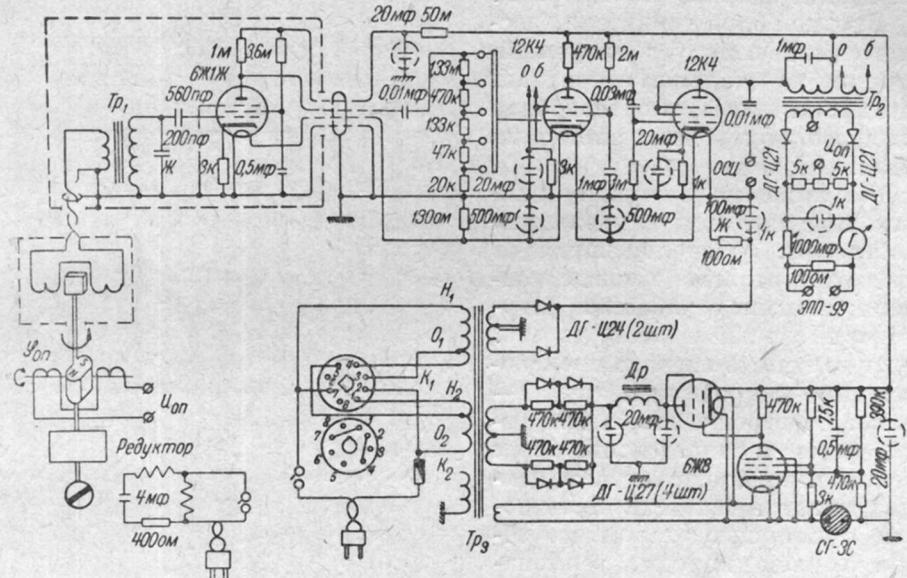


Рис. 64. Схема рок-генератора системы В. И. Дианова-Клокова.

Они позволяют уточнить отсчет $\psi_{x \max}$, вычислив $\psi_x = \frac{\psi_1 + \psi_2}{2}$ или $\psi_x = \frac{\psi_1 + \psi_2}{2} + 180^\circ$ (какое из этих значений взять, определяется по отсчету $\psi_{x \max}$). Аналогично проводятся измерения и при вращении вокруг двух других осей образца.

Полученные результаты записываются в виде таблицы (табл. 12).

Таблица 12

Номер образца	Ось, направленная вниз	Положение максимума по лимбу	Положение нулей		Исправленное положение	Отсчет, мка
			1	2		
477-2	<i>x</i>	215	127	309	218	9,4
	<i>y</i>	140	43	223	133	9,6
	<i>z</i>	310	50	228	319	10,2

В серийно выпускаемом приборе ИОН-1 для контроля работы прибора имеется электроннолучевая трубка, которая может быть использована также и для быстрого определения положения максимума (по фи-

туре Лисажу, которая в этом случае превращается в прямую). Для образцов с $I_n \geq 1 \cdot 10^{-6}$ точность такого определения вполне удовлетворительна, что позволяет значительно ускорить измерения, отказавшись от определения положений нулей.

В 1962 г. Л. В. Кубаткиным, Ю. Д. Щербаковым и Е. П. Двойкиным разработан и выполнен в макете динамомагнитометр Азия-1. В этом приборе момент совпадения фазы составляющей вектора \mathbf{I}_n образца с эталонным магнитом сравнения также фиксируется по электроннолучевой трубке. Этот магнитометр, как и ИОН-1, предназначен для измерения $I_n \geq 1 \cdot 10^{-7}$ СГС в образцах-кубиках с ребром 24 мм. Различия между этими приборами главным образом в электронной схеме.

Для измерения величины и направления \mathbf{I}_n изверженных и сильно магнитных осадочных пород в диапазоне $I_n = 10^{-5} \div 1$ СГС в образцах примерно изометрической неправильной формы применяется рок-генератор ВСЕГЕИ, сконструированный В. В. Кочегурой.

Измерение на рок-генераторе ВСЕГЕИ проводится по схеме компенсации. Компенсирующее напряжение вырабатывается специальным формирующим блоком. Фаза этого напряжения меняется поворотом контактных щеток относительно коллекторных колец, отсчет фазы берется по связанныму со щетками лимбу. Амплитуда компенсирующего напряжения меняется специальным декадно-ползунковым аттенюатором. В дифференциальной части прибора происходит вычитание измеряемого напряжения из компенсирующего. Разность этих напряжений усиливается и подается на вибрационный гальванометр, действующий в качестве нуль-индикатора.

Регулируя фазу и амплитуду компенсирующего напряжения, необходимо получить состояние компенсации, которое отмечается по отсутствию сигнала на нуль-индикаторе. Измеренные в положении компенсации фаза и амплитуда будут характеризовать величину и направление \mathbf{I}_n образца.

Измеряемый ориентированный образец может иметь примерно изометрическую неправильную форму с максимальным линейным размером 6 см. Перед измерением он зажимается в плексигласовый держатель, на котором обозначены направления осей x , y и z в таком положении, чтобы эти оси совпадали с соответствующими осями образца.

Держатель с образцом закрепляют в контейнере врачающейся части прибора. Для определения вектора \mathbf{I}_n образца необходимо произвести измерения, вращая образец последовательно вокруг всех трех осей.

Для измерения \mathbf{I}_n приводят во вращение ротор с образцом и, регулируя фазу и амплитуду компенсирующего напряжения, методом последовательных приближений сводят к нулю наблюдаемый на выходе сигнал. В каждом положении производят отсчет фазы ϕ и амплитуды V компенсирующего напряжения, как и в рок-генераторе Дианова-Клокова.

С градуировочной кривой прибора снимаются соответствующие измеренным амплитудам значения составляющих вектора M_{yz} , M_{zx} , M_{xy} .

Градуировка прибора производится при помощи набора эталонных образцов с хорошо известными величинами и направлениями остаточной намагниченности.

Обработка данных измерений для всех приборов одинакова. Модуль вектора \mathbf{I}_n рассчитывается по формуле

$$I_n = \frac{1}{V} \sqrt{\frac{M_{yz}^2 + M_{zx}^2 + M_{xy}^2}{2}}, \quad (53)$$

где V — объем образца; M_{yz} , M_{zx} , M_{xy} — составляющие магнитного момента образца в плоскостях yz , zx и xy соответственно.

Составляющие I_n по осям x, y, z вычисляются по формулам

$$\left. \begin{aligned} I_x &= \frac{1}{V} \sqrt{\frac{M_{xy}^2 + M_{zx}^2 - M_{yz}^2}{2}}; \\ I_y &= \frac{1}{V} \sqrt{\frac{M_{yz}^2 + M_{xy}^2 - M_{zx}^2}{2}}; \\ I_z &= \frac{1}{V} \sqrt{\frac{M_{zx}^2 + M_{yz}^2 - M_{xy}^2}{2}}. \end{aligned} \right\} \quad (54)$$

Углы d и j , характеризующие направление I_n , могут быть найдены по обычным формула [формула (50)].

Однако направление I_n определяется точнее, если использовать не амплитуды, а углы ψ_x, ψ_y, ψ_z .

Направление I_n по углам ψ_x, ψ_y, ψ_z удобнее всего находить с помощью сетки Каврайского с наложенной на нее восковкой (см. § 4).

§ 4. Обработка магнитометрических данных

Вычисление средних значений I_n , κ и их погрешностей. Графическое изображение результатов

Средние значения I_n и κ вычисляются прежде всего для каждого изучаемого образца. Для получения характеристики пласта, потока, свиты и других стратиграфических подразделений или иных групп пород вычисляются средние значения I_n и κ для этих групп.

Вычисление средних значений I_n и κ обязательно для следующих групп образцов:

а) для всех образцов, взятых строго на одном и том же стратиграфическом уровне;

б) для всех образцов, взятых из одного и того же геологического тела (пласта, потока, покрова, дайки и т. д.);

в) для всех образцов, относящихся к одной свите, серии, толще, ярусу, взятых в одном обнажении или разрезе;

г) для образцов, относящихся к каждой крупной литолого-петрографической группе пород, представленной в данной коллекции.

В качестве средних величин I_n и κ принимаются их средние арифметические значения. Для оценки точности магнитометрических данных служат результаты повторных определений I_n и κ для одних и тех же образцов, а также данные контрольных измерений образцов на другом магнитометре. Точность определения величин I_n и κ характеризуется значениями средних квадратичных погрешностей. Средние квадратичные погрешности вычисляются только в том случае, если число измерений данной величины не менее 10.

Средние квадратичные погрешности определения I_n и κ для каждого данного образца подсчитываются по формуле (формулы всех погрешностей для I_n и κ аналогичны, поэтому приводятся формулы только для I_n):

$$\delta_{I_n} = \sqrt{\frac{1}{k(k-1)} \sum_{i=1}^k (I_{ni} - I_{n\text{ср}})^2}, \quad (55)$$

где $I_{n\text{ср}}$ — среднее арифметическое значение I_n для данного образца; I_{ni} — значения, полученные в результате единичного измерения; k — число измерений I_n данного образца ($k \geq 10$).

В том обычном случае, когда число измерений I_n (или κ) каждого образца не достигает 10, образцы, разбиваются на классы по величине I_n (или κ), например, по $I_n \cdot 10^6$ (или $\kappa \cdot 10^6$): 0,0—0,9; 1,0—9,9; 10,0—99,9; 100,0—999,9; выше 1000 с тем, чтобы общее число измерений в каждом классе было не менее 20. Затем вычисляются средние квадратичные погрешности определения I_n и κ для каждого класса по формуле

$$\delta_{I_n} = \sqrt{\frac{i}{i(l-i)} \sum_{i=1}^j \sigma_i^2}, \quad (56)$$

где j — число образцов данного класса; l — число всех измерений I_n образцов этого класса; $\sigma_i = (I_{nR} - I_{n\text{cp}})i$ — отклонение i -го единичного измерения от среднего значения для данного образца.

Внешние сходимости в определении I_n и κ — ΔI_n и $\Delta \kappa$ — характеризуются величинами

$$\Delta I_n = I_{n\text{cp}} - I_{n_0},$$

где I_{n_0} — значение, полученное при контрольных измерениях на другом приборе.

Всем значениям I_n и κ , полученным для каждого образца, приписываются погрешности, равные

$$\delta_p = \sqrt{(\delta I_n)^2 + (\tau I_n)^2}, \quad (57)$$

также $\tau = \frac{\sum_{i=1}^m \Delta I_{ni}}{\sum_{i=1}^m I_{n0i}}$ — среднее значение относительной внешней сходимости измерений; ΔI_{ni} — значения внешней сходимости для каждого образца, подвергнутого контрольным измерениям; I_{n0i} — значения I_n для этих образцов; m — число образцов, подвергнутых контрольным измерениям.

Погрешности в определении средних значений I_n и κ для той или иной группы образцов определяются по формуле

$$\lambda = \sqrt{\frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^n (I_{ni} - I_n)^2}, \quad (58)$$

где I_n — среднее значение для данной группы образцов; I_{ni} — среднее значение I_n для каждого образца; n — число образцов в группе.

Для оценки разброса величин I_n и κ для данной группы образцов употребляются величины v

$$v = \sqrt{n\lambda^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\delta I_n)_i^2}. \quad (59)$$

Распределение величин I_n и κ для группы образцов изображается в виде гистограммы. Для построения гистограммы образцы разбиваются на классы со значениями I_n , лежащими в определенных интервалах. Величины интервалов выбираются или равными между собой (например, образцы разбиваются на классы по $I_n \cdot 10^6$: 0—4,9; 5,0—9,9; 10,0—15,9 и т. д.), или же пропорционально увеличивающимися с увеличением I_n (например, 0—0,9; 1,0—4,9; 5,0—24,9; 25,0—124,9 и т. д.).

В каждом классе подсчитывается процент образцов от общего их числа в группе и строится ступенчатый график, где по оси x откладываются I_n (или χ), а по оси y — процент образцов. В случае увеличивающихся интервалов по оси x откладываются $\log I_n$ (или $\log \chi$).

Вместо гистограмм можно строить вариационные кривые. Принцип их построения тот же, только экспериментальные точки, которые обязательно должны приводиться на графике, соединяются не ступенчатой линией, а плавной кривой.

Точность работы прибора в том или ином диапазоне величин I_n или χ характеризуется абсолютными и относительными погрешностями, подсчитанными для диапазонов, соответствующих классам образцов, о которых говорилось выше:

$$\eta = \sqrt{\frac{l}{j} \delta I_n^2 + (\Delta I_{n \text{ cp}})^2}; \quad \xi = \frac{\eta}{I_n}, \quad (60)$$

где $\Delta I_{n \text{ cp}}$ — среднее значение внешней сходимости измерений для данного интервала I_n ; δI_n — погрешность, подсчитанная для данного интервала по формуле (55); j и l — обозначения к формуле (56).

Вычисление средних значений склонения и наклонения и погрешности в определении направления \mathbf{I}_n

Для каждого образца вычисляются средние значения углов a и j по материалам всех измерений направления \mathbf{I}_n этого образца.

Если данные измерений на магнитометре выражены в виде значений составляющих \mathbf{I}_n по осям, то определение среднего направления \mathbf{I}_n производится путем сложения составляющих. Углы склонения и наклонения для вектора $\mathbf{I}_{n \text{ cp}}$ находятся по формулам (см. табл. 11).

$$a_{\text{cp}} = \operatorname{arctg} \frac{Y}{X}; \quad j_{\text{cp}} = \operatorname{arctg} \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}, \quad (61)$$

где $X = \sum_{i=1}^n (I_x)_i$; $Y = \sum_{i=1}^n (I_y)_i$; $Z = \sum_{i=1}^n (I_z)_i$ — суммы составляющих \mathbf{I}_n по осям, полученных при n измерениях.

Таблица 13

Образец № 325-1

Номер изме- рения	Дата	a	j	$Z = \sin j$	$\cos j$	$\sin a$	$\cos a$	$Y = \cos j \sin a$	$X = \cos j \cos a$
1	21. 03 1957	181	-4	-0,018	0,999	-0,018	-0,999	-0,017	-0,998
2	То же	187	-4	-0,070	0,997	-0,122	-0,992	-0,129	-0,989
3	»	176	-3	-0,052	0,998	0,070	-0,997	-0,070	-0,995
4	»	173	2	0,035	0,999	0,122	-0,992	0,121	-0,991
5	5. 04 1957	193	2	0,035	0,999	-0,225	-0,974	-0,224	-0,973
6	То же	180	-10	-0,174	0,985	0,000	-1,000	0,000	-0,985
7	»	178	-10	-0,174	0,985	0,035	-0,999	0,034	-0,984
8	»	185	14	0,242	0,970	-0,037	-0,996	-0,085	-0,965
9	24. 10. 1958	187	-6	-0,104	0,994	-0,122	-0,992	-0,121	-0,986
						-0,280		-0,491	-8,866

Если данные измерений направления \mathbf{I}_n на магнитометре выражены в углах склонения и наклонения (при измерениях на рок-генераторе), то вычисление направления $\mathbf{I}_{n\text{ср}}$ сводится к сложению направляющих косинусов (табл. 13).

В этом случае составляющие $x = \frac{X}{I_n}$, $y = \frac{Y}{I_n}$, $z = \frac{Z}{I_n}$ вычисляются по формулам

$$x = \sum_{i=1}^n \cos j_i \cos a_i; \quad y = \sum_{i=1}^n \cos j_i \sin a_i; \quad z = \sum_{i=1}^n \sin j_i, \quad (62)$$

где a_i и j_i — значения «склонения» и наклона вектора \mathbf{I}_n для каждого из n определений направления \mathbf{I}_n .

Угловая погрешность α в определении среднего направления \mathbf{I}_n образца оценивается по методу Фишера по формуле

$$1 - \cos \alpha_{63} = \frac{N - R}{R} \left(e^{\frac{1}{n-1}} - 1 \right), \quad (63)$$

где α_{63} — половина центрального угла того телесного угла, внутри которого лежит истинное направление \mathbf{I}_n с вероятностью, равной $1 - \frac{1}{e} = 0,63$; величина α имеет смысл средней квадратичной погрешности в определении среднего направления \mathbf{I}_n ; $N = \sum_{i=1}^n I_{ni}$ — сумма модулей векторов \mathbf{I}_n , полученных в результате n измерений; $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ — геометрическая сумма этих значений \mathbf{I}_n .

В том случае, когда складываются направляющие косинусы, $N = n$ (числу измерений), а $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Формула (63) во всех значимых случаях ($\alpha \leq 15^\circ$) может быть заменена следующей приближенной формулой:

$$\alpha_{63}^\circ = 81 \sqrt{\frac{N - R}{R} \left(e^{\frac{1}{n-1}} - 1 \right)}, \quad (64)$$

которая легко выводится из (63), если учесть, что $1 - \cos \alpha = 2 \sin^2 \frac{\alpha_{63}}{2}$; $\sin \frac{\alpha_{63}}{2} \approx \frac{\alpha}{2}$, рад; $\alpha_{63}^\circ = \frac{180}{\pi} \alpha_{63}$, рад.

Для ускорения вычислений следует пользоваться табл. 14.

Таблица 14

n	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$81 \sqrt{\frac{1}{e^{\frac{1}{n-1}}} - 1}$	65,2	50,9	43,2	38,1	34,5	31,8	29,5	27,7	26,2	24,9

Наличие или отсутствие систематической ошибки при определении направления \mathbf{I}_n на данном приборе определяется путем сравнения погрешности α в определении среднего направления \mathbf{I}_n для образцовой меры на этом приборе с погрешностью α_0 , приведенной в паспорте образцовой меры, и углом β между средним направлением \mathbf{I}_n , вычисленным по данным измерений на магнитометре, и направлением \mathbf{I}_n , приведенным в паспорте образцовой меры.

Если a_{cp} и j_{cp} — средние значения «склонения» наклона по данным измерений I_n образцовой меры, а a_0 и j_0 — их паспортные значения, то угол β можно вычислить по формуле

$$\beta = \sqrt{(j_{cp} - j_0)^2 + (a_{cp} \cos j_{cp} - a_0 \cos j_0)^2}. \quad (65)$$

Если $\beta \leq \sqrt{a_1^2 + a_0^2}$, то можно считать, что систематическая погрешность в определении направления I_n отсутствует. Если $\beta > \sqrt{a_1^2 + a_0^2}$, систематическая погрешность оценивается по формуле

$$\Delta a = \beta - \sqrt{a_1^2 + a_0^2}. \quad (66)$$

Средние значения склонения и наклонения D и J вычисляются для тех же групп, для которых вычислены средние значения I_n и α .

Результаты магнитометрических определений направления I_n , т. е. углы «склонения» и «наклонения» первоначально получаются в одной из трех систем координат, которые называются произвольной, древней и современной (см. гл. 2, § 3).

В произвольной системе координат — системе координат образца — «склонение» — угол a между линией падения плоскости маркировки и проекций I_n на эту плоскость, а угол j — угол между этой плоскостью и I_n . Эти углы вычисляются по формулам (41).

В этой системе получаются направления I_n образцов с произвольной плоскостью маркировки.

В древней системе координат D — угол между первоначальным до складкообразования положением в породе современного магнитного меридиана и проекций I_n на первично горизонтальную плоскость, j — угол между этой плоскостью и I_n . В этой системе получаются значения D и J для образцов, взятых так, что плоскость маркировки есть поверхность напластования. В этом случае $D = a + A$, где A — истинный азимут падения пласта, а $J = j$.

В современной системе координат D_c — угол между современным магнитным меридианом и проекцией I_n на современную горизонтальную плоскость, j_c — угол между этой плоскостью и I_n .

В этой системе получаются значения D_c и J_c для кубиков и кернов, выпиленных так, что их верхняя грань — современная горизонтальная плоскость. В этом случае $D_c = a$, $J_c = j$.

В случае горизонтального залегания пород древняя и современная системы совпадают.

При палеомагнитных исследованиях окончательные результаты всегда выражаются в древней системе координат. При оценке палеомагнитной стабильности иногда применяется современная система координат.

Вычисление средних значений D и J и погрешности в определении среднего направления I_n ведется так же, как и вычисление a и j для каждого образца, однако здесь уже во всех случаях складываются не составляющие, а направляющие косинусы, уровень вероятности принимается равным 0,95 и α_1 вычисляются по формулам

$$1 - \cos \alpha_{95} = \frac{N - R}{R} \left(20^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right), \quad (67)$$

или

$$\alpha_{95}^\circ = 81 \sqrt{\frac{N - R}{R} \left(20^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right)}. \quad (68)$$

В табл. 15 приведены значения $81 \sqrt{\frac{1}{20^{N-1}}}$ для $N = 3 \div 290$ (при $N > 99$ эти значения находятся путем линейной интерполяции между соседними значениями для целых десятков).

Таблица 15

N	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	—	—	—	150,9	106,2	85,6	73,4	65,2	59,2	54,6
10	50,9	47,8	45,3	43,2	41,3	39,6	38,1	36,8	35,6	34,6
20	33,5	32,6	31,7	30,9	30,2	29,5	28,9	28,3	27,7	27,2
30	26,7	26,3	25,8	25,3	24,9	24,6	24,2	23,9	23,5	23,2
40	22,9	22,6	22,3	22,0	21,7	21,4	21,2	21,0	20,8	20,6
50	20,3	20,1	19,9	19,7	19,5	19,3	19,2	19,0	18,8	18,6
60	18,5	18,3	18,1	18,0	17,9	17,8	17,6	17,5	17,4	17,2
70	17,1	16,9	16,8	16,7	16,6	16,5	16,4	16,3	16,2	16,1
80	16,0	15,9	15,8	15,7	15,6	15,5	15,4	15,3	15,2	15,1
90	15,0	14,9	14,8	14,7	14,5	14,5	14,5	14,4	14,3	14,3
N	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
100	14,2	13,5	12,9	12,3	11,8	11,4	11,0	10,6	10,3	10,1
200	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1	8,9	8,7	8,5	8,3	8,1

Средним направлением I_n , вычисленным как для отдельных образцов, так и для групп образцов, приписывается погрешность $\alpha = \alpha_{95} + \Delta\alpha$.

Непосредственное вычисление средних значений D и J для тех или иных групп образцов можно вести только в том случае, если D и J для всех образцов в группе вычислены в одной и той же системе координат — древней или современной.

Поэтому во всех случаях, когда образцы ориентированы произвольно, т. е. когда их плоскости маркировки имеют разные элементы залегания (азимуты и углы падения), не совпадающие с элементами залегания пласта, приходится предварительно приводить a и j в единую систему координат, переходя к D и J .

Такой пересчет производится с помощью сетки Каврайского.

Обработка магнитометрических данных на сетке Каврайского

Сетка Каврайского представляет собой равнопромежуточную проекцию сферы на плоскость одного из ее меридианов. На проекцию нанесена сетка меридианов и параллелей (рис. 14). В качестве плоскости проектирования при всех первоначальных построениях служит плоскость маркировки образца. При дальнейших построениях плоскость проектирования — это плоскость напластования или современная горизонтальная плоскость.

Сетка Каврайского в палеомагнитных исследованиях применяется для решения ряда задач, которые с тем же успехом могут решаться при помощи сеток Вульфа или Шмидта. Способы решения любых задач на всех сетках одинаковы.

Ниже описываются способы решения некоторых задач на сетках.

Для нанесения направления I_n с помощью сетки Каврайского используется восковка с нанесенными на ней контурами сетки. Восковка накладывается на сетку так, чтобы центры и оси у них совпали. Затем восковка поворачивается вокруг центра против часовой стрелки на угол D (отсчет по внешней окружности сетки). По оси x сетки откладывается угол J , и точка, соответствующая направлению I_n , наносится на восковке.

Построение направления I_n и нахождение углов склонения a и наклонения j (в системе координат образца) по данным измерений на рок-генераторе проводятся в следующем порядке (рис. 65):

1) на восковке, наложенной на сетку, обозначаются направления осей: x — вверх, y — влево, z — перпендикулярно плоскости сетки в сторону от наблюдателя;

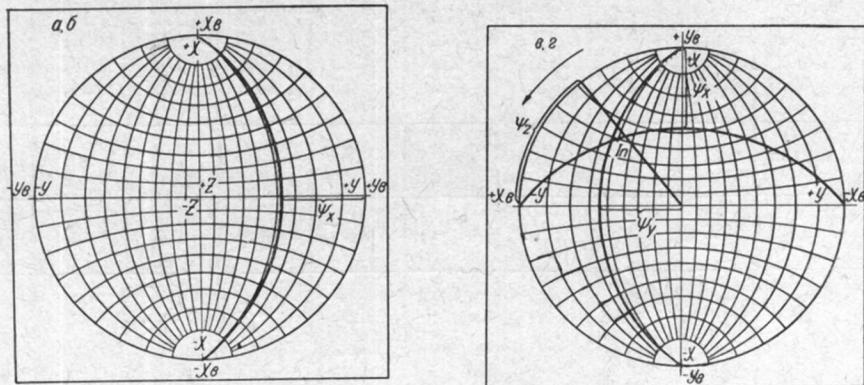


Рис. 65. Построение направления I_n и нахождение углов склонения a и наклонения j по данным измерений на рок-генераторе.

2) откладывается угол ψ_x , отсчитываемый по экватору сетки от оси $+y$ по направлению к оси $-z$. Через полученную точку проводится меридиан;

3) восковка поворачивается так, чтобы ее ось $+x$ совпала с осью $-y$ сетки. Откладывается угол ψ_y , отсчитываемый от оси $+z$ восковки по направлению к оси $-x$ восковки. Через полученную точку также проводится меридиан;

4) от оси $+x$ восковки по направлению к оси $+y$ восковки отсчитывается по окружности сетки угол ψ_z . Полученная точка соединяется с центром восковки радиусом, для чего эта точка совмещается с одной из осей сетки.

Пересечение всех этих трех линий дает направление I_n в координатах образца. Так как обычно линии не пересекаются в одной точке, а образуют треугольник, характеризующий погрешность измерений, направление I_n определяется по точке пересечения медиан этого треугольника.

Для определения углов a и j нужно точку, изображающую направление I_n , привести на ось $+x$ сетки. Тогда угол a будет углом между осью $+x$ восковки и осью $+x$ сетки, отсчитываемым по окружности сетки по часовой стрелке, а угол j — углом между окружностью сетки и точкой I_n .

Данные по образцам с произвольной плоскостью маркировки прежде всего переводятся в современную систему координат. Последовательность операций следующая (рис. 66):

- на восковку наносится точка $I_n(a + A, j)$ в произвольной системе (A — азимут падения плоскости маркировки *);
- на восковке на окружности сетки стрелкой отмечается падение плоскости маркировки (азимут откладывается по окружности сетки по часовой стрелке);
- вращением восковки стрелка приводится на экватор сетки. Точка I_n смещается по параллели на число градусов, равное углу паде-

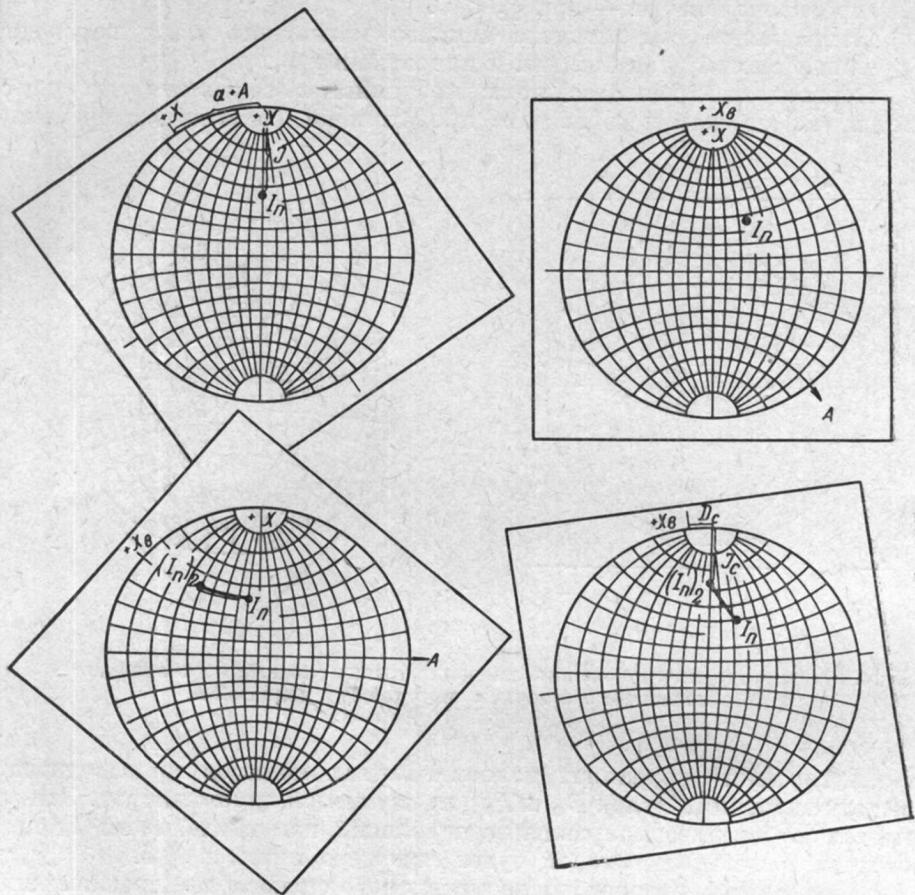


Рис. 66. Нанесение направления I_n в системе координат образца и перевод его в современную систему координат.

ния плоскости маркировки, в сторону, противоположную стрелке, если $j > 0$, и в сторону стрелки, если $j < 0$. Полученная точка I_{n2} является проекцией I_n в современной системе координат. Для снятия углов D_c и J_c точка I_{n2} вращением восковки приводится на центральный меридиан сетки. Угловое расстояние от окружности сетки до I_{n2} есть наклонение J_c , а угловое расстояние от точки N восковки до той половины центрального меридиана, на которой лежит точка I_{n2} , — склонение D_c в современной системе координат.

После перевода в современную систему координат данные по образцам с произвольной плоскостью маркировки, равно как и данные по

* Все азимуты, полученные с помощью горного компаса, должны быть исправлены на величину магнитного склонения в точке отбора образцов.

образцам, которые получены сразу в современной системе, переводятся в древнюю систему координат.

Перевод из современной системы координат в древнюю производится так же, как и перевод из произвольной системы в современную, только наносят точку I_n (D_c , J_c) и вместо азимута и угла падения плоскости маркировки отсчитываются азимут и угол падения пласта. Однако здесь точка I_n смещается в сторону стрелки, указывающей падение, при $j_c > 0$ и в противоположную — при $j_c < 0$.

Направление современного земного магнитного поля переводится в древнюю систему так же, как и направление I_n .

Перевод из древней системы координат в современную осуществляется так же, как и перевод из произвольной системы в современную.

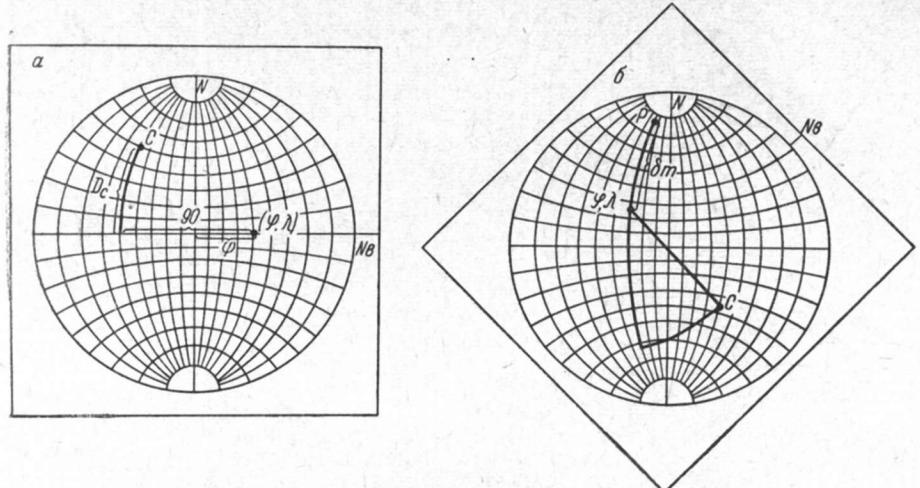


Рис. 67. Определение положения палеомагнитного полюса по склонению D и на-
клонению J в точке с широтой ϕ и долготой λ .

Нахождение координат палеомагнитных полюсов производится по средним значениям углов D_0 и J_0 для изучаемой группы пород. Эти углы определяют среднее направление первичной намагниченности I_n пород, методика выделения которой будет изложена ниже, в § 5.

Координаты северного палеомагнитного полюса по средним значениям D_0 и J_0 для пород, взятых в точке с географическими координатами ϕ и λ , находятся по сетке Вульфа следующим путем (рис. 67):

1) на восковке, наложенной на сетку, на центральном меридиане, за который принимается меридиан места λ , на расстоянии от экватора сетки, равном ϕ , наносится точка с координатами ϕ, λ ;

2) восковка поворачивается на 90° так, что точка ϕ, λ совмещается с экватором сетки. По меридиану, отстоящему на 90° по экватору от точки ϕ, λ , откладывается по часовой стрелке угловое расстояние D_0 (точка C);

3) точка C вращением восковки приводится на один меридиан сетки с точкой ϕ, λ . От точки ϕ, λ в сторону, противоположную C , откладывается по меридиану угол δ_m , вычисленный по формуле

$$\delta_m = 90^\circ - \arctg \frac{1}{2} (\operatorname{tg} J_0). \quad (69)$$

Полученная точка P является положением северного полюса.

Таблица 16

<i>J</i>	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0	1,00	0,5	1,00	4,00	1,5	4,00	2,0	4,00	1,00
	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
40	5,4	1,01	5,6	1,01	6,4	1,02	6,6	1,02	7,4	1,03
	0,51	0,51	0,51	0,51	0,52	0,52	0,52	0,52	0,53	0,53
20	10,3	1,05	10,9	1,05	11,4	1,06	12,0	1,06	12,6	1,07
	0,55	0,55	0,55	0,55	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,58
30	16,4	1,11	16,7	1,12	17,3	1,12	18,0	1,13	1,14	1,15
	0,62	0,62	0,63	0,63	0,63	0,64	0,64	0,65	0,65	0,66
40	22,7	1,20	23,5	1,21	24,2	1,23	25,0	1,24	25,8	1,25
	0,73	0,73	0,74	0,74	0,75	0,75	0,77	0,77	0,78	0,80
50	30,8	1,34	31,7	1,36	32,6	1,37	33,5	1,39	34,5	1,40
	0,89	0,89	0,91	0,91	0,93	0,93	0,96	0,96	0,98	0,98
60	40,9	1,51	42,0	1,53	43,2	1,55	44,5	1,57	45,7	1,59
	1,14	1,14	1,17	1,17	1,20	1,20	1,23	1,23	1,27	1,27
70	53,9	1,72	55,4	1,74	56,9	1,76	58,9	1,79	60,1	1,81
	1,49	1,49	1,52	1,52	1,56	1,56	1,60	1,60	1,63	1,63
80	70,6	1,91	72,4	1,93	74,3	1,95	76,2	1,96	78,1	1,97
	1,83	1,83	1,86	1,86	1,89	1,89	1,92	1,92	1,94	1,96

Причечанне. Схема расположения значений: φ_m C_1 C_2 .

В том случае, если полюс выходит за рамки сетки, следует определить положение южного полюса, заменив в формуле (69) J_0 на $-J_0$ и откладывая угол δ_m от точки ϕ , λ в сторону точки C и далее ($\delta_m > 90^\circ$). Положение северного полюса определяется при замене Φ на $-\Phi$ и Λ на $180^\circ + \Lambda$;

4) для определения координат точки P (Φ , Λ) восковка возвращается в первоначальное положение.

Координаты полюса можно найти также по формулам (26) и (27), если необходима точность, большая чем $\pm 2^\circ$. Поскольку уравнение (26) имеет два решения относительно Λ , из которых только одно верно, координаты палеомагнитного полюса рекомендуется сначала определять графически, а затем для их уточнения пользоваться формулами (26) и (27).

Для ускорения вычислений углов $\varphi_m = 90^\circ - \delta_m$ (палеомагнитной широты места) и коэффициентов C_1 и C_2 , используемых для вычисления полуосей овала доверия $\theta_1 = C_1 \alpha_{95}$ и $\theta_2 = C_2 \alpha_{95}$ вокруг палеомагнитного полюса, следует пользоваться табл. 16.

§ 5. Определение палеомагнитной стабильности и направления первичной намагниченности горных пород

Порядок исследований

Разнообразие методов определения сохранности первичной намагниченности горных пород и способов ее выделения, в различной степени эффективных для разных пород, различное происхождение и устойчивость во времени и по отношению к другим размагничивающим факторам и первичной и вторичной намагниченностей, а также «порча» образцов при некоторых исследованиях стабильности I_n и трудоемкость этих исследований заставляют принять определенный порядок определения палеомагнитной стабильности и направления первичной намагниченности пород.

Этот порядок следующий.

1. Временная чистка I_n , определение вязкой намагниченности пород и определение первичной намагниченности методом компенсации. Эта операция проводится для всех образцов коллекции и заключается в двухкратных измерениях I_n , причем первое измерение проводится после 14-дневной выдержки образцов в положении *in situ*, а второе — после 45—60-дневной выдержки в положении, повернутом относительно первого на 180° вокруг оси восток — запад.

Результаты первого измерения дают распределения I_n в естественном состоянии (с вязкой намагниченностью), второго — вектора I_n^0 , определенные методом компенсации. Вектора, вычисленные по полусуммам составляющих, представляют собой I_n после временной чистки, а значения $\frac{I_{n_1} - I_{n_2}}{2}$ — величины вязкой намагниченности во всех образцах (см. гл. 2, § 4 и разделы приложения).

2. Анализ картин распределения векторов I_n . Этот анализ состоит из качественной оценки палеомагнитной стабильности и анализа по Фишеру (см. гл. 2, § 3).

Анализируются распределения, составленные из средних векторов I_n в результате временной чистки, и распределения I_n после компенсации, т. е. результаты второго измерения.

3. Лабораторные исследования магнитной стабильности. Образцы разных пород из разных участков распределения направлений I_n (всего около 10%) подвергаются исследованиям стабильности по отношению

к постоянному и переменному полям и температуре, а также исследованиям по методу сравнения характеристик стабильности, термическим исследованиям (в том числе и по методу Телье). Проводятся опыты пересаждения. Все остальные образцы хранятся в том положении, что и перед вторым измерением.

4. Магнитная чистка пород. Коллекции и группы образцов, не удовлетворяющие распределению Фишера, целиком направляются на температурно-временную чистку и чистку переменным полем. Эти виды чистки для контроля проводятся также и для 1/5 части образцов из коллекций с распределением I_n по Фишеру.

5. Определение первичной намагниченности. Проводятся отбраковка данных по параметрам стабильности, вычисление средних направлений I_n для распределений, полученных после всех чисток, применение полевых методов определения палеомагнитной стабильности и нахождение I_n^0 методами плоскостей перемагничивания, смещения и обращения.

6. Повторные измерения I_n и хранение образцов. После 0,5–2 лет выдержки все образцы измеряются, переворачиваются в положение *in situ* и так хранятся. Часть образцов (5–10%) направляется на рентгено-структурные, минералогические, химические и другие исследования.

Ниже изложены основные моменты техники исследования палеомагнитной стабильности I_n и определения I_n^0 различными методами, которые приведены не в порядке их применения, а сгруппированы по их сущности.

Качественная оценка палеомагнитной стабильности пород

Перечислим визуальные признаки той или иной стабильности пород одного возраста, основанные на положениях § 6 гл. 1 и § 3 гл. 2.

1. Направления I_n на проекции образуют круговую область не включающую направление полного вектора земного магнитного поля H_t , причем среднее направление I_n не зависит от залегания пород (рис. 68, *a* и *b*). Порода палеомагнитостабильна.

2. Направления I_n на проекции образуют круговую область, не включающую направление H_t , но среднее направление I_n зависит от залегания пород (очень редкий случай). Породы палеомагнитомастабильны, причем нестабильность одинакова для всех пород.

3. Область, занятая на проекции направлениями I_n , вытянута по направлению к H_t (рис. 68, *c*). Порода палеомагнитостабильна в различной степени.

4. Направления I_n на проекции образуют круговую область вокруг направления H (рис. 68, *г*). Полная нестабильность пород.

Все изученные реальные распределения направлений тех или иных групп пород сводятся или к одному из этих распределений, или к какой-либо комбинации из них (например рис. 68, *д*, *е*).

Качественный анализ картин распределения I_n — это только первый этап оценки палеомагнитной стабильности пород. Следующим этапом является анализ распределений с точки зрения соответствия их распределению Фишера (см. гл. 2, § 3б).

Пусть имеется n векторов I_n рассматриваемой совокупности с кучностью K . Пусть далее поверхность единичной сферы, описанной вокруг общего начала всех векторов, разбита на l областей так, что в случае строгого соответствия анализируемого распределения распределению Фишера вероятность вектора I_n оказаться внутри любой из этих областей равна p . Тогда в каждой из областей должно теоретически быть rp

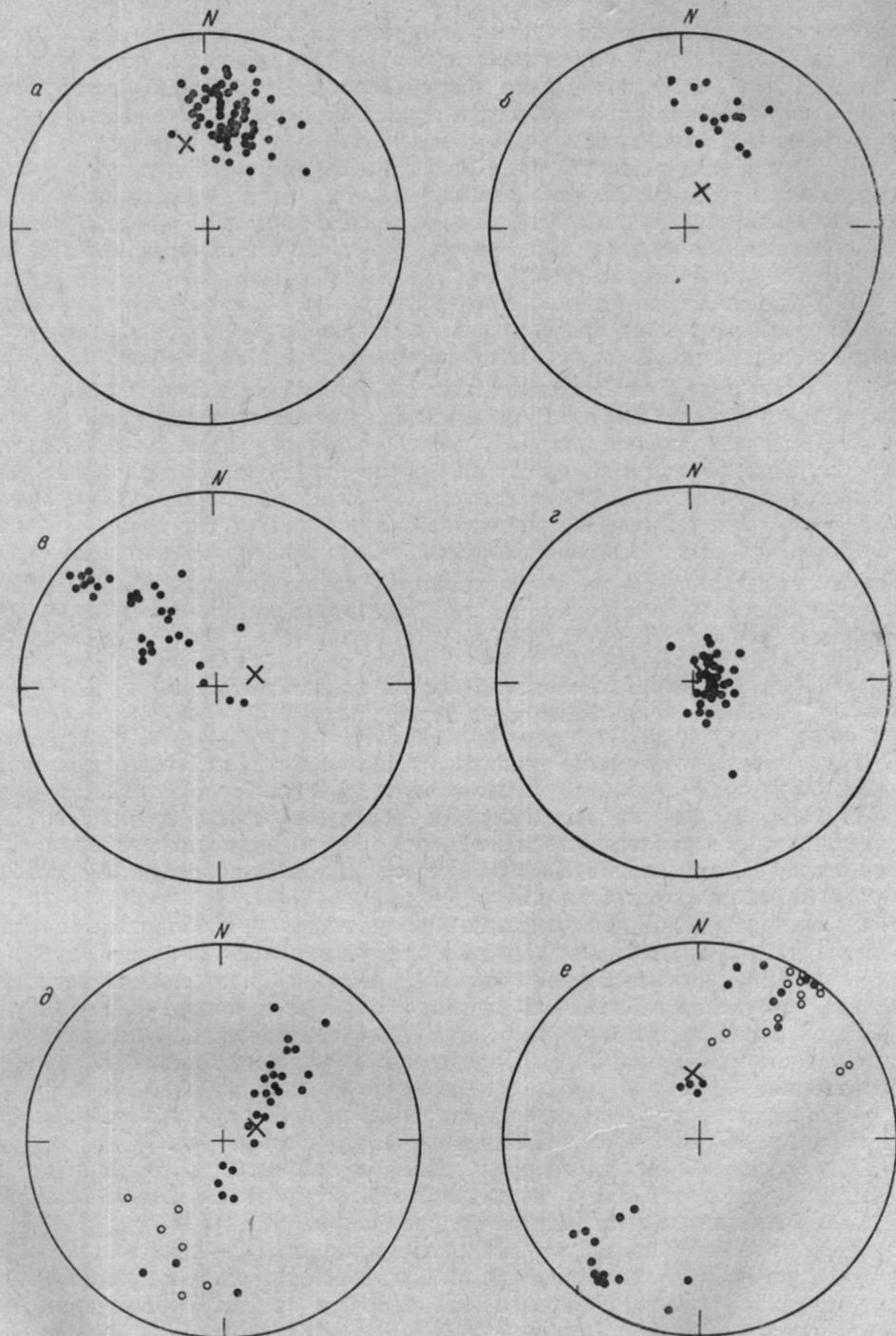


Рис. 68. Распределение направлений I_p пород различной палеомагнитной стабильности.
 а — глины верхов красноцветной свиты Челекена, северо-западное падение слоев;
 б — то же, юго-восточное падение слоев; в — красноцветы среднего ордовика, р. Куюмбя;
 г — песчаники среднего плиоцена, Малый Балхан; д — глины и мергели палеогена, Малый Балхан; е — аргиллиты и известняки низов среднего карбона
 (свита δ), Донбасс.

векторов. Пусть в действительности в этих областях расположено $m_1, m_2, \dots, m_i \dots, m_l$ векторов.

В качестве меры расхождения реального распределения с теоретическим рассматривается величина

$$\chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^l m_i^2}{pn} - n. \quad (70)$$

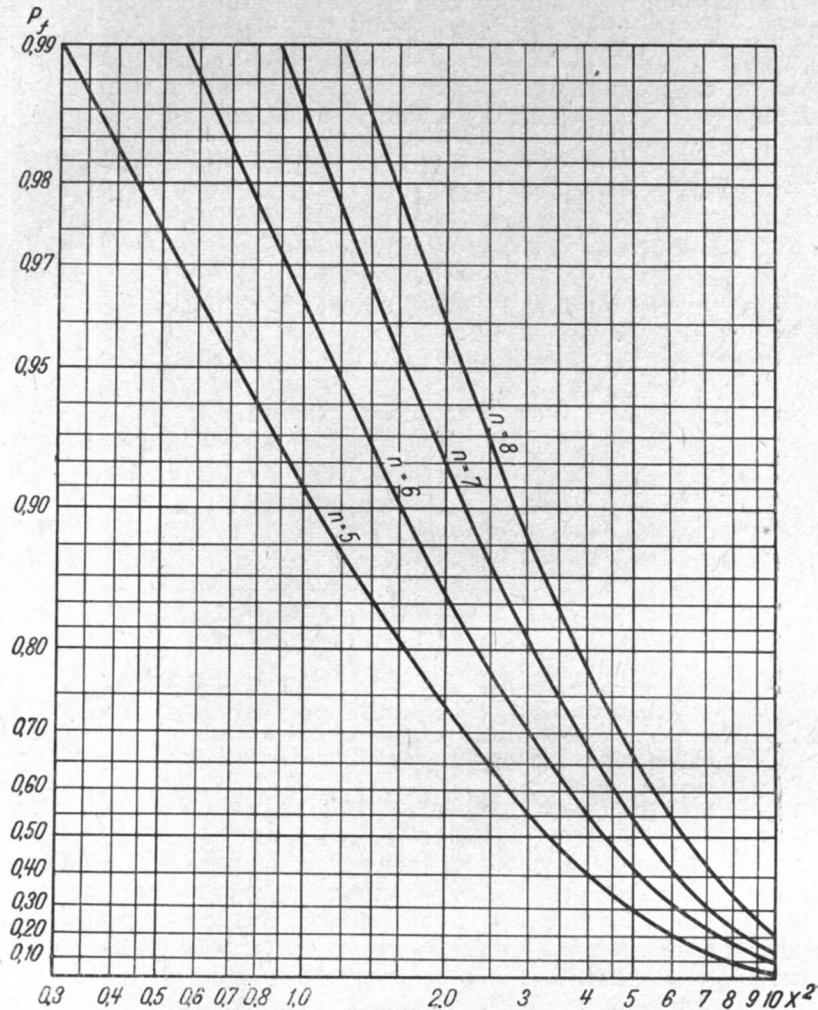


Рис. 69. Значения вероятности p_f соответствия теоретическому распределению для разного числа интервалов l в зависимости от величины χ^2 .

Значения вероятности p_f того события, что изучаемое распределение соответствует распределению Фишера, снимаются с графиков рис. 69, где представлены зависимости p_f от величин χ^2 для разных чисел интервалов l .

Практически проверка проводится отдельно для радиального распределения точек I_n на проекции сферы и для распределения точек по азимутам. При анализе распределения сфера разбивается на 5 кольцевых интервалов так, чтобы в каждом интервале $p = 0,200$, и на 8 равных шаровых секторов так, что $p_a = 0,125$.

Для анализа пользуются палеткой, вычисленной для данных величин кучности K векторов I_n рассматриваемого распределения. Палетка строится по значениям углов γ , снятых с графика рис. 18 (рис. 70).

Распределение проекции векторов I_n приводится в центр проекции сферы следующим приемом. На восковке с контурами сетки наносятся все направления I_n и среднее их направление, вычисленное путем сложения направляющих косинусов векторов I_n . Затем восковка накладывается на экваториальную сетку так, чтобы среднее направление I_n оказалось на экваторе. Все точки смещаются по параллелям на число градусов, равное угловому расстоянию от среднего направления I_n до центра сетки.

Соответствие распределению Фишера проверяется подсчетом точек по каждому сектору и каждому кольцу, вычислением критерия χ^2 по

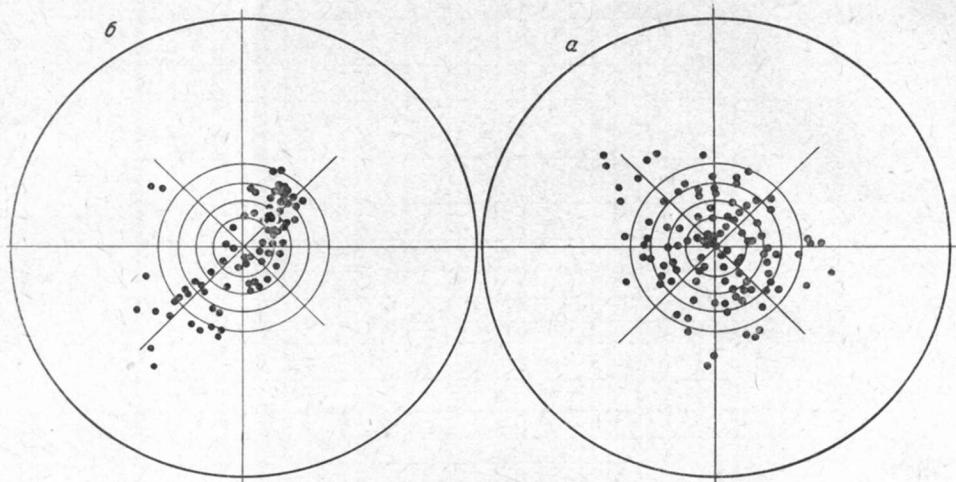


Рис. 70. К анализу соответствия распределений I_n пород распределению Фишера.

Направления I_n приведены в центр проекции.

a — кук-караукская толща, Южный Урал (распределение Фишера); *b* — авиловская свита Донбасса (азимутальное распределение неравномерно).

формуле (70) и определением вероятности p_f соответствия распределению Фишера.

Для иллюстрации рассмотрим два примера распределений, причем одно соответствует распределению Фишера, а другое — нет. На рис. 70, *a* нанесены векторы I_n для образцов, взятых из кук-караукской свиты ашинской серии Южного Урала. В центре сферы помещено направление результирующего вектора. На рисунке нанесены круги равной вероятности через интервалы $p = 0,2$ и произведена разбивка по интервалам склонения через 45° . Вероятность соответствия распределению Фишера отклонений направлений от среднего направления I_n здесь составляет $p_f = 0,99$. Вероятность соответствия азимутального распределения направлений I_n равномерному распределению составляет $p_f = 0,85$. В целом эти значения вероятности довольно близки к 1, а следовательно, распределение направлений I_n соответствует распределению Фишера.

Распределение направлений I_n по теории Фишера говорит о том, что в породах присутствует одна составляющая I_n . Это может быть или в том случае, когда образцы целиком перемагничены, т. е. направления I_n расположены вокруг направления современного поля, или когда образцы обладают только первичной намагниченностью. Правда, такое же распределение может быть и тогда, когда все образцы перемагничены

в одной степени. Практически последний вариант не встречается, так как ввиду различия литологического состава и условий образования пород постоянство соотношения между первичной и вторичной намагниченностью весьма маловероятно. Остаются два первых варианта. Возможность полного перемагничивания в современном поле для приведенного примера отпадает, потому что породы имеют обратную намагниченность; направления I_n образуют большие углы с направлением современного поля. Следовательно, породы сохранили первоначальную намагниченность, что равносильно утверждению об их палеомагнитной стабильности.

Рассмотрим теперь второй пример, когда распределение векторов I_n пород не соответствует распределению Фишера (рис. 70, б). Это — красноцветные глины авиловской свиты верхнего карбона Донбасса. Здесь вероятность соответствия распределения отклонений от среднего направления I_n распределению Фишера $p_f = 0,85$, тогда как вероятность соответствия азимутального распределения направлений I_n распределению Фишера $p_f = 0,001$, т. е. распределение не соответствует теоретическому. Это неравномерное распределение I_n по азимутам — полосовое распределение — говорит о том, что вектора I_n какими-то причинами были смещены в разной степени, но в одном направлении от первоначального положения. Такими внешними причинами могут быть различные процессы, приводящие к перемагничиванию пород. В этом примере породы оказались частично перемагнечены современным полем. Итак, распределение I_n по азимутам, не соответствующее равномерному, говорит о палеомагнитной нестабильности пород.

Соответствие распределения радиальных отклонений распределению Фишера в данном случае говорит о том, что ввиду литологического однообразия пород (красные глины) наблюдается одно наиболее вероятное соотношение между первичной и вторичной намагниченностями, а отклонения от этого соотношения носят случайный характер. Естественно, что в таком случае азимутальное распределение никогда не будет равномерным ввиду наличия двух составляющих I_n .

Метод пересечения кругов перемагничивания

Методы смещения и обращения (см. § 4, гл. 2). Из прямых методов определения палеомагнитной стабильности и нахождения первичной намагниченности в данном разделе рассматриваются только методы пересечения, смещения и обращения, так как методы галек и выравнивания подробно изложены в гл. 2, § 3.

Направление I_n по методу пересечения определяется следующим образом. Пусть среднее направление I_n для серии пород с одинаковым или близким залеганием пластов характеризуется значениями D_1 и J_1 и пусть для другой серии с другим залеганием пластов эти значения будут D_2 и J_2 . Пусть также известны H_1 и H_2 — направления современного земного магнитного поля для этих серий в древней системе координат (определение их см. в § 5).

Направление I_n^0 находится графически, по экваториальной сетке с наложенной на нее восковкой. По значениям D_1 и J_1 и D_2 и J_2 для современного земного поля на восковку наносятся средние направления I_{n_1} и H_1 для первой серии образцов (в древней системе координат). Точки I_{n_1} и H_1 поворотом восковки приводятся на один меридиан. Этот меридиан прочерчивается. Он представляет собой сечение сферы плоскостью перемагничивания — круг перемагничивания. Тем же способом по I_{n_2} и H_2 находится круг перемагничивания для второго разреза. Он

прочерчивается на той же восковке; точка пересечения меридианов, расположенная по другую сторону от I_{n_1} , по сравнению с точкой H_1 (и от I_{n_2} по сравнению с точкой H_2), считается наиболее вероятным направлением первичной намагниченности I_n^0 .

Для получения более уверенных результатов при определении направления первичной намагниченности I_n^0 и оценки погрешности такого определения используются данные по трем (и более) разрезам пород одного возраста с разным залеганием (рис. 27).

Если имеются l разрезов, то взаимные пересечения l плоскостей перемагничивания дадут $n = \frac{1}{2} l(l - 1)$ направлений, которые можно рассматривать как направления I_n^0 по результатам измерений. На проекции сферы этим направлениям будут соответствовать n точек пересечения l кругов перемагничивания.

После нахождения этих n точек на проекциях, по азимутальной сетке определяются D и J для каждой из них, а затем вычисляется среднее направление I_n^0 по формулам (61).

Погрешность определения направлений I_n^0 вычисляется по формуле (68).

Метод смещения состоит в определении угла δ , на который нужно сместить направление I_n , чтобы получить направление первичной намагниченности.

Направления H_t и I_n в древней системе координат наносятся на восковку: восковка накладывается на экваториальную сетку так, чтобы точки I_n и H_t оказались на одном меридиане; по сетке определяется угол Δ между ними. Затем по формуле (33) при наличии прямо и обратно намагниченных пород и по формуле (34) в случае известной меры стабильности S вычисляется угол δ между I_n и направлением первичной намагниченности I_n^0 . Этот угол откладывается по тому же меридиану от I_n в сторону, противоположную H_t .

Поправка на частичную палеомагнитную нестабильность пород по изложенной выше методике вводится тогда, когда средние направления I_n по разрезам с различным залеганием отличаются больше чем на величину погрешности α_{95} в их определении; в противном случае породы считаются стабильными и вычисляются среднее направление I_n для всех разрезов и его погрешность α_{95} по всем определениям.

Метод обращения подробно изложен в гл. 2, § 4.

Лабораторная оценка стабильности I_n (оборудование)

Для проведения лабораторных исследований стабильности естественной остаточной намагниченности образцов горных пород необходим следующий минимум оборудования:

1) астатический магнитометр или рок-генератор с ценой деления не более 10^{-6} СГС единиц намагниченности (для осадочных пород не более 10^{-7} СГС). При работе в загородных условиях, в достаточном удалении от линий городского и железнодорожного транспорта, от промышленных предприятий и линий передач, предпочтительнее располагать астатическим магнитометром как наиболее простым и надежным прибором. В условиях городской лаборатории необходимо использовать рок-генератор, однако при этом для измерений магнитной восприимчивости потребуется еще и каппометр, а исследования вязкой намагниченности, возникающей в земном поле, будут затруднены;

2) установка для размагничивания переменным и постоянным магнитными полями и создания нормальной и идеальной намагниченности. Стандартных установок такого типа не существует. Ниже приводится краткое описание одного из возможных ее вариантов;

3) электропечь с регулируемой температурой до 800° С.

Установка для изотермического намагничивания и размагничивания магнитными полями

На прочном столе укреплена система компенсации земного магнитного поля (рис. 71), состоящая из двух пар деревянных квадратных рам I , в пазах которых намотан медный эмалированный провод диаметром 0,62 мм с сопротивлением 0,058 ом/м. Горизонтальные рамы, служащие для компенсации вертикальной составляющей земного поля (« Z -кольца»), имеют по 100 витков провода каждая при стороне квадрата $A_Z = 89,5$ см; вертикально расположенные рамы (« H -кольца»), с помощью которых компенсируется горизонтальная составляющая земного поля, имеют по 50 витков при стороне квадрата $A_H = 78,3$ см. Плоскость вертикальных рам перпендикулярна магнитному меридиану, расстояние между рамами D_H равно 46,2 см в соответствии с условием наилучшей однородности поля, создаваемого при прохождении тока по двум квадратным контурам в некотором центральном объеме между ними: $D = 0,5445 A$. Аналогично определено и $D_Z = 48,6$ см. Питание компенсирующей установки осуществляется батареей щелочных аккумуляторов. Напряженность поля в центральной части пространства между рамами определяется формулой

$$H = \frac{0,4434n}{0,5D} i, \quad (71)$$

где i — ток в амперах; n — число витков на каждой раме, D в сантиметрах и H в эрстедах. При заданных параметрах рам необходимая сила тока определяется величинами H_0 и Z_0 — составляющих земного магнитного поля в лаборатории. Как правило, эти значения известны лишь приблизительно, поэтому после установки силы тока, найденной расчетным путем, проводится прямая проверка степени компенсации, т. е. определение величины $\Delta H = H_0 - H$. Обычно для этой цели используют специальный прибор — компенсометр или полемер. При отсутствии полемера определение малой величины ΔH производится с помощью метода, основанного на пропорциональности термоостаточной намагниченности I_{rt} намагничающему полю в области слабых полей. Используется образец сильно магнитной горной породы (например, базальт с $\chi = 10^{-2}$ СГС), который сначала охлаждается от точки Кюри в магнитном поле лаборатории H_0 , в результате чего приобретает намагниченность I_{rt} , которая измеряется. Затем образец снова разогревается и охлаждается в пространстве внутри колец («немагнитное пространство») с установленными расчетными токами компенсации. Полученная при этом некоторая величина I'_{vt} характеризует степень компенсации благодаря равенству $I'_{vt} : I_{rt} = \Delta H_0 : H_0$. Таким образом, отношение I'_{rt}/I_{rt} дает сразу точность компенсации земного поля в процентах его величины. Охлаждение внутри колец проводится обычно при определенной ориентации образца, что дает возможность регулировать компенсирующий ток раздельно для H - и Z -колец по составляющим I_{rt} :

$$I'_{rtx} : I_{rtx} = \Delta H_0 : H_0 \quad \text{и} \quad I'_{rtz} : I_{rtz} = \Delta Z_0 : Z_0.$$

После установки компенсации вновь определяется величина I_{rt} для уточнения первой оценки отношения I'_{rt}/I_{rt} , поскольку в процессе нагреваний происходит изменение состояния и состава ферромагнитного компонента, ведущее за собой изменение I_{rt} .

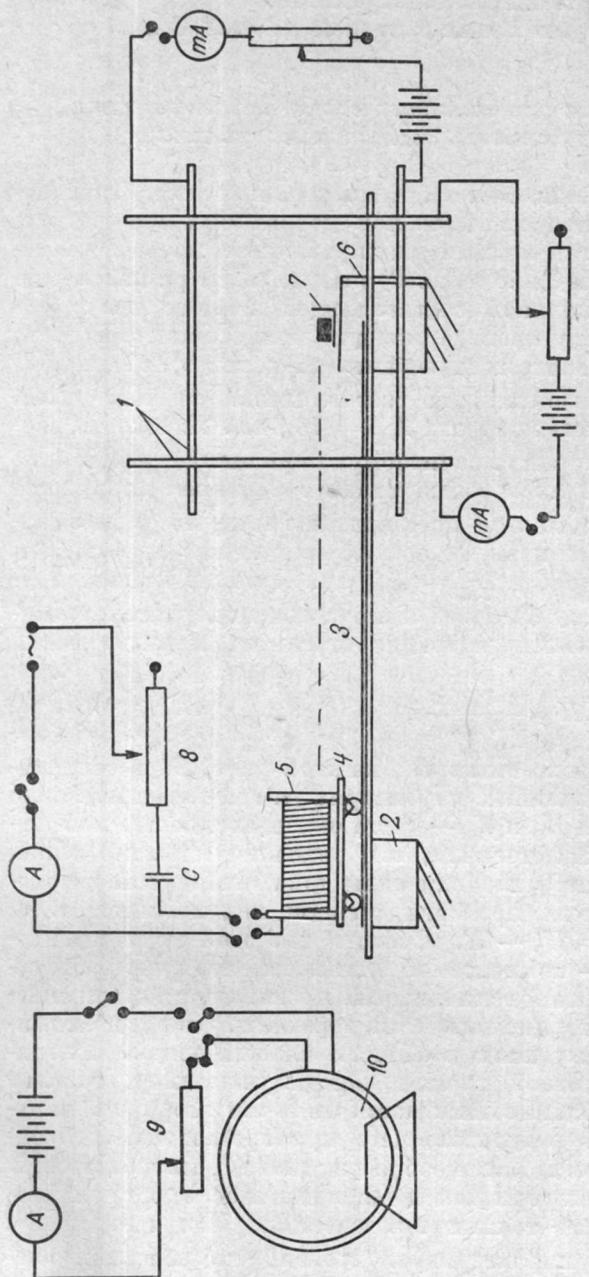


Рис. 71. Установка для намагничивания и размагничивания образцов горных пород.

На столе располагается также деревянная скамья 2 длиной 150 см с укрепленными на ней «рельсами» 3, представляющими собой немагнитные круглого сечения (14 мм в диаметре) пруты. По рельсам катается четырехколесная тележка из эбонита 4, на которой укреплена катушка-соленоид 5, соединенная со схемой питания гибким проводом.

В установке применена катушка квадратного сечения, что создает определенные удобства при ее изготовлении и использовании. Примерный подсчет постоянной катушки (т. е. величины поля в центре, создаваемого при прохождении тока силой в 1 а) проводится по формулам для круглого сечения с радиусом, равным полустороне квадрата. Точное определение постоянной катушки и степени однородности создаваемого ею магнитного поля проводится с помощью флюксметра (гаусс-веберметра). Используемая лабораторией ВСЕГЕИ катушка с каркасом из органического стекла имеет следующие параметры: провод эмалированный медный в оплете диаметром 1,2 мм, число витков 2000, сопротивление 8 ом, сторона квадрата сечения

рабочего пространства 8 см, длина 25 см, однородность поля на расстоянии 2,5 см от центра в пределах 2%. Постоянная катушки равна (89 ± 1) э/а.

К краю скамьи, находящемуся внутри колец компенсации, прикреплен кронштейн 6 из латуни для держателя 7 с образцом. С учетом размеров катушки и рам высоты скамьи, тележки и кронштейна согласо-

ваны между собой таким образом, что центр держателя образца находится точно в центре пространства между рамами и при продвижении катушки внутрь этого пространства находится все время на ее оси.

Катушка может питаться как от сети переменного тока, так и от батареи щелочных аккумуляторов или выпрямителя с фильтрами для сглаживания выпрямленного напряжения.

В цепи переменного тока, питающего соленоид, последовательно с ним включена батарея конденсаторов C , емкость которой обеспечивает резонансный режим прохождения тока при замкнутых сопротивлениях δ . Это позволяет добиться увеличения максимального тока в цепи при фиксированных напряжениях источника и сопротивлении катушки и резко снижает амплитуду его второй гармоники, часто оказывающей подмагничивающее воздействие на образец. Расчет необходимой емкости C конденсаторов выполняется по известной формуле

$$C = \frac{1}{(2nf)^2 L},$$

где f — частота тока в герцах; L — индуктивность катушки. При этом в описываемой установке, питаемой от сети 220 в, достигается максимальная амплитуда H около 1400 э.

Большое распространение получили установки, в которых для компенсации земного магнитного поля используются не квадратные а круглые рамы-кольца Гельмгольца, расположенные параллельно друг другу на расстоянии, равном их радиусу ($D = R$), где R — радиус колец. Для создания намагничивающего поля широко применяются соленоиды круглого сечения. В целях экономии площади, занимаемой установкой, употребляется вариант плавного удаления соленоида из центра «немагнитного пространства» в вертикальном направлении.

Наиболее удачной конструкцией такой установки является установка Г. М. Авчяна (1965).

Размагничивание переменным магнитным полем

Для размагничивания переменным полем образец располагается на кронштейне, включается ток компенсации, а в катушке, удаленной на противоположный конец скамьи, выведением реостатов δ устанавливается нужная величина переменного тока, обеспечивающая в ее центре некоторую выбранную амплитуду H_1 . Катушка плавно надвигается на образец до тех пор, пока ее центр не совпадет с центром образца (на рельсах имеется упор, отмечающий это положение тележки), и без задержки плавно отводится назад, после чего ток в ней уменьшается до минимума полным введением реостатов и затем выключается. При этой операции размагничивание переменным полем с начальной амплитудой H_1 происходит лишь по оси образца, расположившейся вдоль оси соленоида. Поэтому размагничивание I_n в общем случае должно при каждом значении H проводиться трижды — по трем взаимно перпендикулярным его осям. После воздействия H по трем осям образца величина и направление вектора I_n измеряются на магнитометре. Затем H увеличивается и весь цикл размагничиваний и измерений повторяется. Размагничивание рекомендуется начинать с $H = 25$ э и продолжать далее с шагом в 25 э. Результаты размагничивания представляются в виде кривых изменения величины вектора I_n с увеличением начальной амплитуды переменного поля и стереограмм, отражающих изменения его направления.

Иногда осуществляется так называемое объемное размагничивание, которое достигается благодаря вращению с помощью специального

устройства образца внутри соленоида одновременно вокруг двух взаимно перпендикулярных осей, лежащих в плоскости сечения соленоида. При этом способе отпадает необходимость в трехкратном выведении и введении питающего тока при каждом значении \tilde{H} (Г. М. Авчян, 1965) и снижаются требования к строгой компенсации земного поля.

Полное размагничивание естественной остаточной намагниченности переменным полем может быть достигнуто в очень редких случаях. Поэтому за меру устойчивости I_n по отношению к переменному полю выбираются не величины размагничивающего поля, а величина оставшейся намагниченности (волях начальной) после воздействия \tilde{H} с амплитудой 400 э. Устойчивым по отношению к магнитным полям считаются образцы, I_n которых уменьшается не более чем в 2 раза. Однако необходимо иметь в виду, что такая мера устойчивости является условной, и интерпретация результатов размагничивания I_n переменным полем должна проводиться по кривым изменения величины и направления I_n .

Анализ этих кривых проводится в предположении, что изотермические намагниченности, как правило, размагничиваются в полях $H = 200 \div 300$ э, а в полях около 400 э разрушаются все вторичные намагниченности, кроме I_{rc} (это предположение основано на большом экспериментальном материале). Поэтому, например, различия в величинах и направлениях I_n и его остатка после чистки переменным полем в 200 э, т. е. $I_{n \tilde{H}=200}$, свидетельствуют о размагничивании нестабильной (вероятно, вторичной) намагниченности, а дальнейшее постоянство направления $I_n(\tilde{H})$ при увеличении \tilde{H} до 400 э позволяет считать, что эта вторичная намагниченность уже уничтожена. Близость величин $I_{n \tilde{H}=200}$ и $I_{n \tilde{H}=400}$ может интерпретироваться как признак стабильности намагниченности, являющейся, например, химической или термоостаточной намагниченностью мелкозернистых ферромагнитных включений.

Эти и подобные им эмпирические закономерности позволяют при массовых определениях использовать в качестве критерия стабильности соотношения величин и направлений I_n всего в трех точках кривой $I_n(\tilde{H})$: при $\tilde{H} = 0$, $\tilde{H} = 200$ э и $\tilde{H} = 400$ э.

Однако стабильность в магнитном поле некоторых вторичных компонент намагниченности может оказаться сравнимой со стабильностью первичной намагниченности. Поэтому указанные определения стабильности должны дополняться (хотя бы в меньшем объеме) температурными исследованиями.

Размагничивание постоянным магнитным полем

Та же самая катушка 5, изображенная на рис. 71, может подключаться в схему постоянного тока, сила которого регулируется также реостатами 9. Образец располагается на том же кронштейне, и техника его размагничивания или намагничивания постоянным полем совпадает с вышеописанной для переменного поля, за исключением того, что компенсация земного поля не производится.

Для испытания устойчивости естественной остаточной намагниченности по отношению к постоянному полю образец располагается так, чтобы его вектор I_n был направлен вдоль оси соленоида противоположно направлению создаваемого им поля. Если одна из составляющих векторов I_n более чем в 3 раза превышает две другие, то можно ориентировать по оси соленоида не полный вектор, а эту составляющую. Постепенное увеличение тока в соленоиде и проводимые каждый раз перед новым его увеличением измерения остаточной намагниченности образца позволяют построить кривую зависимости величины I_n от напряженности прило-

женного поля. Размагничивание следует прекращать (т. е. не увеличивать далее значений H), если в результате воздействия некоторого поля H остаточная намагниченность образца по исследуемой оси изменила первоначальное направление на противоположное, совпадающее с направлением H . Из кривых $I_n(H)$ находится параметр H'_c , называемый разрушающим полем. H'_c — это напряженность поля, после воздействия которого $I_n = 0$. На основании изучения связи между параметром H'_c и полевой мерой стабильности S следует считать, что величина $H'_c < 10$ э характеризует неустойчивость I_n по отношению к воздействию постоянного поля. Значение $H'_c > 40$ э свидетельствует о стабильности исследуемой намагниченности (гл. 2, § 4).

Как правило, наблюдается корреляционная связь между указанными параметрами стабильности по отношению к постоянному и переменному магнитным полям. Однако в большинстве случаев нельзя дать заключения о природе нестабильной намагниченности и о ее соотношении с первичной намагниченностью на основе размагничивания постоянным полем.

Определение происхождения I_n по методу сравнения характеристик стабильности

В настоящее время наиболее широко применяемым методом определения происхождения I_n является метод сравнения характеристик стабильности, разработанный в лаборатории ИФЗ АН СССР.

Метод заключается в том, что для исследуемого образца кривые изменения I_n в зависимости от температуры (при которой не происходит минералогических изменений), под действием переменного и постоянного магнитных полей сравниваются с кривыми изменения при воздействии тех же факторов искусственно созданной в лаборатории остаточной намагниченности разного вида: нормальной, идеальной и по возможности термоостаточной.

Техника эксперимента состоит в том, что измеряется I_n трех образцов, вырезанных из одного куска породы, и по одному из них определяется H'_c , по двум другим — кривые $I_n(\tilde{H})$ и $I_n(T)$. Затем все образцы нормально намагничиваются до величины $I_r = I_n$ и используются для определения указанных характеристик H'_c , $I_r(\tilde{H})$ и $I_r(T)$ нормальной намагниченности, а также величины поля H_e , в котором было получено равенство $I_r = I_n$. Нормальное намагничивание при отсутствии в образце сильной анизотропии проводится в произвольном направлении, расположаемом вдоль оси катушки. Катушка при некоторой силе питающего тока надвигается на кронштейн с образцом и отводится назад, после чего измеряется возникшая остаточная намагниченность. Если образец нельзя подвергать температурным воздействиям, то получить начальное размагниченное состояние затруднительно, поскольку требуются трудно достижимые значения переменного поля. Поэтому намагничивание может происходить и с неполностью размагниченным образцом. Однако при этом следует иметь в виду, что образец, на который воздействовало переменное поле \tilde{H}_0 , можно считать полностью размагниченным во всех экспериментах, где употребляются магнитные поля, меньшие \tilde{H}_0 , а намагниченность, оставшаяся после воздействия \tilde{H}_0 , может рассматриваться как «фон» и должна лишь вычитаться из всех последующих значений I_r .

После определения H'_c , $I_r(\tilde{H})$ и $I_r(T)$ образцы снова намагничиваются, на этот раз идеально, до величины $I_{ri} = I_n$, после чего те же характеристики снимаются для этой идеальной намагниченности.

Для получения идеальной намагниченности в описываемой установке применяются малые кольца Гельмгольца 10 (рис. 71), питаемые постоянным током от батареи аккумуляторов. Соленоид снимается с тележки и помещается внутрь колец Гельмгольца, образец в держателе устанавливается в центре соленоида. Регулировка силы тока в цепи соленоида и колец производится реостатами 8 и 9. Изменение амплитуды переменного поля от максимальной до нуля производится плавным введением высокоомных реостатов. В последний раз, если это возможно, образцы получают термонамагниченность в земном поле, которая подвергается затем тем же операциям размагничивания. Отсутствие минералогических изменений при термонамагничивании можно проверять повторным нормальным намагничиванием образца после получения кривой $I_{rt}(\tilde{H})$. При отсутствии минералогических изменений в поле H_e будет снова наблюдаваться равенство $I_r = I_n$. Различные виды намагниченности будут обладать каждый своей суммой признаков, определяемых вышеописанным методом.

Термонамагниченность. 1. Если возможны нагревы, не вызывающие минералогических изменений, то отношение I_n/I_{rt} должно быть близко к 1 ($0,5 < I_n/I_{rt} < 1,5$); кривые $I_n(\tilde{H})$ и $I_{rt}(\tilde{H})$, а также кривые $I_n(T)$ и $I_{rt}(T)$ должны быть соответственно подобны; ферромагнитные зерна должны представлять собой однофазный бедный титаном титаномагнетит с точкой Кюри $\theta > 400^\circ \text{C}$.

2. Если нагревы невозможны, то H'_e , в котором достигается $I_{ri} = I_n$, должно быть больше земного поля ($0,5 < H_c < 1,2 \text{ э}$); H'_{ci} должно быть меньше H'_{cn} или, в крайнем случае, равно ему; кривая $I_n(\tilde{H})$ должна идти выше кривой $I_{ri}(\tilde{H})$.

Естественно, что все перечисленные признаки могут относиться как к термонамагниченности, так и к парциальной намагниченности от высоких температур (выше 500°C).

Химическая намагниченность. Отношение $I_n/I_{rt} < 0,8$ или (при невозможности нагревов) H_e , в котором достигается $I_{ri} = I_n$, должно быть меньше земного; кривая $I_n(\tilde{H})$ должна быть подобна кривой $I_{rt}(\tilde{H})$ и лежать выше кривой $I_{ri}(\tilde{H})$.

Поскольку химическая намагниченность чаще всего связана с присутствием в породе мелкозернистого гематита, а I_{rc} и I_{rt} мелкозернистого гематита не изменяется заметно в полях до 600 э , то одним из признаков I_{rc} может служить параллельность кривой $I_n(\tilde{H})$ оси абсцисс в полях $200-600 \text{ э}$.

Кривая $I_n(T)$ должна быть подобна кривой $I_{rt}(T)$ во всяком случае в интервале $20-400^\circ \text{C}$. По некоторым данным, кривая $I_{rc}(T)$ в интервале температур $400-600^\circ \text{C}$ идет несколько ниже кривой $I_{rt}(T)$. Кривая $I_n(T)$ должна лежать выше кривой $I_{ri}(T)$ *.

Парциальная намагниченность, полученная при охлаждении от температур $350-450^\circ \text{C}$. Величина поля H_c , в котором достигается $I_{ri} = I_n$, должна быть меньше или равна $0,5 \text{ э}$, кривая $I_n(\tilde{H})$ должна лежать между кривыми $I_{ri}(\tilde{H})$ и $I_r(\tilde{H})$, но ближе к первой.

Если возможны нагревы, то до температур $300-400^\circ \text{C}$ должно наблюдаться подобие кривых $I_n(T)$ и $I_{rp}(T)$; при более высоких температурах кривые резко отличаются.

* Данные о I_{rc} являются условными, поскольку эта намагниченность в настоящее время изучена плохо.

Лучше всего, оценив приблизительно температуру, при остывании от которой образовалась парциальная намагниченность, например, по положению $I_n(\vec{H})$ относительно $I_{ri}(\vec{H})$, дать образцу парциальную намагниченность и сравнить кривые $I_n(\vec{H})$ и $I_{rp}(\vec{H})$.

Парциальная намагниченность, полученная при охлаждении от температур ниже 300° С. Ее признаки: $I_n \ll I_{ri}$ в земном поле, т. е. H_e , в котором $I_{ri} = I_n$, существенно меньше 0,5 э; $H'_{ci} > H'_{cn} > H'_c$; кривая $I_n(\vec{H})$ должна лежать между кривыми $I_{ri}(\vec{H})$ и $I_r(\vec{H})$, но ближе к последней.

Если возможны нагревы хотя бы до сравнительно невысоких температур (200—300° С), то кривая $I_n(T)$ должна резко отличаться от кривой $I_r(T)$.

Вязкая намагниченность. $I_r < I_n < I_{ri}$, т. е. H_e , в котором $I_r = I_n$, существенно больше 0,5 э, а H_e , в котором $I_{ri} = I_n$, меньше 0,5 э или, в крайнем случае, равно ему; $I_n \approx I_r$ в полях 10—30 э; $H'_c < H'_{cn} < H'_{ci}$; кривая $I_n(\vec{H})$ лежит между кривыми $I_r(\vec{H})$ и $I_{ri}(\vec{H})$.

Если возможны нагревы, то кривая $I_n(T)$ лежит незначительно выше кривой $I_r(T)$. Размагничивание достигается при температуре ниже 200° С.

Нормальная намагниченность. Величина I_n изотермического нормального происхождения может быть любой, даже больше I_{rt} , поскольку обычно нормальная намагниченность породы связана с большими полями развивающимися при ударе молнии.

Отношение $H'_{cn}/H_e < 0,5$, где H_e — поле, в котором достигается $I_r = I_n$.

Кривая $I_n(\vec{H})$ должна резко спадать в полях 30—150 э. В начальных полях спад может быть небольшим вследствие «остаренности» намагниченности. Если намагнитить образец нормально в поле, равном тому \vec{H} , при котором прекращается резкий спад кривой $I_n(\vec{H})$, то полученная при этом намагниченность $I_r \geqslant I_n$, и кривая $I_r(\vec{H})$ должна совпадать с кривой $I_n(\vec{H})$.

Изучение стабильности I_n по отношению к нагревам

При изучении стабильности I_n по отношению к нагревам образец помещается в электропечь, изготовленную из немагнитных материалов и расположенную в немагнитном пространстве, где выдерживается при заданной температуре в течение 1 ч, и затем охлаждается до комнатной температуры. Можно использовать также и обычную муфельную печь. В этом случае после выдержки в печи при заданной температуре образец на асbestosвой прокладке помещается на кронштейн 6 внутри компенсационных колец (рис. 71) и охлаждается там в отсутствие магнитного поля до комнатной температуры, после чего производятся измерения I_n и χ_0 . Затем вся операция повторяется несколько раз при более высоких температурах печи. Эти последовательные нагревы проводятся с «шагом» в 50—100° С. Получаемая кривая $I_n(T)$ должна дополняться данными об изменении направления вектора остаточной намагниченности в образце. В результате могут быть получены сведения о том, какие виды намагниченности имеются в изучаемой породе и с какими ферромагнитными компонентами они связаны. В качестве некоторого контроля за химическими и структурными изменениями, происходящими в образце при нагревах, после каждого охлаждения измеряется не только I_n , но также и χ_0 . Если χ_0 изменяется более чем на 20%, дальнейшие нагревания могут

привести к резко искаженной картине зависимости $I_n(T)$. Этот метод неприменим к осадочным породам и к тем изверженным породам, химические изменения которых при повышении температуры играют заметную роль.

Численной меры стабильности по отношению к нагревам в практике не существует — эти исследования носят чисто качественный характер. Более полные сведения о природе и фактической сохранности I_n дает метод Телье [Телье Е., Телье О., 1959].

Определение вязкой намагниченности

Для изучения вопроса о возможности образования у исследуемых пород при длительном воздействии земного поля значительной величины вязкой намагниченности поступают следующим образом. Образцы располагаются в том месте лаборатории, где земное поле не искажено влиянием ферромагнитных предметов или токовых линий. После особо тщательных измерений образец помещается так, чтобы вектор I_n находился в плоскости магнитного меридиана места перпендикулярно полному вектору земного поля T_0 . В этом положении образец выдерживается обычно в течение 2—4 недель.

В общем случае за счет изменений естественной вязкой намагниченности вектор I_n изменит свою величину и направление, приняв некоторое новое значение I'_n . Кроме того, в направлении земного поля возникнет «лабораторная» вязкая намагниченность I_{rv1} . Суммарную остаточную намагниченность образца обозначим I_{n1} . После измерений I_{n1} образец вновь устанавливается на тот же период времени в положении, отличающемся от первого поворотом на 180° вокруг оси восток — запад. С достаточным приближением можно принять, что при этом намагниченность I'_n не изменится, а намагниченность I_{rv1} будет полностью размагнечена земным полем и заменена равной по величине, но направленной противоположно намагниченностью $I_{rv2} = -I_{rv1}$. Новое значение суммарной намагниченности образца обозначим I_{n2} . Вычисленные векторно полусумма и полуразность I_{n1} и I_{n2} дадут соответственно величину и направление намагниченностей I'_n и I_{rv} . Для того, чтобы на основании этих данных составить представление о возможной величине I_{rv} в естественных условиях, можно воспользоваться приближенной формулой

$$\sqrt{I_{rv}} = S(\lg t - \lg t'),$$

где t — время примененной в эксперименте выдержки; t' — среднее время, необходимое для измерений. Положив время образования вязкой намагниченности в естественных условиях равным $10^{11.5}$ мин (примерное, по современным представлениям, время последней инверсии геомагнитного поля), можно написать

$$\sqrt{I_{rv}} = S(11.5 - \lg t'_0),$$

где t'_0 — время, прошедшее с момента отбора образцов.

Определив S как $\frac{\sqrt{I_{rv}}}{\lg t - \lg t'}$, получим следующую оценку:

$$\sqrt{I_{rv}} = \sqrt{I_{rv}} \frac{11.5 - \lg t'_0}{\lg t - \lg t'}, \quad (72)$$

где время выражается в минутах.

Под магнитной чисткой образцов горных пород понимается процесс размагничивания их естественной остаточной намагниченности, сопровождающийся уничтожением в первую очередь вторичных ее компонент. Следовательно, магнитная чистка возможна во всех случаях, когда вторичная компонента намагниченности существенно менее устойчива, чем первичная, по отношению к тем или иным размагничивающим воздействиям.

Магнитная чистка может применяться в трех модификациях: временная, температурная и чистка переменным полем, реже с использованием комбинации этих воздействий. Выбор размагничивающего воздействия для проведения магнитной чистки в случае, если происхождение компонент намагниченности предположительно известно, может основываться на представлениях о сравнительной устойчивости разных видов намагниченности. В общем случае эффективность того или иного вида магнитной чистки определяется опытным путем.

Временная магнитная чистка. Временная чистка употребляется для уничтожения значительной части вязкой намагниченности. После измерения I_n образцы коллекции помещаются в пространство, где земное магнитное поле скомпенсировано, и выдерживаются там в течение месяца. При этом происходит релаксационное уменьшение вязкой намагниченности без образования новых ее компонент. Вектор I_n каждого образца поворачивается на некоторый угол от направления перемагничивания, и общий разброс векторов I_n всей коллекции существенно уменьшается, позволяя получить более достоверные сведения о их среднем направлении.

Если компенсация земного магнитного поля в течение длительного времени невозможна, применяется следующий метод. Измерения каждой из трех взаимно перпендикулярных составляющих вектора I_n проводятся раздельно с интервалом в 15—20 дней. При этом измеряемая составляющая в течение этого срока до измерения выдерживается в направлении, перпендикулярном к плоскости магнитного меридиана. Весь процесс временной чистки, проводимый таким образом поочередно по трем осям, занимает 45—60 дней.

Применяется также метод компенсации вязкой намагниченности (гл. 2, § 4). Для этого образцы коллекции устанавливаются в лаборатории в таком положении, чтобы земное магнитное поле действовало в направлении, противоположном направлению вязкой намагниченности (вязкая намагниченность *in situ* совпадает по направлению с земным магнитным полем). Через 4 месяца проводятся измерения I_n образцов коллекции. При этом принимается, что за этот срок произошла компенсация вязкой намагниченности и к моменту измерения коллекция отражает не искаженное ею направление I_n .

Чистка переменным магнитным полем. Магнитная чистка переменным полем предназначена для уничтожения в основном малостабильных видов намагниченности. Техника проведения эксперимента остается той же, что и в случае испытания устойчивости I_n по отношению к переменному полю.

При магнитной чистке на установке с неподвижным образцом проводится раздельное измерение каждой из трех взаимно перпендикулярных составляющих непосредственно после их размагничивания некоторым переменным полем. Если вначале по оси соленоида располагается ось x образца, то после выключения поля и до его наложения на ось y или z проводится измерение составляющей I_{nx} . Затем размагничивание

переменным полем с данной амплитудой проводится также под двумя другим составляющим намагниченности. Интервал последовательного увеличения начальной амплитуды переменного поля при магнитной чистке меньше, чем при испытании стабильности, и составляет 10—15 э.

В процессе исчезновения вторичной намагниченности происходит изменение направления векторов I_n в образце. Эти изменения служат критерием эффективности магнитной чистки. Момент, когда изменения направления I_n прекратились, определяет исчезновение вторичной на-

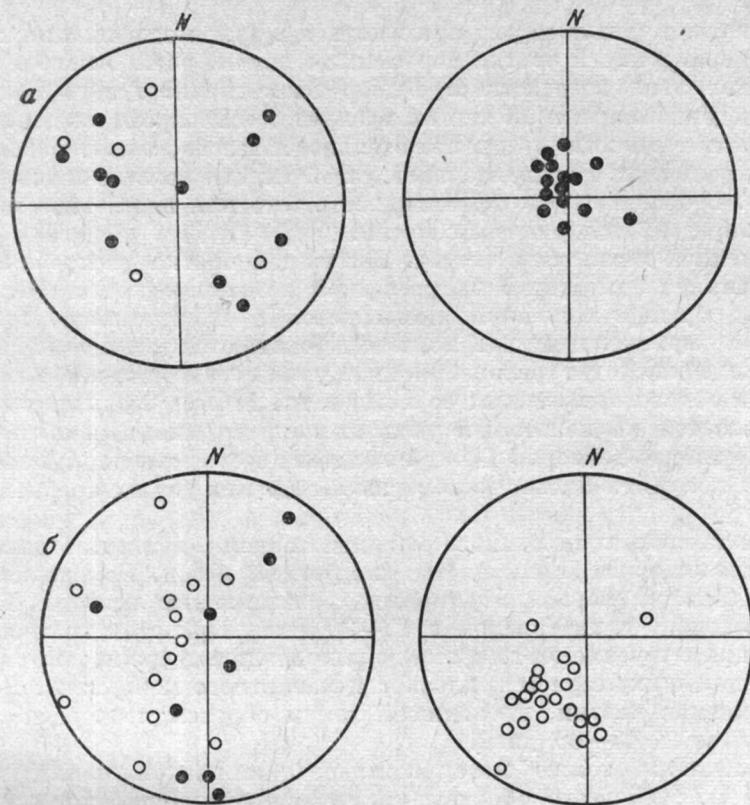


Рис. 72. Направление I_n магматических пород до (слева) и после (справа) магнитной чистки переменным полем $\tilde{H} = 270 \div 700$ э: а — базальтовая экструзия, вторичная намагниченность — нормальная (действие молнии) (по В. В. Кочегуре); б — порфириты Казахстана, вторичная намагниченность — вязкая (по Л. Е. Шолпо и Б. Ш. Русинову).

магнитности и приближение вектора I_n к направлению первичной намагниченности (рис. 72).

Такой детальной магнитной чистке с одновременным построением кривых $I_n(\tilde{H})$ и стереографических проекций подвергаются несколько (4—8) образцов исследуемой коллекции. В результате определяется характер вторичной намагниченности породы и максимальное поле, требующееся для ее разрушения. После этого остальные образцы коллекции подвергаются чистке только в этом максимальном поле. Обычно оно составляет $200 \div 400$ э.

Температурная чистка. Температурная магнитная чистка является более надежным, чем чистка переменным полем, способом выделения направления первичной намагниченности. Техника эксперимента остается

той же, что и при испытании устойчивости I_n по отношению к нагревам. Однако детальное исследование с шагом изменения температуры в 50—100° проводится обычно лишь на нескольких образцах коллекции для выяснения того температурного интервала, в котором изменения направления I_n прекращаются (или становятся сравнимы с ошибкой определений). С учетом этих данных при массовой чистке эксперимент может проводиться в упрощенном виде: образцы подвергаются нагреванию лишь до одной максимальной температуры, необходимость применения которой установлена при «детальной» чистке. Часто можно ограничиться нагревом до 150—200° С при выдерживании образцов при этой температуре в течение нескольких (3—5) часов.

Метод Телье

В основе метода Телье лежат законы термонамагничивания (гл. 1, § 1). В настоящее время это наиболее надежный метод выделения первичной намагниченности и определения ее термоостаточной природы. Техника эксперимента состоит в следующем. Образец нагревается до температуры T_1 и охлаждается затем в земном магнитном поле. В результате некоторая часть I_n исчезает. Оставшаяся часть I_n обозначим I_{nT_1} . Кроме того, в направлении земного поля возникает парциальная термоостаточная намагниченность $I_{T_1}^{20}$. Нагревание до T_1 проводится вторично, но при этом образец поворачивается на 180° вокруг оси восток — запад. В результате повторного охлаждения в земном поле от T_1 намагниченность I_{nT_1} , уже не изменяется, а намагниченность $I_{T_1}^{20}$ сменяется равной по величине и направленной противоположно парциальной намагниченностью. Если обозначить суммарную остаточную намагниченность образца после первого нагревания и охлаждения I_{nT_1} , а после второго — I'_{nT_1} , то вычисленные векторно полусумма и полуразность этих величин дадут соответственно величину и направление I_{nT_1} и $I_{T_1}^{20}$, что позволяет также определить изменение I_n : ($I_n - I_{nT_1}$). В случае, если I_n представлена единственной компонентой намагниченности термоостаточного происхождения, $I_n - I_{nT_1} = I_{T_1}^{20}$ и направление I_{nT_1} совпадает с направлением I_n . Аналогичные двойные нагревания проводятся последовательно до всех более высоких температур, и каждый раз возникающая в земном поле парциальная термонамагниченность сравнивается с исчезнувшей частью I_n .

Совпадение кривых возрастаний I_T^{20} и исчезнувшей части I_n свидетельствует о термоостаточной природе последней. Изменения направления I_{nT} в процессе эксперимента и различия указанных кривых дают представление о величине вторичной намагниченности, характере ее изменений с температурой, ее направлении, а также фиксируют момент ее полного размагничивания.

Различие кривых зависимости I_T^{20} и $I_n - I_{nT}$ от температуры может наблюдаться и при отсутствии вторичной намагниченности за счет того, что образование I_n в геологическом прошлом происходило в магнитном поле большей или меньшей напряженности, чем современное поле Земли, а также за счет старенности I_n . Однако и в этом случае указанные кривые будут подобны, и для их полного совпадения ординаты одной из них достаточно будет умножить на некоторый постоянный коэффициент k . Практически этот случай является наиболее вероятным, и постоянство k по всему температурному интервалу является критерием

надежности установления термоостаточной природы I_n . Искажения, вносимые вторичной намагниченностью, наиболее существенны в начальной части кривой; именно при малых T (до 200—250° С) коэффициент k , вследствие резкого уменьшения вторичной намагниченности может значительно отличаться от величины, обеспечивающей совпадение конечных участков кривых.

С другой стороны, с повышением температуры увеличивается вероятность минералогических изменений, наличие которых необходимо проверять путем повторных нагревов (после окончания эксперимента) до некоторой промежуточной температуры (обычно 300—350° С) и сравнения возникающей намагниченности I_T^{20} с величиной, полученной в результате первого двойного нагревания.

Метод не применим к осадочным породам и к тем из изверженных пород, в которых в результате нагревания происходят заметные минералогические изменения. Кроме того, метод довольно трудоемок, в связи с чем его нужно применять только в тех случаях, когда различные способы магнитной чистки или метод сравнения характеристик стабильности не дают ясного ответа на вопрос о составе и происхождении I_n .

§ 6. Обработка палеомагнитных данных и отчетность

Материалы к отчету, структура и содержание отчета

Отчет о палеомагнитных работах должен содержать следующие табличные материалы.

1. Каталог величин I_n , I_{rv} (с указанием времени ее образования в лаборатории) и I_n^0 (после чистки), χ , значений D и J в древней системе координат и погрешностей σ_i , σ_χ и α_{63} в их определении для каждого измеренного образца. В каталоге для каждого образца должны быть приведены также номер слоя, из которого взят штуф, номер образца, выпиленного из штуфа, возраст, элементы залегания слоев, краткое литологическое описание породы, угол Δ между I_n и H и мера стабильности S , значения I_n^0 , D_0 и J_0 после разных видов магнитной чистки.

2. Таблицу фактического материала, где указаны для каждого изученного обнажения его географические координаты (с точностью до 10'), возраст пород (система, отдел, ярус, подъярус, серия, свита, фаунистическая зона), число всех исследованных образцов N , число образцов N_1 , направление I_n которых определено с погрешностью $\alpha_{63} \leq 15^\circ$, число образцов n , использованных для получения палеомагнитных данных, а также углы D_{cp} и J_{cp} , характеризующие средние направления I_n , кучность K , способ определения первичной намагниченности I_n^0 , характеристики стабильности, углы D_0 и J_0 и кучность K_0 , характеризующие направление I_n^0 (все — отдельно для прямой и обратной намагниченности).

Если в одном обнажении представлен разрез, охватывающий несколько ярусов, подъярусов, свит или фаунистических зон, данные приводятся отдельно для каждого подразделения.

3. Таблицы средних значений I_n , I_{rv} , χ и S для всех литологических типов пород (отдельно по каждому стратиграфическому подразделению и сводную по всей изученной коллекции).

4. Сводные таблицы результатов лабораторных опытов по изучению происхождения и стабильности I_n .

5. Таблицу основных палеомагнитных данных. В этой таблице для каждой обоснованно выделенной стратиграфической единицы, достаточно хорошо изученной в палеомагнитном отношении, по каждому району (группе близлежащих обнажений) должны быть приведены средние географические координаты района, значения D_0 и J_0 , характеризующие среднее направление первичной намагниченности, способ ее выделения, палеомагнитная широта Φ_m района отбора, число использованных образцов n , значения K_0 , α_{95} , координаты палеомагнитного полюса Φ , Λ и полуоси овала погрешности θ_1 и θ_2 .

6. Таблицу палеомагнитных зон, где перечисляются все горизонты и зоны прямой и обратной намагниченности, их стратиграфические фаунистические аналоги и приводятся средние координаты палеомагнитного полюса для каждой зоны.

Обязательной графикой к отчету являются:

а) обзорная мелкомасштабная карта района работ с указанием местоположения изученных обнажений;

б) фотографии или детальные зарисовки обнажений с помеченными точками взятия образцов;

в) литолого-стратиграфические колонки по каждому обнажению, на которых против каждого слоя, представленного образцами, указаны номера образцов и отложены средние значения I_n , I_{rv} , χ , D , J , D_0 , J_0 и Δ для этого слоя;

г) схема возрастного сопоставления изученных разрезов по геологическим данным. На этой схеме разрезы по каждому обнажению представляются в виде литологических колонок и примыкающих к ним колонок палеомагнитных горизонтов и зон со стратиграфической разбивкой и указанием слоев с важнейшими находками фауны и флоры;

д) равнопромежуточные полярные проекции, составленные для каждого палеомагнитного горизонта (или пары горизонтов), выделенного в каждом данном разрезе с определенным залеганием породы. На проекциях наносятся направления I_n для каждого штуфа, определенные с погрешностью $\alpha_{63} \leq 15^\circ$, средние направления I_n и H . Такие же проекции составляются для I_n^0 (после чистки или компенсации);

е) сводные проекции для каждого палеомагнитного горизонта, где приводятся средние направления I_n , I_n^0 после чистки и H для каждого разреза и нанесены круги доверия радиуса α_{95} , круги перемагничивания и наиболее вероятное направление I_n^0 для горизонта;

ж) все экспериментальные графики изменений I_n в постоянном, переменном магнитных полях и во времени. Кривые терморазмагничивания I_n .

Текст отчета должен содержать следующие обязательные разделы.

1. Современное состояние изучаемого вопроса и задачи работы.
2. Геологические объекты изучения.
3. Методика полевых и лабораторных работ.
4. Оценка точности результатов и методика их обработки.
5. Обзор магнитных свойств пород. Основные закономерности распределения направлений I_n пород.
6. Происхождение I_n и палеомагнитная стабильность пород.
7. Палеомагнитный разрез толщи и история земного магнитного поля.
8. Специальная часть: методы и результаты решения конкретной задачи работы.
9. Нерешенные вопросы, план дальнейших работ.

Особенное внимание в отчете следует уделить стратиграфическому обоснованию палеомагнитных работ, описанию методики измерений I_n и анализу данных с точки зрения происхождения и стабильности I_n .

Только приведение всех перечисленных материалов, обработанных в соответствии с изложенными в предыдущих разделах требованиями и по единой методике, обеспечит возможность оценки достоверности данных и сопоставления результатов различных работ. Любое отклонение от этих требований должно быть специально оговорено и обосновано.

Представление данных в Комиссию по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму

По решению V Всесоюзной конференции по палеомагнетизму (Красноярск, 1962 г.) все результаты палеомагнитных исследований немедленно должны посыпаться в адрес Комиссии по постоянному магнитному полю

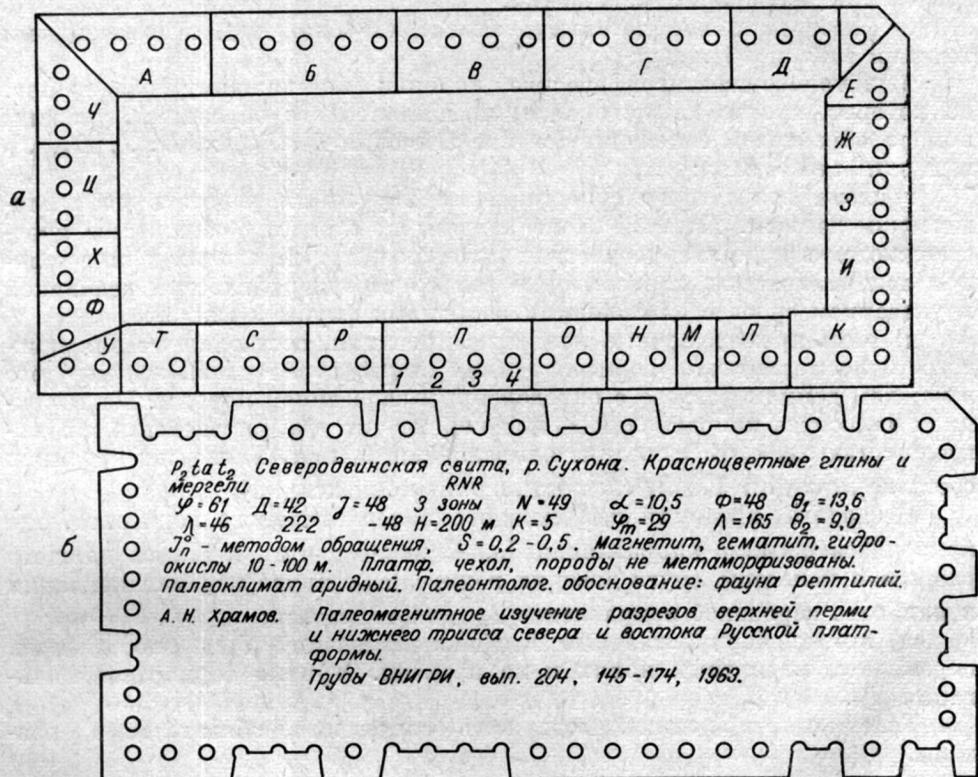


Рис. 73. Перфокарта для палеомагнитных данных: *a* — разбивка на классы; *b* — пример заполнения перфокарты.

Земли и палеомагнетизму (Москва, Г-242, Большая Грузинская, 10, ИФЗ АН СССР, секретарю комиссии или Ленинград, Д-104, Литейный, 39, ВНИГРИ, контрольная палеомагнитная лаборатория) для их анализа, обобщения и представления в виде сводки в МЦД (Международный центр данных). Данные посыпаются в комиссию в виде табл. 17.

Одновременно с таблицей заполняются и отсыпаются стандартные карточки (перфокарты № 18 на 45 строк), форма которых дана на рис. 73, составленные в двух экземплярах на каждое палеомагнитное

Таблица 17

№	Возраст			Палеонтологическое обоснование возраста	Объект изучения	Число изученных пластов, потоков, тел	Число отобранных штуков	Общее число образцов
	Эпоха	Век	Какая часть указанного возрастного интервала представлена в коллекции					
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Продолжение табл. 17

Число образцов, использованных для вычисления полюса	Место отбора			Направление I_n				Метод определения стабильности с числовыми данными (значение H'_c) $\left(\frac{I_{n\ 200}}{I_{n\ 0}}, \frac{I_{n\ 400}}{I_{n\ 0}}, S \right)$
	p-н	Φ	λ	D	J	K	α	
10	11	12	13	14	15	16	17	18

Продолжение табл. 17

Метод нахождения направления первичной намагниченности

Метод обращения	Метод пересечения плоскостей перемагничивания	Метод смещения	Временная чистка	Чистка \tilde{H}	Чистка t°	Метод Телье
19	20	21	22	23	24	25

Продолжение табл. 17

Направление первичной намагниченности				Доказательства репрезентативности первичной намагниченности	Палеомагнитный полюс	Полусоси овала погрешности		Примечание	
D_0	J_0	K	α			Φ	Λ		
26	27	28	29	30	31	32	33	34	35

определение. Эти перфокарты предназначаются для статистической обработки палеомагнитных данных.

Перфокарты с пробитыми по краям отверстиями заполняются следующим образом. Все данные разбиваются на группы (например, широта и долгота места отбора образцов, широта палеомагнитного полюса, и т. д.). Каждой группе отводится несколько отверстий на карточке и соответствующие данные кодируются по двоичной системе (код — см. приложение 4).

Отверстия в перфокарте прорезаются для каждой группы слева направо или сверху вниз. Нулю соответствует непрорезанное отверстие, единице — прорезанное, как показано на рис. 73, где прорезанные в группе А отверстия соответствуют коду 0101, т. е. месту взятия образцов в интервале 20—30° ю. ш.

Ни в коем случае не допускаются частные изменения кодирования. Все конкретные (точные) данные, как вошедшие, так и не вошедшие в код, записываются на карточке. Обязательно указываются авторы исследований, статья (или год работ и организация, если работы не опубликованы). На карточке должны быть приведены все сведения табл. 17 и дополнительные данные по усмотрению авторов.

Составление палеомагнитного разреза и изучение истории земного магнитного поля

Составление палеомагнитного разреза исследованной толщи является обязательным, независимо от того, какова основная задача данной работы. Оно должно заключаться в выявлении горизонтов прямой и обратной намагниченности, стратиграфической привязке их границ и вычислении положения магнитного полюса Земли для каждой палеомагнитной зоны (группы горизонтов).

Для выявления горизонтов прямой и обратной намагниченности по каждому обнажению строятся графики значений Δ — угла между I_n и H (вычисление Δ показано в гл. 2, § 3). Прямо намагниченными породами считаются те, для которых $\Delta > 10^\circ$, обратно намагниченными — при $\Delta < -10^\circ$. Знак определяется следующим образом. Если направление $I_{n\text{ср}}$ для определенного горизонта соответствует положению палеомагнитного полюса, близкого к современному северному полюсу, или же в пределах долгот 110—260° (для палеозойских и более древних пород), то Δ считается положительным, а горизонт — прямо намагниченным. Противоположному направлению $I_{n\text{ср}}$ будет соответствовать горизонт обратной намагниченности.

Палеомагнитные горизонты в разрезе считаются обоснованными, если:

а) в разрезе каждого обнажения каждый горизонт представлен не менее чем тремя образцами (или группами образцов), взятыми на разных стратиграфических уровнях;

б) породы с прямой намагниченностью в литологическом отношении не обнаруживают систематических отличий от пород с обратной намагниченностью;

в) величины I_n^0 и χ для прямо и обратно намагниченных пород в среднем одни и те же;

г) одновозрастные слои (потоки) в разных обнажениях всегда имеют I_n^0 одного и того же знака;

д) в опытах, воспроизводящих естественный процесс первоначального намагничивания, породы, независимо от того, были они намагнечены

прямо или обратно, намагничиваются по направлению действующего земного магнитного поля. При этом величины χ не изменяются, а величины I_n^0 , если и изменяются, то в одинаковой степени для прямо и обратно намагниченных пород.

Границы между палеомагнитными горизонтами проводятся по наиболее резкой литостратиграфической границе, расположенной между слоями с прямой и обратной намагниченностью, а для однородной толщи — посередине между этими слоями.

Характерные группы горизонтов объединяются в палеомагнитные зоны.

Координаты палеомагнитного полюса для каждой зоны вычисляются по значениям D_0 и J_0 для векторов I_n^0 , снятых со сводной проекции для этой зоны.

Погрешность в определении положения геомагнитного полюса оценивается вычислением угловых размеров и положения двух осей овала, внутри которого должно находиться истинное положение полюса с вероятностью, равной 95 %. Величина полуосей (в градусах) дается формулами (28) и (29).

Положение овала на земной поверхности определяется, если отложить от древнего геомагнитного полюса в обе стороны дугу θ_2 по древнему меридиану места наблюдения, а θ_1 — перпендикулярно ему.

Каждая палеомагнитная зона должна получить свой индекс. Индекс палеомагнитной зоны состоит из буквы N или R , обозначающей резко преобладающую прямую или обратную намагниченность, или NR — если зона сложена чередованием N - и R -горизонтов, и наименования зоны, даваемого в соответствии с основным принципом стратиграфической номенклатуры (название местности, где впервые установлена данная зона). Это названиедается только после того, как будет установлено, что эта зона — новая и не имеет аналогов среди уже имеющихся индексированных палеомагнитных зон.

Вопрос индексации горизонтов пока не решен. Горизонтам присваиваются временные номера (начиная снизу), которые ставятся в скобках слева от индекса зоны внизу, например, $n_{(3)}$ NR -зоны дебальцевской. Для четвертичных и неогеновых образований в практику вошла следующая индексация горизонтов, начиная сверху: $N_1, R_1, N_2, R_2, N_3, R_3$ и т. д.

Сводный палеомагнитный разрез изученной толщи составляется в виде колонки палеомагнитных горизонтов и зон, вычерченной в масштабе 1 : 2000 — 1 : 10 000. Мощности тех или иных стратиграфических подразделений при этом принимаются наибольшие из встреченных. На сводном разрезе приводится его разбивка на стратиграфические подразделения; указываются основные стратиграфические несогласия.

Для каждой палеомагнитной зоны указывается ее индекс, приводятся средние значения D_0 и J_0 исправленные на частичную нестабильность I_n , и погрешности α_{95} в определении среднего направления древнего поля H_0 , вычисленные по формуле

$$1 - \cos \alpha_{95} = \frac{n-r}{r} \left(20^{\frac{1}{n-1}} - 1 \right), \quad (73)$$

где n — число разрезов (обнажений), для которых составлены стереографические проекции; r — геометрическая сумма нормализованных векторов, построенных по средним значениям D_0 и J_0 для каждого разреза (обнажения).

Для каждого палеомагнитного горизонта или пары соседних горизонтов (если мало данных) приводятся также вычисленные по этим значениям D_0 и J_0 положения северного полюса и полуоси θ_1 и θ_2 овалов погрешности.

Сводный палеомагнитный разрез вместе с проекциями направлений I_n изученных пород является основным документом для изучения истории магнитного поля Земли, а именно, таких его изменений, которые выражаются в миграции геомагнитных полюсов и изменениях полярности. Этот же палеомагнитный разрез служит основой для решения геохронологических и стратиграфических задач, а также для изучения таких явлений, как миграция географических полюсов и континентальный дрейф.

Изучение вековых вариаций земного магнитного поля можно производить палеомагнитным методом только на тех объектах (сериях), процесс образования которых носил характер непрерывного или правильноритмического накопления (например, ленточные глины). Временные интервалы между последовательными пластами при этом не должны превышать 100 лет. Необходимо также, чтобы средняя мера стабильности пород была не менее 0,90.

Задача изучения вековых вариаций может быть поставлена лишь тогда, когда породы рассматриваемого возраста в намеченных разрезах уже изучены в палеомагнитном отношении по методике, изложенной выше.

Для изучения вековых вариаций необходим более детальный (через каждые 5—20 см по разрезу) массовый отбор образцов. На каждом уровне отбираются не менее пяти образцов в разных местах. Можно считать, что слой достаточно точно представляет магнитное поле эпохи его образования, если среднее направление I_n для него имеет погрешность $\alpha_{95} \leqslant 3^\circ$, причем $S > 0,9$ (после чистки), а лабораторные опыты подтверждают возникновение I_n во время образования породы.

Возрастная корреляция разрезов и определение возраста пород

Возрастная корреляция разрезов производится путем сопоставления колонок палеомагнитных горизонтов и зон. При этом горизонты и зоны прямой намагниченности сопоставляются с горизонтами и зонами прямой намагниченности, а зоны обратной намагниченности с зонами обратной (рис. 74).

Для того, чтобы не спутать последовательные одноименные горизонты и зоны, сравнивают координаты северного полюса, вычисленные для них. Зоны (горизонты) считаются идентичными только в том случае, если полюс для одной зоны лежит в пределах овала погрешности для другой зоны (более подробно см. гл. 1).

Правильность сопоставления разрезов по горизонтам и зонам проверяется так: если передвинуть одну из колонок палеомагнитных горизонтов по вертикали на два горизонта, то сходимость координат палеомагнитного полюса для сопоставляемых горизонтов должна ухудшиться.

Необходимо при этом учитывать следующие источники возможных погрешностей:

а) изменение взаимного пространственного расположения территорий, где расположены сопоставляемые разрезы, которое могло произойти со временем образования пород;

б) наличие аномального магнитного поля в момент образования породы.

При сопоставлении разрезов необходимо учитывать, что в том или ином разрезе может оказаться не представленным значительный промежуток времени из-за размыва или перерыва в образовании толщи. В этом случае число палеомагнитных горизонтов и даже зон в разрезах, охватывающих в целом один и тот же стратиграфический объем, может быть разным. Сопоставление разрезов только по палеомагнитным данным в этом случае может сильно затрудниться и допускать различные варианты. Поэтому при сопоставлении следует особенно обращать внимание

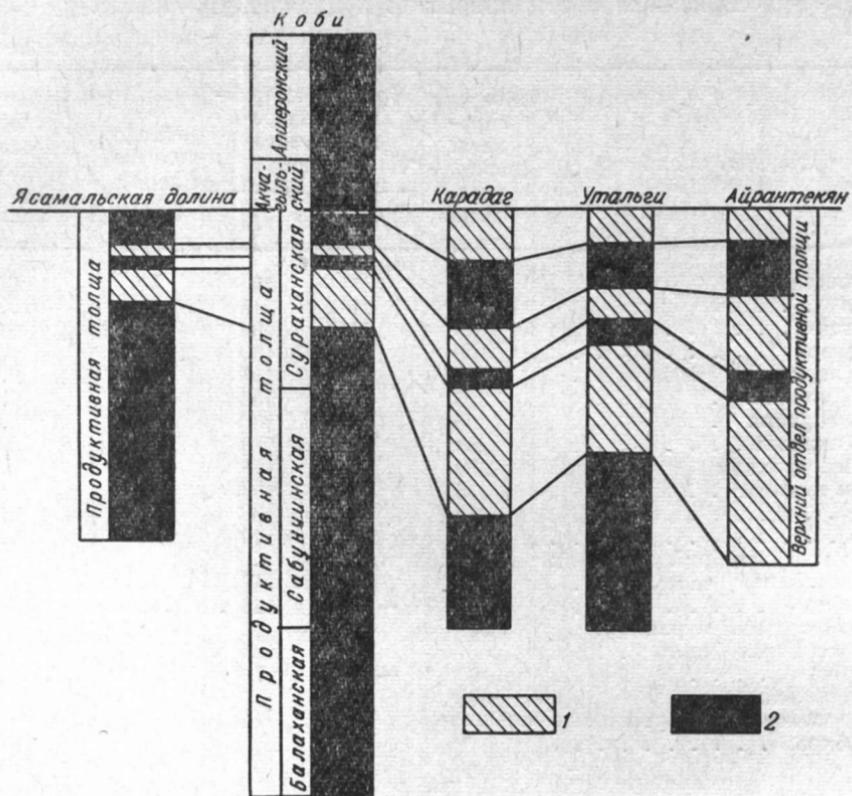


Рис. 74. Корреляция разрезов верхнего отдея продуктивной толщи Азербайджана по палеомагнитным зонам.

1 — зоны прямой намагниченности; 2 — зоны обратной намагниченности.

на геологические данные, касающиеся наличия стратиграфических несогласий как внутри изучаемой толщи, так и на ее границах. При этом может оказаться, что крупное несогласие проходит внутри какой-либо «палеомагнитной зоны». Тогда такая «зона», а тем более «горизонт», может оказаться составленной из двух частей одноименных зон, разделенных в действительности одной или несколькими зонами, выпавшими в данном разрезе.

Геологический возраст пород изучаемого разреза может быть установлен палеомагнитным методом с высокой степенью точности только в том случае, если уже известен сводный палеомагнитный разрез данной геологической провинции, т. е. вся последовательность стратиграфически привязанных горизонтов прямой и обратной намагниченности и палеомагнитных зон и координаты полюса для каждой зоны. В этом случае определение геологического возраста сводится к нахождению места

данного разреза по знакам зон и координатам полюса в сводном палеомагнитном разрезе.

Геологический возраст пород можно определить приближенно, пользуясь данными табл. 18, где приведены средние координаты северного полюса Земли, полученные для крупных отрезков геологического времени по палеомагнитным данным, относящимся к разным частям света.

Необходимо отметить, что данные табл. 18 являются в ряде случаев первым приближением и в дальнейшем подлежат уточнению.

Таблица 18

Период, эпоха	Возраст середины периода, эпохи 10^6 лет	Средние координаты палеомагнитного полюса		Число определений	Вероятная угловая погрешность определения среднего полюса
		Ф	Л		
Антропоген	1	87	193	17	2,7
Неоген	12	81	213	16	5,1
Палеоген	45	74	165	12	6,0
Мел и юра	120	73	153	18	13,0
Триас верхний и средний	190	59	157	6	20,9
Триас нижний	215	54	156	13	4,9
Пермь верхняя	230	46	165	18	2,0
Пермь нижняя	255	43	160	6	2,9
Карбон верхний и средний	300	30	176	24	2,5
Карбон нижний	335	34	158	9	6,0
Девон	375	31	160	18	3,8
Силур	415	25	140	5	15,3
Ордовик и кембрий поздний:					
европейская часть		24	144	4	9,9
Сибирь		-26	128	12	3,0
Кембрий средний и ранний:	540				
европейская часть		8	190	4	6,0
Сибирь		-43	176	7	8,1
Синий, рифей:	1000				
европейская часть		17	224	1	—
Сибирь		-19	215	5	16,0

Для приближенного определения геологического возраста пород можно также воспользоваться фактором Q_n^0 — отношением стабильной части I_n к I_{rn} , полученной в лаборатории в результате процесса намагничения, аналогично естественному ($Q_n^0 = \frac{I_n^0}{I_{rn}}$) или же $Q_n = \frac{I_n}{I_{rn}}$.

Для этого нужно сначала построить графики $Q_n^0 = Q_n^0(t)$ и $Q_n = Q_n(t)$ для пород, аналогичных изучаемым, но хорошо датированных геологически, а затем по этим же графикам, зная Q_n^0 и Q_1 породы, определять ее возраст t . Равноценный этому метод описан в гл. 3, § 2.

В ряде случаев для приближенного определения геологического возраста изверженных пород может быть использована величина I_n/κ .

Изучение условий образования и геологической истории пород

Условия образования породы можно изучать, анализируя изменения магнитного состояния породы при лабораторных опытах, воспроизводящих возможные процессы возникновения I_n . Сравнивая приобретенные

магнитные свойства с естественными, можно судить о природе I_n и условиях, необходимых для ее возникновения.

Исследование температурных условий образования и дальнейшей истории породы основано на законе аддитивности термонамагничивания: при нагревании породы от температуры T_1 до T_2 исчезает именно та часть I_{rt} , которая образовалась в данном интервале температур в процессе охлаждения породы.

Температуру образования изверженной породы так же, как и температуру метаморфизации метаморфической породы можно определить методом Телье, если эти температуры не превышают точки Кюри породы (техника эксперимента — см. § 6). При этом после каждого нагрева и остывания вычисляются изменения ΔI_{nt} величины вектора I_n и его направления α_T .

Если до некоторой $T = T_m$ кривые $I_n(T)$ и $I_{rpt}(T)$ зеркальны (или совпадают при обращении и умножении на K), а при более высоких $T > T_m$ I_{rt} возрастает, а I_n становится равным нулю, то температура, после нагрева до которой и охлаждения в нулевом поле I_n полностью исчезает, и есть температура начала образования I_n . Если эта температура ниже точки Кюри породы, то это максимальная температура, при которой когда-либо существовала данная порода.

Если при нагревах и последующих охлаждениях породы наблюдалось изменение только величины I_n , а направление I_n в пределах ошибки измерений оставалось неизменным ($\alpha_{T_i} = 0$), то можно считать, что порода не подвергалась повторным нагревам.

Если при некоторой температуре $T_m \alpha_{Tm} \neq 0$, то это означает, что порода подвергалась повторному нагреву до температуры T ($T_m - 50^\circ < T < T_m$), когда направление геомагнитного поля было иным, чем в эпоху образования породы.

Геологическое время, когда происходил повторный нагрев породы, можно определить, вычислив направление вектора I_n^p

$$I_n^p = I_n - I_{nt}$$

и определив по направлению I_n^p координаты северного полюса.

Для вычисления направления I_n^p необходимо нанести на сетку Вульфа направления $I_n(D, J)$ и $I_{nt}(D_t, J_t)$, провести через них меридиан и найти в меридиане точку, отстоящую от I_n на угловом расстоянии γ , считываемом в сторону, противоположную I_{nt} и определяемом по формуле

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{I_{nt} \sin \alpha_t}{I_n - I_{nt} \cos \alpha_t}. \quad (74)$$

Координаты этой точки, снятые с сетки Вульфа, дадут направление I_n^p . Величину I_n^p можно определить по формуле

$$I_n^p = I_{nt} \frac{\sin \alpha_t}{\sin \gamma}. \quad (75)$$

Если измерения ведутся на астатическом магнитометре (по составляющим), вычисления упрощаются. В этом случае вектор I_n^p определяется по его составляющим $X_p = X_n - X_t$; $Y_p = Y_n - Y_t$; $Z_p = Z_n - Z_t$, где значок p имеют составляющие I_n , а значок t — составляющие I_{nt} .

Если опыты нагревания и охлаждения в нулевом поле произвести для серии образцов, отобранных из различных точек складки, то можно определить, когда образовалась складка — до повторного нагрева

породы или после него. В первом случае вектора I_n^p должны иметь одинаковое направление в современной системе координат, а во втором — в древней системе.

Изучение деформаций горных пород по направлениям I_n в ориентированных образцах возможно при осуществлении двух условий:

1) древнее магнитное поле в эпоху образования I_n породы (до ее деформации) известно;

2) палеомагнитная стабильность породы установлена и оказалось высокой или же надежно определено направление I_n^0 .

При этих условиях по направлению I_n (вернее I_n^0) можно судить о пространственном положении образца по деформации породы, что позволяет изучать такие явления как деформации в диапировых структурах и оползнях, и решать такие задачи, как определение нормального и опрокинутого залегания слоев, элементов залегания породы в данное время и в момент внедрения интрузии и т. д.

Как пример приводим методику определения элементов залегания породы по I_n .

Для определения элементов залегания породы по направлению I_n , данному в современной системе координат и выраженному в углах D и J , и направлению древнего земного магнитного поля H_0 (D_0, J_0), применяется сетка Вульфа.

Последовательность операций следующая:

1) на восковку, наложенную на сетку, наносятся точки с координатами (D, J) и (D_0, J_0) — см. § 5;

2) восковка поворачивается так, чтобы точки (D_0, J_0) и (D, J) легли на одну параллель. Расстояние между ними будет равно углу падения пород, а угловое расстояние между точкой N восковки и экватором сетки, отсчитываемые по внешней окружности сетки, — азимуту падения пород. Азимут падения отсчитывается от точки N к тому концу экватора сетки, который ближе к точке (D_0, J_0) .

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО СССР

Палеомагнитные данные в таблице приведены в порядке геологического возраста изученных пород от более молодых к более древним. В левой половине таблицы указаны индекс системы и отдела, а также принадлежность к ярусу единой стратиграфической шкалы, если она достаточно обоснована. Приведены также принадлежность объекта изучения к свите по местному стратиграфическому делению и литологический состав пород, использованных для данного палеомагнитного определения.

Район отбора охарактеризован его географическим названием и средними координатами (ϕ — северная широта, λ — восточная долгота от Гринвича). Указано число независимо ориентированных образцов, использованных для палеомагнитных определений. Далее приведены среднее направление первичной намагниченности I_n^0 пород, полученное путем сложения нормализованных векторов I_n^0 образцов (при отсутствии вторичной намагниченности они совпадают с векторами I_n), и погрешность его определения α_{95} , вычисленная по методике Фишера [Fisher, 1953] для уровня вероятности в 95 %. Направление I_n охарактеризовано углами склонения D и наклонения J .

В случае наклонного залегания пород углы D и J даны относительно первично горизонтальной плоскости. При наличии прямой и обратной намагниченностей дано только направление прямой первичной намагниченности.

Палеомагнитная стабильность изученных пород охарактеризована мерой стабильности $S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^h}$, которая обозначена S , если она определена методами выравнивания, смещения и пересечения плоскостей перемагничивания, S_1 — методом обращения, S_0 — методом галек, S_H — методом постоянного поля и S_{200} , S_{300} , S_{400} — методом переменного поля. В последнем случае она представляет собой отношение величины I_n после чистки в поле $H = 200 \div 400$ э к величине I_n до чистки. Там, где имеются, приведены данные о величинах H' разрушающего поля. Эти сведения о палеомагнитной стабильности, а также данные о наличии фауны и флоры в породах даны ниже в виде примечаний.

Методы определения направления первичной намагниченности приведены в следующей графе. Прочерк в этой графе обозначает, что в графах 7 и 8 приведено направление I_n , а не I_n^0 т. е. поправка на частичную нестабильность не вводилась ввиду отсутствия данных или же полной палеомагнитной стабильности пород (т. е. $I_n = I_n^0$).

В большинстве случаев для нахождения направления I_n^0 пород применялись методы чистки переменным полем или временной чистки; при наклонных и разных залеганиях — методы пересечения плоскостей перемагничивания, при наличии прямой и обратной намагниченности — метод обращения, т. е. сложение прямых и обращенных обратных направлений I_n , при известной из опытов размагничивания величине S_H — метод смещения.

Приняты обозначения:

t — температурная чистка (индекс внизу — ее температура);

τ — временная чистка (индекс — время выдержки в днях);

H — чистка переменным полем (индекс — напряженность поля в эрстедах);

r — метод обращения;

s — метод пересечения;

p — метод смещения;

g — метод галек.

Координаты палеомагнитного полюса даны относительно современной географической сетки (Φ — широта, Λ — долгота). Северная широта для удобства помечена знаком «+», южная «—», долготы в западном полушарии даны как восточные относительно Гринвича (например, $\Lambda = 257$ означает 103° з. д.). Эти координаты вычислены в предположении о дипольности древнего магнитного поля по формулам (26) и (27).

Полярность помечена знаком «+» для прямой намагниченности пород, соответствующей намагничиванию в земном поле современной полярности, и знаком «—» для обратной намагниченности пород.

Координаты палеомагнитного полюса даны для северного полушария, за исключением данных по кембрию Сибири.

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
1	Q ₃₋₄	Глины и суглинки, р. Н. Тунгуска	66	88	21
2	Q ₃₋₄	Анdezиты и базальты, Камчатка	53	158	320
3	Q ₃₋₄	Лессы и коричневые суглинки, Молдавия	45	28	27
4	Q ₃₋₄	То же	45	29	12
5	Q ₃₋₄	Суглинки и глины, Приазовье	47	37	10
6	Q ₃₋₄	Суглинки, р. Днепр	50	30	19
7	Q ₂₋₃	Лессы, суглинки и глины, г. Одесса	47	30	9
8	Q ₂₋₃	Лессы и суглинки, Керченский п-ов	45	36	13
9	Q ₂	Лессы, суглинки и глины, Приазовье	47	39	10
10	Q ₂	Бакинский яр., глины, зона N ₁ , Зап. Туркмения	39	53	80
11	Q ₂	Анdezиты, дациты, долериты, Ю. Грузия	41	44	24
12	Q ₁	Лессы и суглинки, р. Кубань	45	40	8
13	Q ₁	Лессы и суглинки, Приазовье	47	39	12
14	Q ₁ — N ₂	Средн. и нижн. аштерон., акчагыл, глины, зона R ₁ , Зап. Туркмения	39	55	104
15	N ₂	Акчагыл средн. и верхн., глины и алевролиты, Кизыл-Арват, Туркмения	38	56	34
16	N ₂	Акчагыл средн. и верхн., алевролиты, Куру-Гаудан, Туркмения	38	59	45
17	N ₂	Акчагыл средн. и верхн., алевролиты, Куру-Гаудан, Туркмения	38	59	64
18	N ₂	Акчагыл нижн., песч. и глины, Кизыл-Арват, Туркмения	38	56	79
19	N ₂	Алевролиты, Каскар Булак, Туркмения, зона N ₂	40	53	257
20	N ₂	Глины и пески, р. Кубань	45	40	8
21	N ₂	Глины и пески, Крым	44	33	23
22	N ₂	Глины и пески, Керченский п-ов	45	36	5
23	N ₂	Глины и пески, г. Одесса	46	32	4
24	N ₂	Пески и глины, Керченский п-ов	45	36	15
25	N ₂	Глины красноцветной св., зона N ₂ , Зап. Туркмения	39	53	119
26	N ₂	То же, зона R ₂	39	53	166
27	N ₂	То же, зона N ₃	39	53	84
28	N ₂	То же, зона R ₃	39	54	16
29	N ₂	То же, зона N ₄	39	55	36
30	N ₂	То же, зона R ₄	39	55	43
31	N ₂	Глины сураханской св., В. Азербайджан, зона N ₂	40	49	10
32	N ₂	То же, зона N ₂ — R ₃	40	49	53
33	N ₂	То же, зона R ₂	40	49	42
34	N ₂	То же, зона N ₃	40	49	3
35	N ₂	То же, зона R ₃	40	49	10
36	N ₂	То же, зона N ₄	40	49	10
37	N ₂	Глины сураханской и сабучинской св., В. Азербайджан, зона R ₄	40	49	10
38	N ₂	Глины балаханской св., В. Азербайджан, зона R ₄	40	49	6
39	N ₂	Анdezиты и базальты, Камчатка, зона R ₁	56	159	42
40	N ₂	То же, зона N ₂	56	159	33
41	N ₂	То же, зона R ₂	56	159	63
42	N ₂	То же, зона N ₃	56	159	32
43	N ₂	Анdezиты и базальты, Сахалин, зона N ₂	49	142	95
44	N ₂	То же, зона R ₂	49	142	107
45	N ₂	Анdezиты и базальты, Хабаровск. край	49	140	75
46	N ₂	Анdezиты и базальты, Приморск. край, зона R ₂	43	131	102
47	N ₂	То же, зона N ₃	43	131	220
48	N ₂	То же, зона R ₃	43	131	344
49	N ₂	То же, зона N ₄	43	131	216
50	N ₂	Долериты, Ю. Грузия	41	44	53

Направление I_n^0			Координаты палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности		Автор определения
D	J	α	Полярность	Ф	Л	θ_d	θ_j		
8	74	3	+	84	227	6	5	τ_{25}	Г. И. Гончаров
0	73	6	+	84	159	11	10	$H_{200-400}$	В. В. Кочегура
9	70	1	+	78	54	2	1	t_{150}	А. Н. Третяк
7	69	5	+	82	62	8	6	t_{150}	Он же
359	72	2	+	80	34	4	3	t_{150}	"
4	67	3	+	87	91	5	4	t_{150}	"
356	64	6	+	87	322	10	8	t_{150}	"
6	70	5	+	80	56	9	7	t_{150}	"
8	72	3	+	79	63	5	4	t_{150}	A. Н. Храмов
7	52	4	+	81	188	6	4	s	Ш. А. Адамия
4	58	8	+	86	174	11	8	H_{300}	А. Н. Третяк
1	70	3	+	81	44	5	4	t_{150}	Он же
5	73	3	+	79	53	5	5	t_{150}	A. Н. Храмов
196	-45	11	-	77	213	13	8	s	"
197	-37	5	-	68	190	6	4	$H_{100}, \tau_{30}, t_{95}$	М. Мамедов
181	-49	5	-	81	229	7	4	H_{100}, τ_{30}	Он же
5	43	2	+	76	217	3	2	H_{100}, t_{30}	"
24	56	10	+	71	146	14	10	$H_{100}, \tau_{30}, t_{95}$	"
22	53	3	+	71	157	4	3	τ_{30}, t_{95}	"
20	73	4	+	71	73	7	6	t_{150}	А. Н. Третяк
12	71	3	+	77	65	5	5	t_{150}	Он же
182	-33	15	-	63	212	17	10	t_{150}	"
186	-36	15	-	64	199	17	10	t_{150}	"
13	54	8	+	75	170	11	8	t_{150}	"
11	39	3	+	71	199	4	2	s	A. Н. Храмов
191	-44	10	-	74	194	13	8	s	Он же
9	37	3	+	71	207	4	2	s	"
181	-42	10	-	75	228	11	7	s	"
16	49	6	+	74	175	8	5	s	"
175	-39	8	-	73	249	10	6	s	"
0	47	5	+	78	229	6	4	s	"
12	43	5	±	74	191	6	4	s	T. А. Исмаил-Заде
174	-40	7	-	73	248	9	5	s	A. Н. Храмов
1	54	5	+	85	219	7	5	s	Он же
192	-51	9	-	77	177	12	8	s	"
11	50	8	+	77	182	10	7	s, τ_{30}	"
187	-53	11	-	82	182	16	11	s, τ_{30}	"
177	-46	8	-	78	242	10	6	τ_{30}	"
183	-64	9	-	80	329	14	11	$H_{200-400}$	В. В. Кочегура
5	68	16	+	84	309	27	23	$H_{200-400}$	Он же
173	-61	10	-	73	359	15	12	$H_{200-400}$	"
354	68	4	+	84	17	7	6	$H_{200-400}$	"
355	75	6	+	77	132	11	10	$H_{200-400}$	"
193	-66	7	-	82	232	12	9	$H_{200-400}$	"
11	64	6	±	83	246	10	8	$H_{200-400}$	"
156	-55	8	-	70	30	11	8	$H_{200-400}$	"
19	68	5	+	75	182	8	7	$H_{200-400}$	"
173	-60	9	-	84	22	14	10	$H_{200-400}$	"
4	57	4	+	84	282	6	4	$H_{200-400}$	"
177	-53	5	-	81	239	6	4	—	Ш. А. Адамия

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
51	N ₂	Пески и глины, Керченск. п-ов, р. Молочная	47	35	13
52	N ₂	Алеврол., казганчайской св., Куру-Гаудан, Туркмения, зоны R ₂ —R ₅	38	59	93
53	N ₂	То же, зоны N ₂ —N ₄	38	59	98
54	N ₂	Алеврол. казганчайской св., Каскар-Булак, зоны R ₂ и N ₃	40	53	48
55	N ₁₋₂	Угленосная св., платобазальты, Тункинская впадина	53	103	75
56	N ₁	Сармат, известняки и глины, Керченский п-ов	45	36	4
57	N ₁	Сармат, глины и алеврол., Туркмения, Келята	39	58	59
58	N ₁	То же, Иланлы	39	56	27
59	N ₁	Глины и алеврол. ср. миоцен, Туркмения, Узек-Даг	39	55,5	32
60	N ₁	Майкоп (верхн.), глины, Керченский п-ов	45	36	16
61	N ₁	Карагауданская св., глины и алеврол., Келята, Туркмения	38	58,5	145
62	N ₁	То же, Ходжабулак	37	60	42
63	N ₁	Нижн. миоцен, глины верхов майкопской св., Керченский п-ов	45	36	115
64	N ₁	Озерные глины нижн. миоцен, Компасский бор	60	83	15
65	N ₁	Миоцен, базальты, песч., алеврол., Камчатка	55	161	47
66	Pg ₃	Олигоцен, глины и алеврол., З. Туркмения	39	55	26
67	Pg ₂₊₃	Люлинвортская св., З. Сибирь	67	74	14
68	Pg ₃	Олигоцен, глины и алеврол., Туркмения, Келята	38	58	19
69	Pg ₂	То же, эоцен, Шор-Гаудан	38	59	132
70	Pg ₁	То же, палеоцен, Рахматур	36	61	47
71	Pg ₁	Палеоцен, сумгаитская св., кр. глины, В. Азербайджан	40	49	5
72	Cr ₂	Сенон, юнусдагская св., глины и мергели, В. Азербайджан	40	49	23
73	Cr ₂	Сеноман, красноцв. песчаники, Фергана	41	73	52
74	Cr ₁₊₂	Сенон	41	73	62
	Cr ₁₊₂	Сенон—турон	41	73	56
	Cr ₁₊₂	Сеноман, неоком—альб, красн. пески, алевр., Б. Фергана	41	73	41
		Альб, глины и алеврол., ю.-з. отроги Гиссара	41	73	50
75	Cr ₁	Альб, глины и алеврол., ю.-з. отроги Гиссара	38	67	16
76	Cr ₁	Апт, алеврол., хр. Б. Балхан	39	55	22
77	Cr ₁	Апт—альб, сучанская св., сероцветн. песч., р-н г. Владивостока	43	132	25
78	Cr ₁	Альб—валанжин, песч. и алевр., Таджикск. depressionia	38	68	250
79	Cr ₁	Баррем—апт, пестроцветы., ю.-з. отроги Гиссара	38	67	124
80	Cr ₁	Готерив, кизилташская св., красноцветн. песч., ю.-з. отроги Гиссара	38	67	133
81	Cr ₁	Валанжин, карабильская св., красн. песч., ю.-з. отроги Гиссара	38	67	148
82	J ₂₊₃ (?)	Базальты, Крым	45	35	12
83	J ₂₊₃ (?)	Анdezиты, Крым	45	35	36
84	J ₂₊₃ (?)	Дацитовые дайки, Крым	45	35	35
85	J ₂₊₃ (?)	Дациты, туфы, андезиты, Крым	45	35	107
86	J ₁₋₂	Петропавловская св., андезито-базальты и порфиры, р. Джига	51	105	53
87	J ₁	Песч. и алеврол. нижн. и средн. лейаса, З. Приверхоянья	66	125	36
88	T ₂₋₃	Бегиджанская св., верхн. подсв., песч. сер., З. Приверхоянья	64	130	21

Направление I_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полусои овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
37 188	77 -45	3 5	+	63 78	69 204	6 6	5 4	t_{150} H_{190}, τ_{30}	А. Н. Третяк М. Мамедов
3 16	41 54	5 2	+	75 76	228 165	6 3	4 2	τ_{30} τ_{30}, t_{95}	Он же »
198	-48	6	-	64	245	8	5	-	
343 9 6 186	67 36 50 -24	6 9 5 6	+	78 70 81 64	334 213 204 224	10 10 7 7	8 6 5 4	$t_{100-150}$ H_{100} s s	В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский А. Н. Третяк М. Мамедов Он же »
176 9	-37 40	6 1	-	66 73	225 209	7 1	4 0,7	t_{150} τ_{30}, H_{100}	А. Н. Третяк М. Мамедов
21 184	50 -58	4 7	+	71 83	164 191	5 11	3 8	τ_{30}, H_{100} s, H_{200}	Он же Г. И. Круглякова
198 340 34 68 13 9 17 358	-60 65 44 71 36 30 37 32	- 7 9 6 16 5 8 20	-	68 75 60 57 69 67 69 67	223 47 158 152 202 225 192 234	- 11 12 11 19 6 9 22	- 9 7 10 11 3 5 13	t_{150} g r τ_{25} s, H_{100} τ_{30}, H_{100} τ_{30}, H_{100} s	Г. А. Поспелова А. Н. Храмов Он же Г. И. Гончаров М. Мамедов Он же » А. Н. Храмов
16	11	9	+	53	202	9	4	s	Он же
342 25 31 29 29 203 30 25	56 53 54 49 49 -59 40 81	3 7 8 14 9 14 8 11	+	75 69 65 65 65 72 60 58	332 176 176 178 178 164 167 146	4 10 11 19 12 21 9 22	3 7 8 12 8 16 6 21	s H_{200}, s H_{200}, s H_{200}, s H_{200}, s H_{200}, s s, r r, τ	А. Н. Шмелева Она же Д. И. Муратов Он же » Х. А. Абдуллаев А. Н. Храмов А. Я. Власов
352	56	3	+	83	315	5	4	s	Ю. С. Ржевский
23 11	46 53	5 5	-	72 81	182 177	6 7	4 5	-	Х. А. Абдуллаев Он же
12	58	7	-	81	145	10	8	-	»
42 46 24 9 13	62 47 44 60 75	3 10 8 6 6	+	60 50 65 82 77	115 135 165 150 132	6 13 9 10 11	5 9 6 7 10	H_{300} H_{300} H_{300} H_{300} H_{300}	Г. И. Круглякова Она же » » В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский И. П. Слауцитаис
309	69	3	±	62	45	6	5	τ_{15}	
151	70	15	+	32	151	3	2	τ_{15}	Она же

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
89	T ₂₋₃	Юшатырская св., глины, песч., алеврол., р. Юшатырь, Ю.-В. Русской пл.	52,5	55	18
90	T ₂	Ладинский яр., сероцветн. песч., р-н г. Владивостока	43	132	19
91	T ₂	Серебрянская св., глины с.-з. части Донбасса	48	38	26
92	T ₂	То же	48	38	53
93	T ₁₊₂	Базальты, долериты, липариты туфогенной св., р-н Каменска-Уральского, р. Синара	57	62	198
94	T ₁₊₂	Базальты и долериты туфогенной св., р. Бичур	58	62	450
95	T ₁₊₂	Аргиллиты туфогенной св., р. Пышма	58	62	63
96	T ₁	Базальты коготокской св., р. Маймечка	71	101	92
97	T ₁	Базальты, р. Маймечка	71	101	136
98	T ₁	Маймечиты, р. Маймечка	71	101	230
99	T ₁	Туфы маймечитов, р. Маймечка	71	101	35
100	T ₁	Базальты аянской св., Тунгусская синеклиза	70	96	120
101	T _{1 (?)}	Дайки авгитов, р. Маймечка	71	101	58
102	T _{1 (?)}	Ультраосновные интрузии, р. Котуй	71	103	194
103	T _{1 (?)}	Базальты хоннамакитской св., Тунгусская синеклиза	68	91	36
104	T ₁	Песчаники, В. Таймыр	75	108	22
105	T ₁	Глины, песч., алеврол. пестроцветной св., оз. Индер	48,5	52	17
106	T ₁	Глины, алеврол., песч. пестроцветной св., оз. Баскунчак	48	47	48
107	T ₁	Глины и песч. донгузской св., р. Донгуз	52,5	55	42
108	T ₁	Глины и алеврол. тананыкской св.	52,5	51	4
109	T ₁	Глины и алеврол. бузулукской св.	52,5	51	10
110	T ₁	Глины и песч. бузулукской св., р. Донгуз	52,5	55	19
111	T ₁	Красноцв. глины бузулукской св., Бузулук	53	52	9
112	T ₁	Красноцв. глины, ветлужский яр., р. Вятка	59	51	10
113	T ₁	Базальты, Центр. Казахстан	48	80	21
114	T ₁	Песч. и алеврол. нижне-кельтерской св., З. Приверхояные	64	130	15
115	T ₁	Дайки траппов, ср. теч. р. Вилой	64	112	114
116	T ₁	Туфы из экзоконтакта трапповых даек, р. Вилой	64	112	11
117	T ₁	Пластовая интрузия траппов, р. Вилой	63	112	25
118	T ₁	Туфогенная св., туфы и туфогенные породы, р. Ангара	59	103	65
119	T ₁	Туфогенная св., туфы и туфогенные породы, р. Н. Тунгуска	63	107	79
120	P-T (?)	Долериты, габбро-долериты, р. Кулюмбе	68	88	50
121	P ₂	Красноцветы, оз. Индер	48,5	52	35
122	P ₂	Песч. и глины сарминской св., р. Донгуз	52,5	55	12
123	P ₂	Красноцв. глины верхнетатарского подъяр., Бугуруслан	54	52	38
124	P ₂	Красноцв. глины и мергели верхнетатарского подъяр., р. Вятка	59	51	29
125	P ₂	Красноцв. глины верхнетатарского подъяр., р. Сухона	61	46	49
126	P ₂	То же, Заволжье	55	53	7
127	P ₂	Красноцв. глины сухонской св., р. Сухона	61	45	8
128	P ₂	Красноцв. глины нижнетатарского подъяр. р. Кама	57	54	35
129	P ₂	То же, Бугуруслан	54	52	20
130	P ₂	Серые песч. и алеврол. перской св., З. Приверхояные	66	128	18

Направление \mathbf{l}_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полусои овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
77	54	9	+	35	158	13	9	τ_{15}	И. П. Слауцтайс
56	70	10	+	54	186	17	15	τ	А. Я. Власов
39	57	4	±	60	135	6	4	s, r	А. Н. Храмов
41	42	11	±	49	152	14	8	s, r	А. Н. Третяк
69	64	6	+	48	136	10	8	$H_{200}, \tau_{30}, t_{100}$	Н. П. Карманова
243	-54	4	-	42	153	6	4	$H_{200}, \tau_{30}, t_{100}$	Она же
57	62	7	±	52	150	11	8	$H_{200}, \tau_{30}, t_{100}$	»
102	66	9	±	41	161	14	12	r	Б. В. Гусев
108	63	3	±	36	158	5	4	r	Она же
252	-61	3	-	45	183	4	3	—	»
264	-59	8	-	39	180	12	9	—	»
102	75	6	+	53	146	11	10	—	»
300	-60	4	-	30	150	6	5	—	»
310	-65	9	-	33	141	14	12	—	»
82	71	6	+	43	153	11	9	—	»
287	-65	5	-	41	168	8	6	—	»
46	42	10	+	48	153	13	8	—	И. П. Слауцтайс
49	55	5	+	52	150	7	5	—	Она же
47	70	5	+	62	125	9	7	τ_{15}	»
51	43	19	+	43	155	24	15	τ_{15}	»
41	47	15	±	51	164	19	12	τ_{15}	»
55	50	4	+	45	152	5	3	τ_{15}	»
222	-51	13	-	54	164	17	10	p	А. Н. Храмов
218	-45	15	-	50	174	19	12	p	Она же
280	-59	8	-	25	135	12	9	H_{200}	Б. Ш. Русинов
152	81	10	+	49	141	19	18	τ_{15}	И. П. Слауцтайс
86	83	2	+	61	142	4	4	—	Г. Г. Камышева
90	75	7	+	52	162	13	12	—	Она же
103	80	5	+	54	145	10	9	—	»
136	85	4	+	53	115	8	4	—	В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский
120	83	10	+	52	125	20	10	s	Она же
290	-56	7	±	26	146	10	7	τ_{30}	Г. И. Гончаров
37	50	4	±	52	152	5	4	s	И. П. Слауцтайс
39	59	11	+	61	152	17	12	—	Она же
43	46	5	±	49	167	6	4	r	А. Н. Храмов
49	44	11	±	43	162	13	8	r, s	Она же
42	48	11	±	48	165	14	10	r	»
40	37	13	±	45	173	17	11	p	»
46	39	7	±	40	160	8	5	s	»
230	-37	7	-	39	167	8	5	p	»
223	-39	8	-	44	169	10	7	p	»
240	47	6	+	15	74	8	5	τ_{15}	И. П. Слауцтайс

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
131	P ₂	Красноцв. глины дроновской св., Донбасс	48	38	10
132	P ₂	То же	49	38	19
133	P ₂	Красноцв. глины казанского яр., р. Кама	57	55	15
134	P ₂	Красноцв. глины уфимского яр., реки Кама и Белая	56	55	31
135	P ₂	Ерунаковская св., Кузбасс	54	87	10
136	P ₂	Ильинская св., Кузбасс	54	87	40
137	P ₁	Кузнецкая св., Кузбасс	55	88	35
138	P ₂	Сероцв. песч., туфы казулинской св., р-н г. Владивостока	43	132	29
139	P ₁	Сероцв. песч. юзагольской св., р-н г. Владивостока	43	132	48
140	P ₁	Красноцв. глины и алеврол. асельского яр., соленосная и изв.-доломитовая св., Донбасс	49	38	27
141	P ₁	Красноцв. глины асельского яр. соленосной св. и св. медист. песчаников (верхи), Донбасс	48	38	61
142	P ₁	Красноцв. глины асельского яр., св. медист. песчаников, Донбасс	48	38	107
143	P ₁	Красноцв. глины асельского яр., св. медистых песчаников (ср. часть), Донбасс	38	38	62
144	P ₁	Красноцв. глины св. медистых песчаников (низы), Донбасс	48	38	92
145	P ₁ (?)	Серые песч. белоярской св., Приенисейск.-Абаканск. мульда	53	91	62
146	P ₁ (?)	Серые песч., безугольная св., Минусинск. впадина	53	92	18
147	C ₃ —P ₁	Аргиллиты верхнебалахонской св. Кузбасс	54	88	16
148	C ₃	Красноцв. глины гжельского яр., Подмосковье, ст. Гжель	56	38	33
149	C ₃	Красноцв. глины гжельского яр., Подмосковье	55	38	41
150	C ₃	Красноцв. песч., Урал., р. Тобол	52,5	62,5	79
151	C ₃	Кр. и сер. глины и алеврол. араукаритовой св., Донбасс	49	38	137
152	C ₃	То же	48	38	129
153	C ₃	Кр. и сер. глины и алеврол. авиловской св., Донбасс	49	38	93
154	C ₃	Кр. и сер. глины и алеврол. касимовского яр. авиловской св., Донбасс	48	38	93
155	C ₃	Красноцв. глины щелковской толщи касимовского яр., Ногинск	56	39	43
156	C ₃	То же, г. Воскресенск	55	39	28
157	C ₃	Сероцв. сланцы и известн. исаевской св., Донбасс	48	41	23
158	C ₂₊₃	Аргиллиты нижнебалахонской св., Кузбасс	54	88	30
159	C ₂₊₃	Аргиллиты острогской св., Кузбасс	55	88	14
160	C ₂	Аргиллиты верхотомской св., Кузбасс	55	88	18
161	C ₂	Бурый песч. московского яр., р. Багаряк	56,3	61,9	44
162	C ₂	Красноцв. глины московского яр., каширского горизонта, г. Ржев	56	34	40
163	C ₂	То же, г. Озёры	55	39	15
164	C ₂	Красноцв. глины московского яр., верейского горизонта, г. Верей	55	36	17
165	C ₂	То же, г. Серпухов	55	38	20

Направление I_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
223	-23	8	-	40	158	9	5	s	А. Н. Храмов
224	-23	11	-	38	159	12	6	s	А. Н. Третяк
230	-39	8	-	40	167	11	7	p	А. Н. Храмов
229	-37	7	-	40	168	9	6	p	Он же
109	57	14	+	21	136	21	15	-	А. Я. Власов, В. П. Апарин
158	61	4	+	-1	108	6	4	-	Они же
306	-41	10	-	3	136	12	8	-	"
274	-50	10	-	18	196	13	9	τ	А. Я. Власов
90	48	10	+	19	200	13	9	τ	Он же
212	-26	17	-	46	170	18	10	s	А. Н. Третяк
224	-18	8	-	36	159	8	4	s	А. Н. Храмов
35	27	9	±	46	166	10	5	s	А. Н. Третяк
225	-18	3	-	40	152	3	2	t_{150}, t_{30}	А. Н. Храмов
40	28	5	±	43	160	6	3	r	Он же
74	69	12	±	47	151	20	17	r	А. Я. Власов
84	64	4	±	37	155	6	5	-	Он же
159	42	18	+	-8	107	22	13	-	А. Я. Власов, В. П. Апарин
217	-32	2	-	42	167	2	1	t_{20}	Р. А. Комиссарова
208	-32	1	-	46	177	1	0,6	H_{400}	О. Л. Андреева
200	-47	2	-	59	198	3	2	H_{400}	Н. А. Иванов
213	-23	3	-	44	171	3	2	s	А. Н. Третяк
216	-11	2	-	38	170	2	1	s	А. Н. Храмов
206	-8	3	-	40	184	3	2	s	А. Н. Третяк
207	-8	3	-	40	182	3	2	s	А. Н. Храмов
217	-31	2	-	42	169	2	1	t_{30}	Р. А. Комиссарова
218	-30	4	-	41	167	4	2	t_{30}	Она же
212	20	8	-	25	186	9	5	t_{30}	"
270	-42	11	-	20	163	14	8	-	А. Я. Власов
315	-42	14	-	-1	139	17	10	-	Он же
290	-46	10	-	13	146	12	8	-	"
247	-27	6	-	22	160	6	3	H_{400}	Н. А. Иванов
225	-21	4	-	33	158	4	2	t_{30}	А. Н. Храмов
220	-16	7	-	34	170	7	4	t_{30}	А. Н. Храмов, Р. А. Комиссарова
221	-14	7	-	32	166	8	4	t_{30}	Они же
232	-18	5	-	29	155	5	3	t_{30}	"

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
166	C ₂	Красноцв. глины московского яр., верейского горизонта, г. Шацк	54	42	14
167	C ₂	Сероцв. известняки, алеврол., песч. лисичанской св., Донбасс	48	41	20
168	C ₂	Алмазная св., Донбасс	48	38	20
169	C ₂	Каменская св., Донбасс	48	38	36
170	C ₂	То же	48	41	12
171	C ₂	Белокалитвенская св., Донбасс	48	41	10
172	C ₂	То же	48	38	35
173	C ₂	Сероцв. известняки, алеврол., песч., смоляниновской св., Донбасс	48	41	9
174	C ₂	Серые глины, сланцы башкирского яр., Донбасс	48	38	12
175	C ₂	Сероцв. известняки, сланцы нагольченской св. (верхи), Донбасс	48	38	26
176	C ₂	То же, низы	48	38	13
177	C ₂	Сероцв. известняки, сланцы башкирского яр. чистяковской св., Донбасс	48	38	16
178	C ₂₊₃	Туффиты и аргиллиты катской св., реки Ангара и Н. Тунгуска	59	105	61
179	C ₂	Красноцв. песч. владимировской св., Сев. Казахстан	52	68	23
180	C ₂	То же	50,5	68	28
181	C ₂ —C ₁	Серые глинист. сланцы башкирского яр., свита «Е», Донбасс	48	38	18
182	C ₁	То же	48	38	9
183	C ₁	То же	48	38	18
184	C ₂	Намюр, анканжинская и актальская св., Тува	51	94	41
185	C ₁	Порфириты намюрского яр. валерьяновской св., р. Тобол	52,6	62,5	23
186	C ₁	Кр.-бурые песч., намюр — визе, р. Багаряк	56,2	61,8	20
187	C ₁	Кр. песч., визе, верхн. подъяр., р. Миасс	55,3	61,5	19
188	C ₁	Кр. глины окско-серпуховских сл. визейского яр., г. Тихвин	59	34	38
189	C ₁	Окские слои визейского яр., г. Бокситогорск	59	34	20
190	C ₁	Тульский гориз., визейский яр., Неболчи	59	34	25
191	C ₁	Красноцв. продуктивн. толщи визейского яр., р. Вытегра	61	37	13
192	C ₁ (?)	Туфопесч. и песч. тумашинской св., р. Ангара	58	103	19
193	C ₁	Визе — турне, байновская, ямкинская, соломенская св., Минусинская впад.	54	92	19
193a	C ₁	Турне, самохвальская, надалтайская, алтайская и быстрянская св., Минусинская впад.	54	92	38
194	C ₁	Порфириты, турне, реки Урал и Ольховка	52	59	145
195	C ₁	Темн.-сер. и сер. известняки, алеврол., песч., аргил. визейского яр., Донбасс	48	38	42
196	C ₁	Темн.-сер. и сер. известняки турнейского яр., Донбасс	48	38	25
197	C ₁	Известняки св. сер. верхнетурн. подъяр., р. Куюмбье	66	89	14
198	C ₁	Сер. известняки турнейского яр., Ю. Урал	53	57	13
199	C ₁	Сер. глины, сланцы и известняки, намюр, визе, турне, Приазовье	48	38	10
200	C ₁	Сероцв. песч., визе, турне, Минусинская впадина	54	91	107

Направление I_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
224	-13	6	-	31	168	6	3	τ_{30}	A. Н. Храмов, P. А. Комиссарова
221	-6	21	±	36	195	21	11	r, τ_{15}	Они же
223	-2	11	-	26	157	10	5	τ_{15}	»
228	22	8	-	17	168	9	5	τ_{15}	»
201	8	14	±	35	195	14	7	r, τ_{15}	»
215	12	21	±	28	181	21	11	r, τ_{15}	»
219	7	10	±	29	173	10	5	r, τ_{15}	»
192	25	11	±	28	208	11	6	r, τ_{15}	»
210	14	13	-	29	183	13	7	p	A. Н. Третяк
229	17	11	±	19	166	11	6	r, τ_{15}	A. Н. Храмов, P. А. Комиссарова
34	-5	15	±	32	177	15	7	r, τ_{15}	Они же
209	7	11	-	32	183	11	6	p	A. Н. Третяк
128	81	10	±	47	125	19	19	s	B. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский
226	-56	5	-	55	162	7	5	τ_{30}	В. М. Бекетов
238	-48	7	-	42	160	10	7	τ_{30}	Они же
40	-13	11	±	26	173	11	6	r	A. Н. Третяк
45	-20	11	±	20	168	12	7	r	Они же
41	-13	8	±	24	173	8	4	r, τ_{15}	A. Н. Храмов, P. А. Комиссарова
292	-31	10	-	3	160	11	6	-	А. Я. Власов, В. П. Апарин
235	10	12	-	16	184	12	6	H_{400}	Н. А. Иванов
190	11	6	-	28	229	6	3	H_{400}	Они же
209	-30	10	-	45	199	10	6	H_{400}	»
221	-43	4	-	45	156	5	3	s	A. Н. Храмов
214	-44	5	-	49	164	6	4	τ_{30}	Они же
40	40	6	±	41	158	6	4	r	»
226	-48	4	-	46	152	6	4	τ_{30}	»
287	-85	12	-	53	121	24	23	s	B. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский
286	-36	14	-	7	158	17	10	-	А. Я. Власов, В. П. Апарин
295	-66	9	-	25	134	13	10	-	Они же
250	-20	10	-	20	163	10	6	$t_{100}, \tau_{30}, H_{200}$	N. П. Карманова
211	-5	10	±	38	178	10	5		P. А. Комиссарова
224	5	13	-	27	167	12	6	τ_{25}	Она же
284	-66	7	-	39	146	12	9	τ_{30}	Г. И. Гончаров
257	-27	8	-	19	147	10	5	τ_{30}	P. А. Комиссарова
200	35	17	-	21	198	20	11	τ_{30}	A. Н. Третяк
109	71	6	±	34	132	11	9	r	А. Я. Власов

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
201	C ₁	Красноцв. песч. нижн. турне, Сев. Казахстан	52	68	117
202	D ₃	Серые, темп.-серые известняки, фаменский яр., Сев. Казахстан	50	66	8
203	D ₃	Песч., сланцы, известняки, фамен, зилайрская св.	54	59	80
204	D ₃	Красноцветы, фаменский яр., (верхи), реки Лининка, Мда	59	34	8
205	D ₃	Красноцветы, фаменский яр., реки Мда, Лининка, Мста	58	33	43
206	D ₃	Красноцветы верхнефранского подъяр., р-н южнее оз. Ильмень	57	31	49
207	D ₃	Красноцв. суглинки нижнефранского подъяр., р. Сясь	60	33	50
208	D ₃	Красноцв. песч., алеврол. франского яр., Рыбинск, впадина	56	94	204
209	D ₃	Бокситы и гидрогематиты франского яр., Пашня	57	57	126
210	D ₃	Красноцв. бокситы, франский яр., Ю. Урал	55	58,5	35
211	D ₃	Франский яр., тубинская, кохайская и ойдановская св., Минусинский прогиб	55	90	16
212	D ₂₊₃	Красноцв. песч., Сев. Казахстан	52	68	78
213	D ₂₊₃	Красноцв. алеврол., Красноярск	56	93	28
214	D ₂	Красноцв. глины, Красноярск	56	93	18
215	D ₂	Красноцв. песч. и алеврол. живетского яр., Рыбинск, впадина	53	95	162
216	D ₂	Эффузивы живетского яр., Ц. Казахстан	48	74	22
217	D ₂	Живетский яр., р. Курейка	67	88	22
218	D ₂	Эйфельский яр., р. Курейка	67	88	68
219	D ₂	Эйфельский и живетский яр., р. Кулюмбе	68	88	37
220	D ₂	Диабазы, порфиры и туфы, Ю. Урал	53	58	40
221	D ₂	Кр. бокситы эйфельского яр., С. Урал	60	60	144
222	D ₁₊₂	Красноцв. алеврол. быскарской сер., Рыбинск, впадина	55	93	500
223	D ₁	Красноцветы берьдарской св., Тува	52	94	23
224	D ₁	Красноцветы кобленецкого яр., Приднестровье	49	25	80
225	D ₁	Известняки, доломиты алеврол. красноцв. курейской и зубовской св., р. Кулюмбе	68	88	38
226	D ₁	Кр. песч. и алеврол., Волынь	49	25	32
227	D ₁	Кр. песч. и алеврол. жединского яр., Волынь	49	25	64
228	D ₁	Красноцв. песч., алеврол., аргил., реже сер., жединский яр., хмелевский гориз., р. Днестр	49	25,5	63
229	D ₁	Кр. песч., алеврол., аргил., жединского яр., устечского горизонта, р. Днестр	49	25,5	97
230	D ₁	Кр. песч., алеврол., аргил., реже сер., жединского яр. левицкого гор., р. Днестр	49	25,5	20
231	S ₂ —D ₁	Порфириты, р-н рек Ис и Выя	59	60	241
232	S ₂	Серо-зел. алеврол. и песч. чергасской св., Тува	52	94	42
233	S ₂	Лудловский яр., р. Курейка	67	88	21
234	S ₂	То же, р. Кулюмбе	68	88	16
235	S ₁	Венлокский и ландоверский яр., р. Кулюмбе	68	88	53
236	S ₁	То же, р. Курейка	67	88	16
237	S ₁	Доломиты сер. ландоверского яр., р. Белая	52,5	57	9
238	S ₁	Алеврол. зел. и кр. ландоверского яр., р. Лена	61	116	29
239	O ₂₊₃	Кр. алеврол. и аргил. долборского яр., р. Нюя	61	116	20
240	O ₃	Глины кр. братской св. долборского яр., р. Илим	57	103	133
241	O ₃	Глины кр. макаровской св. долборского яр., р. Лена	58	108	78

Направление I_n^0			Полярность Пол	Координаты палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
260	-74	3	—	48	114	5	5	τ_{30}	В. М. Бекетов
209	-42	9	—	56	193	11	6	τ_{30}	Он же
224	-34	9	±	40	179	10	6	$t_{100}, \tau_{30}, H_{200}$	Н. П. Карманова
225	-23	5	—	32	159	5	3	τ_{15}	А. Н. Храмов
44	24	10	±	34	158	11	6	r	Т. И. Линькова
40	10	10	±	29	164	10	6	—	Она же
227	-16	10	—	28	159	10	5	s	»
103	57	5	±	24	151	6	3	r	А. Я. Власов
225	-27	8	—	35	181	8	5	τ_{30}, H_{200}	Н. П. Карманова
243	-11	18	—	20	164	18	9	—	Н. А. Иванов
299	-46	14	—	8	147	18	12	—	А. Я. Власов, В. П. Апарин
294	-74	6	—	34	101	11	10	τ_{30}	В. М. Бекетов
285	-56	10	—	23	150	14	10	τ_{30}	В. П. Родионов
301	-60	12	—	19	136	20	16	t_{30}, H_{200}	В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский
87	57	5	±	32	162	6	3	r	А. Я. Власов
218	-23	9	—	43	200	10	5	H_{200}	Б. Ш. Русинов
64	63	5	+	50	178	9	7	τ_{30}	Г. И. Гончаров
233	-46	7	±	38	203	9	6	r, t_{95}, τ_{30}	Он же
280	-67	6	±	40	147	9	8	t_{95}, τ_{30}	»
220	-40	2	—	47	178	3	2	H_{300}	Н. Ф. Данукалов
227	-23	4	—	31	182	4	2	H_{100}	Н. А. Иванов
94	56	3	±	31	154	3	2	r, H_{400}	А. Я. Власов
115	26	10	+	-4	156	11	6	H_{400}	Она же
209	-12	8	—	41	166	8	4	—	А. Н. Храмов, Г. И. Круглякова
279	-55	2	—	29	156	3	2	τ_{30}	Г. И. Гончаров
211	-4	11	—	36	168	11	6	r	А. Н. Третяк
32	-5	5	±	31	167	5	3	r	Он же
214	-13	5	—	39	159	5	3	τ_{45}	И. А. Погарская
213	-18	3	—	42	160	3	2	τ_{15}	Она же
213	-20	8	—	43	159	8	4	τ_{15}	»
83	10	13	+	8	154	13	7	t_{100}	Н. П. Карманова
142	32	13	+	13	132	15	8	H_{400}	А. Я. Власов
47	36	9	+	34	212	11	6	τ_{30}	Г. И. Гончаров
302	-66	10	—	34	132	16	13	τ_{30}	Он же
285	-50	5	±	23	152	6	4	t_{100}, τ_{30}	»
42	45	16	+	41	210	20	12	τ_{30}	»
232	-35	12	—	38	166	14	8	τ_{30}	Р. А. Комиссарова
201	48	8	+	2	98	11	7	τ_{30}	В. П. Родионов, Э. П. Сидорова
184	19	13	±	-19	112	14	7	r	Они же
164	23	4	+	-20	120	4	2	τ_{30}	В. П. Родионов
161	10	6	+	-25	128	6	3	τ_{30}	Он же

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
242	O ₃	Глины песч. красн. долборского яр., ср. теч. р. Лены	60	118	49
243	O ₂	Глины песч. мангазейской св. чертовского и баксанского гориз., верхн. теч. р. Лены	58	108	20
244	O ₂	Кр. глины мангазейского яр., ср. теч. р. Лены	60	118	27
245	O ₂	Песч., алеврол. криволуцкий яр., верхн. теч. р. Лены	58	108	31
246	O ₂	Глины, песч., известняки криволуцкого яр., ср. теч. р. Лены	60	118	20
247	O ₂	Сер. алеврол., известняки, песч., аргилл. криволуцкого яр., р. Непа	58	106	33
248	O ₂	Криволуцкий яр., р. Кулюмбе	68	88	90
249	O ₂ —S ₁	Красноцв. песч. кук-караукской толщи ашинской св., Ю. Урал, р. Рай	54,5	57	6
250	O ₂ —S ₁	То же, р. Зилим	53,6	56,5	110
251	O ₂ —S ₁	То же, р. Кук-Караук	53,5	57	22
252	O ₂₋₃	Диабазы, Н. Сергинский р-н	57	60	134
253	O ₁	Известняк ортоцерратит. глауконит., арениг, р. Поповка	60	30	11
254	O ₁	Оболовые песч., tremadok, р. Тосна	60	30	6
255	O ₁	То же, р. Нарва	59	28	10
256	O ₁	Карбонатн. песч. устькутского яр., Приангарье	58	97	101
257	O ₁	Пестр. песч. и известняки, устькутского яр., верхн. теч. р. Лены	57	107	22
258	O ₁	Пестр. известняки и песч. чуньского яр., ср. теч. р. Илим	57	104	19
259	O	Чуньский яр., р. Кулюмбе	68	88	42
260	O ₁	Нерасчлененные, р. Курейка	67	88	28
261	Cm ₃	Красноцв. алеврол., песч. верхоленской св., ср. теч. р. Лены	61	116	47
262	Cm ₃	Глины красн., верхоленская св., верхн. теч. р. Лены	57	107	39
263	Cm ₃	То же	58	108	39
264	Cm ₃	То же	54	106	35
265	Cm ₃	Красноцв. глины и песч., верхоленская св., верховые реки Ангара и Оки	54	102	28
266	Cm ₃	Красноцв. и сероцв. песч., аргил., верхоленская св., Приангарье	58	97	159
267	Cm ₃	Красноцв. глины, мергели, песч. известняки, верхоленская св., р. Непа	59	106,5	43
268	Cm ₃	То же	59	106,5	52
269	Cm ₃	То же	59	106,5	18
270	Cm ₃	Красноцветы верхоленской св., р. Лена, р-н Каучуга — Жигалова	55	106	167
271	Cm ₃	Нерасчлененный р. Кулюмбе	68	88	53
272	Cm ₂	Майский яр., р. Кулюмбе	68	88	27
273	Cm ₂	Майский яр., р. Сухариха	67	87	58
274	Cm ₂	Сланцы зел.-зер., кремнист., майский яр., р. Алдан	61	135	16
275	Cm ₂	Сланцы зел.-сер., мергели гол.-сер., глин. известняки устьмайской св., р. Мая	60	135	182
276	Cm ₂	Сланцы вишнево-кр., изв. глин., известняки зел.-сер., мергели гол.-сер. амгинского яр. чайской св., р. Мая	60	135	101
277	Cm ₂	Сер. известняки устьботомской св., р. Лена	61,5	129	12

Направление I_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полусои овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
171	17	4	+	-21	127	5	3	τ_{30}	В. П. Родионов,
159	12	13	±	-21	131	14	7	r, τ_{30}	Э. П. Сидорова
165	14	6	±	-22	134	7	3	r, τ_{30}	В. П. Родионов,
162	14	9	±	-23	128	9	5	r, τ_{30}	Э. П. Сидорова
166	4	13	±	-27	134	13	7	r, τ_{30}	В. П. Родионов,
156	14	8	±	-22	132	8	4	r, τ_{30}	Э. П. Сидорова
304	12	1	—	-18	148	1	0,7	τ_{30}	Г. И. Гончаров
272	-20	16	—	8	141	17	9	τ_{30}	Р. А. Комиссарова
255	-26	4	—	20	151	5	3	τ_{30}	Она же
264	-7	8	—	7	150	8	4	τ_{30}	»
233	12	11	—	16	184	11	6	t_{100}	Н. П. Карманова
240	-39	16	—	34	135	19	11	τ_{30}	Р. А. Комиссарова
216	-35	11	—	42	162	13	8	τ_{30}	Она же
237	-34	7	—	33	137	8	5	τ_{30}	»
157	19	13	±	-19	120	14	7	r	А. Я. Власов
164	-19	13	±	--41	128	13	7	r, τ_{30}	В. П. Родионов
160	-23	12	—	-42	131	12	7	τ_{30}	Она же
308	5	6	—	-19	144	6	3	τ_{30}, t_{95}	Г. И. Гончаров
311	17	6	—	-26	144	6	2	τ_{30}, t_{95}	Она же
181	-16	8	±	-37	116	8	4	r	В. П. Родионов,
165	-17	8	±	-41	127	9	4	r, τ_{30}	Э. П. Сидорова
171	-8	7	±	-36	119	7	4	r, τ_{30}	В. П. Родионов
160	2	12	±	-33	130	12	6	r, τ_{30}	»
162	-13	8	±	-41	126	8	4	r, τ_{30}	»
163	3	10	±	-29	116	10	5	r	А. Я. Власов
167	-7	11	±	-34	122	11	6	r, τ_{30}	В. П. Родионов
169	-6	8	±	-34	120	8	4	r, τ_{30}	Она же
163	-16	13	±	-38	128	13	7	r, τ_{30}	»
158	-5	6	±	-36	132	6	3	r	В. Ф. Давыдов,
323	34	4	—	-36	134	5	3	τ_{30}, t_{95}	А. Я. Кравчинский
317	34	9	—	-36	135	10	6	τ_{30}, t_{95}	Г. И. Гончаров
305	34	6	—	-31	152	7	4	r, τ_{30}, t_{95}	Она же
351	39	6	—	-50	148	8	4	τ_{30}	»
340	35	2	—	-46	163	3	1	τ_{30}	Э. П. Сидорова
338	34	3	—	-46	166	4	3	τ_{30}	»
314	36	10	—	-38	188	11	7	τ_{30}	»

Номер измерения	Система, отдел	Объект изучения, ярус, свита	Координаты р-на отбора образцов		Число образцов
			φ	λ	
278	Cm ₁₋₂ (?)	Костинская св., р. Н. Тунгуска	66	89	35
279	Cm ₁	Ленский яр., сухаринская св., р. Сухариха	67	87	22
280	Cm ₁	Известняки водорослевые пестрые и доломиты ленского яр. подкрасноцветной св.	60,5	120,5	21
281	Cm ₁	Доломиты сер. ленского яр. чарской св.	60,5	134	88
282	Cm ₁	Зел.-сер. песч., алеврол., аргилл. ашинской св. басинской толщи, Ю. Урал, Белорецкий тракт	53,5	57	83
283	Cm ₁	То же, р. Инзер	64,5	57	58
284	Cm ₁	То же, р. Рай	54,5	57	16
285	Cm ₁	То же, р. Белая	52,5	57	33
286	pCm (?)	Гнейсы, Таймыр, р. Ленивая	75	90	32
287	pCm (?)	Излучинская св., р. Сухариха	67	87	38
288	Sn	Красноцв. терригенные породы и карбонаты карагасской св., Присаянье	55	98	23
289	Sn ₂	Гематитовые руды нижнеангарской св., Ангаропитское местор.	58	95	40
290	Sn	Песч. и аргилл. осянской сер. нижнеангарской св., Енисейский кряж	59	95	9
291	Sn	Сланцы и песч. тунгусикской сер. киргитецкой св., Енисейский кряж	59	95	83
292	Sn	Глин. сланцы тунгусикской серии, шунтарской св., Енисейский кряж	59	95	7
293	Sn	Сланцы, алеврол., кварцитовидн. песч. сухопитской серии погорюской св., Енисейский кряж	59	95	11
294	Sn	Филлитизирован. глин. сланцы сухопитской серии удерейской св., Енисейский кряж	59	95	43
295	Sn	Филлитизирован. глин. сланцы сухопитской серии горбилоцкой св., Енисейский кряж	59	95	24
296	Sn	Буровая св., р. Н. Тунгуска	66	89	39
297	Sn	Катавская св., Ю. Урал, р. Шишеняк	53	57	16
298	Sn ₁	Алевролито-глин. сланцы, туфиты, конкинской св., р. Б. Пит	59	92	22
299	Sn ₁	Сланцы вишнево-кр. и охристо-желт. изв.-глинист. и известняки пестр., водорослевые с глауконитом лахандинской св.	59	134	88
300	Sn ₁	Доломиты сер. и желт. плитч. отдельности ципандинской св.	59	134	21
301	Sn ₁	Известняки, пестр. глины малгинской св.	59	134	104
302	Sn ₁	Сланцы зел.-сер. песч. маймаканская св.	59	135	16
303	Pt ₃	Красноцветы низов улунтуйской св., Сев. Прибайкалье	55	109	53

Примечания

- 2* Флора во вмещающих породах. $H'_c = 32 \text{ э}$; $S_{200} = 0,28 \div 0,83$; $S_{400} = 0,09 \div 0,55$.
10. Морская фауна. $H'_c = 24 \div 40 \text{ э}$.
11. Фауна млекопитающих в переслаивающихся осадках. $S = 1,0$; $S_{300} = 1,0$; $H'_c = 120 \text{ э}$.
14. Морская фауна. $S_1 = 0,56$; $H'_c = 13 \div 64 \text{ э}$.
15. То же. $S = 0,6$.
16. 17. То же. $S = 0,9$.
18. То же. $S = 0,5$.

* Здесь и далее — номер измерения.

Направление I_n^0			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полусои овала погрешности		Метод определения направления первичной намагниченности	Автор определения
D	J	α		Φ	Λ	θ_d	θ_j		
281	-47	6	-	21	157	8	5	τ_{30}	Г. И. Гончаров
272	36	10	±	-19	170	12	7	r, τ_{30}	Она же
135	-59	11	+	-54	192	16	12	τ_{30}	Э. П. Сидорова
299	18	8	-	-25	206	4	2	τ_{30}	Она же
61	-33	5	±	2	181	6	3	r, τ_{15}	Р. А. Комиссарова
60	-36	7	±	0	182	8	5	r, τ_{15}	Она же
37	-38	11	±	9	202	12	7	r, τ_{15}	»
43	-15	12	±	20	191	12	6	r, τ_{15}	»
308	10	11	-	5	180	11	6	-	Б. В. Гусев
281	38	8	-	-24	176	10	6	τ_{30}	Г. И. Гончаров
141	9	10	±	-22	141	10	5	r, s	В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский
6	-28	12	±	17	269	13	7	r	А. Я. Власов
307	-25	19	-	6	145	20	11	-	А. Я. Власов, А. В. Попова
155	10	8	±	22	122	8	4	r, s	Она же
340	-1	17	-	30	118	17	9	-	»
337	-21	14	-	18	119	15	8	-	»
164	24	8	±	18	111	9	5	r	»
348	-35	19	-	12	106	22	13	-	»
336	34	8	+	40	298	8	4	τ_{30}, t_{95}	Г. И. Гончаров
193	34	8	-	17	224	9	5	τ_{25}	Р. А. Комиссарова
12	12	18	+	37	257	18	9	τ	А. Я. Власов
299	18	9	±	-25	206	4	2	τ_{30}	Э. П. Сидорова
296	25	7	-	-24	208	2	1	τ_{30}	Она же
287	23	3	±	-19	215	3	2	r, τ_{30}	»
303	32	4	-	-30	203	5	3	τ_{30}	»
202	4	8	-	29	263	8	4	H_{200}	В. Ф. Давыдов, А. Я. Кравчинский

25. Микрофауна, морская фауна в подстилающих и покрывающих слоях. $S = 0,56$; $H_c = 13 \div 64$ э.

26—29. То же. $S = 0,62$; $H_c' = 26 \div 72$ э.

30. Микрофауна. $H_c' = 21 \div 71$ э.

31, 32. Микрофауна, морская фауна в подстилающих и покрывающих слоях. $S = 0,3 \div 1,0$; $H_c' = 22 \div 40$ э.

33—38. То же. $S = 0,4 \div 1,0$; $H_c' = 22 \div 42$ э.

39—42. Флора и споро-пыльцевые комплексы во вмещающих породах. $S_{200} = 0,28 \div 0,83$; $S_{400} = 0,09 \div 0,55$; $H_c' = 32$ э.

43—49. То же. $S_{200} = 0,60 \div 0,9$; $S_{400} = 0,32 \div 0,82$; $H_c' = 65 \div 78$ э.

50. Фауна млекопитающих в переслаивающихся осадках. $S_{300} = 1,0$; $S = 1,0$; $H'_c = 120 \text{ з}$.
 52, 54, 57, 61. $S = 0,8$.
 53, 58. $S = 0,9$.
55. Флора и фауна во вмещающих породах. $S_{200} = 0,84 \div 0,92$; $H'_c = 79 \text{ з}$.
 59. $S = 0,6$.
63. Микрофауна. $S = 0,54$; $S_{200} = 0,34 \div 0,8$; $H'_c = 25 \div 35 \text{ з}$.
64. Флора. $H'_c = 12 \div 30 \text{ з}$.
65. Фауна.
66. Фауна рыб. $S = 0,6 - 1,0$; $H'_c = 26 \div 37 \text{ з}$.
- 68, 69. $S = 0,5$.
70. $S = 0,8$.
72. Морская фауна.
73. Фауна в покрывающих породах. $S = 0,8$
74. Морская фауна в подстилающих и перекрывающих слоях; микрофауна. $S_{400} = 0,3 - 0,95$; $H'_c = 13 \div 100 \text{ з}$.
75. Морская фауна.
76. Морская фауна. $S = 0,6$.
77. То же. $H'_c = 45 \text{ з}$.
78. Фауна в покрывающих породах.
- 79-81. Морская фауна в подстилающих и перекрывающих слоях.
83. $H'_c = 17 \div 25 \text{ з}$.
- 84, 85. $H'_c = 12 \div 30 \text{ з}$.
86. $H'_c = 16 \div 90 \text{ з}$.
- 87, 88. Флора.
89. Фауна земноводных.
90. Флора. $S_{200} = 0,94$; $H'_c = 70 \text{ з}$.
91. Флора.
92. Флора. $S = 0,41$; $H'_c = 20 \text{ з}$.
- 93-95. Споры и пыльца в переслаивающихся песчаниках. $Q > 1$; $H'_c > 40$.
96. $S = 0,9$; $H'_c = 145 \text{ з}$.
97. Фауна в покрывающих породах и флора в переслаивающихся туффитах. $S = 0,9$; $H'_c = 145 \text{ з}$.
98. То же. $S = 0,9$.
99. То же. $H'_c = 28 \text{ з}$.
100. $S_0 = 0,8 - 0,9$.
- 101, 102. $S_0 = 0,9$.
103. $S_0 = 0,8$.
104. Фауна. $S = 1,0$.
- 105, 106. Фауна в покрывающих слоях.
107. Фауна рептилий.
110. Пресноводная фауна.
- 111, 112. Фауна земноводных. $S = 0,4 - 0,7$; $H'_c = 21 \div 30 \text{ з}$.
113. Флора в подстилающем горизонте. $S_{200} = 1$.
114. Фауна в низах свиты.
- 115-117. Нижняя граница возраста устанавливается по возрасту вмещающих пород (Р).
118. $S_{200} = 0,87$; $S_{400} = 0,2 \div 0,5$; $H'_c = 126 \div 140 \text{ з}$.
119. $S_{200} = 0,68 \div 0,98$; $S_{400} = 0,12 \div 0,38$; $H'_c = 30 \div 63 \text{ з}$.
120. $S = 1$.
- 121, 122. Пресноводная фауна, морская фауна в покрывающих слоях.
123. Фауна. $S = 0,8$.
- 124, 125. Фауна рептилий. $S = 0,2 \div 0,8$.
- 126, 127. То же. $S = 0,8$; $H'_c = 15 \div 40 \text{ з}$.
- 128, 129. Фауна.
130. Флора.
- 131, 132. Флора и фауна в покрывающих и подстилающих породах. $S = 0,5 \div 1,0$.
- 133, 134. Морская фауна. $S = 0,8$; $H'_c = 15 \div 40 \text{ з}$.

135. $H'_c = 38 \text{ з.}$
 136. $H'_c = 37 \text{ з.}$
 137. $H'_c = 41 \text{ з.}$
 138. Морская фауна. $H'_c = 60 \text{ з.}$
 139. Флора. $H'_c = 50 \text{ з.}$
 140, 141. Фауна. $S = 0,5 - 0,9$; $H'_c = 16 \div 24 \text{ з.}$
 142, 144. Флора. $S = 1,0$. $H'_c = 40 \text{ з.}$
 143. Флора.
 145. Флора. $S_{200} = 0,62$; $S_{400} = 0,5$; $H'_c = 70 \text{ з.}$
 146. Фауна. $H'_c = 50 \text{ з.}$
 147. $H'_c = 37 \text{ з.}$
 148. Фауна в подстилающих и покрывающих породах. $S = 1$; $H'_c = 130 \text{ з.}$
 149. Фауна в подстилающих и покрывающих породах. $S_{200} = 0,8 - 0,9$; $S_{400} = 0,7 - 0,8$; $H'_c = 57 \div 114 \text{ з.}$
 150. Флора; фауна во вмещающих породах. $S_{400} = 1$; $S_{600} = 0,9$; $H'_c = 30 \text{ з.}$
 152. Фауна и флора. $S = 1,0$; $H'_c > 50 \text{ з.}$
 153, 154. Фауна и флора. $S = 0,5 - 1,0$; $H'_c = 17 \div 54 \text{ з.}$
 155. Фауна. $H'_c = 18 \div 70 \text{ з.}$
 156. То же. $H'_c = 18 \div 55 \text{ з.}$
 157. То же. $H'_c = 18 \div 30 \text{ з.}$
 158. $H'_c = 40 \text{ з.}$
 159. $H'_c = 42 \text{ з.}$
 160. $H'_c = 44 \text{ з.}$
 161. Фауна. $S_{400} = 1,0$; $S_{600} = 0,9$; $H'_c = 34 \text{ з.}$
 162—164. Морская фауна. $S = 1,0$.
 165. То же. $H'_c = 54 \div 70 \text{ з.}$
 166. То же. То же.
 167. То же. $H'_c = 18 \div 48 \text{ з.}$
 168. То же. $H'_c = 18 \div 26 \text{ з.}$
 169. То же. $H'_c = 14 \div 21 \text{ з.}$
 170. То же. $H'_c = 18 \div 28 \text{ з.}$
 171. То же. $H'_c = 21 \div 42 \text{ з.}$
 172. То же. $H'_c = 21 \div 42 \text{ з.}$
 173. То же. $H'_c = 21 \div 26 \text{ з.}$
 174—175. Флора. $H'_c = 17 \div 25 \text{ з.}$; $S = 0,2 - 0,9$.
 176. То же. $H'_c = 12 \div 27 \text{ з.}$; $S = 0,5 - 1,0$.
 177. То же. $H'_c = 17 \div 25 \text{ з.}$; $S = 0,2 - 0,9$.
 178. Споры и пыльца. $H'_c = 22 \div 92 \text{ з.}$; $S_{200} = 0,26 \div 0,65$; $S_{400} = 0,1 \div 0,45$.
 179. Флора и фауна в покрывающих породах.
 180. Фауна в подстилающей породе и кровле свиты.
 181—183. Флора. $H'_c = 12 \div 27 \text{ з.}$; $S = 0,5 - 1,0$.
 184. $H'_c = 40 \text{ з.}$
 185. Фауна во вмещающих породах. $S_{400} = 1,0$; $S_{600} = 0,6$; $H'_c = 30 \text{ з.}$
 186. Фауна. $S_{400} = 1,0$; $H'_c = 120 \text{ з.}$
 187. То же. $S_{400} = 1,0$; $S_{600} = 0,9$; $H'_c = 80 \text{ з.}$
 188—191. Флора, фауна. $S = 1,0$; $H'_c = 28 \div 180 \text{ з.}$
 192. Споры и пыльца. $S_{400} = 0,1 \div 0,45$; $S_{200} = 0,26 \div 0,65$; $H'_c = 22 \div 92 \text{ з.}$

193. $H'_c = 51$ э.
 193а. $H'_c = 70$ э.
 194. Фауна в переслаивающихся породах. $Q > 1$; $H'_c > 35$ э.
 195, 196. Морская фауна.
 197. То же. $S = 0,96$.
 198. Фауна.
 199. Фауна и флора.
 200. Флора. $S_{100} = 0,9$; $S_{400} = 0,7$; $H'_c = 60$ э.
 201. Фауна перекрывающих пород.
 202. Фауна.
 203. Фауна во вмещающих породах. $Q > 1$.
 204. Водоросли. $S = 1$; $S_{200} = 0,8$; $H'_c = 8 \div 125$ э.
 205. Водоросли и рыбы. $S = 1$; $S_{200} = 0,8$; $H'_c = 8 \div 125$ э.
 206. Фауна рыб. $S = 1$; $S_{200} = 0,8$; $H'_c = 8 \div 125$ э.
 207. Морская фауна. $S = 1$; $S_{200} = 0,8$; $H'_c = 8 \div 125$ э.
 208. Фауна. $S_{200} = 0,7$; $S_{400} = 0,5$; $H'_c = 55$ э.
 209. Фауна во вмещающих известняках. $Q > 1$.
 210. Фауна. $H'_c = 30$ э.
 211. $H'_c = 40$ э.
 212. Фауна перекрывающих пород.
 213. Фауна.
 215. Фауна, флора. $S_{200} = 0,8$; $S_{400} = 0,6$; $H'_c = 45$ э.
 216. Флора. $S = 0,22$; $H'_c = 28 \div 200$ э.
 217. Фауна рыб. $S = 0,81$.
 218. То же. $S = 0,87$.
 219. То же. $S = 0,97$.
 220. Фауна рыб. $S = 1,0$; $S_{200} = 0,97$; $S_{300} = 0,94$.
 221. Фауна $S_{400} = 0,89$; $H'_c = 8 \div 55$ э.
 222. Фауна в покрывающих слоях. $S_{200} = 0,9$; $S_{400} = 0,75$; $H'_c = 40 \div 130$ э.
 223. Флора. $S_{200} = 0,7$; $S_{400} = 0,5$; $H'_c = 45$ э.
 224. Фауна рыб. $H'_c = 20 \div 40$ э.
 225. То же. $S = 0,85$.
 226, 227. То же. $H'_c = 20 \div 40$ э.
 228—230. Фауна в подстилающих породах.
 231. Фауна во вмещающих породах. $Q > 1$; $H'_c > 40$ э.
 232. Фауна. $S_{200} = 0,93$; $S_{400} = 0,88$; $H'_c = 30$ э.
 233. Брахиоподы, остракоды. $S = 0,52$.
 234. Фауна в подстилающих слоях. $S = 0,83$.
 235. Кораллы, брахиоподы. $S = 0,99$.
 236. Кораллы, брахиоподы. $S = 0,43$.
 237, 238. Фауна.
 239. Фауна в покрывающих и подстилающих слоях. $S = 0,7 \div 0,8$.
 240—242. Фауна в подстилающих породах. $S = 0,7 \div 0,9$.
 243—246. Морская фауна. $S = 0,7 \div 0,9$.
 247. Морская фауна. $S = 0,7 \div 0,9$.
 248. Фауна брахиопод. $S = 0,84$.
 249. Фауна в покрывающих слоях, абсолютный возраст подстилающих слоев 570 млн. лет. $S = 0,7$.
 250, 251. То же. $S = 0,6$.
 252. Фауна во вмещающих породах. $Q > 1$; $H'_c > 35$ э.
 253—255. Фауна.
 256. То же. $S_{200} = 0,88$; $S_{400} = 0,7$; $H'_c = 60$ э.
 257, 258. Морская фауна. $S = 0,7$.
 259. Фауна брахиопод и трилобитов. $S = 0,92$.
 260. То же. $S = 0,86$.
 261. Фауна в покрывающих слоях. $S = 0,7$.
 262—265. Морская фауна в подстилающих и покрывающих породах.

266. Фауна в покрывающих слоях. $H'_c = 80$ э.
- 267—269. Фауна в подстилающих породах.
270. $S = 0,6$; $S_{200} = 0,55 \div 0,9$; $S_{400} = 0,2 \div 0,45$; $H'_c = 26 \div 45$ э.
271. Фауна трилобитов и брахиопод. $S = 0,96$.
272. Трилобиты. $S = 0,83$.
273. То же. $S = 0,77$.
- 274—277. Фауна.
278. Фауна трилобитов. $S = 0,86$.
279. Фауна археоцерат, трилобитов. $S = 0,71$.
- 280—281. Фауна.
282. Абсолютный возраст 570 млн. лет. $S = 0,9$; $H'_c = 20 \div 38$ э.
- 283, 284. То же. $S = 0,8$; $H'_c = 20 \div 38$ э.
285. То же. $S = 0,7$; $H'_c = 20 \div 38$ э.
286. $S = 0,7$.
287. Фауна в покрывающих породах. $S = 0,79$.
288. $S_{200} = 1,0$; $S_{400} = 0,4$; $H'_c > 65$ э.
289. Абсолютный возраст 745—925 млн. лет. $S_{200} = 0,98$; $S_{400} = 0,97$; $H'_c = 700 \div 1000$ э.
290. $H'_c = 44$ э.
291. $H'_c = 34$ э; $S = 0,83$.
292. $H'_c = 16$.
293. $H'_c = 26$ э; $S = 0,70$.
294. $H'_c = 26$ э; $S = 0,86$.
295. $H'_c = 12$ э; $S = 0,81$.
296. Абсолютный возраст 925 млн. лет. $S = 0,67$.
297. Абсолютный возраст ~ 1000 млн. лет. $S = 0,5$.
298. Абсолютный возраст 1140 млн. лет. $H'_c = 40$ э.
- 299—302. Флора.
303. $S_{200} = 0,5 \div 0,9$; $S_{400} = 0,41 \div 0,43$; $H'_c = 33 \div 57$ э.

266. Фауна в покрывающих слоях. $H'_c = 80$ э.

267—269. Фауна в подстилающих породах.

270. $S = 0,6$; $S_{200} = 0,55 \div 0,9$; $S_{400} = 0,2 \div 0,45$; $H'_c = 26 \div 45$ э.

271. Фауна трилобитов и брахиопод. $S = 0,96$.

272. Трилобиты. $S = 0,83$.

273. То же. $S = 0,77$.

274—277. Фауна.

278. Фауна трилобитов. $S = 0,86$.

279. Фауна археоциат, трилобитов. $S = 0,71$.

280—281. Фауна.

282. Абсолютный возраст 570 млн. лет. $S = 0,9$; $H'_c = 20 \div 38$ э.

283, 284. То же. $S = 0,8$; $H'_c = 20 \div 38$ э.

285. То же. $S = 0,7$; $H'_c = 20 \div 38$ э.

286. $S = 0,7$.

287. Фауна в покрывающих породах. $S = 0,79$.

288. $S_{200} = 1,0$; $S_{400} = 0,4$; $H'_c > 65$ э.

289. Абсолютный возраст 745—925 млн. лет. $S_{200} = 0,98$; $S_{400} = 0,97$; $H'_c = 700 \div 1000$ э.

290. $H'_c = 44$ э.

291. $H'_c = 34$ э; $S = 0,83$.

292. $H'_c = 16$.

293. $H'_c = 26$ э; $S = 0,70$.

294. $H'_c = 26$ э; $S = 0,86$.

295. $H'_c = 12$ э; $S = 0,81$.

296. Абсолютный возраст 925 млн. лет. $S = 0,67$.

297. Абсолютный возраст ~ 1000 млн. лет. $S = 0,5$.

298. Абсолютный возраст 1140 млн. лет. $H'_c = 40$ э.

299—302. Флора.

303. $S_{200} = 0,5 \div 0,9$; $S_{400} = 0,41 \div 0,43$; $H'_c = 33 \div 57$ э.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН, ПРИНЯТЫЕ В ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ

1. Магнитные свойства горных пород

- I_n — естественная остаточная намагниченность горной породы.
 I_i — индукционная намагниченность, $I_i = \chi H$.
 I_r — нормальная (изотермическая) остаточная намагниченность.
 I_{ri} — идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность.
 I_{rt} — термоостаточная намагниченность.
 I_∞ — намагниченность насыщения.
 I_{rv} — вязкая остаточная намагниченность.
 I_{rc} — химическая намагниченность.
 I_{ro} — ориентационная остаточная намагниченность.
 I_{rn} — остаточная намагниченность, полученная в лаборатории в результате процесса, аналогичного образованию I_n^s .
 I_n^s — начальная намагниченность — остаточная намагниченность в момент образования породы.
 I_n^0 — часть I_n^s , сохранившаяся со времени образования породы — первичная намагниченность.
 χ — магнитная восприимчивость породы в магнитном поле $H = 0,5 \text{ з}$.
 H — напряженность внешнего намагничивающего поля.
 Θ_K — температура точки Кюри.
 t — температура.
 T — абсолютная температура.
 T_B — блокирующая температура.

$$Q = \frac{I_n}{\chi H}$$

$$Q_n = \frac{I_n}{I_{rn}}$$

$$Q_n^0 = \frac{I_n^0}{I_{rn}}$$
 Q — факторы горных пород.

2. Магнитные измерения и их погрешности

- M — магнитный момент образца.
 V — объем образца.
 ϵ — цена деления магнитометра в гаммах на деление шкалы.
 ϵ_0 — цена деления магнитометра в единицах M (10^{-6} ед. в системе СГС) на деление шкалы.
 I_x, I_y, I_z — составляющие I_n по осям x, y, z .
 $\Delta I_n = I_n \text{ср} - I_0$ — внешняя сходимость определений I_n .
 $I_n \text{ср}$ — среднее значение I_n для рабочей меры.
 $I_n \text{ср}$ — среднее значение I_n образца.
 I_0 — паспортное значение I_n для рабочей меры.
 $I_n \text{ср}$ — среднее значение I_n для группы образцов.
 σ_i, σ_χ — средние квадратичные погрешности единичного измерения I_n и χ .
 $\sigma I_n, \sigma_\chi$ — квадратичные погрешности средних значений I_n и χ образца.
 τ — среднее значение относительной внешней сходимости измерений.
 λ — погрешность в определении среднего значения I_n для группы образцов.
 γ — мера разброса значений I_n для группы образцов.

3. Направление I_n горных пород

a — склонение I_n в системе координат образца.

j — наклонение I_n в системе координат образца.

D_c — склонение I_n в современной системе координат.

J_c — наклонение I_n в современной системе координат.

D — склонение I_n в древней системе координат.

J — наклонение I_n в древней системе координат.

D_0 — склонение I_n^0 в древней системе координат.

J_0 — наклонение I_n^0 в древней системе координат.

A — азимут падения пород.

B — угол падения пород.

Ψ_x — угол между осью x образца и проекцией I_n на плоскости xy .

Ψ_y — угол между осью z образца и проекцией I_n на плоскости xoz .

Ψ_z — угол между осью x образца и проекцией I_n на плоскости xy .

β — угол между I_n для рабочей меры, определенном на магнитометре, и I_n по паспортным данным для этой меры.

4. Статистика Фишера

$K = \frac{n-1}{n-R}$ — разброс направлений I_n .

n — число образцов (или измерений).

$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ — модуль вектора-результатанта, где $X = \sum \frac{I_x}{I_n}$; $Y = \sum \frac{I_y}{I_n}$; $Z = \sum \frac{I_z}{I_n}$ (или суммы соответствующих косинусов).

K_1 — разброс направлений I_n в древней системе координат.

K_2 — разброс направлений I_n в современной системе координат.

$N = \sum I_n$ — сумма модулей I_n , полученных в результате n измерений.

a_{63} — радиус круга доверия для $p = \frac{1}{e}$; $1-p = 0,63$.

a_{95} — радиус круга доверия для $p = \frac{1}{20}$; $1-p = 0,95$.

p — вероятность того, что истинное среднее направление лежит вне круга радиуса a , описанного вокруг I_n ср., полученного по результатам измерений.

5. Магнитное поле Земли

H_T — вектор напряженности современного магнитного поля Земли.

H_0 — вектор напряженности древнего магнитного поля Земли.

D_H — склонение современного земного магнитного поля.

J_H — наклонение современного земного магнитного поля.

D_0 — склонение древнего земного магнитного поля.

J_0 — наклонение древнего земного магнитного поля.

Φ_m — древняя геомагнитная широта места (палеомагнитная широта).

δ_m — дополнение к древней геомагнитной широте места.

Φ, Λ — широта и долгота северного полюса Земли, вычисленная по палеомагнитным данным (относительно современной градусной сетки).

θ_1 и θ_2 — полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса при уровне вероятности $p=0,95$.

6. Стабильность I_n горных пород

I_n^0 — первичная намагниченность.

I_n^h — вторичная намагниченность.

$S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^h}$ — мера палеомагнитной стабильности пород.

Δ — угол между H_t и I_n .

δ — угол между I_n и I_n^0 .

H'_c — разрушающее поле, т. е. постоянное магнитное поле, после снятия которого I_n образца сводится к нулю.

$\tilde{H}_{1/2}$ — размагничивающее поле — переменное магнитное поле, после снятия которого I_n уменьшается вдвое.

S_H — мера стабильности I_n , вычисленная по данным определения H'_c .

S_0 — то же, по методу галек;

S_{200}, S_{400} — относительное уменьшение I_n при чистке в переменном поле 200 и 400 э.

$Q_{ns} = \frac{I_n^0}{I_n^s}$ — остатенность первичной намагниченности.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

ПРОЕКТ СТАНДАРТОВ НА ОБОЗНАЧЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И МАГНИТНЫХ ВЕЛИЧИН, ИХ ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ И ПЕРЕВОДНЫЕ МНОЖИТЕЛИ ДЛЯ ПЕРЕХОДА ОТ ЕДИНИЦ СИММЕТРИЧНОЙ СИСТЕМЫ СГС К ЕДИНИЦАМ СИСТЕМЫ СИ ПРИ РАЦИОНАЛЬНОЙ ФОРМЕ УРАВНЕНИЙ

Наименование величины	Обозначение	Наименование		Сокращенное обозначение в системе СИ	Соотношения между СГС и СИ
		в системе СГС	в системе СИ		
Количество электричества	Q	—	кулон	κ	$10/c$
Сила тока	I	—	ампер	a	$10/c$
Разность электрических потенциалов	$V_1 - V_2$	—	вольт	e	$10^{-8} \cdot c$
Электродвижущая сила, электрические напряжения	E, \mathcal{E}, U	—	вольт	e	$10^{-8} \cdot c$
Напряженность электрического поля	E	—	вольт на метр	e/m	$10^{-8} \cdot c$
Электрическая емкость	C	—	фарада	ϕ	$10^9/c^2$
Абсолютная диэлектрическая проницаемость, электрическая постоянная	ϵ_a	—	фарада на метр	ϕ/m	$10^{11}/(4\pi c^2)$
Диэлектрическая проницаемость (относительная)	ϵ_r, R	—	безразмерная ом	величина ом	$10^{-9} \cdot c^2$
Электрическое сопротивление	ρ	—	ом-метр	ohm/m	$10^{-11} \cdot c^2$
Удельное электрическое сопротивление	σ, g	—	сименс	sim/m	$10^9/c^2$
Электрическая проводимость	σ, γ	—	сименс на метр	sim/m	$10^{11}/c^2$
Удельная электрическая проводимость	Φ	максвелл (мкс)	вебер	ab	10^{-8}
Магнитный поток	H	эрстед (з)	ампер на метр	a/m	$10^3/(4\pi)$
Напряженность магнитного поля	B	гаусс (зс)	tesla	ta	10^{-4}
Магнитная индукция	μ_a	—	генри	gh/m	$4\pi \cdot 10^{-7}$
Абсолютная магнитная проницаемость	μ	—	безразмерная величина	величина	10^3
Магнитная проницаемость относительная	J	—	ампер на метр	a/m	10^3
Намагниченность	p	ампер-квадратный метр	$a \cdot m^2$	$a \cdot m^2$	10^{-3}
Магнитный момент диполя	χ	безразмерная величина	безразмерная величина	безразмерная величина	безразмерная величина
Магнитная восприимчивость					

Л И Т Е Р А Т У Р А

Адамия Ш. А., Храмов А. Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в южной части Грузии. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Афанасьев Г. Д. и др. Геологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Абсолютный возраст геолог. формаций. М., 1964.

Белоусов В. В. Геологическая оценка некоторых современных геофизических представлений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33 (4), 1958.

Билинский А. И. К вопросу изучения причин миграции полюса Земли. Геофизика и астрономия, информ. бюлл. Киев, 1963.

Большаков А. С., Соловьевников Г. М., Сковородкин Ю. П. Причины возникновения обратной намагниченности нижнечетвертичных лав Армении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1964.

Брагинский С. И. Магнитогидродинамика земного ядра. Геомагнетизм и аэрономия, 4, 5, 1964.

Валиев А. А. Опыт палеомагнитного расчленения Маргузарского разреза кайнозойских континентальных молассовых формаций (Северная Ферганы). Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1960.

Валиев А. А. Определение положения полюсов Земли в третичное время на основании изучения естественной остаточной намагниченности горных пород некоторых районов Северной Ферганы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. ГИЗ, 1924.

Власов А. Я., Апарин В. П. О палеомагнетизме позднего докембрая по данным изучения сибирских отложений Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1963.

Власов А. Я., Звегинцев А. Г., Богданов А. А. Обратная термо-остаточная намагниченность синтезированных твердых растворов гемоильменита. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Власов А. Я., Звегинцев А. Г., Павлов В. Ф. О самообращении намагниченности искусственных осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1964.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Об инверсии земного магнитного поля в нижнем девоне. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнетизм переходных слоев между зонами с прямой и обратной намагниченностью. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1963.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнитная анизотропия искусственных осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1964.

Власов А. Я., Николайчик Н. В. Палеомагнитные исследования мезозоя Таймыра и центральной части Красноярского края. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1964.

Власов А. Я. и др. Палеомагнитные исследования палеозойских осадочных пород Центральной Сибири. Геология и геофизика, 12, 1961.

Власов А. Я., Попова А. В. О положении северного магнитного полюса в конце палеозоя и мезозоя по данным палеомагнитных исследований в Приморье. Геология и геофизика, № 1, 1964.

Гончаров Г. И. К результатам палеомагнитных исследований палеозоя северо-западной части Сибирской платформы. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Гончаров Г. И. Возможности палеомагнитного метода в решении некоторых вопросов четвертичной геологии. Настоящее и прошлое магнитн. поля Земли. М., 1965.

Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Сдвоенные доменные структуры некоторых пирротинов. Настоящее и прошлое магнитн. поля Земли. М., 1965.

- Гусев Б. В. Возраст щелочно-ультраосновных пород Маймече-Котуйского района по палеомагнитным данным. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 14, 1959.
- Гусев Б. В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймече-Котуйского района. Тр. НИИГА, вып. 132, 1962.
- Гусев Б. В. Палеомагнитная корреляция эфузивных образований на севере Сибирской платформы. Информац. сб. НИИГА, вып. 29, 1962.
- Гуськов Е. Г. Палеомагнитные исследования осадочных пород юго-восточной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1959.
- Гэй Г. Возникновение остаточной намагниченности при химических изменениях. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.
- Дианов - Клоков В. И. Измеритель малой остаточной намагниченности горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1960.
- Домрачев С. М. Девон западного склона Среднего и Южного Урала. В сб. Девон Русской платформы. Гостостехиздат, 1953.
- Дуин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). М., 1955.
- Дю Бойс П. М. Палеомагнетизм и корреляция геологического возраста. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.
- Дю Бойс П. М. Палеомагнетизм и перемещение континентов. Там же. М., 1962.
- Ельед Л. Динамическая модель Земли. Бюлл. Сов. по сейсмологии АН СССР, № 6, 1957.
- Калашников А. Г. Палеомагнетизм и его значение для познания Земли. Вестн. АН СССР, № 1, 1961.
- Калашников А. Г. История геомагнитного поля (по палеомагнитным данным). Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.
- Капров Г. П. Портативная астатическая установка. Вопросы развед. геофизики, вып. 1, 1962.
- Кокс А., Долл Р. Обзор явлений палеомагнетизма. Проблемы перемещения материков, сб. статей. М., 1963.
- Коллинсон Д. У., Нэрн Э. М. Обзор палеомагнитных данных. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.
- Коллинсон Д. У., Ранкорн С. К. Перемещение полюса и дрейф континентов. Там же. М., 1962.
- Комаров А. Г. К вопросу об остаточной намагниченности изверженных горных пород в связи с их возрастом. ДАН СССР, т. 110, № 2, 1956.
- Комаров А. Г. Остаточное намагничение горных пород и их возраст (палеомагнетизм и движение полюсов). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 10, 1957.
- Комаров А. Г. Палеомагнитные исследования нижнепалеозойских базальтов Украины. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1959.
- Комиссарова Р. А. Статистический анализ при палеомагнитных исследованиях. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Комиссарова Р. А. Палеомагнитное изучение ашинской свиты западного склона Южного Урала. Там же, 1963.
- Комиссарова Р. А., Слаутиас И. П. О возрасте ашинской свиты по палеомагнитным данным. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.
- Кочегура В. В. Палеомагнитные методы возрастной корреляции горных пород. Сов. геология, № 4, 1961.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1960.
- Кропоткин П. Н. «Неомобилизм» и региональная геотектоника. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1961.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. Сов. геология, № 5, 1961.
- Линькова Т. И. Палеомагнитные исследования осадочных толщ девона северо-запада Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1960.
- Люстик Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статья 1. Доводы сторонников мобилизма и доводы в пользу конвекции. БМОИП, отд. геолог., № 1, 1965.
- Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Мат-лы V Всесоюз. конференции по палеомагнетизму. Красноярск, 1963.
- Макарова З. В. Положение полюса в триасе по остаточной намагниченности базальтовых траппов Енисея. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1959.
- Мархинин Е. К., Поступов Г. А. Некоторые данные палеомагнитных исследований на Курильских островах. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1959.
- Момосе К. Палеомагнитные исследования плиоценовых вулканических пород центральной Японии. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., 1965.

Нейман В. Б. Палеомагнитный парадокс и его решение. В сб. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Никиторова О. М., Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Гостоптехиздат, 1961.

Озерская М. Л., Авчан Г. М. Определение остаточной намагниченности образцов пород на астатическом магнитометре Долгинова. Прикладн. геофизика, вып. 20, 1958.

Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд. СГУ, Саратов, 1948.

Палеомагнетизм. Сб. статей. М., 1962.

Палеомагнитные стратиграфические исследования. Сб. статей. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.

Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. Изд. АН СССР, 103. М., 1961.

Петрова Г. Н. Различные лабораторные методы определения геомагнитной стабильности горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1961.

Петрова Г. Н., Жильев В. А. Лабораторный критерий магнитной стабильности горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1960.

Петрова Г. Н., Рыбак Р. С. Определение картины изменения знака поля по палеомагнитным данным. В сб. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Попова А. В. Палеомагнитные исследования палеозойских осадочных пород Сибири. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1963.

Поспелова Г. А. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1959.

Поспелова Г. А. Причины обратной намагниченности вулканических пород Армении и Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1960.

Поспелова Г. А. Сравнительные исследования прямо и обратно намагниченных эфузивных пород. В сб. Геолог. и геофиз. исследования в вулканич. областях. Изд. АН СССР, М., 1963.

Проблемы перемещения материков. Сб. статей. М., 1963.

Ранкорн С. К. Палеомагнетизм горных пород. Палеомагнетизм, сб. статей, М., 1962.

Ранкорн С. К. Магнетизм горных пород. Там же, 1962.

Резанов И. А. О дрейфе континентов (по палеомагнитным данным). Сов. геология, № 4, 1961.

Родионов В. П., Сидорова Э. П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.

Рюттен М. Г., Венсинк Х. Палеомагнитные данные оледенения и стратиграфия плио-плейстоцена в Исландии. Тр. 21 Междунар. геолог. конгресса, вып. № 1. М., 1963.

Саде А., Молинэй Л. Рок-генератор. В сб. Геофиз. методы разведки и аппарата, 41, 1964.

Сидорова Э. П. Результаты палеомагнитных исследований среднекембрийских отложений района реки Маи. Тр. ВНИГРИ, вып. 237, 1964.

Сковородкин Ю. П. Изучение характера разброса вектора намагниченности в лавовых потоках с различными типами отдельностей. Изв. АН СССР, физика Земли, 1965.

Слауцтайс И. П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнепермских и триасовых отложений южного Приуралья и Прикаспийской области. В сб. Палеомагнитные стратиграфические исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Страхов Н. М. Основы литогенеза. Изд. АН СССР, т. 1. М., 1960.

Телье Е. О некоторых важнейших вопросах исследования палеомагнетизма. Сов. геология, № 4, 1964.

Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1959.

Третяк А. Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР. Киев, 1965.

Файнберг Ф. С. Об аномальной намагниченности траппов в нижнем течении р. Чуны. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. и геолог. наук, вып. 12, 1960.

Файнберг Ф. С., Дашкович Н. Н. Характер намагниченности траппов в нижнем течении Ангары. Геология и геофизика, № 6, 1960.

Форш Н. Н. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических,

палеомагнитных и палеонтологических данных. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Форш Н. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми. ДАН СССР, 137, 1, 1961.

Хаузэлл Л. Дж., Мартинес Дж. Д. Перемещение полюса по данным о магнетизме горных пород. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.

Хизен Б. Ч. Морская геология и перемещение материков. Рельеф и геология дна океанов. М., 1964.

Храмов А. Н. О палеомагнетизме как основе нового метода корреляции и расчленения осадочных толщ. ДАН СССР, нов. сер., т. 112, № 5, 1957.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Тр. ВНИГРИ, вып. 116, 1958.

Храмов А. Н. Результаты палеомагнитных исследований во ВНИГРИ и их перспективы. Тр. ВНИГРИ, вып. 132. Исследования ВНИГРИ в области нефт. геологии. Гостоптехиздат, 1959.

Храмов А. Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Храмов А. Н., Андреева О. Л. Использование определений разрушающего поля для нахождения направления первичной намагниченности горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1964.

Храмов А. Н., Комиссарова Р. А. Земное магнитное поле каменноугольного периода по данным палеомагнитных исследований в европейской части СССР. В сб. Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Храмов А. Н. и др. Методика палеомагнитных исследований. Тр. ВНИГРИ, вып. 161, 1961.

Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. В сб. Настоящее и прошлое магнитн. поля Земли. М., 1965.

Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., 1955.

Шмелева А. Н. К методике изучения происхождения естественной остаточной намагниченности осадочных пород. В сб. Палеомагнитн. стратиграфич. исследования. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Шмелева А. Н. Палеомагнитное изучение некоторых разрезов верхнемеловых отложений западных предгорий Ферганского хребта. Там же, 1963.

Шолпо Л. Е. Палеомагнитные исследования в зонах перехода от нормально к обратно намагниченным толщам. Уч. зап. ЛГУ, сер. геофиз. и геолог. наук, вып. 12, 286, 1960.

Шолпо Л. Е. Роль вязкой намагниченности в магнетизме горных пород. Тр. ВСЕГЕИ, 105, 1964.

Эйнарссон Т. Магнитно-геологическое картирование в Исландии с помощью компаса. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1964.

Эрвинг Э. Обзор и анализ палеомагнитных данных о положении полюсов. Палеомагнетизм, сб. статей. М., 1962.

Эрвинг Э. Природа палеомагнетизма торрионских песчаников северо-западной Шотландии. Там же, 1962.

Эрвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии. Там же, 1962.

Эрвинг Э., Грин Р. Движение полюса по отношению к Австралии. Там же, 1962.

Яновский Б. М. Земной магнетизм, ч. 1. Морфология и теория магнитного поля Земли и его вариаций. Л., 1964, стр. 445.

Яновский Б. М. Земной магнетизм, ч. 2. Теоретические основы магнитометрического метода исследования земной коры и геомагнитные измерения. Л., 1963, стр. 461.

Allan D. W. Reversals of the Earth's magnetic field. Nature, 182, 463, 469, 1958.

Aramaki S., Akimoto S. Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. Amer. j. sci., 255, 9, 1957.

As J. A., Zijderveld J. D. A. magnetic cleaning of rocks in palaeomagnetic research. Geophys. j. 1, 4, 1958.

Biddgood D. E. T., Harland W. B. Rock compass: a new aid for collecting specimens. Bull. geol. soc. Amer., 70, 5, 1959.

Black R. F. Palaeomagnetic support of the theory of rotation of the western part of the Island of Newfoundland. Nature, 202, 4936, 1964.

- Blackett P. M. S., Clegg J. A., Stubbs P. H. S. An analysis of rock magnetic data. *Proceedings of the Royal Soc.*, vol. 256, 1286, 1960.
 Blundell D. J. Rock magnetism applied to some geological problems. *Geol. mag.*, 98, 4, 1961.
 Boff M. H. P. Convection in the Earth's mantle and the mechanism of continental drift. *Nature*, 202, 4932, 1964.
 Bullard E. C. Continental drift. *Quart. j. Geol. soc.*, Ld., 120, 1, 1964.
 Chamalaun F. H. Origin of the secondary magnetization of the Old Red Sandstones of Anglo-Welch Cuvette. *J. geophys. res.*, 69, 20, 4327—4337, 1964.
 Chamalaun F. H., Creer K. M. A revised devonian pole for Britain. *Nature*, 198, 375, 1963.
 Chamalaun F. H., Creer K. M. Thermal demagnetization studies of the Old Red Sandstones of the Anglo-Welch Cuvette. *J. geophys. res.*, 69, 8, 1607—1616, 1964.
 Clangeaud L., Bobier C. Corrélations entre le paléomagnétisme et les phases orogéniques pendant le Tertiaire. *Compt. rend. soc. géol. France*, 1, 7—9, Discuss. 9—11, 1963.
 Collinson D. W. a. o Palaeomagnetic investigations in Great Britain. The measurement of the permanent magnetization of rocks. *Philos. transact. roy. soc. Ld.*, ser. A, 250, 974, 71—82, 1957.
 Collinson D. W., Runcorn S. K. Polar wandering and continental drift: evidence from palaeomagnetic observations in the United States. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, 7, 915—958, 1960.
 Continental drift. N. Y.—Ld., Acad. press, 1962.
 Cox A. Angular dispersion due to random magnetization. *Geophys. j.* 8, 4, 345—55, 1964.
 Cox A., Doell R. R. Review of palaeomagnetism. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, 6, 645—768, 1960.
 Cox A., Doell R. R. Palaeomagnetic evidence relevant to a change in the Earth's radius. *Nature*, 189, 4758, 45—47, 1961.
 Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, 198, 4885, 1049—1051, 1963.
 Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs. *Science*, 143, 3604, 351—352, 1964.
 Creer K. M. Palaeomagnetic investigations in Great Britain. The remanent magnetization of unstable Keuper marls. *Philos. transact. roy. soc.*, A, 250, 974, 130—143, 1957.
 Creer K. M. A. C. demagnetization of unstable Triassic Keuper marls from S. W. England. *Geophys. j.*, 2, 4, 261—275, 1959.
 Creer K. M. The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination for remote times from palaeomagnetic data. *J. geophys. res.*, 67, 9, 3461—3476, 1962.
 Creer K. M. An analysis of the geomagnetic field using palaeomagnetic methods. *J. geomagn. and geoelectr.*, 13, 3—4, 11—119, 1962.
 Creer K. M. A statistical enquiry into the partial remagnetization of folded Old Red Sandstones rocks. *J. geophys. res.*, 67, 5, 1899—1906, 1962.
 Creer K. M. Palaeomagnetic measurements on lavas from Tristan and Inaccessible Island. *Philos. trans. roy. soc. Ld.*, ser. A, 256, 1, 1075, 569—575, 1964.
 Creer K. M., Irving E., Runcorn S. K. Palaeomagnetic measurements in Great Britain. VI. Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain. *Philos. trans. roy. soc.*, A, 974, 144—156, 1957.
 Creer K. M. a. o. Palaeomagnetic results from different continents and their relation to the problem of continental drift. *Ann. geophys.*, 15, 1, 1959.
 Dauphiere A. Paléomagnétisme et Paléoclimatologie. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 252, 3, 371—373, 1961.
 Doell R. R., Cox A. Palaeomagnetism. *Adv. geophys.*, 8, 221—313, 1961.
 Dougall M. C. a. o. A comparison of terrestrial and universal expansion. *Nature*, 199, 4898, 1080, 1963.
 Dougall M. C., Tarling D. H. Dating geomagnetic polarity zones. *Nature*, 202, 4928, 171—172, 1964.
 Du Bois P. M. Palaeomagnetism and rotation of Newfoundland. *Nature*, 184, 4688, 63, 1958.
 Du Bois P. M. Palaeomagnetism and geological correlation. *Ann. géophys.*, 14, 4, 509—514, 1958.
 Du Bois P. M. Palaeomagnetism and continental drift. *Transact. roy. soc. Canada*, 4, 52, 17—26, 1958.
 Egeland L. The change of the Earth's dimensions determined from paleogeographical data. *Geofis. pura e applicata*, 33, 42—48, 1956.

E g y e d L. Continental drift, polar wandering and the internal constitution of the Earth. A new conception of the Wegener-theory. *Acta Zool. Ac. sci. Hung.*, 3, N 3—4, 201—204, 1958.

E g y e d L. Palaeomagnetism and the ancient radii of the Earth. *Nature*, 190, 4781, 1097—1098, 1961.

E i n a r s s o n T. Magneto-geological mapping in Iceland with the use of a compass. *Adv. phys.*, 6, 22, 232—239, 1957.

E i n a r s s o n T. Der Paläomagnetismus der isländischen Basalte und seine stratigraphische Bedeutung. *Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Mon.*, 4, 159—175, 1957.

E l h i n n y M. W., G o u g h D. J. The palaeomagnetism of the Great Dyke of Southern Rhodesia. *Geophys. j.*, 7, 3, 287—303, 1963.

E l h i n n y M. W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophys. j.*, 8, 3, 338—340, 1963.

E v e r i t t C. W. F. Rock magnetism and the origin of the Midland Basalts. *Geophys. j.*, 3, 2, 203—210, 1960.

E v e r i t t C. W. F. Self-reversal of magnetization in a shale containing pyrrhotite. *Philos. mag.*, 7, 77, 831—842, 1962.

E v i s o n F. F., N o r r i s D. K., B l a c k R. F. Rock magnetism and low-angle faulting. *Nature*, 194, 4829, 644—646, 1962.

F i s h e r R. A. Dispersion on a sphere. *Proc. roy. soc., Ld.*, A, 217, 295—305, 1953.

F u l l e r M. D. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *J. Geophys. res.*, 68, 1, 293—309, 1963.

F u l l e r M. D., K o b a y a s h i K. Identification of the magnetic phases carrying natural remanent magnetization in certain rocks. *J. Geophys. res.*, 69, 20, 4409—4413, 1964.

F u r o n R. Paléoclimatologie paléomagnétisme et dérive des continents. *C. R. Soc. Biogéogr.*, 40, 351—355, 87—91, 1964.

G i r d l e r R. W. Possible reversals of the Earth's magnetic field in the Jurassic period. *Nature*, 184, 4685, 540, 1959.

G i r d l e r R. W. Rift valleys, continental drift and convection in the Earth's mantle. *Nature*, 198, 4885, 1037—1039, 1963.

G i r d l e r R. W. Sur l'application de pressions hydrostatiques à des aimantations thermoremanentes. *Ann. Géophys.*, 19, 2, 118—122, 1963.

G i r d l e r R. W. La deriva dei continenti. *Sapere*, 55, 650, 89—95, 1964.

G o u g h D. J., O p d y k e L. D., E l h i n n y M. W., Mc. The significance of palaeomagnetic results from Africa. *J. Geophys. res.*, 69, 12, 2509—2519, 1964.

G r a h a m J. W. Evidence of polar shift since triassic time. *J. Geophys. Res.*, 60, 3, 329—347, 1955.

G r a h a m K. W. T., H e l s l e y C. E., H a l e s A. L. Determination of the relative position of continents from palaeomagnetic data. *J. Geophys.*, 69, 18, 3835—3900, 1964.

G r e e n R. Polar wandering, a random walk problem. *Nature*, 182, 4632, 382, 1958.

G r i f f i t h s D. H., K i n g R. F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. not. roy. astro. soc.*, *Geophys. suppl.*, 7, N 3, 1955.

G r i f f i t h s D. H., K i n g R. F., W r i g h t A. E. Some field and laboratory studies of the depositional remanence of recent sediments. *Adv. Phys.*, 6, 23, 306—316, 1957.

G r i f f i t h s D. H., K i n g R. F., W r i g h t A. E. An assessment of the difficulties involved in using Quaternary varved sediments for palaeomagnetic studies of the secular variation. *Ann. Geophys.*, 14, 4, 515—518, 1958.

H a m i l t o n N., K i n g R. F. Comparison of the bedding errors of artificially and naturally sediments with those predicted from a simple model. *Geophys. j.*, 4, 370—374, 1964.

H a n u š V., K r s M. Palaeomagnetic dating of hydrothermal deposits in Czechoslovakia. *Geophys. j.*, 8, 1, 82—101, 1963.

H e l s l e y C. E. Palaeomagnetic results from the Lower Permian Dunkard series of West Virginia. *Geol. soc. Amer., spec. paper*, 76, 79, 1964.

H i l g e n b e r g O. C. Rock magnetism and the Earth's palaeopoles. *Geofis. pura e applicata*, 53, 3, 52—54, 1962.

H i l t e n D., van. Presentation of palaeomagnetic data, polar wandering and continental drift. *Amer. j. sci.*, 260, 6, 401—426, 1962.

H i l t e n D. van. Palaeomagnetic indications of an increase in the Earth's radius. *Nature*, 200, 4913, 1277—79, 1963.

H o s p e r s J. Magnetic correlation in volcanic districts. *Geol. mag.*, 91, 5, 352—360, 1954.

H o s p e r s J. Rock magnetism and polar wandering. *J. Geol.*, 63, 59—75, 1955.

H o u t e n F. B. van. Ferric oxides in red beds as palaeomagnetic data. *J. Sediment. petrol.*, 31, 296—300, 1961.

H o w e l l L. G. Chemical and crystal controlled magnetization of rocks. *Amer. j. sci.*, 260, 7, 539—549, 1962.

Irving E. Palaeomagnetic investigations in Great Britain. The origin of the palaeomagnetism of the Torridonian Sandstones of North-West Scotland. *Philos. trans. roy. soc., A.*, 250, 974, 100, 110, 1957.

Irving E. Palaeogeographic reconstruction from palaeomagnetism. *Geophys. j.*, 1, 3, 224, 1958.

Irving E. Palaeomagnetic pole positions. A survey and analysis. *Geophys. j.*, 2, 1, 51–79, 1959.

Irving E. Palaeomagnetic pole positions. Part 1, pole numbers 1/1 to 1/144. *Geophys. j.*, 3, 1, 96–111, 1960.

Irving E. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part II. Pole numbers 2/1 to 2/41 and 1/71. *Geophys. j.*, 3, 4, 444–449, 1960.

Irving E. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part III. Pole numbers 3/1 to 3/87. *Geophys. j.*, 5, 1, 70–79, 1961.

Irving E. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part IV. Pole numbers 4/1 to 4/34. *Geophys. j.*, 6, 2, 263–267, 1962.

Irving E. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part V. Pole numbers 5/1 to 5/95. *Geophys. j.*, 7, 2, 263–274, 1962.

Irving E. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part VII. Poles 7/1 to 7/80. *Geophys. j.*, 9, 1964.

Irving E. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N. Y., 399, 1964.

Irving E., Gaskell T. F. The palaeogeographic latitude of oil-fields. *Geophys. j.*, 7, 1, 54–64, 1961.

Irving E., Green R. Polar movement relative to Australia. *Geophys. j.*, 1, 1, 64–72, 1958.

Irving E., Major A. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3, 1964.

Irving E., Parry L. G. The magnetism of some permian rocks from New South Wales. *Geophys. j.*, 7, 4, 395–412, 1963.

Irving E. a. o. Treatment of partially stable sedimentary rocks showing planar distribution of directions of magnetization. *J. Geophys. res.*, 66, 6, 1927–1934, 1961.

Irving E., Robertson W. A., Stott P. M. The significance of the palaeomagnetic results from Mesozoic rocks of Eastern Australia. *J. Geophys. res.*, 68, 8, 2313–2317, 1963.

Irving E., Runcorn S. K. Palaeomagnetic investigations in Great Britain. II. Analysis of the palaeomagnetism of the Torridonian Sandstone series of North-West Scotland. *Philos. trans. roy. soc., A.*, 250, 974, 83–99, 1957.

Irving E., Stott P. M., Ward A. Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. *Philos. mag.*, 6, 225–241, 1961.

Irving E., Stott P. M. Palaeomagnetic directions and pole positions. Part IV. Numbers 6/1 to 6/73. *Geophys. j.*, 8, 2, 249–257, 1963.

Irving E., Ward M. A. A statistical model of the geomagnetic field. *Geophys. pura et applicata* 57, 25–30, 1964.

Jamaa-a-i T., Oziima M., Nagata T. Self-reversal of remanent magnetization magnetite at low temperatures. *Nature*, 198, 4886, 1158–1189, 1963.

Jardetzky W. On the rotation of the Earth during its evolution. *Transact. Amer. geophys. un.*, 30, 26, 797–817, 1949.

Kádár L. Erdaus' dehnung Meers-und Kontinenten-wicklung, Polwanderung und Klima. *Acta Univ. Debrecen.*, ser. geogr., geol. et meteorol., 8, 3–12, 1962.

Kawai N. Magnetism of rock and solid phase transformation in ferromagnetic minerals, III. *Proc. Japan acad.*, 31, 6, 1955.

Kars M. Reverse and normal remanent magnetization in hydrothermal veins. *Nature*, 199, 4891, 365–366, 1963.

Larocheille A., Black R. F. An application of palaeomagnetism in estimating the age of rocks. *Nature*, 198, 4887, 1260–1262, 1963.

Mumm W. G. Thermal and alternating magnetic field demagnetization experiments on cainozoic basalts from Victoria, Australia. *Geophys. j.*, 7, 3, 314–327, 1963.

Nagata T. Pre-history of the geomagnetic field in Japan during 46 000–31 000 B. C. *J. Geophys. res.*, 54, 4, 1949.

Nagata T. Self-reversal of thermoremanent magnetization of igneous rocks. *Nature*, 172, N 4, 384, 850–852, Nov. 7, 1953.

Nagata T. Rock magnetism. Tokyo, 1961.

Nagata T. Notes on detrital remanent magnetization of sediments. *J. Geomagnetism and geoelectricity*, 14, 2, 99–106, 1962.

Nagata T. a. o. Palaeomagnetic study on a Quarternary volcanic region in Japan. *Adv. Phys.*, 6, 23, 255–263, 1957.

Nagata T., Uyeda S. Exchange interaction as a cause of reverse thermoremanent magnetism. *Nature*, 184, 4690, 890–891, 1959.

Nairn A. E. M. Palaeomagnetic collections from Britain and South Africa illustrating two problems of weathering. *Adv. Phys.*, 6, 22, 162–169, 1957.

Nairn A. E. M. (ed.). Descriptive palaeoclimatology. Interscience, N. Y., 1961.

Néel L. Some theoretical aspects of rock-magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 14, 191–243, 1955.

Norris D. K., Black R. F. Application of palaeomagnetism to thrust mechanics. *Nature*, 192, 4806, 933–935, 1961.

Oddy N. D. The palaeomagnetism of the New Jersey triassic: a field study of the inclination error in red sediments. *J. Geophys. res.*, 66, 6, 1941–1948, 1961.

Oddy N. D. The palaeomagnetism of the Permian red beds of South-West Tanganyika. *J. Geophys. res.*, 69, 12, 2477–2487, 1964.

Oddy N. D. The palaeomagnetism of some Triassic red beds from Northern Rhodesia. *J. Geophys. res.*, 69, 12, 2495–2497, 1964.

Oddy N. D., Runcorn S. K. New evidence for reversal of the geomagnetic field near the Pliocene—Pleistocene boundary. *Science*, V, 123, N 3208, 1126–27, 1956.

Oddy N. D., Runcorn S. K. Wind direction in the Western United States in the Late Paleozoic. *Bull. Geol. soc. Amer.*, 71, 7, 959–972, 1960.

Picard M. D. Palaeomagnetic correlation of units within Chugwater (triassic) formation. *BAAPG*, 48, 3, pt. 1, 269–291, 1964.

Rees A. J. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Geophys. j.*, 5, 235–251, 1961.

Roché A. Sur l'origine des inversions d'aimantation constatées dans les roches d'Auvergne. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 236, 107–109, 1953.

Roché A. Sur la date de la dernière inversion du champ magnétique terrestre. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 243, 11, 812–814, 1956.

Roy J. L. Palaeomagnetism of Prince Edward Island. *Geophys. j.*, 8, 2, 226–229, 1963.

Runcorn S. K. Palaeomagnetic survey in Arizona and Utah: preliminary results. *Bull. Geol. soc. Amer.*, 67, 3, 301–316, 1956.

Runcorn S. K. Discussion on the Permian climatic zonation and palaeomagnetism. *Am. J. sci.*, 257, N 3, 235, 1959.

Runcorn S. K. Statistical methods in rock magnetism. *Philos. mag.*, 5, 53, 523–524, 1960.

Runcorn S. K. Palaeomagnetic evidence for geomagnetic field reversals and continental drift. *J. Geomag., geoelectr.*, 13, 3–4, 84–85, 1962.

Runcorn S. K. Palaeomagnetic results from Precambrian sedimentary rocks in the Western United States. *Bull. Geol. soc. Amer.*, 75, 8, 687–703, 1964.

Schwarz E. J. A palaeomagnetic investigation of Permo-Triassic red beds and andesites from Spanish Pyrenees. *J. Geophys. res.*, 68, 10, 3265–3271, 1963.

Shimizu J. Magnetic viscosity of muscovite. *J. Geomagn., geoelectr.*, 11, 4, 125–138, 1960.

Sigurgeirsson Th. Direction of magnetization in Icelandic basalts. *Adv. Phys.*, 6, 22, 241–246, 1957.

Stoyko N. Sur la variation de la rotation de la Terre et l'inversion de la polarité du champ magnétique terrestre. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 236, 6, 1591–1593, 1953.

Strangway D. W. Rock magnetism and dyke classification. *J. Geol.*, 72, 5, 648–663, 1964.

Stubb P. Rock magnetism and the movement of continents. *New Scientist*, 10, 237, 522–525, 1961.

Ward M. A. On detecting changes in the earth's radins. *Geophys. j.*, 8, 2, 217–225, 1963.

Watson G. S. Analysis of dispersion on a sphere. *Monthly not. Roy. astro. soc. Geophys. suppl.*, 7, 4, 153–159, 1956.

Watson G. S. A test for randomness of direction. *Monthly not. Roy. astro. Geophys. suppl.*, 7, 4, 160–161, 1956.

Watson G. S., Irving E. Statistical methods in rock magnetism. *Monthly not. Roy. astro. soc. Geophys. suppl.*, 7, 6, 289–299, 1957.

Wilson R. L. The palaeomagnetism of baked contact rocks and reversals of the Earth's magnetic field. *Geophys. j.*, 7, 2, 194–202, 1962.

Wilson R. L. The palaeomagnetism of some rhyolites from Northern Ireland. *Geophys. j.*, 8, 2, 235–241, 1963.

Wilson R. L., Everett W. F. Thermal demagnetization of some carboniferous lavas for palaeomagnetic purposes. *Geophys. j.*, 8, 2, 149–164, 1963.

Zijl J. S. V. van, Graaham K. W. T., Hales A. L. The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. I. Evidence for a genuine reversal of the Earth's field in Triassic-Jurassic times. *Geophys. j.*, 7, 1, 23–39, 1961.

Zijl J. S. V. van, Graaham K. W. T., Hales A. L. The palaeomagnetism of the Stromberg lavas of South Africa. II. The behaviour of the magnetic field during a reversal. *Geophys. j.*, 7, 2, 169–182, 1962.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Введение	3
Г л а в а 1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИИ	7
§ 1. Виды намагничивания	—
§ 2. Естественная остаточная намагниченность горных пород	14
§ 3. Стабильность остаточной намагниченности	19
§ 4. Палеомагнитная стабильность горных пород	23
§ 5. Проблема образования обратной намагниченности горных пород	28
§ 6. Распределение направлений естественной остаточной намагниченности горных пород и их статистический анализ	32
§ 7. Закономерности распределения современного земного магнитного поля, важные для палеомагнитного анализа. Принципы интерпретации и оценка надежности палеомагнитных данных	43
Г л а в а 2. МЕТОДЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	50
§ 1. Принципы изучения геологических объектов	—
§ 2. Магнитометрические измерения	53
§ 3. Методы оценки палеомагнитной стабильности горных пород	56
§ 4. Определение первичной намагниченности горных пород	71
§ 5. Анализ происхождения первичной намагниченности	80
Г л а в а 3. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ	90
§ 1. Основные гипотезы и выводы палеомагнитологии в свете палеомагнитных данных по СССР	—
§ 2. Палеомагнитные исследования для решения задач стратиграфии и геохронологии	108
§ 3. Палеомагнитные исследования в палеогеографии	137
§ 4. Проблемы методики и развития палеомагнитных исследований	145
Г л а в а 4. МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ РАБОТАМ	149
§ 1. Подготовка к полевым работам	152
§ 2. Сбор коллекции ориентированных образцов	160
§ 3. Измерение I_n и χ образцов горных пород	172
§ 4. Обработка магнитометрических данных	182
§ 5. Определение палеомагнитной стабильности и направления первичной намагниченности горных пород	200
§ 6. Обработка палеомагнитных данных и отчетность	213
Приложение 1. Сводная таблица палеомагнитных данных по СССР	234
Приложение 2. Обозначения величин, принятые в палеомагнитологии	234
Приложение 3. Проект стандартов на обозначения электрических и магнитных величин, их единицы измерения и переводные множители для перехода от единиц симметричной системы СГС к единицам системы СИ при рациональной форме уравнений	237
Приложение 4. Код для палеомагнитной перфокарты	238
Литература	243

*Алексей Никитич Храмов
Лолий Евгеньевич Шолпо*

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

**Принципы, методы и геологические приложения
палеомагнитологии**

Ведущий редактор *Л. П. Барышников*
Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*
Корректор *В. Н. Чистякова*

М-22554. Сдано в набор 18/XI 1966 г. Подписано к печати 14/II 1967 г.
Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 15³/₄. Усл. л. 22,05.
Уч.-изд. л. 20,69. Тираж 2000 экз. Заказ № 1225. Индекс 3—4—1—Л.
Цена 1 р. 59 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.
Ленинградская типография «Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский пр., д. 91.

АВТОРСКИЕ ИСПРАВЛЕНИЯ И ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
12	4 сн.	I_v	I_r
41	23 св.	стабильной I_n	палеомагнитной стабильностью
51	12 св.	см. приложение 1	см. гл. 4
66	16 сн.	малостабильных	магнитомягких
77	14 св.	приложения	гл. 4
85	подпись к рис. 33	титаномангелиты	титаномаггемиты
85	18 сн.	на зерна	на зернах
92	12 сн.	в древней	древней
103	1 св.	рис. 32—34	рис. 36—38
124	6 сн.	стабильность I_n	палеомагнитную стабильность
132	6 св.	ранее	позднее
176	1 св.	«склонения» наклона	«склонения» и наклона
189	6 и 7 сн.	I_{vt}	I_{rt}
204	12 св.	коду 0101	коду 1110
204	13 св.	20—30° ю. ш.	61—70° с. ш.
210	11 св.	по деформации	до деформации