

Лекция 12 МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

ОСНОВЫ ФЕРРИМАГНЕТИЗМА МИНЕРАЛОВ

МАГНЕТИЗМ ВЕЩЕСТВА

МАГНИТНЫХ ЗАРЯДОВ НЕ СУЩЕСТВУЕТ В ПРИРОДЕ. МАГНЕТИЗМ ВОЗНИКАЕТ В РЕЗУЛЬТАТЕ ДВИЖЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРЯДОВ. ЭТО МОЖЕТ БЫТЬ МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ЗАРЯДОВ (ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ ТОК) ИЛИ МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ДВИЖЕНИЕ ЭЛЕКТРОНОВ В АТОМЕ. МАГНИТНЫЙ МОМЕНТ M ОПРЕДЕЛЯЕТСЯ КАК:

$M = i S$ где i - ИНТЕНСИВНОСТЬ ТОКА, S – ПЛОЩАДЬ ОБТЕКАЕМОГО ТОКОМ КОНУРА.

ЭЛЕКТРОН В АТОМЕ ИМЕЕТ ДВА МАГНИТНЫХ МОМЕНТА:

ОРБИТАЛЬНЫЙ $M_l = -e l / 2m$ И СПИНОВЫЙ $M_s = -e S / m$, ГДЕ e – заряд электрона, m – масса электрона

Элементарный магнитный момент называется магнетоном Бора:

$M_b = eh / 4\pi m$, где h – постоянная Планка.

АТОМ	Внутренняя оболочка	Внешняя оболочка	Магнитный момент
	Полностью заполнена электронами	Четное число электронов	0
		Нечетное число электронов	Не равен 0, направленный противоположно механическому: $J = L + S$, где $L = \sum l_i$ $S = \sum s_i$
	Частично заполненная		
Принцип Паули – находящиеся на орбиталях электроны должны отличаться хотя бы одним из квантовых чисел: n – номер оболочки; l – орбитальное квантовое число; m – магнитное квантовое число; s – спиновое квантовое число.			
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СИТУАЦИИ В ЭЛЕКТРОННОЙ ОБОЛОЧКЕ, АТОМ МОЖЕТ ИМЕТЬ МАГНИТНЫЙ МОМЕНТ:			
ОРБИТАЛЬНЫЙ	СПИНОВЫЙ	СПИН-ОРБИТАЛЬНЫЙ	
$L \neq 0, S = 0$	$L = 0, S \neq 0$	$L \neq 0, S \neq 0$	

Между магнитной индукцией B и напряженностью H магнитного поля в веществе существует прямо пропорциональная зависимость

$$B = \mu_a H.$$

где μ_a - абсолютная магнитная проницаемость (Гн/м)

В вакууме $\mu_a = \mu_o = 4\pi 10^{-7}$ Гн/м. Эта константа называется магнитной постоянной.
 Отношение μ_a / μ_o называется **относительной магнитной проницаемостью** μ .

Изменение индукции магнитного поля при внесении в него породы связано с ее намагничиванием -- появлением в породе под воздействием внешнего поля нескомпенсированного магнитного момента M , который, в свою очередь, обусловлен наличием в породе элементарных магнитных моментов m_i .

Поэтому намагниченность I породы вычисляется как предел отношения суммы магнитных моментов в некотором объеме породы к этому объему:

$$I = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \left(\sum_{i=1}^n m_i / \Delta V \right).$$

Намагниченность может быть определена так же, как приращение магнитной индукции поля в веществе по сравнению с вакуумом:

$$I = \mu_a H - \mu_o H = \mu_o H (\mu - 1).$$

Коэффициент $(\mu - 1) = \kappa$ (*каппа*) называется объемной магнитной восприимчивостью, а отношение восприимчивости к плотности удельной магнитной восприимчивостью κ .

Намагниченность породы обусловлена суммой магнитных моментов ее электронов, атомов и доменов.

Если магнитные моменты всех электронов атома компенсируют друг друга, то при $H = 0$ атом не намагничен. Такие породы называются **диамагнитными**. В диамагнетиках электронные оболочки атомов симметричны и замкнуты. При внесении такого атома в магнитное поле его электронные оболочки получают дополнительную скорость и каждый атом породы приобретает магнитный момент, имеющий направление, противоположное направлению поля.

Поэтому магнитная проницаемость диамагнетиков меньше единицы.

Величина диамагнетизма определяется радиусами атомных орбит.

Горные породы, атомы которых обладают магнитным моментом при отсутствии внешнего поля, называются **парамагнитными**.

В целом образец парамагнетика при отсутствии поля не намагничен. Лишь при внесении парамагнетика в магнитное поле его диполи ориентируются сообразно с направлением поля и образец намагничивается. Магнитная проницаемость парамагнетиков несколько больше единицы.

Горные породы, у которых целые объемы (домены) обладают магнитными моментами при отсутствии внешнего поля, называются **ферромагнитными (рис.12.1)**.

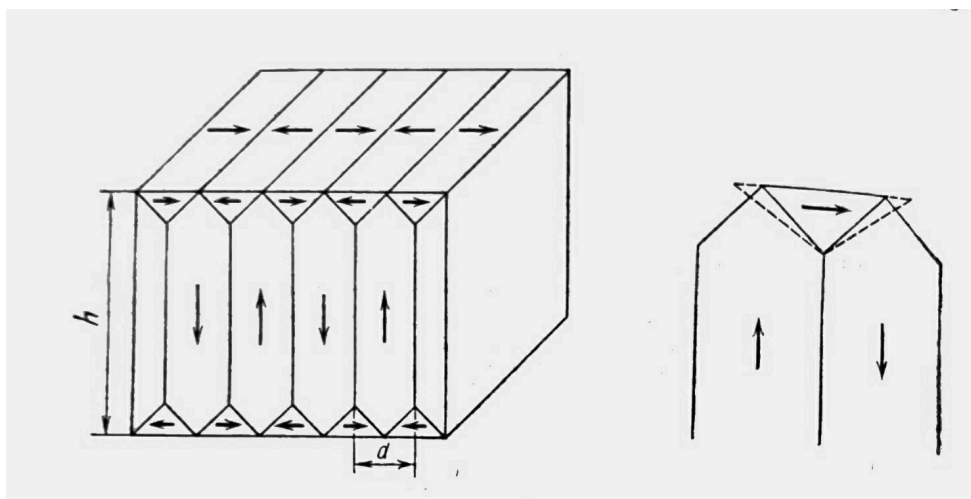


Рис.12.1 Доменная структура ферромагнетика

Благодаря доменам магнитная проницаемость ферромагнитных пород значительно больше, чем у парамагнитных. На намагниченность ферромагнетиков достигается воздействием не только внешнего поля, но и намагничивающим действием дополнительного внутреннего молекулярного поля (табл. 7.3).

Таблица 7.3. Пределы изменения относительной магнитной проницаемости μ и объемной магнитной восприимчивости χ минералов

Тип магнетика	μ	$\chi \cdot 10^4$	Пример минерала
Диамагнетик	0,999836—1,0	—200—0	Апатит, плагиоклаз, вода, уголь, галит, кальцит, кварц
Парамагнетик	1,0—1,0064	0—10 ⁴	Воздух, доломит, пироксен, хромит
Ферромагнетик	1,0064—5	10 ⁴ —4·10 ⁶	γ -гематит, лимонит, магнетит, пирротин, яковсит

Намагниченность ферромагнитных пород зависит от напряженности H магнитного поля, причем при определенном ее значении эта зависимость исчезает--наступает

насыщение. При снижении напряженности магнитного поля до нуля породы полностью не размагничиваются, появляется **остаточная намагниченность** $I_{ост}$. Для того чтобы породу размагнитить, необходимо воздействие на нее некоторого обратно направленного магнитного поля. Напряженность поля, при которой происходит полное размагничивание, характеризует породу и называется **коэрцитивной силой** H_c . В итоге у ферромагнитных пород при изменении H наблюдается петля гистерезиса. Наибольшие значения μ имеют ферромагнитные минералы, в основном магнетит, у которого магнитная восприимчивость достигает 3--4. Это обуславливает четкую связь между объемным содержанием магнетита в рудах и их магнитной восприимчивостью k (р с. 7.10).

Средняя магнитная проницаемость $\mu_{ср}$ горной породы, состоящей из основной массы с проницаемостью μ_1 и сферических включений с проницаемостью μ_2 , может быть приблизительно рассчитана по той же формуле Максвелла, что и диэлектрическая проницаемость.

$$\epsilon_r \text{ ср} = \epsilon_{r1} \left[1 + \frac{3V_2(\epsilon_{r2} - \epsilon_{r1})}{\epsilon_{r2} + 2\epsilon_{r1} - V_2(\epsilon_{r2} - \epsilon_{r1})} \right].$$

В формулу подставить вместо значков относительной диэлектрической проницаемости - относительную магнитную проницаемость. V - объемная концентрация включений.

Для горной породы, которую можно представить как статистическую смесь минералов наиболее удобна формула логарифмического средневзвешенного.

$$\lg \mu_{\Sigma} = \sum v_i \lg \mu_i$$

Где v_i и μ_i - относительное содержание и относительная диэлектрическая проницаемость i - го компонента.

На магнитные свойства пород оказывают также влияние форма, размеры и взаимное расположение ферромагнитных зерен.

Например, магнитная восприимчивость крупнозернистых ферромагнетиков больше, чем мелкозернистых. Это объясняется ростом числа доменов в зернах при увеличении их размеров.

В переменных магнитных полях возникают потери магнитной энергии--переход ее в тепловую. Для их оценки используют коэффициент магнитных потерь. Потери в переменном поле складываются из потерь на гистерезис и вихревые токи.

Некоторые ферромагнетики обладают ярко выраженными магнитострикционными свойствами. При намагничивании таких пород происходит их относительное удлинение (например, магнетит, железо) или укорачивание (например, никель).

Одна из особенностей ферромагнетиков – наличие диагностической температуры Кюри – температуры фазового перехода 2 рода, когда нарушается доменная структура (рис.12.2). Такой переход обратимый и при охлаждении образца намагниченность восстанавливается. На таком принципе возможна термомагнитная сепарации двух магнитных минералов с разными точками Кюри.

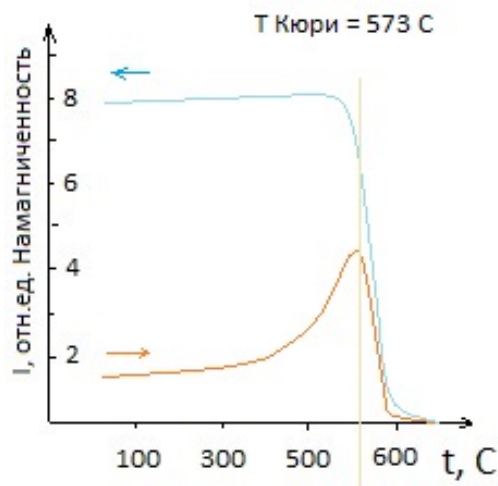


Рис.12.2. Термомагнитные кривые железистых кварцитов Михайловского ГОКа

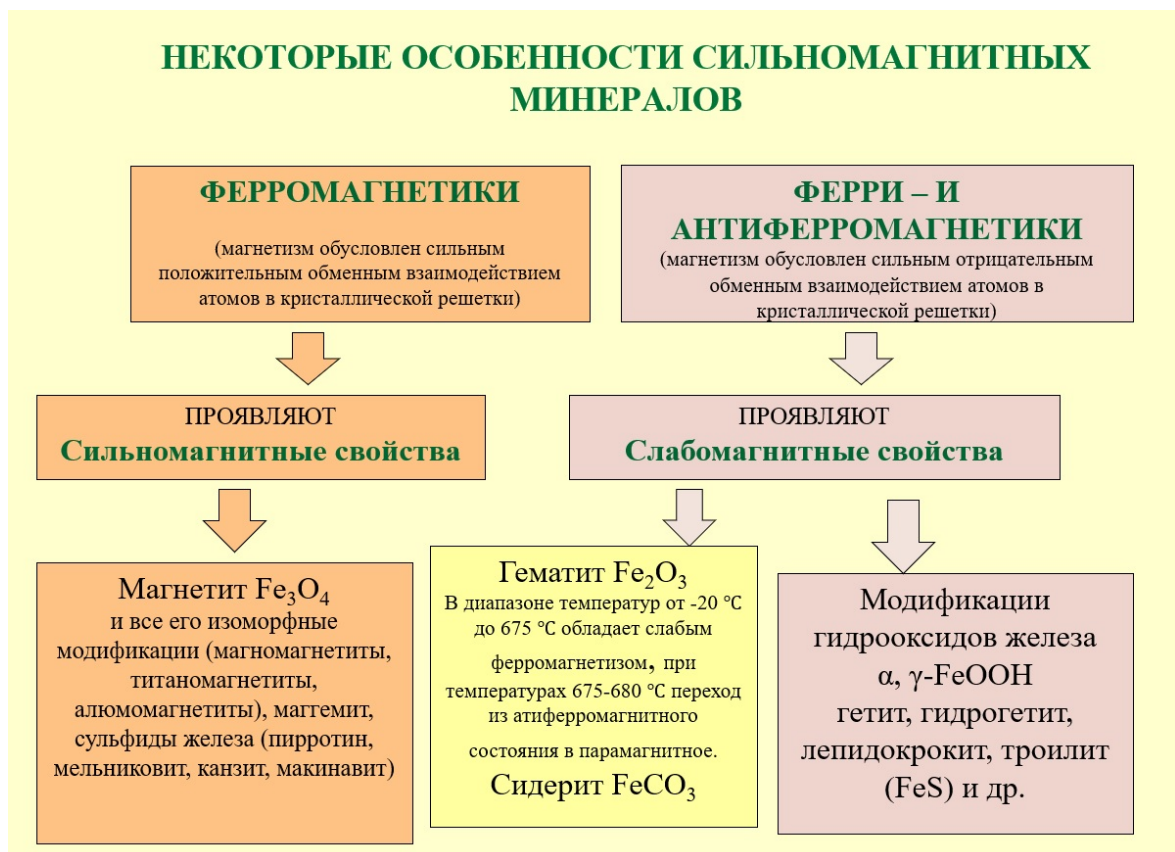


Таблица А.1 Температурные превращения основных железосодержащих минералов

Оксид железа	Эффект	Температура, T°С	переход	механизм
Маггемит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Экзо +	250-400	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	необратимый переход
	Эндо -	675	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 - \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Точка Кюри
Гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Эндо -	680	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 - \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Точка Кюри
		1340-1400	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4$	в особых условиях
Магнетит Fe_3O_4	Экзо +	250 -375	Окисление FeO	Процесс происходит по поверхности магнетита с образование тонкой пленки гематита вокруг ядра неизменного магнетита
	Экзо +	580-1000	Окисление оставшегося Fe_3O_4 до $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Диффузия кислорода в магнетитовую структуру становится возможной после того, как защитная пленка делается пористой за счет раскристаллизации при высокой температуре
	Эндо -	573		Точка Кюри
Гётит $\alpha\text{-FeOOH}$	Эндо -	300 -420	$\alpha\text{-FeOOH} \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	дегидратация
	Эндо -	680	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Обратимое полиморфное превращение
Гидрогётит $\alpha\text{-FeOOH}$ (тонкодисперсный гётит)	Эндо -	50 - 200	Удаление H_2O	Занимает по характеру связи промежуточное положение между адсорбционной и химически связанной водой
	Эндо -	280 - 400	образование $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Дегидратация, разрушение структуры гётита
	Эндо -	680	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Обратимое полиморфное превращение
Лепидокрокит $\gamma\text{-FeOOH}$ (полиморфная модификация $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	Эндо -	300 - 400	Образование $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Дегидратация, распад лепидокрокита
	Экзо +	450 -550	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 - \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	образование 2-х фазной системы

Таблица Б.1 Магнитные физические величины

Физическая величина		Система СИ		Система СГСм		Соотношение с СИ
наименование	обозначение	обозначение	размерность	обозначение	размерность	
Магнитный поток	Ф	Вб	вебер	Мкс	максвелл	1 Мкс = 10 ⁻⁸ Вб
Магнитная индукция	В	Т	тесла	Гс	гаусс	1 Гс = 10 ⁻⁴ Т
Напряженность магнитного поля	Н	А/м	Ампер на метр	Э	эрстед	1 Э = 10 ³ /4π (А/м) = 79,5775 А/м
Магнитный момент	М	А м ²	Ампер на метр квадрат.	Гс см ³	(Ему)	1 ед. СГСм = 10 ⁻³ А м ²
1 Тл = 1 Н/А м = 10 КЭ; 1 Гс ≈ 1 Э						

ПРЕДЕЛЫ ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ μ И ОБЪЕМНОЙ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ χ МИНЕРАЛОВ

ТИП МАГНЕТИКА	μ	$\chi \cdot 10^6$	МИНЕРАЛЫ, вещества
Диамагнетик	0,999836 ÷ 1,0	-200 ÷ 0	Апатит, плагиоклаз, вода, уголь, галит, кальцит, кварц
Парамагнетик	1,0 ÷ 1,0064	0 ÷ 10 ⁴	Воздух, доломит, пироксен, хромит
Ферромагнетик (ферри-)	1,0064 ÷ 5	10 ⁴ ÷ 4 · 10 ⁶	γ –гематит, лимонит, магнетит, пирротин, яacobсит (MnFe ₂ O ₄)

ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ В ОБЛАСТИ МАГНЕТИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

ПАРАМЕТР	ОПРЕДЕЛЕНИЕ
Намагниченность J	Магнитный момент единицы объема; Обусловлен плотностью магнитного потока –магнитной индукцией (B) и напряженностью магнитного поля (H)
Магнитная восприимчивость χ	Способность веществ намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля
Магнитная проницаемость μ (относительная)	Способность веществ изменять свою магнитную индукцию под действием внешнего магнитного поля. $\mu = \frac{\mu_a}{\mu_0}$, μ_a -абсолютная магнитная проницаемость; μ_0 -магнитная постоянная. Для вакуума $\mu_a = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{Гн/м}$
Удельная намагниченность I , удельная магнитная восприимчивость χ	Намагниченность и магнитная восприимчивость, отнесенные к единице массы с плотностью ρ : $I_{уд} = J/\rho$; $\kappa = \chi/\rho$
Намагниченность насыщения J_s	Максимальная намагниченность, возникающая в веществе под действием сильного магнитного поля
Индукцированная намагниченность J_i	Намагниченность, создаваемая магнитным полем, исчезающая после прекращения его действия
Остаточная намагниченность J_r	Намагниченность, создаваемая магнитным полем, сохраняющаяся после прекращения его действия