

Лекция 13. ГЕОМАГНЕТИЗМ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЗЕМЛИ

В 13-ой лекции рассмотрены такие опросы: Электропроводность Земли. Электропроводность горной породы. Основы магнитотеллурического метода. Электропроводность Земли. Палеомагнетизм. Приборы и обсерватории.

Электропроводность горной породы.

Электропроводность горной породы является важной характеристикой свойств вещества, находящегося в недрах Земли. В отличие от плотности, которая изменяется в Земле в узких пределах, интервал изменения электропроводности очень широк: 10^3 - 10^{-7} Ом⁻¹ м⁻¹. Электропроводность горной породы зависит от минерального состава, фазового состояния, пористости, трещиноватости, влагонасыщенности, температуры и давления. К настоящему времени на основании лабораторных исследований образцов горных пород установлены основные закономерности и получены количественные оценки влияния перечисленных факторов на величину электропроводности. Здесь основное внимание уделено закономерностям в распределении электропроводности горных пород в коре и мантии Земли. Дело в том, то оценить величину электропроводности железного ядра путем электромагнитного зондирования практически невозможно из-за того, что требуется «волна» с периодом, большим, чем реальное время наблюдения геомагнитного поля.

До 60-х годов основную информацию о составе и строении земных недр получали на основе сейсмических, гравиметрических и магнитометрических данных. Объяснялось это только одним обстоятельством - не существовало широко доступных методов исследования электропроводности Земли на больших глубинах. До середины века основные представления о распределении электропроводности в Земле были получены по данным бурения и электроразведочных работ с искусственными источниками постоянного тока. Глубина скважин к тому времени не превышала 3-5 км, а данные электроразведки с искусственными источниками позволяли исследовать строение коры не более чем на 2-3 км. В уникальном эксперименте А.П. Краева и А.С. Семенова, проведенном с искусственными источниками на Финском заливе, удалось определить распределение сопротивления на постоянном токе до глубины около 10 км.

Таблица 1. Толщина скин-слоя в км для различных значений электропроводности (Ом м)⁻¹ и периодов колебаний (сек) (Акасофу, Чепмен, 1974).

(Ом м) ⁻¹ \ с	0.1	10	10 ³ (1/3 ч.)	10 ⁵ (сутки)	10 ⁷ (1/3 г.)	10 ⁹ (30 л.)
10 ⁻⁴	16	160	1600			
10 ⁻³	5.0	50	500	5000		
10 ⁻²	1.6	16	160	1600		
10 ⁻¹	0.50	5.0	50	500	5000	
10 ⁰	0.16	1.6	16	160	1600	
10 ¹	0.050	0.5	5.0	50	500	5000
10 ²	0.016	0.16	1.6	16	160	1600

Скин слой толщиной 5000 км по порядку величин равен расстоянию от поверхности Земли до внутреннего ядра Земли, что соответствует периоду колебаний ≈ 300 тыс. лет. Эта оценка практически совпадает с оценкой Паркинсона (1986) в 100 000 лет как характерного времени, ограничивающего период электромагнитных колебаний, способных выйти на поверхность Земли.

Рождение глубинной геоэлектрики произошло в 50-е годы, когда А.Н. Тихоновым и Л. Каньяром была высказана идея о возможности применения для исследования

электропроводности Земли естественного электромагнитного поля внешнего происхождения. Естественное электромагнитное поле существует на Земле в широком интервале периодов (10^{-4} - 10^6 с). Создается оно главным образом токовыми системами, расположенными в ионосфере и магнитосфере Земли. Изменение магнитного поля токовых систем происходит вследствие взаимодействия существующего магнитного поля Земли с потоком возмущенной солнечной плазмы. Переменное магнитное поле индуцирует в Земле электрические токи. Эти токи получили название теллурических, а сам метод, основанный на использовании естественного электромагнитного поля, - название "магнитотеллурический".

Основы магнитотеллурического метода.

В основе предложенного метода лежит упрощенная модель естественного электромагнитного поля. Предполагается, что первичное поле, возбуждаемое внешними источниками, однородно на поверхности горизонтально однородной Земли. В этом случае отношение взаимно перпендикулярных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей, измеренных на поверхности Земли, будет зависеть только от периода вариации и распределения проводимости по глубине. Это отношение, названное импедансом Z , может быть вычислено по любой паре ортогональных компонент, то есть $Z = E_x / H_y = - E_y / H_x$.

Чем больше период вариаций, тем глубже проникает поле внутрь Земли. Изменение импеданса с ростом периода отражает изменение удельного сопротивления с глубиной. На практике удобнее следить за изменением кажущегося удельного сопротивления ρ_T , которое вычисляется по формуле

$$\rho_T = (\omega\mu)^{-1} |Z|^2,$$

где $\omega = 2\pi/T$, T - период вариации в секундах, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Генри/м, Z - в Ом, ρ_T - в Ом·м. Значения ρ_T только в предельных случаях близки к истинному значению удельного сопротивления. Например, при очень малых значениях периода, когда поле не проникает в нижележащий слой, значение ρ_T равно удельному сопротивлению первого слоя. Регистрируя вариации естественного электромагнитного поля в широком интервале периодов, можно построить зависимость кажущегося удельного сопротивления от периода. Зависимость ρ_T от периода называется кривой зондирования.

Нетрудно рассчитать поведение кривой зондирования для любой среды, электропроводность которой меняется только по вертикали. Несколько труднее рассчитать поведение кривых зондирования в случае, когда электропроводность меняется и по горизонтали, то есть для двумерных и трехмерных сред. При этом методика обработки материала наблюдений и интерпретации осложняется, так как импеданс приобретает свойства тензора и его величина зависит от направления электрического поля на поверхности Земли. Наличие алгоритмов для расчета кривых зондирования в произвольных средах позволяет в принципе определить распределение сопротивления по глубине, решив обратную задачу: по значениям ρ_T определить параметры среды.

Несмотря на простоту высказанных идей, магнитотеллурический метод не сразу вошел в геофизическую практику. Потребовалось более десяти лет, чтобы разработать необходимую аппаратуру для регистрации в полевых условиях компонент магнитного поля, имеющих в области коротких периодов очень небольшие амплитуды (10^{-2} - 10^{-6} А/м), и создать методику проведения зондирований в условиях горизонтально неоднородных сред.

Геомагнетизм и геоэлектрика. Геомагнитные исследования служат для выделения неоднородностей по магнитным свойствам до глубин 50-100 км. Электропроводность Земли до глубин 500 км изучается глубинными магнитовариационными (ГМВЗ) и магнитотеллурическими (ГМТЗ) зондированиями.

Региональные исследования методом ГМТЗ обнаруживают отклонения от кривой, характерной для платформенных областей. Их объясняют существованием слоя повышенной электропроводности в мантии на глубине 100-200 км. В целом с глубиной возрастает как электропроводность пород, так и температура недр. На глубинах 100-200 км градиент температуры уменьшается. Это можно объяснить минимумом теплопроводности и существованием здесь «тепло запирающего» слоя, препятствующего выходу тепла земных недр наружу. Наличие хорошо проводящих астеносферных (перегретых) слоев обнаружено в ряде районов Земли (в частности, в Байкальском регионе, на Сахалине и в Прикарпатье). Иногда они коррелируются с зонами понижения сейсмических скоростей, но смещены по глубине.

Структура и физическое состояние недр Земли. Исследование больших глубин Земли геофизическими методами дает возможность оценить изменения физических параметров температуры и химического состава с глубиной, а также изучать происходящие в недрах процессы.

Наибольшие изменения с глубиной скоростей сейсмических волн, упругих модулей, плотности и поля силы тяжести происходят вдоль радиуса Земли. Особенно они велики на границах мантии и внешнего ядра, внешнего и внутреннего ядра (рис. 1-1). Отклонения физических параметров по латерали, наблюдаемые в мантии, невелики (до 20%) по сравнению с их средними значениями, но они сложным образом распределены в объеме Земли. По сейсмологическим данным, внешнее ядро не пропускает поперечные волны, что говорит о его жидком фазовом состоянии. Кроме того, существование у Земли геомагнитного поля и его вековых вариаций указывает на возможность движения электропроводящего вещества в ядре, что также связано с его жидким состоянием и металлическими свойствами. Высокая плотность в дополнение к указанным фактам позволяет предположить, что основная масса вещества ядра Земли представлена железом, а верхняя часть является силикатной. Подобным же образом на два класса разделяются метеориты. Это служит основой при выборе модели изменения химического состава Земли с глубиной в предположении, что она образована из метеоритного вещества.

Силикатная часть Земли, слагающая мантию, предположительно представлена минералами, образующими породы типа перидотитов, состав которых близок к составу хондритов. Наличие в мантии Земли " границ " с резким возрастанием скоростей упругих волн связывают с фазовыми переходами. Такие фазовые переходы с изменением плотности до 10% могут быть на глубинах 450 км (переход оливин - шпинель), 700 км (переход шпинель - перовскит). Наблюдается и ряд других переходов. Указанные глубины соответствуют адиабатическому распределению температур. Однако латеральная неоднородность Земли, выявляемая по сейсмическим данным, позволяет сделать вывод о механической неустойчивости такого распределения, что приводит к глубинным движениям вещества или конвекции. Из-за конвекции в Земле распределение температур имеет сложный характер, и поэтому границы фазовых переходов, или сейсмические границы, находятся на различных глубинах в разных регионах. Среднее распределение температур близко к адиабатическому, и только вблизи границ наблюдаются резкие градиенты. Области градиентов называются пограничными слоями.

На основании изложенных представлений в настоящее время делаются попытки обосновать движения вещества мантии Земли и выявить основные тектонические структуры, которые ими порождаются. Разработка моделей конвекции в Земле и их согласование с наблюдаемыми геофизическими полями и тектоническими структурами находятся в самом начале. Сам эволюционный характер геологических процессов связан с деформациями периферической оболочки под воздействием движения вещества Земли на больших глубинах.

Электропроводность Земли.

Общепринятая модель Земли однозначно определяет наличие железного ядра. Отсюда следует скачек в электропроводности на границе ядро-мантия. Величина скачка должна достигать нескольких порядков. Обнаружение его методами электромагнитного зондирования - было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы (Ротанова, Пушков, 1982) считали, что получены «оценки, которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия $\sigma = 10^5 - 10^6 \text{ (Ом}\cdot\text{м)}^{-1}$ ». Эти результаты получены по данным о 60- и 30-летних вариаций геомагнитного поля. На рис. 13-13 треугольник «В» показывает обобщенные данные по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученные Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкрузи, Куртийо, Моэлем, Бэнксов и др.

Штриховая линия на этом рисунке показывает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачек проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины $\sigma = 10^5 - 10^6 \text{ (Ом}\cdot\text{м)}^{-1}$ (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рис. 13-13 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 10^5 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон (1986).

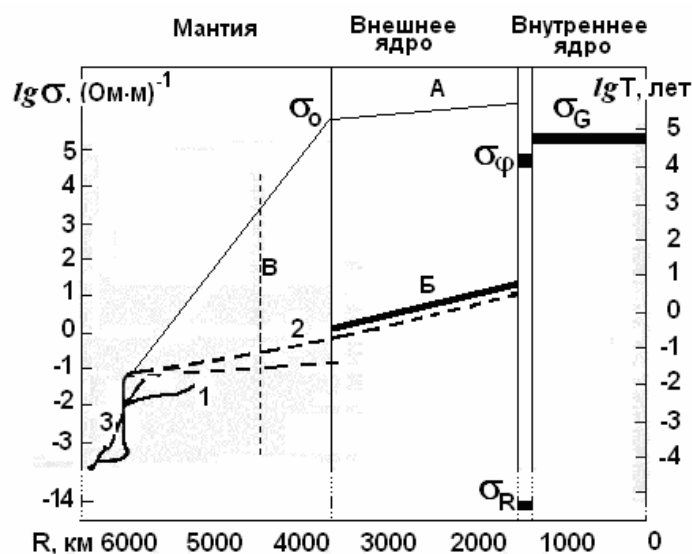


Рис. 1. Изменение электропроводности Земли (σ) с глубиной, по данным геомагнитных вариаций (1), вековых вариаций (2) и ГМТЗ (3) (Ротанова, Пушков, 1982). Интерполяция кривой 3 в область высоких проводимостей σ_0 , А – проводимость во внешнем железном ядре, скачек $2\text{-}\sigma_0$ на границе ядро-мантия; Б - σ_0 внешнего ядра, согласно нашей модели; В - предел достоверных значений σ . Электропроводность F- слоя: σ_ϕ - геострофического потока, σ_R - радиального переноса; σ_G - электропроводность вещества внутреннего ядра. Правая шкала показывает T - время диффузии магнитного поля.

Однако из практики геомагнетизма следуют совсем другие времена. Минимальный период вариаций, полученный по палеомагнитным данным, это примерно 100 лет. Короче

период распознать не удастся по техническим причинам, в основном из-за скорости осадконакопления и малой толщины образца. Джерки, - явления современного геомагнетизма происходят не длиннее чем за один год. Вероятно, эту цифру можно считать наименьшим периодом вариаций геомагнитного поля, ей соответствует величина $\sigma = 10^1 \text{ (Ом}\cdot\text{м)}^{-1}$. Продолжение линии 2 приводит к точке «Б» на границе внутреннего ядра. Проблема электропроводности Земли решается элементарно, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же материала, что и мантия, а генерация геомагнитного поля (как это следует из главы 12) происходит на границе внутреннего ядра.

Электропроводность F-слоя.

Принято считать, что ядро Земли состоит из железа: жидкого – во внешнем ядре и твердого – в ядре внутреннем. Согласно этому представлению, на границе ядро-мантия должен иметь место скачек в электропроводности, а его величина должна достигать нескольких порядков. Обнаружение постулированного в модели холодной Земли такого скачка методами электромагнитного зондирования - было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы [Ротанова, Пушков, 1982] считали, что были получены «оценки, которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия: $\sigma = 10^5 - 10^6 \text{ (Ом}\cdot\text{м)}^{-1}$ ». Это результаты интерпретации данных по 60- и 30-летним вариациям геомагнитного поля, которые нельзя считать достаточно достоверными. На рис. 13-13 верхняя линия (2 - σ_0) показывает область данных по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученных Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкрузи, Куртийо, Моэлем, Бэнксов и др. [Ротанова, Пушков, 1982]. Несмотря на повторение многими авторами этого результата, он вызывает сомнение, дело в том, что штриховая линия В на рис. 3-б ограничивает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачек проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины $\sigma = 10^5 - 10^6 \text{ (Ом}\cdot\text{м)}^{-1}$ (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рис. 13-13 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 10^5 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность Земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон [1986].

В модели холодной Земли величина проводимости ядра очень велика. При такой электропроводности на поверхность Земли вообще не должны выходить изменения геомагнитного поля, которые реально регистрируются магнитологами. Проблема электропроводности Земли была бы свободна от противоречий, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же плохо проводящего материала, что и мантия, электропроводность этих оболочек медленно возрастает с увеличением температуры, а генерация геомагнитного поля (как это следует из вышесказанного) происходит на границе внутреннего ядра, где σ - резко возрастает. Согласно нашей модели, в F-слое проводимость имеет (так же как в ионосфере) тензорный характер: σ_R – поперек слоя, а σ_φ – вдоль слоя. Как будет показано в следующей главе, величина σ_R обязана особенностям образующегося в F-слое эффекта поляризации и разделения электрических зарядов, а повышенная электропроводность σ_φ подвижного экмановского слоя (геострофического ветра) - обязана изменению свойств вещества при критической температуре. Известно, что при критических pT условиях вещество обладает

«сверхтекучестью» и «сверхпроводимостью». Электропроводность вещества внутреннего ядра – самая высокая, она обозначена σ_G .

Палеомагнетизм.

Магнетизм горных пород (Паркинсон, 1986). Магнитное поле Земли сохраняется и «помнит», каким оно было во время его «записи» в образце горной породы. Способность запоминать поле обусловлено наличием в горных породах очень распространенного магнитного минерала – магнетита.

Свойства ферромагнетизма объясняется наличием собственного магнитного момента электрона. Величина этого момента составляет $0.3 \cdot 10^{-24}$ А/м² или один *магнетон Бора* (фундаментальная единица магнитного момента).

Важнейшим элементом, определяющим магнетизм горных пород, является железо. Оно встречается в минералах в форме окисных ионов железа (Fe^{2+} и Fe^{3+}). По тому, как складываются магнитные моменты, вещества разделяются на *антиферромагнетиков* (антипараллельные моменты скомпенсированы) и *ферримагнетики* (суммарный момент в одном направлении больше, чем в - противоположном).

Полная ориентация дипольных моментов происходит лишь при нулевой абсолютной температуре. При некоторой температуре, определенной для каждого минерала, упорядочение электронных спинов сменяется разупорядочением, и *ферромагнетизм* исчезает, материал становится *парамагнетиком*. Эта температура называется *точкой Кюри*. Соответствующая температура, характеризующая переход «порядок-беспорядок» для антиферромагнетика, носит название «*точки Нееля*».

Явление ферромагнетизма во многом определяется различными видами анизотропии, связанными с кристаллической структурой или формой тела. Наиболее важным видом анизотропии является магнитокристаллическая анизотропия – влияние кристаллической структуры на взаимодействие спинового и орбитального угловых моментов в ионах железа. Этот эффект проявляется в том, что энергия магнитокристаллографической анизотропии зависит от направления спонтанной намагниченности по отношению к осям кристаллической решетки. Направления с минимальными значениями этой энергии называют *осями легкого намагничивания*, поскольку кристалл легче намагнитить именно в этих направлениях. В отсутствие посторонних влияний, таких как напряжение или внешнее поле, спонтанная намагниченность направлена вдоль одной из осей легкого намагничивания.

Анизотропию создает форма магнитного тела, т.е. форма зерна минерала. Если кристалл намагничен, его форма несколько изменяется, это явление известно как *магнитострикция*. Изменение магнитных свойств под давлением известно как *пьезомагнитный эффект*. Перемещение магнитных доменов в зерне имеет скачкообразный характер процесса намагничивания, известный как *скачки Баркгаузена*.

Когда приложенное поле уменьшается до нуля, доменные стенки остаются в положениях, предпочтительных для доменов, спонтанная намагниченность которых параллельна приложенному перед этим полю. Оставшаяся намагниченность называется *остаточной намагниченностью насыщения*.

Магнитные материалы. Магнитные материалы, играющие существенную роль в геофизике, представляют собой окиси железа и сульфиды железа, содержащие некоторое количество титана: TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 :

Магнетит – (Fe_3O_4) , *Титаномагнетит* – (Fe_2TiO_4) . *Маггемит (гематит)* – (Fe_2O_3) . Кроме этого: титаномагнетиты, титаногематиты, пирротины и пр.

Приобретение намагниченности. Остаточную намагниченность образцов горных пород, отобранных в поле, называют *естественной остаточной намагниченностью* (NRM –

natural remains magnetization). В зависимости от способа приобретения намагниченности употребляются различные наименования видов намагниченности:

Термоостаточная намагниченность (TRM – thermal remanent magnetization).

Изверженные горные породы выходят на поверхность в жидком состоянии при высоких температурах. Температура плавления для большинства горных пород выше точки Кюри магнитных материалов, поэтому магнитные материалы изверженных горных пород при выходе на поверхность находятся в парамагнитном состоянии. При переходе через точку Кюри в процессе остывания возникает спонтанная намагниченность, однако её направление неустойчиво, пока каждое зерно не остынет до своей блокирующей температуры, при которой возникает эффект «вмороженного» в зерна магнитного поля. Блокирующая температура порядка 250 °С обеспечивает стабильность в течение более чем 10⁸ лет.

Седиментационная остаточная намагниченность (DRM – detrital remains magnetization).

Процесс намагничивания заключается в том, что зерна магнитных минералов, осаждающихся на дно водоема, стремятся ориентироваться по магнитному полю, существующему в период осаждения.

Химическая остаточная намагниченность (CRM – chemical remains magnetization). Если магнитный минерал образуется в результате химической реакции в магнитном поле, он может приобрести остаточную намагниченность, параллельную этому полю.

Идеальная (безгистерезесная) остаточная намагниченность (ARM – anhysteretic remains magnetization). Если ферромагнетик подвергается воздействию переменного поля одновременно с наложением постоянного поля, то он приобретает стабильную остаточную намагниченность, параллельную и пропорциональную этому постоянному полю. Даже если последнее очень мало. Именно по этой причине при использовании методики магнитной чистки переменным полем необходимо добиваться того, чтобы приложенное переменное поле не содержало постоянной составляющей.

Вязкая остаточная намагниченность (VRM – viscous remains magnetization). По своей природе это скорее мягкая намагниченность, чем жесткая.

Нормальная остаточная намагниченность (IRM – isothermal remains magnetization).

Намагниченность, приобретаемая при низкой температуре после воздействия сильного постоянного поля.

Объекты палеомагнитных исследований (Паркинсон, 1986; Палеомагнитология, 1982).

Палеомагнитные исследования ведутся на горных породах самого разного состава и происхождения, слагающих осадочные, эффузивно-осадочные толщи, эффузивные и интрузивные комплексы, а в некоторых случаях и метаморфические комплексы и руды. Выбор объекта палеомагнитного изучения целиком определяется поставленной задачей - прямой или обратной. Кроме того, существуют общие требования, ограничивающие класс пригодных для исследования объектов. Эти ограничения вызывают главным образом следующие причины: 1) слабая намагниченность пород, трудноизмеримая с достаточной точностью на современных магнитометрах, 2) плохая сохранность первичной намагниченности, невозможность ее выделения существующими методами или полная потеря намагниченности породами, 3) неполнота палеомагнитной записи в данном объекте. Точность любого палеомагнитного определения обуславливается точностью не только нахождения составляющих древнего геомагнитного поля, но и установления момента, к которому относятся данные, т. е. времени возникновения древней намагниченности. Это время немислимо узнать без сведений о возрасте самой породы, поэтому объекты палеомагнитного изучения выбирают так, чтобы они имели надежную привязку к геохронологической шкале (чтобы были известны, по меньшей мере, даты начала и конца образования объекта). Если задачей исследования как раз и является определение возраста породы, необходимо иметь надежные эталоны для

сравнения, т. е. палеомагнитные данные по объектам с хорошей стратиграфической привязкой.

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

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

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

1. Равномерный отбор образцов по двум-трем полным разрезам (обнажениям). В каждой точке отбирают один - два штуфа породы, из которых изготавливают два-три образца для магнитометрических измерений. Эта система применяется в том случае, если первой задачей исследования является получение возможно более обоснованного среднего направления намагниченности J_n изучаемого тела, а знание точного направления J_n в каждой точке разреза не существенно. Так изучаются однородные осадочные толщи, отдельные пласты, лавовые потоки, пластовые интрузии и дайки. Интервал отбора определяется мощностью геологического тела и минимальным числом требуемых для статистической обработки образцов, которых в каждом обнажении должно быть не меньше 15—20.
2. Подробный отбор образцов по разрезу толщи. Проводится при изучении более детальных последовательностей изменения склонения и наклона вектора J_n (например, для исследования вековых вариаций или геомагнитных инверсий). Через малые интервалы истинной мощности, зависящие от темпа накопления осадка, строго на одном и том же стратиграфическом уровне отбирают не менее трех штуфов, из которых готовят не менее восьми ориентированных образцов.
3. Выборочный отбор образцов определенных типов пород. Эта система применяется, если в разрезе толщи только некоторые породы могли сохранить первичную намагниченность; не отличается от первой системы, если благоприятные породы встречаются в разрезе часто. Если для изучения пригодны только немногие пласты, число штуфов из каждого пласта увеличивают, чтобы получить необходимые 15—20 образцов в каждом обнажении.
4. Отбор немногих штуфов в разных местах залегания объекта. Применяется при рекогносцировочных исследованиях. Рационально из каждого штуфа приготовить в лабораторных условиях возможно большее число образцов. При любой системе кроме отбора серийных образцов необходимо составление специальных коллекций, главным образом для изучения происхождения компонент I_n и времени их образования. Берут образцы из складок (5 - 10 штуфов вдоль каждого из двух - трех прослоев в различных точках складки), гальки изучаемых пород в вышележащих отложениях, обожженные породы. Кроме того, нужны образцы на петрографические, минералогические и химические анализы, а также образцы фауны и флоры.

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

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

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

В вулканогенно-осадочных толщах отбор образцов проводят так же, как и в осадочных толщах. Из лавовых потоков образцы следует отбирать равномерно по плоскостям естественного среза. Так как первичная намагниченность пород лавового потока, как правило, лучше сохраняется в его краевых частях, где, однако, наблюдается значительный разброс направлений J_n , для уверенного определения среднего направления J_n потока здесь часто требуется до 15 образцов (штуфов). В интрузивных телах лучше всего проводить отбор образцов по профилям, пересекающим это тело, что дает возможность проследить однородность намагниченности в середине и на периферии объекта. Число образцов из каждого интрузивного тела должно быть не меньше 15—20. В метаморфизованных образованиях наиболее рационален равномерный отбор по нескольким профилям через все тело, чтобы выявить в обнажении участки, где возможно сохранение реликтовой (до-метаморфической) намагниченности пород. Число образцов должно обеспечить выполнение всех необходимых анализов для достоверного определения направления древней намагниченности. Образцы керн скважин для решения стратиграфических задач отбирают равномерно по разрезу вскрытой толщи. Шаг отбора такой же, как и при изучении осадочных толщ в обнажениях.

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

невозможной, пользуются геодезическим (с помощью теодолита) или астрономическим способом ориентировки (с помощью солнечного компаса).

В зависимости от условий залегания пород, их свойств и применяемой техники полевых и лабораторных работ используется несколько систем получения ориентированных образцов. Любая из них должна обеспечить восстановление в образце положения плоскости, горизонтальной в момент образования породы, и линии современного меридиана на этой плоскости в то время. Поэтому, если плоскость маркировки не есть первично горизонтальная плоскость (плоскость напластования в осадочных породах), необходимо знать элементы залегания пород (тектонического наклона) для пересчета результатов измерений в систему координат, связанную с первично горизонтальной плоскостью. Чтобы избежать такого пересчета и вносимых при этом погрешностей, при изучении слоистых осадочных пород в качестве плоскости маркировки стараются выбирать плоскость напластования. Для неслоистых твердых пород плоскостью маркировки может служить любая удобная поверхность отдельности. Линию падения наносят на плоскость маркировки со стрелкой в сторону падения, азимут этой линии и угол ее наклона измеряют и записывают (рис. 2-(1-3)). В горизонтально залегающих пластах на плоскости напластования обычно отмечают линию магнитного меридиана со стрелкой на север.

Образцы для магнитометрических измерений изготавливаются разными способами:

1. От обнажения откалывают штуф породы; плоскостью маркировки служит верхняя грань со стрелкой на ней, оббивают штуф до получения примерно изометрической формы с отношением наибольшей оси к наименьшей, не более 2: 1.
2. Штуф разрезают на одинаково ориентированные кубики или вручную (сразу же на обнажении для мягких пород), или на камнерезном станке (для твердых пород); показывают ориентировку кубиков и направления осей для магнитометрических измерений (рис. 2-4).
3. Из штуфа перпендикулярно к плоскости маркировки выбуривают керны, которые затем разрезают с помощью камнерезного станка на цилиндры одинаковой высоты.
4. Такие же керны выбуривают непосредственно на обнажении минуя процесс отбора штуфов. Для мягких пород применяют пуансоны, позволяющие получать кубики также непосредственно из обнажения.

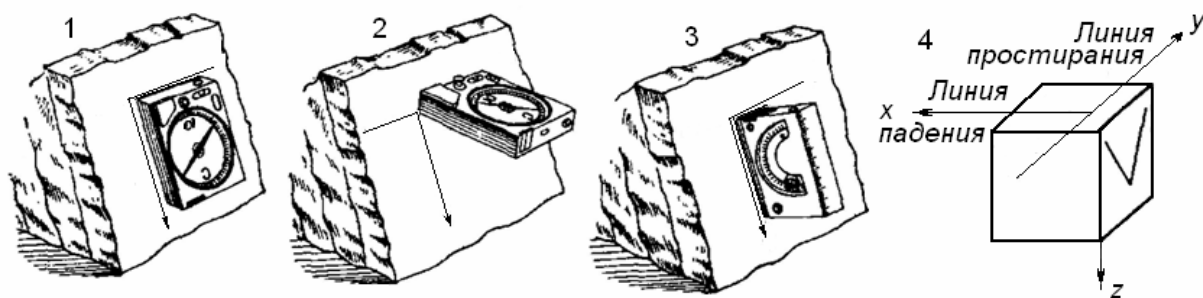


Рис. 2. Последовательность операции при ориентировке штуфа с помощью горного компаса с уровнем (1 – 3). Ориентировка кубика для магнитометрических измерений – 4.

Правильная форма образцов предпочтительнее, так как позволяет на порядок повысить точность на нижнем пределе измеряемых на магнитометре величин. Размеры кубиков зависят от применяемого магнитометра, обычно они составляют

2—5 см по ребру. В тех же пределах находятся и размеры цилиндров, наибольшая точность измерений, обеспечивается при отношении высоты к диаметру 7 : 8. Керна буровых скважин может быть использован для палеомагнитных исследований, если он ориентирован. Существуют магнитные методы ориентации керна, однако независимо от этого привлекают все другие возможности для его ориентировки. Успех будет в значительной степени обеспечен, если образцы керна отбираются в ходе бурения. Сразу после подъема керна на нем отмечается «верх—низ». Признаком, чаще всего позволяющим ориентировать керн в горизонтальной плоскости, является наклонная слоистость породы при известных элементах ее залегания в точке отбора или данные инклинометрии при наклонных скважинах. В образцах керна, находящихся в кернохранилищах, ориентировка «верх—низ» часто бывает перепутана. Она может быть, однако» восстановлена по положению фауны, закруглению на конце керна и другим признакам; горизонтальная ориентировка определяется опять-таки по наклонной слоистости. Успех магнитной ориентации керна в большинстве случаев зависит от времени, прошедшего от бурения до магнитометрических измерений; этот интервал надо стараться сократить до минимума.

Приборы и обсерватории.

Измерение магнитного поля Земли (МПЗ) всегда выполняется с какой-либо конкретной целью. У. Паркинсон (1986) выделяет восемь направлений: 1) магнитные обсерватории, 2) региональная съемка, 3) локальные съемки, 4) векторные измерения при морской и аэромагнитной съемке, 5) измерения с помощью спутников и космических зондов, 6) палеомагнитные измерения, 7) регистрация пульсаций и "шума" и 8) площадные магнитовариационные исследования. По-видимому, в этот список можно кое-что добавить, например, выделить как особое направление проведение тектономагнитных наблюдений как предвестников землетрясений. Однако практически любую мыслимую цель магнитных измерений можно отнести к одной (или нескольким) - из перечисленных Паркинсоном.

Феррозонды - это, по существу, трансформаторы с ядром из сплава, магнитные кристаллы которого легко ориентируются в линию (например, никель-железный сплав пермаллой). Если ток в ведущем проводе (называемом обмотка подмагничивания или ведущая обмотка) изменяется, то ток в добавочной обмотке (сенсорной обмотке) будет изменяться в соответствии с окружающим магнитным полем. Основным принципом измерения такого поля является сравнение тока в ведущей обмотке, необходимым для насыщения ядра в одном направлении с током, необходимым для насыщения в противоположном направлении. Различие определяется окружающим полем.

Ядро такого рода устройств может быть в виде стержня или тороидального сердечника. В случае использования стержня ведущая и сенсорная обмотки наматываются рядом или поверх друг друга, и датчик реагирует на поле, расположенное вдоль стержня. Можно также использовать тороидальный сердечник. Это позволит измерить две ортогональные составляющие поля (двойную ось), намотав две сенсорные обмотки вокруг внешней стороны сердечника под прямым углом друг к другу.

Виктор Ваквиер изобрел такой магнитометр в 1930-х годах во время работы в Gulf Research Laboratories. Его инновационный прибор привел к применению магнитометров в ряде прикладных задач, включая геофизические поисково-разведочные работы по добыче полезных ископаемых и углеводородов, обнаружение субмарин, а также мониторинг и составление карт магнитного поля Земли с помощью датчиков, расположенных на земле, самолетах и спутниках.

Датчик, основанный на эффекте Холла. В 1879 Эдвин Холл, будучи студентом университета им. Джона Хопкинса, установил, что если ток проходит по тонкому

проводу, находящемуся в магнитном поле, поперек проводника появляется небольшое напряжение. Данное явление было не более чем простой научной диковинкой только до тех пор, пока развитие полупроводников не позволило создать интегральные схемы эффекта Холла с транзисторами для усиления слабого сигнала напряжения. Интегральные схемы также включали схемы для уменьшения отклонения сигнала из-за изменения температуры, напряжения в сети и других факторов.

В настоящее время имеются несколько электронных приборов, основанных на эффекте Холла, включая различные типы переключателей и линейные датчики. Когда переключатель на основе эффекта Холла подвергается действию магнитного поля с правильной полярностью, которая превышает порог его работы, включается выходной транзистор, позволяя току проходить через него. Когда напряжение поля понижается до порога, транзистор выключается.

Магнитоиндуктивный датчик. Магнитоиндуктивный магнитометр измеряет магнитное поле по его влиянию на индуктивность катушки проволоки или соленоида. Катушка используется в качестве индуктивного элемента в индукторе/резисторе генератора разрывных колебаний (релаксационном генераторе). По мере изменения окружающего поля изменяется и индуктивность катушки. Это в свою очередь изменяет частоту генератора, которая может быть измерена по силе компонента поля, параллельного оси катушки. Магнитоиндуктивные датчики появились сравнительно недавно, первый патент на них был выдан в 1989 году.

Также как и в других видах магнитных датчиков, для определения направления в горизонтальной плоскости, а следовательно и направления на северный магнитный полюс, необходимо закрепить два таких датчика перпендикулярно друг другу на горизонтальной плоскости. Двухосевой датчик можно закрепить с помощью карданного шарнира для поддержания его в горизонтальном положении, а трехосевой датчик можно использовать совместно с креномером. В настоящее время многие автомобильные компасы производятся на основе магнитоиндуктивных датчиков.

Магниторезистивный датчик. Анизотропные магниторезистивные (АМР) датчики представляют собой специальные резисторы, сделанные из тонкой пермаллоевой пленки, помещенной на кремниевую пластину. При их производстве, пленка помещается в сильное магнитное поле для ориентации магнитных областей в одинаковом направлении, определяя тем самым направление вектора намагничивания. Затем, при попадании во внешнее магнитное поле, перпендикулярное пленке, вектор намагничивания начинает вращаться или изменять угол. Это, в свою очередь, меняет сопротивление пленки. Если включить АМР прибор в электрическую схему, такую как мост Уитстона, то изменение сопротивления можно обнаружить по изменению в напряжении, а потом высчитать силу воздействующего магнитного поля. В 1856 году Вильям Томпсон и Лорд Кельвин впервые описали магниторезистивный эффект.

Протонные магнитометры. В протонных магнитометрах (PPM – Proton Precession Magnetometer) используется эффект ядерного магнитного резонанса (ЯМР), на котором основано определение магнитных моментов ядер. Большинство ядер атомов обладают магнитным и угловым моментами. Когда ядро находится в магнитном поле, на него действует момент сил, стремящихся развернуть его в направлении поля. Однако, поскольку у ядра есть и угловой момент, оно поворачивается не сразу, а прецессирует вокруг направления внешнего магнитного поля. Прецессия ядер за счет взаимодействия с соседними частицами ослабевает и прекращается после того, как большинство ядер установятся вдоль направления поля. Этот процесс продолжается в земном магнитном поле для протонов примерно одну секунду, что не всегда достаточно для проведения точного измерения частоты прецессии. Эта величина (частота прецессии) собственно и является той характеристикой, на основании которой определяется абсолютная величина

внешнего магнитного поля. Принято считать, что величина индукции B (нТл) = $23,4874 f$ (Гц), где f частота прецессии. Например, частоте $f = 2$ кГц соответствует поле 46.975 нТл. Точность измерения частоты f (считай точность измерения величины магнитного поля) определяется временем, в течение которого происходит прецессия, которое, в свою очередь, зависит от способности протонов рабочего вещества датчика удерживать ядра в поляризованном состоянии.

Для повышения величины времени прецессии используют различные методы динамической поляризации. Наибольшее употребление получил метод, использующий т.н. эффект Оверхаузера. Суть этого эффекта состоит в том, что рабочее вещество датчика подбирается таким, чтобы кроме эффекта ЯМР в нем мог проявляться также и электронный парамагнитный резонанс (ЭПР). Эффект Оверхаузера наблюдается в электронно-ядерной системе обладающей электронным и ядерным спинами одновременно. Зеемановское расщепление уровней для электронного спина $\Delta = \mu_e H$, для ядерного $\delta = \mu_p H$, где μ_e и μ_p магнитные моменты электронов и ядер. Поскольку $\mu_e > \mu_p$, $\Delta \gg \delta$. В обычной ядерно-магнитной системе скорость затухания поляризации определяется величиной зеемановского расщепления. В условиях эффекта Оверхаузера – эта скорость определяется зеемановским расщеплением электронной системы, что примерно в 1000 раз выше. Таким образом, благодаря использованию эффекта Оверхаузера, время поляризации, а следовательно, и точность измерения частоты прецессии (величины магнитного поля) значительно (до 1000 раз) возрастает. В современных приборах РРМ этот эффект используется довольно часто (в Табл. 12-5 такие датчики обозначаются РРМ*).

Магнитометры на эффекте Зеемана. Принцип действия этих приборов основан на влиянии магнитного поля на взаимодействие света с атомами вещества. В качестве рабочего вещества используются пары рубидия или гелий. Оптическая ячейка с парами рубидия (Rb^{87}) облучается светом от рубидиевой лампы через фильтр, пропускающий длину волны 795 нм. Атомы рубидия ячейки возбуждаются. Происходит оптическая накачка системы. После этого пары рубидия уже не могут поглощать свет от лампы, и ячейка становится прозрачной. В присутствии магнитного поля происходит расщепление (за счет Зеемановского эффекта) квантовых уровней рубидия.

Рубидиевая ячейка помещается в соленоид, в обмотке которого течет ток с частотой примерно 400 кГц. Эта частота соответствует напряженности земного магнитного поля. Электромагнитная индукция, создаваемая в соленоиде и поглощаемая парами рубидия, приводит к тому, что пары становятся непрозрачными для света лампы. В приборе изменяют частоту и измеряют пропускание света, добиваясь минимального прохождения. При этом частота соответствует величине измеряемого магнитного поля.

Одним из преимуществ магнитометров на эффекте Зеемана является то, что они способны измерять даже небольшие величины магнитных полей с амплитудой порядка 10 нТл. Поэтому такие приборы применяются в космических зондах. Типичным представителем приборов на эффекте Зеемана является серийно выпускаемый прибор М-303 на парах цезия. Чувствительность прибора 0.1 нТл, время измерения 1 с.

Криогенный магнитометр. Прибор этого типа получил название – SQUID (Superconducting Quantum Interference Device). Другое распространенное название «Прибор на эффекте Джозефсона». Этот прибор обладает наивысшей чувствительностью по отношению к магнитному полю из всех имеющихся в настоящее время приборов.

Эффект Джозефсона проявляется, когда в сверхпроводящее кольцо вставлен специальный контакт представляющий собой тонкую пленку изолятора. Когда ток в кольце (находящимся при гелиевой температуре) достигает некоторого критического значения, поток может измениться скачком. Это изменение вызовет появление напряжения в катушке чувствительного датчика.

В квантовой механике фаза волны, связанная с частицей (либо со связанной электронной парой в сверхпроводнике), зависит от магнитного поля. Оказывается, что различия между фазами пар в двух сверхпроводниках имеет пространственную вариацию в том случае, если в туннельном соединении имеется магнитное поле. Если поле однородно в слое изолятора, то фаза изменяется в плоскости соединения в направлении под прямыми углами к направлению поля со скоростью пропорциональной величине поля.

Серийных криогенных магнитометров, насколько известно, не выпускается. Однако, в геофизике известны случаи использования СКВИДов. Об одном из них пишет А.Е.Резников (1989). На физическом факультете МГУ создан однокомпонентный СКВИД-магнитометр. Испытания этого прибора показали, что в диапазоне частот 0.1 – 50 Гц его чувствительность составляет 10^{-14} Тл/Гц^{1/2}. Прибор использовался для изучения ионосферного альвеновского и Шумановского резонансов. Эти вопросы относятся скорее к физике ионосферы и распространению радиоволн, а не магнитометрии. Известны случаи применения СКВИДов при палеомагнитных исследованиях слабонамагниченных пород.

Магнитные обсерватории. Магнитные обсерватории (МО) – научно-исследовательские учреждения, в которых осуществляется непрерывная регистрация временных изменений (вариаций) магнитного поля Земли и проводятся регулярные измерения абсолютных значений напряжённости геомагнитного поля и его направления. МО снабжены различного типа магнитографами и магнитометрами, их размещают преимущественно вдали от городов, электрифицированных железных дорог и крупных промышленных предприятий, способных исказить геомагнитное поле. Ряд МО входит в состав комплексных магнитно-ионосферных станций.

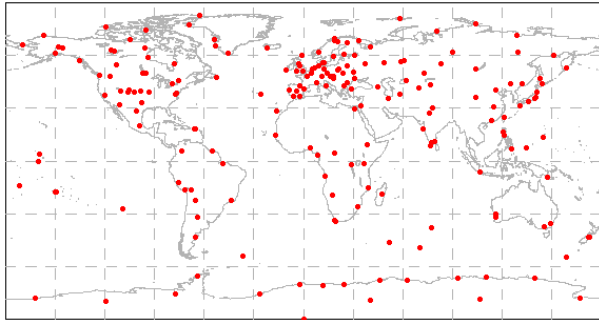
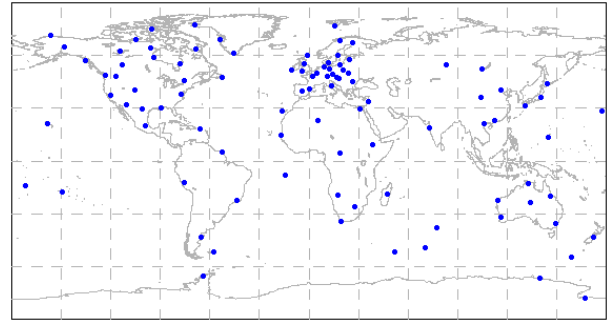
Данные МО служат для изучения поведения геомагнитного поля, которое является чутким индикатором сложных процессов, протекающих в магнитосфере, ионосфере и в недрах Земли. Кроме того, их используют при наземной и аэромагнитной съёмке для учёта магнитных вариаций и приведения к одной эпохе результатов измерений, выполненных в разное время. На МО также выполняется поверка магнитометров, применяемых для разведки полезных ископаемых, и компасов.

В России к 1829 г. МО были построены в Петербурге и Казани (они были первыми в Европе), затем МО были созданы в Нерчинске, Барнауле, Колывани, Екатеринбурге, Тбилиси и др. Первая в мире полярная МО открыта в 1924 г. в проливе Маточкин Шар на Новой Земле. В 1939 г. на базе магнитного отделения Главной геофизической обсерватории под Москвой организован Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн институт АН СССР. В СССР в 1972 г. функционировало более 40 МО, в том числе ряд обсерваторий в полярных районах (в Арктике и Антарктике). В настоящее время в мире насчитывается свыше сотни постоянно действующих магнитных обсерваторий. Однако, распределение их крайне неравномерно: наибольшее количество МО приходится на территорию Европы, меньше всего их – на территории океанов и морей. 29 советских и 90 зарубежных МО регулярно направляют информацию о состоянии магнитного поля и ионосферы Земли в Международные центры, которые находятся в России, США, Великобритании, Канаде и Японии.

Проекты магнитных измерений. Интермагнет. После проведения в 1957-1958 гг. Международного геофизического года стало ясно, что имеющейся к тому времени сети магнитных обсерваторий недостаточно для изучения многих процессов как в Земле, так и в околоземном пространстве. Международная ассоциация по геомагнетизму и аэрономии (IAGA) инициировала расширение сети МО и приняла стандарты, по которым эти МО должны были работать (разрешение по времени – 1 час, разрешение по полю – 1 нТл). Более 600 МО получили специальный код, однако, количество постоянно действующих

или длительно действующих обсерваторий насчитывалось около 200. Основные параметры сети MO IAGA представлены в таблице 12.6.

Таблица 12.6.

IAGA	INTERMAGNET
1) развертывание – с конца 50-х годов 2) данные – среднечасовые, аналоговая регистрация, 1 нТл 3) более 600 MO присвоен код IAGA, данные более 200 MO скомпилированы в МЦД	1) развертывание – с конца 80-х годов 2) данные – среднeminутные, цифровая регистрация, 0.1 нТл 3) 98 MO в 2005 г.
	

В 80-х годах XX столетия сеть MO IAGA с преимущественно аналоговой регистрацией начала заменяться глобальной сетью MO квазиреального времени INTERMAGNET (www.intermagnet.org). Магнитной обсерваторией этой сети признавалась магнитная станция, на которой абсолютные измерения выполняются регулярно в течение многих лет и которая обеспечивает данные с качеством, требуемым для изучения вековых вариаций магнитного поля Земли. Квазиреальные измерения предполагают передачу информации в центры данных в течение 72 часов. Стандартами INTERMAGNET периодичность данных о полном векторе напряженности поля определена в 1 мин. (при частоте измерений 0.1-1.0 Гц и использовании цифрового фильтра для вычисления среднeminутных значений), чувствительность не хуже 0.1 нТл, абсолютная точность 5 нТл. В 2008 г. количество MO в этой сети достигло 103, в т.ч. три MO из России.

Фокусы векового хода. Изолинии вековых изменений составляющих земного магнетизма, как отмечалось выше, называются изопорами.

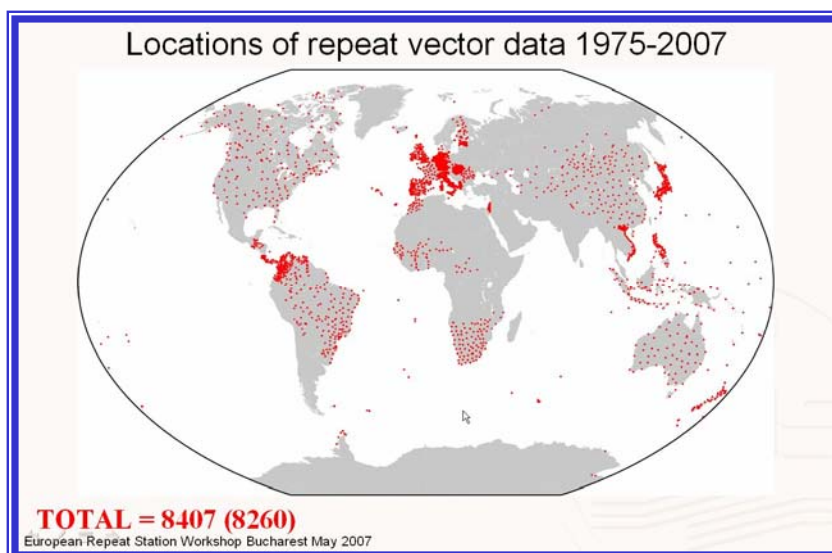


Рис.3. Карта пунктов векового хода.

Изопоры концентрируются вокруг нескольких центров (фокусов) векового хода, где изменения достигают максимальных значений ~ 0.16 а/м ($\sim 2 \cdot 10^{-3}$ э). Фокусы векового хода непрерывно перемещаются (до 0,2 град/год) и изменяются по своему значению. В соответствии с этим со временем меняется вся совокупность изопор. Фокусы векового хода чаще всего строятся для вертикальной (Z) и горизонтальной (H) составляющих магнитного поля Земли. Один из них — Каспийский расположен к югу от Каспийского моря, где вертикальная составляющая ежегодно возрастает на 130 гамм. Фокусы вычисляются по данным обсерваторий и измерений, проводимых каждые 5 лет на т.н. пунктах векового хода. Ниже. На карте показаны пункты векового хода. В России до 1990 г проводились подобные измерения, как они ведутся во всем мире, но с этого времени такие измерения были прекращены. Многократные попытки восстановить эту процедуру не увенчались успехом, Россия выбыла из числа стран, выполняющих эту работу. Как Индия и ряд африканских стран.