

степенью замещений, чем в автоморфных. Так, например, образец 14а, взятый с водораздела (автоморфные условия) имеет средний размер частиц Al-гетита $d_{ср}=10$ нм и $C=15$ мол. %, а образец 221а, взятый с низинной прирусловой террасы (гидроморфные условия) - $d_{ср}=35$ нм и $C=6$ мол. % Обнаружено также, что соотношение фаз гетит/гематит связано с почвенными условиями. В гидроморфных условиях процентное содержание гетита выше, чем в автоморфных.

ГЛАВА 3. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ.

Краткий обзор методов магнитных измерений показывает, что с их помощью можно диагностировать самые различные состояния ионов железа и его соединений. Каждый из рассмотренных в главе 1 методов обладает широкими возможностями, однако, для уточнения некоторых сведений и повышения достоверности результатов необходимо применение других методов исследования вещества: дифференциального термического анализа (ДТА), рентгеновской дифрактометрии (РД), микроскопии и ряда традиционных (вытяжки, прокаливание, сепарация и др.). Используя данные перечисленных методов, можно построить схему состояний железа и форм его соединений в почвах (рис. 3.1), отличную от общепринятой в почвоведении. Последняя основана на действии химических обработок [1], среди которых наиболее распространены дитионит-натриевая (вытяжка Мера-Джексона, МД) и оксалатная (вытяжка Тамма, Т). Применяя вытяжки авторы выделяют силикатное, несиликатное, “окристаллизованное” и “аморфное” формы железа.

Под понятием “состояния железа” мы будем подразумевать совокупность физико-химических параметров и других сведений, характеризующих состояние соединений железа в образце: тип магнетизма, валентность и координация, фазовый состав, дисперсность и др. Как видно из схемы, существуют три основных состояния железа, определяемые магнитными методами.

1. Парамагнитное. Вещество проявляет парамагнитные свойства (табл. 2.1), если ионы железа находятся в диамагнитной матрице различных почвенных алюмосиликатов. В спектрах ЭПР в этом случае наблюдаются относительно узкие линии с g -факторами, близкими к 4,5, и 2,1. Спектр ЯГР представляет собой суперпозицию дублетов. Отжиг алюмосиликатов изменяет параметры спектров ЯГР, но вещество остается парамагнитным. К этому состоянию также относится железо органических комплексов, гумусовых веществ и железо обменных форм на поверхности дисперсных

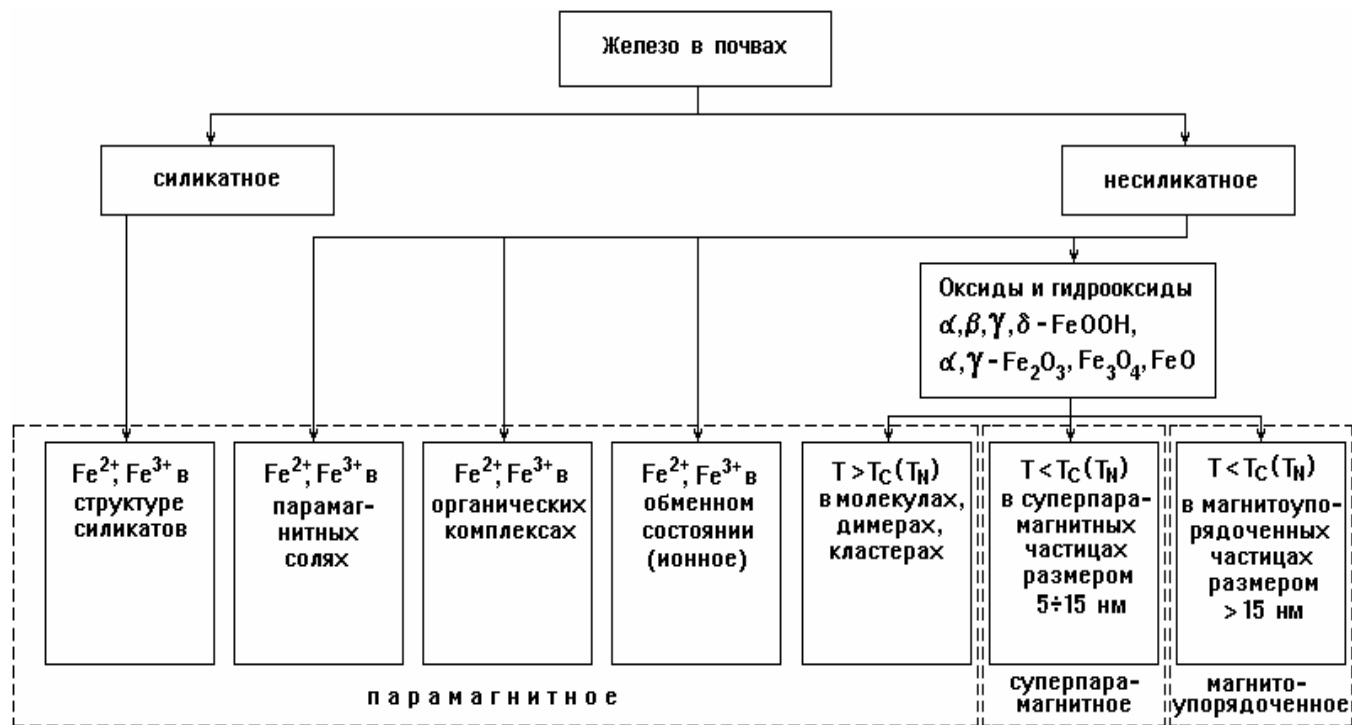


Рис. 3.1. Схема состояний почвенного железа, определяемого магнитными методами.

частиц. Сюда же следует отнести и ионы Fe, образующие димеры, полимерные сетки или кластеры, а также железо парамагнитных солей. Восприимчивость всех этих соединений не содержит ферромагнитную компоненту (χ_f). В спектрах ЭПР такие формы железа проявляются в виде широкой линии с $g=2,1$. В некоторых из названных форм при достаточной концентрации железа температурные магнитные исследования обнаруживают отклонение от закона Кюри, вызванное обменными взаимодействиями. Однако, СТС в ЯГР спектрах не наблюдается даже при температуре жидкого азота ($T=80$ K). Прокаливание образцов сопровождается разложением солей и органического вещества, диффузией атомов железа, укрупнением кластеров и кристаллизацией оксидов железа. Это приводит к возникновению компоненты χ_f в восприимчивости. В спектрах ЯГР появляется секстет или суперпозиция секстетов.

2. Суперпарамагнитное. Ионы железа входят в состав мелких кристаллитов с размером частиц 5-15 нм, которые при комнатной температуре ведут себя как парамагнитные. В спектрах ЯГР при $T=300$ K наблюдается дублет. При температуре жидкого азота дублет исходного препарата превращается в секстет или суперпозицию секстетов. Спектры ЭПР состоят в основном из широкой линии с $g=2,1$. РД обнаруживает рефлекс с большой шириной вблизи положения линий соответствующих минералов. Прокаливание приводит к появлению ферромагнитной компоненты восприимчивости. К минералам, содержащим железо в этом состоянии, могут быть отнесены мелкодисперсные оксиды и гидроксиды железа в составе илистой фракции и конкреций.

3. Магнитоупорядоченное. Ионы железа входят в состав крупных кристаллов веществ с определенным типом магнитного порядка и температурой магнитного упорядочения. Такие вещества имеют высокую восприимчивость и намагниченность. На дифрактограммах наблюдаются четкие линии индивидуальных минералов железа. В спектрах ЭПР содержится лишь одна широкая полоса поглощения. Спектры ЯГР (при $T=300$ K) представляют собой секстет или суперпозицию секстетов. Отжиг образцов в восстановительной среде приводит к росту k_0 , а в окислительной - к ее снижению. Такое состояние железа представлено соединениями типа гетита, гематита, маггемита, магнетита и их изоморфными аналогами, а также лепидокрокитом при $T < T_N$.

Понятие “состояние железа” имеет две стороны: физическую и почвенную. Физическая сторона задачи состоит в изучении возможностей методов при идентификации соединений и форм железа. Почвенная - в использовании выделенных состояний железа при изучении почв и почвенных процессов. Анализ ранних работ по магнитным свойствам почв приводит к следующим выводам:

1. В большинстве почв такие магнитные параметры как k_0 и I_s верхних горизонтов превышают аналогичные параметры материнской породы, даже если содержание железа в ней велико. Это связано с тем, что в верхних

горизонтах содержится большее количество сильномагнитных минералов типа магнетита, чем в нижних и материнской породе. Для оценки обогащенности гумусо-аккумулятивных горизонтов сильномагнитными минералами удобно использовать параметр K [2], представляющий собой отношение k_0 органогенного горизонта (k_A) к восприимчивости материнской породы (k_M): $K = k_A/k_M$. Для большинства почв величина K пропорциональна содержанию гумуса (рис. 3.2.) и отношению углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот ($K_1 = C_T/C_F$).

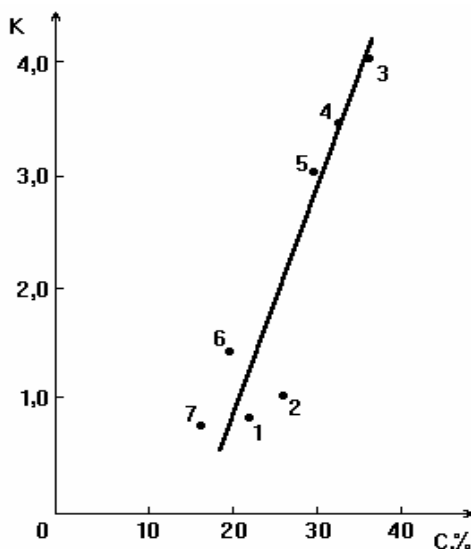


Рис. 3.2. Связь K с содержанием углерода, входящего в состав ГК гумуса почв. 1- дерново-подзолистые, 2- темно-серые лесные, 3- мощный чернозем, 4- темно-каштановые, 5- светло-каштановые, 6- серозем, 7- краснозем.

2. Магнитные характеристики образца могут быть использованы при изучении почв. Совокупность явлений, протекающих в поверхностном слое земной коры и представляющих собой почвообразовательный процесс, приводит к трансформации и миграции соединений железа и определяет магнитный профиль почв. Учитывая влияние всех факторов почвообразования, следует отметить, что магнитные свойства почв в значительной степени обусловлены почвообразующими породами. Большая часть материнских пород Евразии обладает k_0 порядка $(10-3000) \cdot 10^{-6}$. Наименьшие значения ($2 \cdot 10^{-6}$) принадлежат песчаным породам, наибольшие ($3000 \cdot 10^{-6}$) - пепловым отложениям на Камчатке.

Ниже приведены данные по магнитным свойствам различных почв, демонстрирующие связь магнитного профиля с типом и интенсивностью различных почвообразовательных процессов. Рассматривая магнитные свойства почв различных почвенно-биоклиматических поясов, в основном будем

руководствоваться системой почвенно-географического районирования, описанной в [3].

3.1. ПОЛЯРНЫЙ ПОЯС.

В этом поясе изучены арктические, тундровые глеевые, болотные и аллювиально-тундровые дерновые почвы Таймырской провинции [4]. В исследованных почвах преобладают восстановительные процессы и при тяжелом механическом составе породы развито оглеение. При неглубоком залегании многолетней (вечной) мерзлоты процесс почвообразования замкнут. Продукты его мигрируют сверху вниз и обратно. В результате профиль почвы слабо дифференцирован на генетические горизонты как по морфологическим признакам, так и по магнитным свойствам (табл. 3.1). Только дерново-глеевые почвы пятнистой тундры в верхних горизонтах бугорков, содержащих много растительных остатков, имеют χ_0 выше чем в нижних. В составе гумуса преобладают фульвокислоты $C_T/C_F=0,3-0,9$. Много железа переходит в вытяжку Тамма (5-35% от валового). Куски породы, мерзлота из Арктики и тундры обладают высокими значениями χ_0 . Надмерзлотные слои оглеены, их χ_0 порядка $(5-10) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$.

3.2. БОРЕАЛЬНЫЙ ПОЯС.

В этом поясе исследованы мерзлотно-таежные почвы Якутской, Колымской и Забайкальской провинций, подзолистые, дерново-подзолистые, дерново-карбонатные, серые лесные почвы Европейской и Азиатской областей (Прибалтика, Ленинградская, Калининская, Псковская, Московская, Ярославская, Пермская, Томская области, Удмуртия и др.), а также пеплово-вулканические почвы Камчатки и Курильских островов.

3.2.1. МЕРЗЛОТНО-ТАЕЖНЫЕ ПОЧВЫ.

МЕРЗЛОТНЫЕ ПОЧВЫ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Магнитная восприимчивость изучалась на основных почвенных разностях. Вследствие низкой испаряемости и из-за наличия талых вод мерзлотные почвы переувлажнены. Относительно высокие значения χ_0 установлены в дерновых почвах (табл. 3.2.). Они залегают на хорошо дренированных элементах рельефа - обычно на второй террасе рек. За дерновыми по величине χ_0 следуют потечно-гумусовые, самую низкую восприимчивость имеют глеевые почвы. В горизонте В χ_0 меньше, чем в А, но последовательность изменений по типам почв такая же. Горизонт В₂, залегающий над верхней границей многолетнемерзлотного грунта обычно переувлажнен и оглеен. Восприимчивость его низкая - $(6-9) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$.

Таблица 3.1.

Магнитная восприимчивость почв материнских пород Таймырской провинции.

Объекты исследования	Горизонты, слои	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г
Остров Диксон		
порода (куски до 0,5 кг)		230
мелкозем	0-4 см	163
Мыс Входной		
порода (куски до 0,5 кг)		230
мелкозем	0-9 см	80
торфянисто-глеевая	0-5 см, торф	-
	5-10 см	23
	10-15 см	16
торфянисто-глеевая	0-9 см	76
	9-12 см	95
мерзлота (р. Агапа)	12 м	62
мерзлота под почвой (р. Тарей)		45
Надпойменные террасы р. Агапы, Тареи, Пясины, Косой		
надмерзлотная почвообразующая порода		
по 8 разрезам		8-30
отдельные рухляковые включения		до 500
тундровая, поверхностно-глеевая	A ₁	31
	40-50 см	22
	60-70 см	25
	Ат 0-5 см	30
дерново-глеевая	A ₁ 5-12 см	12
	12-24 см	8
Район Воркуты		
торфянисто-глеевая	Ат	6
	A ₁	5
	20-30 см	7

Болотные почвы (торфянисто-глеевые и торфяные) распространены как в континентальных, так и в приморских районах Магаданской области. Величина χ_0 в них низкая $(2-6) \cdot 10^{-6}$ см³/г, свойственная всем оглееным почвам. В некоторых почвах отмечены аномально высокие значения χ_0 в горизонте А и В (номера разрезов в таблице отмечены знаком “*”) от $55 \cdot 10^{-6}$ см³/г до $750 \cdot 10^{-6}$ см³/г, что в несколько десятков раз превышает χ_0 обычных почв.

Высокие значения χ_0 , вероятно, являются результатом пожаров, либо пеплопадов при извержении вулканов на Камчатке в период, когда этот горизонт залегал на поверхности. После этого на почве формировался горизонт А_т. Зная скорость накопления торфа, можно примерно установить дату события.

Таблица 3.2.

Средние значения магнитной восприимчивости мерзлотно-таежных и болотных почв
Магаданской области.

Подтип почвы	Количество разрезов	$\chi_0 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$, горизонты			К
		A ₁ , A _T	B ₁	B ₂	
Мерзлотно-таежные почвы					
Дерновая	4	35	22	6	7±1
"	1*	740	11	8	92
Потечно-гумусовая	3	23	16	6	4±1
Торфянисто-глеевая	4	14	10	9	2±1
	1*	260	15	7	37
Болотные почвы					
Торфянисто-глеевая	3	8	6	6	1,2±0,2
"	1*	100	6	6	17
Торфяная	1	3	3	2	1,5
"	1*	11	750	10	1,1

Почвы, отмеченные знаком (*), в профиле содержат следы былых пожаров (или пеплопадов).

В изученных мерзлотно-таежных и болотных почвах по величине χ_0 всех горизонтов хорошо выделяются подтипы почв и располагаются в ряд: χ_0 - дерновых > χ_0 - потечно-гумусовых > χ_0 - торфянисто-глеевых > χ_0 - торфяно-глеевых и торфяных. Магнитные профили этих почв имеют аккумулятивный характер.

МЕРЗЛОТНЫЕ ПОЧВЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ.

Провинция захватывает большую часть горных хребтов и впадин в южной части Забайкалья. Плосковершинные хребты превышают впадины не больше чем на 400-600 м. Почвообразующими породами являются элювиально-делювиальные отложения, хрящеватые щебнистые суглинки и супеси. Из коренных пород преобладают граниты, имеются кристаллические сланцы, базальты и трапы. В состав сланцев и базальтов входит магнетит. Изучены магнитные свойства наиболее распространенных почв (Читинская обл., Шелапугинский район, мерзлотный стационар Института агрохимии и почвоведения АН РФ) [5].

Для исследований взяты образцы по склону из профилей почв: дерново-таежной, лугово-лесной суглинистой на целине, лугово-лесной ожелезненной и аллювиально-лугово-карбонатной у реки (табл. 3.3).

В почвах Европейской части России магнитная восприимчивость обычно повышается с увеличением содержания углерода гуминовых кислот (C_H). В почвах Забайкалья такая закономерность прослеживается не всегда. Величина К определяется в основном дренированностью, гидроморфизмом почв и криогенными процессами.

Таблица 3.3.

Характеристики мерзлотных почв Восточного Забайкалья (Ю. А. Смирнов, 1978).

Горизонт, глубина, см	pH	Железо			$\chi_0 \cdot 10^6$ см ³ /г	$I_m \cdot 10^3$ Гс·см ³ /г	H _{срс} , Э	Q
		вал	МД	Т				
Лугово-лесная тяжелосуглинистая								
А , 0-20	5,83	6,2	2,18	0,88	33	4	810	0,19
В ₁ В ₂ , 60-100	6,40	6,5	2,29	0,59	24	4	850	0,16
BC, 150-160	6,87	6,3	2,08	0,50	18	3	830	0,20
Дерново-таежная почва								
А ₀ , 0-4	6,55	5,2	1,87	0,79	60	52	190	1,30
А ₁ , 10-30	7,02	5,5	1,90	0,79	113	68	195	0,90
В ₁ , 50-66	7,03	6,0	1,96	0,41	19	15	600	1,00
С, 100-110	7,10	6,1	2,02	0,31	15	6	700	0,48

Максимальная магнитная восприимчивость установлена в мерзлотно-дерново-таежной почве в горизонте А. Такие почвы залегают на водораздельных участках и в верхней части склонов в условиях хорошего дренажа. Высокая магнитная восприимчивость в них связана с их хорошей дренированностью из-за густой сети глубоких морозобойных трещин.

В мерзлотно лугово-лесной почве значения восприимчивости ниже. Поскольку слой многолетней мерзлоты залегает не глубоко, профиль лугово-лесных почв в теплый период года насыщается почвенной влагой. В условиях кислой pH и высокого увлажнения происходит разрушение сильномагнитных минералов, что приводит к снижению магнитной восприимчивости.

Мерзлотная лугово-лесная ожезлененная почва занимает нижнюю часть склона. В поверхностном слое (0-5 см) χ_0 равна $25 \cdot 10^{-6}$ см³/г, затем увеличивается до $45 \cdot 10^{-6}$ см³/г на глубине 10-15 см и вновь снижается до $10 \cdot 10^{-6}$ см³/г в горизонте С.

Максимальное значение χ_0 в поверхностном слое дает возможность использовать χ_0 для диагностики почв. Вдоль склона у мерзлотных лугово-лесных почв χ_0 изменяется от $60 \cdot 10^{-6}$ см³/г до $34 \cdot 10^{-6}$ см³/г, по мере увеличения степени увлажнения. В распаханых мерзлотных лугово-лесных почвах по всему профилю χ_0 составила $34 \cdot 10^{-6}$ см³/г, почти не меняясь с глубиной.

Коэффициент К для мерзлотных дерново-таежных почв составляет 5-6, для мерзлотных лугово-лесных - 1,2-1,4 (на пашне 1,08), для мерзлотных лугово-лесных ожезлененных - 4.

В почве на гидролаколите, который усиливает гидроморфизм почвы, в первом метре почвенного профиля величина χ_0 колеблется в пределах $(25-37) \cdot 10^{-6}$ см³/г. Над лаколитом залегают два слоя с высокими значениями χ_0 ($65 \cdot 10^{-6}$ и $70 \cdot 10^{-6}$ см³/г), которые соответствуют иллювиально-гумусовым горизонтам. Первый слой сформировался в недалеком прошлом при более высоком залегании верхней границы гидролаколита. В настоящее время гидролаколит опустился ниже, близ его границы формируется современный иллювиальный горизонт, χ_0 его около $70 \cdot 10^{-6}$ см³/г.

Гидроморфные мерзлотные лугово-лесные и аллювиальные лугово-карбонатные почвы Забайкалья характеризуются более высокими значениями χ_0 по сравнению с аналогичными почвами Магаданской области, что связано с различиями в качественном составе гумуса, характером увлажнения. Однако, характер магнитного профиля сохраняется. Остаточная намагниченность I_m , разрушающее поле (или коэрцитивная сила) H_{rs} , параметр $Q=0,5 \cdot I_m / \chi_0$, как и χ_0 , в почвах Забайкалья закономерно изменяются по генетическим горизонтам исследованных почв.

Высокие величины $H_{rs} = 700-850$ Э в лугово-лесной тяжелосуглинистой почве, в материнской породе дерново-таежной почвы свидетельствуют о наличии в них магнитоупорядоченных минералов типа гетита-гематита. Намагниченность насыщения I_s в горизонте A_1 в лугово-лесной почве не достигается при $H = 8000$ Э. В дерново-таежной почве в горизонте А образец входит в насыщение при поле около 1000 Э, в материнской породе насыщение не наступает даже при $H = 8000$ Э. В горизонте А и С лугово-лесной почвы с помощью термомагнитного анализа зафиксирован гематит, в горизонте А дерново-таежной почвы - магнетит, в С - гематит.

3.2.2. ПОДЗОЛИСТЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ИМ ТИПЫ ПОЧВ ТАЕЖНО-ЛЕСНЫХ ОБЛАСТЕЙ.

В большинстве почв таежно-лесных областей по величине χ_0 четко выделяется подзолистый горизонт: максимальные значения в горизонтах A_0 , A_1 , В; минимальное - в A_2 (рис. 3.3). Магнитный профиль почв имеет аккумулятивный или элювиально-иллювиальный характер в зависимости от магнетизма почвообразующих пород.

Отмечаются высокие значения начальной восприимчивости образцов из-под опада (0,5-1,0 см), в особенности для хвойных лесов, где χ_0 достигает значений $65 \cdot 10^{-6}$ см³/г. Во всех случаях в гумусо-аккумулятивном горизонте χ_0 всегда выше χ_0 в элювиальном.

Дерново-карбонатные почвы Эстонии на плитняке, на сильнокарбонатной щебенчатой морене, остаточно-карбонатные с различной степенью оподзоленности (табл. 3.4.) имеют χ_p в пределах $(1,4-4,3) \cdot 10^{-6}$ см³/г, I_s - $(2-116) \cdot 10^{-6}$ Гс·см³/г. Магнитный профиль (по I_s) имеет элювиальный характер для всех разновидностей этих почв, кроме Р.3, где I_s в гор. ВС выше, чем в гор. A_1 .

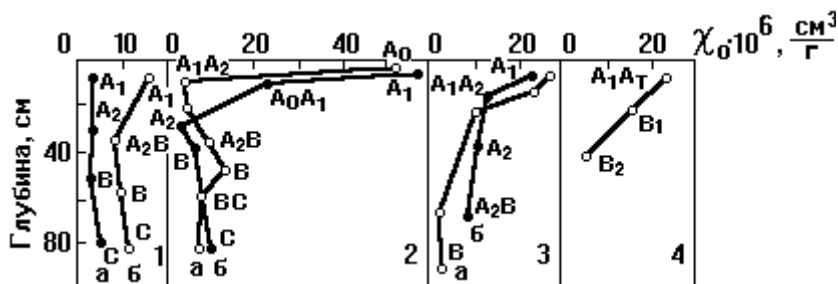


Рис. 3.3. Магнитные профили почв таежно-лесных областей: 1) а)- дерново-подзолистая Псковской обл.; б)- дерново-карбонатные Ленинградской обл.; 2) а)- дерново-подзолистая Московской обл.; б)- подзолисто-бурая оглеенная, Калининградская обл.; 3) а),б)- дерново-карбонатные, Кировская и Томская обл.; 4)- мерзлотно-таежная, Якутия.

ЯГР спектроскопия образцов при комнатной температуре показала отсутствие магнитоупорядоченных соединений железа. Лишь в Р.2 в составе образцов содержится крупнокристаллический гематит, а в Р.5 отмечены его следы. Содержание двухвалентного железа в изученных почвах значительно и варьирует в пределах 10-25% от валового. Площадь под спектрами ЯГР и валовое железо коррелируют с коэффициентом 0,92. Высоким коэффициентом корреляции связаны между собой χ_p и валовое железо. По данным вытяжек и общепринятой терминологии количество “окристаллизованного” железа в исследованных почвах изменяется от 25 до 64%. Однако, из данных ЯГР следует, что такая форма соединений в почвах имеется в количествах не более ошибки эксперимента по ЯГР - 2-3%. Отжиг образцов, при котором “аморфное” несиликатное железо кристаллизуется в крупные частицы, позволяет оценить содержание “неокристаллизованного” несиликатного железа и сопоставить с результатами действия вытяжек. Расчет площадей под СТС показывает, что площади и железо, извлекаемое вытяжкой Мера-Джексона (МД), коррелирует с $r=0,93$. Этот факт свидетельствует о том, что железо, определенное по разности действия вытяжек МД и Тамма (Т) не всегда соответствует понятию “окристаллизованное”.

При понижении температуры съемки до 120 К в спектрах некоторых образцов наблюдается СТС, которая соответствует суперпарамагнитным частицам оксидов и гидроксидов железа со средним размером 5-15 нм. Например, в образцах горизонтов А и ВС (Р.2) таких форм железа содержится 45 и 39% от валового соответственно. СТС является суперпозицией двух секстетов: один из них может быть отнесен к гематиту, второй - к гетиту. Таким образом, несиликатные соединения железа, образованные при выщелачивании карбонатов, накоплении и разрушении терригенного материала, а также в результате биологического перераспределения представлены высокодисперсными $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ $\alpha\text{-FeOOH}$. При температуре 300 К эти соединения

дают вклад в центральный дублет наряду с железом, входящим в кристаллическую решетку алюмосиликатов.

Таблица 3.4

Показатели состояния железа в дерново-карбонатных почвах Эстонии.

Горизонт,	Железо			Магнитные параметры		ЯГР спектр
глубина, см	вал	МД	Т	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	S_{Fe}^{2+} , %
ПЛИТНЯКОВЫЕ						
Р.1, черный вариант						
A ₁ , 1-10	4,18	26,5	12,7	2,1	4,33	23
A ₁ , 10-20	3,75	24,3	12,5	3,0	3,99	25
Р.2, бурый вариант						
A ₁ , 3-8	7,17	64,0	8,9	30	2,55	12
РИКХОВЫЕ						
Р.3, промежуточный вариант						
A ₁ , 1-10	3,00	32,0	21,3	40	3,05	11
A ₁ , 10-20	2,81	34,5	21,7	34	3,05	14
BC, 25-34	3,79	24,5	17,2	60	3,86	17
C, 40-50	2,07	24,1	18,4	20	1,69	25
Р.4, бурый вариант (неглубоко окрашенный)						
A ₁ , 2-12	4,73	63,2	11,0	116	4,25	11
A ₁ , 2-25	4,71	53,3	8,9	89	3,95	11
B, 25-35	3,15	53,0	12,4	39	2,70	12
C, 35-50	2,01	38,3	14,4	14	1,42	19
ОСТАТОЧНО - КАРБОНАТНЫЕ						
Р.5, дерново-карбонатная неглубоко выщелоченная						
A ₁ , 1-11	2,59	42,1	12,7	40	2,57	19
A ₁ , 11-22	2,67	34,9	11,2	28	2,61	25
B, 22-40	3,79	38,5	7,1	20	3,46	15
B, 40-70	2,86	40,9	7,7	20	3,46	23
C, 70-100	2,09	29,6	7,2	5	2,15	20
Р.6, дерново-карбонатная оподзоленная на серой морене						
A ₁ , 1-11	2,63	32,3	12,9	30	2,42	20
A ₁ , 11-22	2,65	36,2	12,5	26	2,51	21
A ₁ , A ₂ , 25-45	2,66	34,9	11,3	36	2,94	18
B, 50-70	4,67	45,6	14,6	16	4,74	11
C, 75-100	2,39	29,7	10,0	5,8	2,33	12

Кроме дерново-карбонатных почв в Эстонии изучены дерново-глеевые почвы катены: подводная маршевая, дерново-глеевая маршевая (нижний горизонт под водой), торфянисто-грунтово-глеевая на рикховой карбонатной

морене, перегнойно-грунтово-глеевая оподзоленная на озерно-ледниковых отложениях, дерново-подзолистая поверхностно-слабо-глееватая. χ_p всех горизонтов крайне низкая и редко превышает $(1-5) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, I_s также мала и лежит в пределах $(1-5) \cdot 10^{-3} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$, несмотря на относительно высокое содержание валового железа, достигающего 13%. Профиль почв по магнитным параметрам слабодифференцирован. В спектрах ЯГР СТС отсутствует, по вытяжкам содержание "окристаллизо-ванного" изменяется от 6 до 50% валового. Избыточное увлажнение большинства почв этой катены слабо влияет на содержание Fe^{2+} , которое близко к содержанию Fe^{3+} лишь в маршевых почвах. В остальных трех количество Fe^{2+} и χ_p снижается, и отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ уменьшается с 0,6 до 0,2.

Дерново-подзолистые почвы Калининградской, Ленинградской, Псковской, Витебской областей, развивающиеся на силикатно-известняковой морене, имеют в профиле низкие значения χ_0 , I_s и высокие H_{crs} , близкие к приведенным в таблице 3.5.

Таблица 3.5.

Характеристики почв Калининградской провинции (Ю. А. Смирнов, 1978)

Горизонт, глубина, см	Железо			Магнитные параметры		
	вал	МД	Т	$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	H_{crs} , Э
подзолисто-бурая						
A ₀ A ₁ , 0-12	2,2	0,89	0,39	59; 23	33; 19	2000
A ₂ , 14-24	2,5	0,58	0,30	3	1	2000
B ₂ , 26-34	7,6	2,06	0,76	8	1	2100
B ₂ B ₃ , 50-125	8,9	2,22	0,29	10	1	610
бурая лесная						
A ₁ , 0-18	2,1	1,13	0,36	8	14	480
B ₁ , 30-40	4,0	2,32	0,45	11	5	500
B ₂ B ₃ , 56-92	4,7	2,46	0,34	11	5	655
C _к , 180-190	7,7	1,44	0,30	7	2	700

Первая цифра по χ_p , I_n для горизонта A₀, вторая - для A₁; H_{crs} - разрушающее поле намагниченности I_{rs} .

В магнитном профиле наблюдается возрастание (в десятки раз) χ_0 , I_s в горизонте A₀ и четко прослеживается снижение этих параметров в A₂. Высокое значение H_{crs} указывает на наличие в почве магнитожестких минералов типа гетита. Их количество невелико, о чем свидетельствуют значения χ_p , I_s . Несмотря на это, вытяжки дают высокое содержание "окристаллизованных" форм. Железо, извлекаемое вытяжкой Т в образцах первой и второй почв составляет 0,3-0,5%. Максимальное количество его зафиксирована в горизонте B₁ (0,76%) и минимальное - в материнской породе (0,17%). Вытяжка МД

растворяет в несколько раз больше, особенно при высоком содержании валового.

Магнитные параметры имеют относительно высокие значения в горизонте A_1 подзолисто-бурой почвы. В горизонтах A_2 и B они резко уменьшаются вследствие оглеения. В горизонте A_2 и B_1 содержится лепидокрокит [5], идентифицированный по предельным значениям температурных превращений его в маггемит - $150-275^0\text{C}$ и разрушающему магнитному полю $H_{\text{сгс}}$ (2000-2100 Э). В нижних горизонтах содержится гематит.

В бурой лесной кислой оподзоленной почве χ_0 в горизонтах A и B меньше или равно χ_0 материнской породы. Только в горизонтах B_2 и B_3 они немного выше соответствующих параметров в C_k . Остаточная намагниченность I_m имеет низкие значения. В материнской породе обеих почв преобладает гематит, который и придает им красноватый цвет.

Дерново-палевоподзолистые почвы развиты на покровном суглинке (Клинско-Дмитровская гряда), подстилаемом краснобурными валунными моренными отложениями. В дерново-подзолистой почве смешанного леса с наземным травянистым покровом вблизи Ярославля χ_0 изменяется по профилю в пределах $(9-15) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Максимальная величина χ_0 в иле - $(20-34) \cdot 10^{-6}$ и $(6-13) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ во фракциях от 0,1 до 0,001 мм. Так как почва легко-суглинистая и содержит мало ила в слое 0-60 см (6-14%), то высокая величина χ_0 ила не оказала сильного влияния на χ_0 . Магнитный анализ образцов из горизонтов A_2 и B_1 зафиксировал точки Кюри, равные 657^0C и разрушающее магнитное поле 130-550 Э, что характерно для мелкодисперсного вторичного гематита. Господствующими магнитными минералами в профиле почвы являются суперпарамагнитный гетит и гематит, придающий красноватый цвет почве в нижних горизонтах и розовый оттенок в горизонте A_2 . В железистых конкрециях минералы той же дисперсности, что и в окружающей их почве. Величина χ_p конкрекции средняя между χ_p почвы и илистой фракции.

Почвы Подмосковья изучены на примере почв агробиологической станции в Чашниково (учебная база МГУ), где имеется большой набор дерново-подзолистых, пойменных (р. Клязьма) и других почв. Разрезы были размещены на водоразделе; на приподнятой депрессии со слабым склоном древней долины реки; у подножия склона, куда сбрасывается жидкий и твердый стоки с водораздела и склона; в пойме. Средние данные χ_0 различных горизонтов по нескольким разрезам с 5-8 кратным повторением замеров в каждом горизонте приведены в таблице 3.6, в которую введены результаты по почвам Удмуртии (Т. И. Румянцева, 1970).

Таблица 3.6.

Усредненные величины (по 5-9 разрезам) χ_0 дерново-подзолистых почв по генетическим горизонтам.

Почвы	горизонты, $\chi_0 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$
-------	--

	A_n, A_1	A_2	A_2B	B_1	B_2B_3
Дерново-подзолистые	12	7	10	17	18
Дерново-среднеподзолистая, глубоко оглеенная (намытая)	20	-	14	-	12
Дерново-среднеподзолистые глееватые	8	8	14	-	12
Пойменная дерново-подзолистая					
среднесуглинистая глубоко оглеенная	13	12	-	17	-
Дерново-подзолистые почвы Удмуртии	22	16	25	26	29

По значениям χ_0 четко выделяются почвенно-генетические горизонты. Как и в почвах Прибалтийской провинции, в опаде и торфах обнаружено 5-20 кратное возрастание χ_0 по сравнению с χ_0 материнской породы при близких значениях содержания железа. По измерениям χ_p , I_s и площадей под спектрами ЯГР выявляются дополнительные сведения: корреляция площадей и χ_p ; максимум в $A_1(A_0)$ и в χ_p , I_s , площадей спектров ЯГР. Из спектров ЯГР также следует, что в почвах этой зоны соединения железа находятся в высокодисперсном состоянии.

Дерново-подзолистые, дерново-карбонатные почвы Пермской, Томской областей и Чувашской республики обладают относительно высокой χ_0 , изменяющейся от $20 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в горизонте В до $80 \cdot 10^{-6}$ и более в горизонте A_1 . Зависимость χ от внешнего магнитного поля свидетельствует о наличии в них магнитоупорядоченных соединений железа. Нагрев образцов до $T = 400^\circ \text{C}$ не приводит к заметному росту χ , что свидетельствует об отсутствии лепидокрокита в изученных почвах. Значительное увеличение χ происходит лишь после прокалывания при температурах выше 500°C за счет образования сильномагнитных форм в восстановительной среде выгорающего органического вещества почв.

В составе почвенного покрова юга Пермской области встречаются также дерново-карбонатные и дерново-коричневые почвы, расположенные, как правило, на пологих и крутых склонах, в местах выхода наиболее карбонатных почвообразующих пород. Карбонатность и исходный оттенок почвообразующих пород затушевывают морфологическое и аналитическое проявление оподзоленности этих почв. Их магнитный профиль слабодифференцирован.

Спектры ЯГР при комнатной температуре содержат СТС, величина $H_{\text{эфф}} = 495 - 510 \text{ кЭ}$ и невысокая магнитная восприимчивость почв показывают, что минералом, ответственным за СТС, является Al-замещенный гематит с размером частиц более 12-20 нм. Кроме секстета во всех спектрах присутствует дублет, обусловленный парамагнитными формами железа.

Несиликатные формы магнитоупорядоченных соединений железа исследованных почв Предуралья представлены преимущественно алюмозамещенным гематитом. Он унаследован от почвообразующей породы и обуславливает специфику морфологии, минералогии и окристаллизованности

оксидов железа почв. Замещение иона Fe^{3+} на ион Al^{3+} в гематите произошло при соосаждении этих элементов в период образования почвообразующей породы. Новообразованные несиликатные минералы железа состоят в основном из более мелких частиц соединения типа ферригидрита. В верхних горизонтах присутствует магнетит, в состав которого входит менее двух процентов валового железа.

Конкреции этих почв содержат высококодисперсные и крупнокристаллические формы соединений железа. Высокодисперсные образованы в результате выветривания “породного гематита”, магнитоупорядоченный гематит унаследован от почвообразующей породы.

3.2.3. ПЕПЛОВО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЧВЫ.

В их формировании большую роль играет деятельность вулканов, когда при периодических извержениях выпадают минеральные осадки, размером от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, изливаются лавовые потоки, погребаящие существующие почвы, происходит перенос и отложение пеплов, шлаков, чаще в руслах рек. Действию пеплопада подвергаются территории, расположенные на расстояниях в сотни километров от вулканов (табл. 3.7.). Погребенные слои утрачивают свои первоначальные функции, которые теперь принимает поверхностный пепловый слой.

Таблица 3.7.

Влияние дальности аэрального переноса на мощность и гранулометрический состав современных вулканических отложений.

Пункт	Расстояние до вулканов, км	Мощность нормальной пепловой колонки, см	Содержание фракций, в % (размер частиц в мм)				
			10	10-2,0	2,0-1,0	1,0-0,01	0,01
Налычево	15	200*	23	68	15	4	1,0
Халактырка	30	130	нет	20	23	44	9
Паратунка	60	80	"	1	4	81	14
Шаромы	100	50	"	нет	1	81	18
Оссора	280	15	"	"	нет	74	26
Лесная	350	50	"	"	"	66	34

* Эта цифра, возможно, занижена, так как возраст и граница нижнего горизонта точно не установлены.

На Камчатке почвы развиты на андезито-базальтовом вулканическом материале Тихоокеанского вулканического кольца с преобладанием в их составе вулканического стекла и полевых шпатов. Изучались 1) слоистая вулканическая охристая почва (Авачинская сопка, поб. Тихого океана); 2) буро-охристая лесная на вулканических отложениях (пос. Сосновка, поб. Тихого

океана); 3) бурая лесная (пос. Паужетка, поб. Охотского моря); 4) пос. Ключи (центральная Камчатка) [6].

Кроме того, изучены почвы острова Кунашир (гора Мечникова высота над уровнем моря 800 м, образцы предоставлены проф. А. С. Владыченским). Почвы развиты на пироксен-оливиновых базальтах и подвержены влиянию горячих источников, действие которых распространяется в радиусе 7 км от горы: 1) разрез 4 на макросклоне, обращенном к Охотскому морю (высота 350 м), старый елово-пихтовый лес с густыми зарослями бамбука; 2) разрез 9 на восточном отроге, Тихоокеанская сторона (высота около 400 м), пихтовый лес с зарослями бамбука. В обеих почвах довольно мощный слой (8-10 см) полуразложившейся подстилки, с глубины 40-50 см много камней, пемза.

Таблица 3.8.

Магнитные характеристики почв Камчатки.

Глубина, см	$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10$, Гс·см ³ /г	$I_{rs} \cdot 10^2$, Гс·см ³ /г	H_{crs} , Э
Слоистая вулканическая охристая почва (Авачинская сопка)				
1-15	685	7,202	4,34	380
9-15	308	3,690	3,52	410
28-47	1430	20,301	11,14	360
Буро-охристая лесная почва (пос. Сосновка)				
2-6	653	7,071	4,56	380
23-28	459	5,750	3,90	330
28-52	1005	11,63	5,23	300
52-81	464	5,510	3,17	300
81-110	530	6,432	5,46	390
Буряя лесная почва (пос. Паужетка)				
0-30	250	3,241	2,32	460
47-82	177	1,840	1,93	380
82-88	769	7,950	2,27	280
95-103	286	3,172	5,20	560
127-143	547	5,632	2,03	310
155-200	343	4,362	1,57	350

Магнитная восприимчивость почв Камчатки изменяется по слоям от $200 \cdot 10^{-6}$ до $1600 \cdot 10^{-6}$ см³/г и выше (табл. 3.8.), намагниченность насыщения от 0,18 до 2,1 Гс·см³/г. Остаточно-коэрцитивная сила в вулканической охристой и буро-охристой почве изменяется в узких пределах (300-410 Э), что свидетельствует о мономинеральности магнитоупорядоченной фазы. Более контрастны слои бурой лесной почвы: H_{crs} =280-560 Э. Количество слоев в профиле до глубины 16 см изменялось от 4 (Сосновка) до 14 (Паужетка).

С целью изучения влияния тепла и влаги гидротермальных источников на пепловые почвы и их минералогический состав в районе гейзера Великан были отобраны пять образцов [7] в однородных отложениях в пределах 20 м: 1) образец из горизонта A_1 , бурый по цвету с желтоватой дресвой, на красной глине; 2) образец из горизонта A_1 , бурый, в каменном березняке (коричнево-охристая почва) без следов красноцветной коры выветривания; 3) глина шоколадного цвета из грязевого действующего котла на верхней действующей площадке; 4) красная глина на уступе выше гейзера (высота 5 метров); 5) красная, до фиолетового, глина на площадке, где теперь нет действующих гейзеров. По зависимости $\chi(H)$ (рис. 3.4) между собой близки образцы 2 и 1, отличающиеся высокими значениями χ_0 ($1150 \cdot 10^{-6}$ и $950 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^3/\text{г}$ соответственно); образцы 3 и 5 с низкими значениями χ_0 ($100 \cdot 10^{-6}$, $150 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^3/\text{г}$ соответственно); образец 4 имеет промежуточное значение начальной восприимчивости ($430 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^3/\text{г}$).

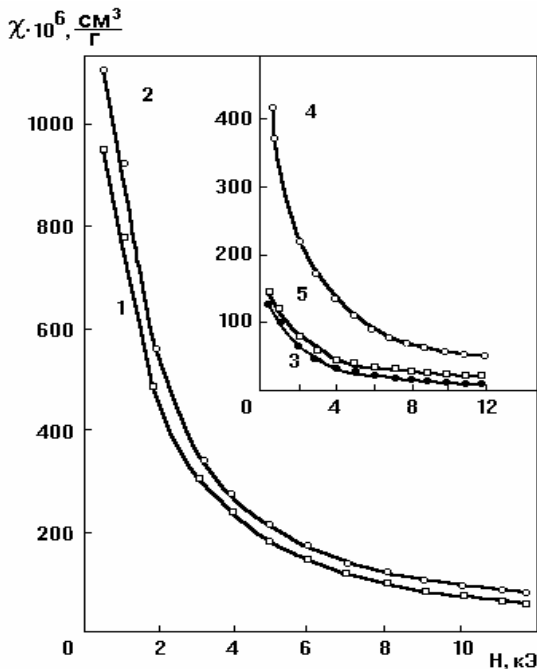


Рис. 3.4. Полевая зависимость магнитной восприимчивости образцов почв Долины Гейзеров.

Образцы из горизонтов A_1 почв, удаленных от гейзерных площадок, характеризуются высокими значениями I_s ($((470-530) \cdot 10^{-3}$ Гс· $\text{см}^3/\text{г}$). При приближении к горловинам гейзеров (образец 4) I_s снижается до $210 \cdot 10^{-3}$ Гс· $\text{см}^3/\text{г}$. Самые низкие значения I_s имеют образцы, взятые с гейзерных площадок ($((70-80) \cdot 10^{-3}$ Гс· $\text{см}^3/\text{г}$). Такое снижение намагниченности насыщения

свидетельствует о разрушении исходного магнетита пепловых отложений и превращении его в гематит (либо гетит) в результате гидротермального преобразования. Этот факт подтверждается ЯГР спектроскопией. Спектры ЯГР образцов представляют собой суперпозицию дублетов от железа и в трех- и двухвалентном состояниях в структуре силикатов и секстетов с $N_{\text{эф}}$ от 500 до 516 кЭ, соответствующих магнетиту, маггемиту, гематиту. Количество сильномагнитных минералов уменьшается при приближении к гейзеру.

Мессбауэровские и магнитные данные позволяют видеть, что основной минерал железа в исследованных образцах - гематит, образуется двумя путями: кристаллизацией из атомов железа, высвобожденных из структуры первичных минералов при их трансформации (основной вклад) и окислением магнетита через промежуточный маггемит.

В горных пепловых почвах о. Кунашир χ_p образцов разных слоев лежит в узком диапазоне: $(25,2 \pm 1,5) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в Р. 4, $(26,5 \pm 3,1) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в Р. 9, намагниченность насыщения изменяется от 0,86 до 1,25 Гс·см³/г. Судя по отсутствию СТС в ЯГР спектрах магнитоупорядоченная фракция содержится в количествах менее 2% и по величине I_S может быть отнесена к магнетиту (или маггемиту). По I_S и содержанию Fe^{2+} в профиле выделяется четыре хорошо дифференцированных слоя. Из-за высоких значений магнитных свойств материнской породы их возрастание в гумусово-аккумулятивном горизонте не обнаружены. Оба разреза содержат погребенную почву, регистрируемую визуально.

3.3. СУББОРЕАЛЬНЫЙ ПОЯС.

Между таежными почвами на севере и черноземами на юге располагаются серые лесные почвы [3]. Эти почвы и их гидроморфные аналоги не образуют сплошной зоны. Отдельные массивы их разделяются таежно-лесными, черноземными, аллювиальными и горными почвами.

3.3.1. СЕРЫЕ И БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ.

СЕРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ НА ГРАНИЦЕ МОСКОВСКОЙ И ТУЛЬСКОЙ ОБЛАСТЕЙ.

Почвы имеют дифференцированный по χ_0 профиль (рис. 3.5). Средняя величина магнитной восприимчивости по данным измерений в 4-х разрезах составила:

горизонт	A	A ₁ A ₂	A ₂	B ₁	K
$\chi_0 \cdot 10^6, \text{ см}^3/\text{г}$	22	25	17	12	1,9

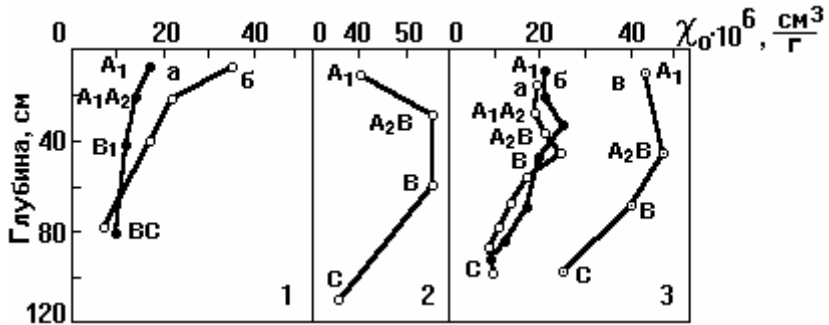


Рис. 3.5. Магнитные профили серых лесных почв: 1) а), б)- серая лесная и серая лесная оподзоленная, Удмуртия; 2)- серая лесная, Курская обл.; 3) а)- серая лесная, Московская обл.; б)- серо-коричневая, Ленкорань; в)- темно-серая, Тульские засеки.

Остаточная намагниченность I_m максимальна в верхних горизонтах и снижается на глубине 180-120 см до $6 \cdot 10^{-6}$ Гс·см³/г (табл. 3.9). При максимальных значениях I_m фактор Q составил $(2,8-6,0) \cdot 10^{-6}$. Высокие значения χ_0 и параметра Q обязаны наличию в почве мелкодисперсного магнитоупорядоченного минерала, о чем свидетельствуют I_m , H_{crs} [5].

Таблица 3.9.

Содержание железа и магнитные характеристики серых лесных тяжелосуглинистых почв.

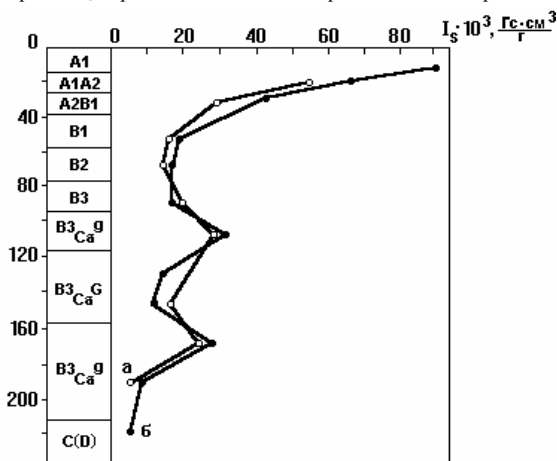
Горизонт, глубина, см	Железо			Магнитные параметры		
	вал	МД	Т	$\chi \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_m \cdot 10^6$, Гс·см ³ /г	H_{crs} , Э
р-н Пущино на Оке						
A ₁ , 5-10	3,3	1,71	0,38	18	34	420
B ₁ , 31-50	4,7	1,80	0,28	25	18	630
B ₂ B ₃ , 50-130	4,0	1,74	0,19	19	10	670
BC, 180-200	4,4	1,63	0,14	15	6	500
Курская обл.						
A, 0-20	3,6	1,80	0,41	31	20	-
A ₁ A ₂ ; A ₂ B ₁ , 20-48	4,4	2,00	0,53	41	39	-
B ₁ , 48-75	5,0	2,13	0,55	41	25	-
BC, 105-140	4,7	2,01	0,40	26	8	-

Самые высокие значения χ_0 в этом типе почв отмечены в серых лесных почвах, расположенных близ Железногорска, Курской обл. Как и в дерново-подзолистых, в серых лесных почвах максимальные величины χ_0 наблюдаются в илистой фракции. В целом начальная магнитная восприимчивость серых лесных почв выше, чем дерново-подзолистых. Вытяжки "предсказывают" присутствие в почвах до 40% окристаллизованного железа. Это не согласуется с результатами исследований магнитными методами (I_s мала) и ЯГРС (в спектрах

отсутствует СТС). Лишь при температуре около 100 К намечается слабый секстет.

В серой лесной почве на пермских красноцветах из разреза, заложенного на плоской водораздельной поверхности под широколиственным лесом с преобладанием дуба и с травянистым надпочвенным покровом (Канаашский р-н, Чувашская АССР), валовое железо постепенно возрастает с глубиной от 5,17% в горизонте A_1 до 11,34% в горизонте $BC_{Ca}G$. Основной причиной дифференциации почвы по валовому железу является увеличение с глубиной его количества в илстой фракции и содержания самой илстой фракции. Зависимость χ от магнитного поля указывает на наличие в образцах магнитоупорядоченных соединений. В почве в целом и илстой фракции для I_s наблюдаются три хорошо выраженных максимума: в горизонтах A_1 и A_1A_2 , в карбонатном горизонте $B_{3Ca}G$ и в $BC_{Ca}G$ (рис. 3.6). Повышение I_s в верхних горизонтах связано с присутствием минералов типа магнетита (сотые доли процента). Максимумы I_s на глубине 100-110 см и 100-170 см совпадают с положением геохимических барьеров в профиле. Спектры ЯГР почв и илстых фракций представляют собой суперпозицию секстета и дублетов Fe^{3+} и Fe^{2+} . Определенные по спектрам значения $H_{эфф}$ колеблются от 490 до 505 кЭ, что отвечает магнитоупорядоченному гематиту. Заниженные величины $H_{эфф}$, по сравнению с $H_{эфф}$ для массивного образца (515 кЭ), объясняется небольшими размерами кристаллитов гематита и, возможно, изоморфным замещением железа на алюминий в кристаллической решетке этого минерала.

Рис. 3.6 Профильные кривые I_s серой лесной почвы на красноцветных пермских отложениях: а)- ил,



б)- почва в целом.

БУРАЯ ЛЕСНАЯ ПОЧВА КОДР (МОЛДАВИЯ).

Почва формируется под широколиственными лесами на покровных суглинках, подстилаемых ледниковыми отложениями. Постоянная влажность и длительные положительные температуры способствуют внутрипочвенному выветриванию и образованию глинистых минералов гидрослюдистого и иллит-монтмориллонитового состава. Магнитные измерения [8] показывают (табл. 3.10.), что во всех горизонтах присутствуют сильные магнетики, парамагнитный вклад (χ_p) и содержание валового железа связаны тесной коррелятивной связью ($r=0,93$).

Таблица 3.10.

Магнитные свойства бурой лесной типичной почвы (Молдавия).

Горизонт, глубина, см	$\chi \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г},$ поле 1 кЭ	$\chi_p \cdot 10^6,$ $\text{см}^3/\text{г}$	$I_s \cdot 10^3,$ $\text{Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$
необработанная почва в целом			
A ₁ , 0-24	10,49	2,43	11,79
B 24-57	12,80	2,81	13,33
BC, 57-104	12,63	3,40	12,44
D, 104-144	7,56	2,18	5,96
почва в целом после обработки по Мера-Джексону			
A ₁	9,86	2,06	11,25
B	8,18	1,66	9,31
BC	8,76	2,74	9,03
D	9,10	1,74	10,03
неотработанные фракции < 1 мкм			
A ₁	33,25	11,23	27,76
B	32,60	10,80	30,99
BC	31,60	11,83	25,6
D	20,03	12,19	10,27
фракции < 1 мкм после обработки по Мера-Джексону			
A ₁	13,77	8,25	7,13
B	19,65	10,37	13,08
BC	19,40	10,75	8,43
D	22,85	11,08	12,90

По величине магнитной восприимчивости при поле $H=1$ кЭ и I_s просматривается четкая дифференциация горизонтов. В горизонте A₁ снижение всех магнитных параметров вероятнее всего обусловлено процессом оподзоливания. Илистая фракция горизонтов A₁, B и BC по магнитным свойствам практически не дифференцирована; у подстилающей породы, в илистой фракции магнитные параметры в 1,5-2,0 раза ниже, чем у вышележащих почвенных горизонтов. Обработка вытяжкой МД сильно снижает χ , это свидетельствует о растворении мелкодисперсных частиц с размером меньше 10 нм. Слабое снижение, а в некоторых случаях и возрастание I_s после обработки вытяжкой указывает на малую растворимость магнитоупорядоченных соединений железа. При обработке хорошо растворяется слабомагнитная часть железа почв, сильномагнитная не (или слабо) растворяется; в результате относительное содержание сильного магнетика возрастает, что приводит к росту удельных I_s и χ (гор. D).

БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ ЗАПАДНЫХ ПРЕДГОРИЙ СРЕДНЕГО УРАЛА.

Изученные почвы расположены в верхнем течении р. Уфы под естественной растительностью. Почвообразующая порода, предположительно, двух- или трехчленная. Исследованы 17 образцов почв и илистых фракций четырех горизонтов (представлены М. Л. Карпачевским) в исходном состоянии (табл. 3.11) и после отжига при температуре 800°C в течении 7 часов (табл. 3.12).

Таблица 3.11.

Результаты магнитных исследований бурых лесных почв.

Горизонт, глубина, см	Почва исходная				Илистая фракция исх.	
	Железо		$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г
	МД	Т				
Р1						
A , 0-4	0,581	0,320	5,1	16,4	10,9	27,0
AB, 4-16	0,612	0,283	5,0	17,1	-	-
IB, 16-28	0,534	0,471	5,4	22,7	12,7	37,3
IIB ₁ +IIB ₂ , 34-53	0,637	0,233	6,5	20,6	12,6	24,2
Р13						
A, 0-14	0,539	0,489	4,6	11,7	11,3	8,4
IB ₁ , 14-23	0,536	0,237	4,3	6,2	11,4	7,9
IB ₂ , 23-36	0,563	0,482	4,0	3,6	11,6	6,2
IIB, 36-59	0,949	0,419	8,5	6,8	13,2	8,8

Таблица 3.12.

Результаты магнитных и ЯГРС исследований бурых лесных почв после отжига при 800°C .

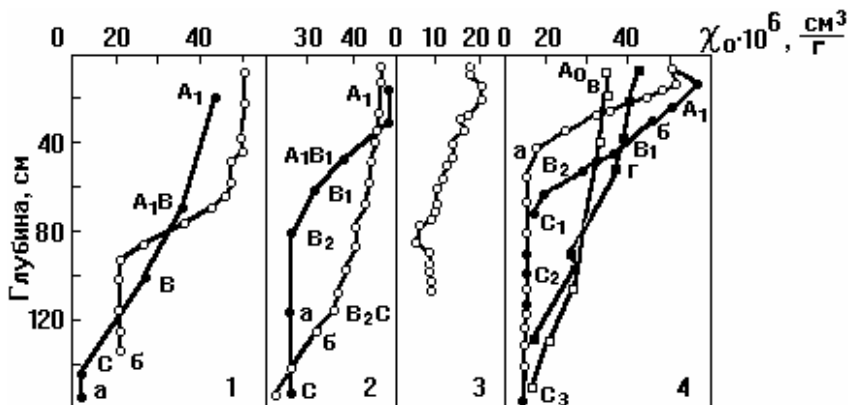
Горизонт	Почва			Илистая фракция		
	$S_{\text{секс}}$, %	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс см ³ /г	$S_{\text{секс}}$, %	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс · см ³ /г
Р1						
A	30,5	6,3	40,3	-	-	-
AB	37,8	4,5	9,0	-	-	-
IB ₁	31,8	5,5	8,0	55,2	11,5	70,0
IIIB ₁ +IIIB ₂	33,1	5,8	7,6	55,3	11,3	16,5
Р13						
A	26,4	6,1	44,0	20,0	11,3	20,6
IB ₁	57,9	7,0	42,2	21,2	12,4	18,7
IB ₂	46,3	4,5	14,0	22,6	14,4	36,3
IIIB	27,2	8,4	40,0	23,0	13,1	71,6

Значения χ_p лежат в пределах $(11-13) \cdot 10^{-6}$ см³/г, намагниченности насыщения $(6-37) \cdot 10^{-6}$ Гс·см³/г. Отсутствие закономерностей в распределении I_s и пестрота по горизонтам свидетельствуют о многочленности почвы.

Спектры ЯГР почв и илистых фракций представляют собой суперпозицию дублетов. Содержание двухвалентного железа заключено в пределах от 9 до 15 от валового, соответственно трехвалентного от 91 до 85%. Отожженные почвы дают спектры в виде суперпозиции секстета, типичного для гематита с заниженным $N_{эфф}=496\pm 3$ кЭ и дублета с $KP=1,2\div 1,3$ мм/с. Количество железа, переходящего в секстет, минимально в верхнем горизонте А.

3.3.2. ЧЕРНОЗЕМЫ И КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ.

Черноземы степной и лесостепной областей (Курская, Харьковская, Донецкая области, Молдавия, Ставропольский и Краснодарский края) сформированы на лессовидных суглинках [4, 5], χ_0 которых редко



превосходит $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (рис. 3.7).

Рис. 3.7. Магнитные профили почв лесостепной и степной областей: 1) а)- мощный выщелоченный, б)- обыкновенный черноземы; 2) а)- южный, б)- предкавказский карбонатный черноземы; 3)- черноземно-луговая почва; 4) а)- светло-, в)- лугово-, г)- темно-каштановые, Волгоградская обл.; б)- темно-каштановая, Павлодар.

В горизонтах А, В и С восприимчивость имеет значения, лежащие в пределах $40\text{--}60 \cdot 10^{-6}$, $25\text{--}40 \cdot 10^{-6}$, $10\text{--}20 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ соответственно. Магнитный профиль по χ_0 представляет собой кривую аккумулятивного типа. По виду профильной кривой χ черноземы хорошо разделяются на уровне подтипа, а также в зависимости от географического расположения. Так, в мощном выщелоченном и предкавказском черноземах χ_0 с глубиной уменьшается постепенно, почти прямолинейно. В обыкновенном и южном черноземах ясно выражена дифференциация величин χ_0 по генетическим горизонтам; в горизонте А₁ она выше, чем в соответствующем горизонте мощных и предкавказских черноземов в связи с большей величиной ее в материнской породе. С глубины 60–70 см в обыкновенном и с 30–40 см в южном наблюдается резкое уменьшение величины χ_0 . Глубины эти соответствуют, примерно, мощности гумусового горизонта. В таблице 3.13 приведены данные по двум типичным черноземам.

Остаточная намагниченность I_m и разрушающее магнитное поле (H_{crs}) меньше в степной почве, чем в почвах под лесом. Наоборот, более высокие величины χ_0 в степной почве. Значения разрушающего магнитного поля (150-230 Э) характеризуют наличие в почве сильномагнитных минералов. В материнской породе H_{crs} достигает 520-610 Э, близкой к разрушающему полю гематита и гетита.

Таблица 3.13.

Содержание различных форм соединений железа и магнитные характеристики типичного мощного чернозема (Р.14, некосимая степь; Р.15, под дубовым лесом)

Горизонт, глубина, см	Железо			$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_m \cdot 10^6$, Гс·см ³ /г	H_{crs} , Э
	вал	МД	Т			
Р.14.						
A ₁ , 0-70	4,18	1,60	0,27	54	4	153
A ₁ , 90-100	4,20	1,59	0,26	33	31	160
Вк, 190-200	5,00	1,23	0,15	10	13	-
С, 240-250	2,59	1,18	0,08	9	11	520
Р.15.						
A ₁ , 0-70	3,71	1,35	0,27	50	35	162
AB, 100-11	3,84	1,42	0,20	20	21	170
Вк, 140-150	4,10	1,06	0,19	14	18	230
С, 280-290	2,94	0,99	0,09	8	11	610

Таблица 3.14.

Свойства фракций ЭПЧ.

Горизонт, глубина, см	$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г				
	50 мкм	50-10	10-5	5-1	<1
Р.14.					
A ₁ , 20-30	13	28	48	81	140
A ₁ , 60-70	12	25	46	75	135
Вк, 100-110	13	17	28	36	80
С, 240-290	7	8	8	12	14
Р.15.					
A ₁ , 10-70	14	29	54	81	40
AB, 100-110	13	14	24	26	63
Ск, 280-290	8	10	13	13	14

При термомагнитном анализе ила установлена точка Кюри магнетита - 575⁰ С. При первом нагреве наблюдается значительное уменьшение χ_0 при температуре 200-240⁰ С и увеличение после второго нагрева, что свидетельствует о переходе гетита в гематит. Таким образом, в иле горизонте А содержится сильномагнитный магнетит и слабомагнитный гетит, во фракции

крупной пыли этого же горизонта установлен гетит и гематит, в крупной пыли породы - гематит. При намагничивании ила из горизонта А насыщение достигается при магнитном поле около 1000 Э, что обычно соответствует дисперсному магнетиту; в крупной пыли этого же горизонта и породы - при $H=8000$ Э, что характерно для минералов типа гематита и гетита.

Фракции ЭПЧ черноземов различаются между собой по χ_0 как по горизонтам в пределах одного размера, так внутри одного горизонта по размерам (табл. 3.14). В крупных фракциях χ_0 слабее дифференцирована вдоль профиля, в мелких фракциях она возрастает от $(10-15) \cdot 10^{-6}$ см³/г в горизонте С до $(40-140) \cdot 10^{-6}$ см³/г в верхней части гумусово-аккумулятивного горизонта. Вытяжка Тамма извлекает от 3 до 6 % общего железа, а вытяжка Мера-Джексона - примерно 30 % по всему профилю. Разница между данными вытяжки по Мера-Джексона и Тамму в черноземе под травянистой растительностью больше, чем под лесом. При этом корреляция между железом Мера-Джексона и значениями χ , I_n отсутствует, хотя I_n обусловлено именно окристаллизованными магнитоупорядоченными железистыми минералами.

Дифференциацию I_s по горизонтам и размерам мы наблюдаем в черноземах: обыкновенный тяжелосуглинистый на лесовидном суглинке - Р.1, на элюводелювии песчаника и лессовидного суглинка - Р.7; тяжелосуглинистый на плотной коренной глине - Р.9. Величина χ_p хорошо коррелирует ($r=0,93$) с содержанием валового железа. I_s убывает вниз по профилю, I_s илистых фракций в среднем выше I_s почв (табл. 3.15).

Интересные результаты получены группой Е.Т. Моргуна (1986-1992) для предкавказских черноземов, в которых проведены детальные исследования [9]. В четырех микрокатенах, расположенных на стокилометровом склоне Калаусских высот, восприимчивость закономерно уменьшается от повышенных участков рельефа к микропонижениям. Влияние рельефа на магнитные свойства почв наиболее четко прослеживается по величине К. По мере понижения места залегания почвы внутри микрокатены К уменьшается от 10 до 3. Средние по микрокатенам значения К от вершины высот к основанию вблизи р. Кума падают с 5 до 2,5. Величина χ_0 зависит не только от положения почвы в ландшафте, но и от χ_0 материнской породы, которая для разных пород находится в пределах $(6-19) \cdot 10^{-6}$ см³/г. Усредненная по горизонтам А и АВ χ_0 для разных почв изменяется в пределах $(21-57) \cdot 10^{-6}$ см³/г. Средневзвешенные приросты $\Delta\chi_0$ по сравнению с восприимчивостью материнских пород различаются для почв водораздела, склонов и поймы. $\Delta\chi_0$ уменьшается от почв элювиальных ландшафтов к почвам аккумулятивных, что связано с понижением ОВП и гумусности. На основании проведенных исследований авторы приходят к заключению, что в формировании магнитных свойств изученных почв основную роль играют почвообразовательные процессы.

Таблица 3.15.

χ_p и I_s черноземов Ставрополя.

Горизонт, глубина, см	Содержание		$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	Илистые фракции		
	гумус	железо, вал			железо, вал	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г
Разрез 1							
A _д , 0-7	4,4	5,8	13,5	37,6	9,6	13,3	37,3
AB _к , 74-104	1,5	5,4	6,5	27,9	10,2	13,4	28,4
C _к , 190-215	0,6	5,7	6,6	11,9	10,7	13,4	9,9
Разрез 7							
A _д , 0-4	3,9	4,3	3,9	16,6	9,3	11,2	29,5
A ₁ , 4-36	2,7	4,2	3,5	16,3	9,8	11,6	30,8
AB _к , 36-64	1,4	4,0	3,6	13,5	10,0	12,0	29,8
B _к , 64-116	0,5	4,7	4,6	6,0	9,9	11,3	4,6
D _г , 116-140	0,4	5,3	7,1	0,0	8,3	11,3	0,0
Разрез 9							
A _п , 0-24	6,1	5,7	6,5	20,6	9,9	11,9	30,6
A ₁ , 24-50	5,0	5,8	6,4	22,1	9,9	10,7	32,3
AB _к , 50-135	2,8	5,9	6,4	13,2	10,5	11,0	24,5
B _к , 135-170	1,5	5,8	5,8	9,4	10,5	11,4	14,5

Целесообразно провести сопоставление χ_0 рассмотренных черноземов, развитых на слабомангнитных породах и черноземов Чехии [10], развитых на сильномагнитных породах, в которых χ_0 горизонта А достигает значения $400 \cdot 10^{-6}$ см³/г. В этих почвах наименьшее значение χ_0 наблюдается в илистой фракции ($200 \cdot 10^{-6}$ см³/г), максимальные - во фракциях 50-100 мкм ($1200 \cdot 10^{-6}$ см³/г) и 250 мкм ($1650 \cdot 10^{-6}$ см³/г). Из этого следует, что прирост χ_0 в гумусовом горизонте, который прослеживается по илистой фракции, затушевывается сильным магнетизмом материнской породы.

Каштановые почвы (Аскания Нова, Волгоградская, Уральская обл., Молдавия, Калмыкия) (рис. 3.7, табл. 3.16) отличаются четко выраженной дифференциацией профиля по χ_0 . Магнитный профиль имеет аккумулятивный характер. В верхней части гумусового горизонта $\chi_0 = (48-60) \cdot 10^{-6}$ см³/г и более, в горизонте B₁ - $55 \cdot 10^{-6}$ см³/г и более, в горизонте С и материнской породе значение χ_0 наименьшее - около $10 \cdot 10^{-6}$ см³/г и почти не меняется с глубиной. В лугово-каштановой с поверхности величина χ достигает $30 \cdot 10^{-6}$ см³/г, в материнской породе около $15 \cdot 10^{-6}$ см³/г. Отношение C_Г/C_Ф в темно-каштановой и лугово-каштановой почвах в горизонтах А изменяется от 2,0 до 1,5; несколько ниже в каштановой и светло-каштановой почвах.

Таблица 3.16.

Удельная магнитная восприимчивость каштановых почв.

Почва	Количество почв	$\chi \cdot 10^6$, см ³ /г	К
-------	--------------------	---	---

		A ₁	B ₁	B ₂	C ₂	
Темно-каштановая	3	53	41	32	18	3,0
Светло-каштановая	3	41	35	16	14	3,1
Лугово-каштановая	2	31	24	20	15	2,0

По величине χ_0 в слое 0-20 см почвы располагаются в ряд: темно-каштановая > светло-каштановая > каштановая > лугово-каштановая.

3.3.3. СОЛОНЧАКИ, СОЛОНЦЫ И СОЛОДИ.

Солонцы - почвы интразональные, они распространены в условиях засушливого климата, особенно много их в подзоне светло-каштановых почв.

Магнитная восприимчивость остепняющихся солонцов близка к величине χ_0 зональной почвы, однако дифференциация по генетическим горизонтам более выражена (рис. 3.8, табл. 3.17). В степном солонце Ергеней в горизонте А начальная восприимчивость ($\sim 40 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$) меньше, чем χ_0 в горизонте А, расположенной рядом светло-каштановой почвы, и резко возрастает в горизонте В₁ (вследствие более высокого содержания в нем илистой фракции) и затем на глубине 45 см уменьшается до $15 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, как и в светло-каштановой почве, не изменяясь до глубины 7 м.

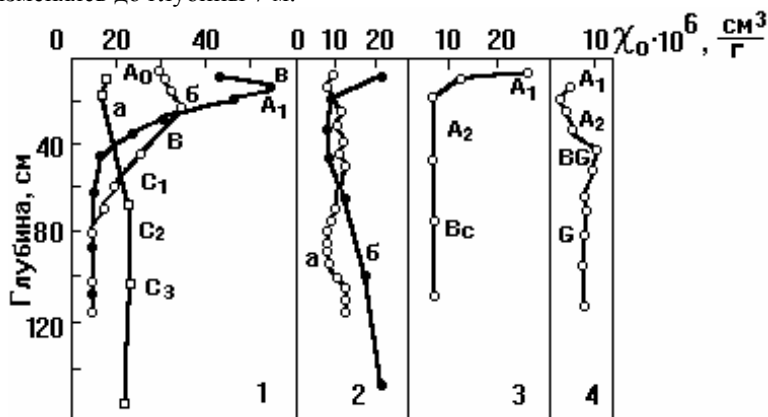


Рис. 3.8. 1) а)- солончак сероземно-луговой, Сырдарьинская обл.; б)- солончак, побережье оз. Сиваш; в)- солонец; 2)- солонец черноземно-луговой; б)- солонец сильноосоделый; 3)- солодь (Джаныбек); 4)- солодь Чапельского пода.

Солончак Сивашей, подтопляемый морской водой, при сильном обводнении и засолении и слабой микробиологической активности имеет довольно высокие χ_0 в горизонтах А и В. Солончак лугово-сероземный при хорошей аэрации поверхностного слоя имеет в нем $\chi_0 = 22 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$.

Таблица 3.17.

Удельная магнитная восприимчивость солончаков, солонцов и солодей.

Почва	Количество почв	$\chi \cdot 10^6$, см ³ /г				К
		A ₁	A ₂	В	В _к	
Солодь лиманная (Джаныбек)	1	15	9	10	10	1,5
Солодь (Аскания Нова)	1	4	4	9	9	0,4
Солонец глубокий (Ергени)	3	40	48	35	12	3,3
Солончак (Сиваш)	2	35	32	25	17	2,0
		I	II	III	IVслои	
Солончак сероземно-луговой (Сырдарьинская обл.)	2	22	13	12	15	1,5

Солоди сухих степей (Аскания Нова, Шипов лес, Джаныбекский стационар) обладают особенностью условий почвообразования - временное сезонное переувлажнение. Это приводит к разрушению сильных магнетиков и снижению χ_0 , I_s и других параметров по сравнению с каштановыми почвами на таких же породах. Магнитный профиль солодей близок к элювиально-иллювиальному типу. Наименьшее значение χ_0 наблюдается в горизонте A₂. От подзолистых почв, имеющих такой же профиль, солоди отличаются более высоким содержанием ила и низкой величиной χ_0 в этом горизонте.

При щелочном гидролизе минералов образуются гидроксиды железа, которые сегрегируют в конкреции, содержащиеся в солодах в очень большом количестве. В горизонте A₂ остаются силикаты, обедненные железом. Разрушение минералов при кислотном гидролизе в подзолистых почвах менее глубокое. Силикатные минералы горизонта A₂ содержат больше структурного железа, чем в солодах. Осолодение в условиях избыточного увлажнения сопровождается оглеением. Чем сильнее проявляются эти процессы, тем больше снижается χ_0 . Солодь Джаныбекского почвенного стационара имеет слабые признаки оглеения, затопляется длительно 1 раз в 5 лет. Начальная восприимчивость (χ_0) гумусовых горизонтов этой солоди выше чем χ_0 солоди из Аскания Нова, которая чаще и на более длительный срок заливается водой. Восприимчивость солоди оглеенной луговой имеет χ_0 практически независимую от Н, что указывает на отсутствие в них магнитоупорядоченных соединений. Относительные величины χ_0 и площади под спектрами ЯГР коррелируют с содержанием валового Fe₂O₃. Таким образом, магнитный профиль солодей определяется железом алюмосиликатов. Крупные фракции содержат ильменит, в состав которого во фракции > 10 мкм, входит около 4% валового железа.

3.4. СУБТРОПИЧЕСКИЙ ПОЯС.

Северная граница субтропического пояса определяется годовой суммой температур выше 10⁰ С в пределах 4000⁰. Под такое определение попадают красноцветные почвы, приуроченные к выходам известняков юга Крымских гор

- terra rossa, характерные для Средиземноморья. Поэтому Крымская провинция может рассматриваться как переходная к субтропическому поясу.

Начальная магнитная восприимчивость почвы с южного берега Крыма (мыс Мартыан) изменяется по горизонтам следующим образом:

Горизонт,	A ₀ ,	A _d ,	A ₁ ,	B ₁ ,	B ₂ ,	C,
глубина, см	0-0,5	0,5-4	4-22	22-45	45-75	75-120
$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	70	66	60	60	80	100

Видно, что профильное распределение χ_0 в этой почве элювиально-иллювиального типа с максимумом в материнской породе, что отличает ее от большинства почв бореального и суббореального поясов. По мере приближения к поверхности в исходной породе идет разрушение сильных магнетиков и лишь в слое 0-4 см, спад χ_0 сменяется незначительным ростом.

3.4.1. ЖЕЛТОЗЕМЫ И КРАСНОЗЕМЫ.

Для исследований взяты образцы почв желтоземов и красноземов субтропиков (Кавказ, Черноморское и Каспийское побережья).

Желтоземная кора выветривания образовалась в результате выветривания глинистых сланцев и песчаников. Маломощный желтозем из Ленкорани имеет легкоглинистый механический состав. Начальная магнитная восприимчивость максимальна в верхнем гумусовом горизонте $48 \cdot 10^{-6}$, постепенно падает до глубины 30 см и глубже остается постоянной $(6-7) \cdot 10^{-6}$ см³/г (рис. 3.9).

В желтоземо-подзолистой, слабо-глубокооглеенной почве (район Сочи) профиль резко дифференцирован по χ_0 в соответствии с генетическими горизонтами. В горизонте A₁ величина $\chi_0 \sim 180 \cdot 10^{-6}$ см³/г, в горизонте A₂ она резко снижается до $(35-40) \cdot 10^{-6}$ см³/г, в горизонте В возрастает до $80 \cdot 10^{-6}$ см³/г и в нижнем оглеенном горизонте вновь уменьшается. В породе с глубины 100 см $\chi_0 = (25-30) \cdot 10^{-6}$ см³/г. По-видимому, материнская порода желтоземо-подзолистой почвы, по сравнению с желтоземом, более обогащена ферромагнетиками. Несмотря на слабое оглеение, восприимчивость в ней в 3-4 раза выше, чем в материнской породе желтозема. Магнитный профиль по χ_0 обеих почв имеет аккумулятивный характер. Размер частиц оксидов и гидроксидов в почве и конкрециях по данным ЯГР не превышает 10 нм.

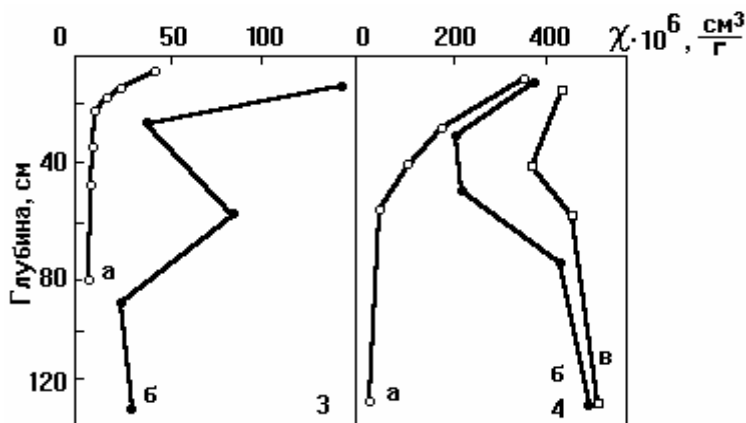


Рис. 3.9. Магнитные профили 1) а)- желтозем маломощный; б)- желтоземно-подзолистая слабо-глубоко оглеенная почва; 2) а)- краснозем на зебровидной глине; б), в)- красноземы на выветрелых галечнике и андезито-базальте (Р2 и Р3 соответственно).

Красноземные почвы Кавказа [7] сформированны (рис. 3.9, табл. 3.18) на зебровидной глине (Р.1), выветрелом галечнике (Р.2) и выветрелом андезито-базальте (Р.3). Два первых разреза заложены в окрестностях Анасеули, третий - в Чаквинском citrusовом совхозе. В первом разрезе начальная восприимчивость убывает с глубиной более чем в 20 раз, составляющая χ_p мало меняется по профилю. Остаточная намагниченность насыщения I_s , как и χ_0 , убывает с глубиной, изменяясь от $180 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ до $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Изменение χ_0 аналогично таковому в желтоземах. В красноземе на галечнике I_s в начале убывает с глубиной, затем растет и на глубине 150-160 см превышает I_s поверхностных слоев в 3 раза. В Р.3 I_s изменяется в пределах $(250-500) \cdot 10^{-3} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$. Магнитный профиль обоих разрезков (по χ_0 и I_s) принадлежит к элювиально-иллювиальному типу с максимумом в горизонте С.

Почвы и илистые фракции при комнатной температуре в спектрах ЯГР не имеют СТС. Отсюда следует, что основная масса железа находится в составе алюмосиликатов, в органических комплексах и в виде оксидов и гидроксидов в суперпарамагнитном состоянии с размером частиц менее $< 10 \text{ нм}$. При температуре жидкого азота в спектрах илистой фракции появляется система широких линий, из вида спектра следует, что большая часть окислов имеет размеры порядка 5-7 нм. ЯГР спектры сильномагнитной фракции содержат десять линий, которые по параметрам могут быть отнесены к магнетиту. Эта фракция под микроскопом представляет собой осколки неправильной формы, сростки с глинистыми частицами, что указывает на принадлежность их к первичным минералам. Высокодисперсные гидроксиды железа присутствуют в примесных количествах.

Таким образом, в красноземах на сильномагнитных породах почвообразование сопровождается снижением χ_0 и превращением крупнокристаллических сильномагнитных оксидов железа в высокодисперстные гидроксиды.

Таблица 3.18.

Содержание валового железа и влияние обработки Мера-Джексона на магнитные свойства красноземов.

Горизонт глубина, см	Обра- зец	Железо		$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г		$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	
		вал	МД		до обр.	после	до обр.	после
Краснозем на зебровидной глине. Р.1								
A ₁ , 0-20	почва	8,41	6,06	390	7,6	4,1	183,6	72,3
	ил	11,77	8,90	-	8,3	5,2	9,4	11,5
B ₁ , 40-50	почва	8,93	6,03	100	7,1	4,5	63,3	47,1
	ил	-	-	-	9,2	4,4	33,8	13,2
B ₂ , 60-70	почва	10,62	7,60	32	7,5	4,3	21,1	17,1
	ил	-	-	-	9,0	4,1	11,1	5,9
C, 150-160	почва	10,21	7,64	17	6,9	3,9	10,1	9,5
	ил	-	-	-	-	-	-	-
Краснозем на выветрелом галечнике. Р.2								
A ₁ , 0-20	почва	9,06	7,22	420	7,6	4,5	150,2	75,9
	ил	-	-	-	16,2	4,9	31,3	5,3
B ₁ , 40-50	почва	14,48	11,73	260	10,0	5,7	31,1	21,8
	ил	-	-	-	9,1	4,2	22,1	4,5
B ₂ , 60-70	почва	17,86	14,57	470	11,0	6,1	8,7	8,6
	ил	-	-	-	8,8	4,0	12,4	6,4
C, 150-160	почва	23,97	19,06	570	13,8	9,2	432,6	389
	ил	-	-	-	-	4,0	-	16,8
Краснозем на выветрелом андезите. Р.3								
A ₁ , 0-15	почва	20,62	16,20	370	10,9	10,5	400	514
	ил	-	-	-	12,7	7,2	80,1	6,6
B ₁ , 30-40	почва	19,50	14,86	190	10,1	7,2	246	324
	ил	-	-	-	11,7	-	28,5	-
B ₂ , 50-60	почва	19,97	15,00	230	10,5	6,7	301,7	397
	ил	-	-	-	12,4	-	35,3	-
C, 150-160	почва	20,67	13,97	480	13,9	10,6	597,1	560
	ил	-	-	-	15,1	8,6	88,3	17,2

3.4.2. КОРИЧНЕВЫЕ И ЧЕРНАЯ СЛИТАЯ ПОЧВЫ.

Исследованы несколько типов почв, образующих катену в районе реки Алазань [8]: коричневая почва на горном, темно-коричневая почва на шлейфе этого склона, черная слитая почва в понижении рядом с темно-коричневой и солонец-солончаковый на надпойменной террасе Алазани (Е. М. Самойлова, 1984). Парамагнитная восприимчивость этих почв находится в пределах $(7-10) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, I_S - в пределах от 0,05 до 0,110 Гс·см³/г (табл. 3.19). Во всех образцах χ зависит от величины внешнего магнитного поля, то есть в них в небольших количествах присутствуют сильномагнитные минералы. Магнитный профиль всех изученных почв слабо дифференцирован, только гумусовые горизонты выделяются повышенными значениями I_S .

Таблица 3.19.

Магнитные свойства почв Алазанской долины.

Горизонт, глубина, см	Железо вал	Магнитные параметры		ЯГР спектр	
		$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_S \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	площадь , 10^{-3} мм/с	S _{Fe2+} , %
коричневая типичная почва					
A _д , 1-3	5,2	8,5	105	80	13,5
A ₁ , 5-15	5,6	9,1	99	84	8,0
B _т , 20-30	5,8	8,4	84	86	14,5
B _к , 40-50	5,2	7,4	70	82	-
B _к , 70-80	5,3	8,1	86	78	15,0
темно-коричневая почва					
A _м , 0-8	6,4	8,6	158	88	11,0
A _{пл} , 20-40	6,5	8,4	146	84	10,0
AB, 55-65	6,2	7,9	112	75	17,5
B _к , 100-120	6,0	7,1	140	88	12,5
A _{погр} , 140-155	6,6	8,5	132	-	-
черная слитая почва					
A _м , 1-5	6,7	8,2	62	84	14,0
A _{пах} , 10-20	6,6	8,2	62	82	14,4
A ₁ , 35-50	6,8	8,2	54	78	16,0
AB, 60-75	6,9	7,7	52	-	-
B _к , 90-130	6,8	7,5	47	-	-
A _{пог} , 180-195	6,5	7,7	88	-	-
солонец солончаковый					
A ₁ A ₂ , 0-2	6,5	9,4	109	90	11,0
B ₁ , 5-15	7,0	9,3	76	88	10,8
B ₁ , 25-35	7,2	9,2	70	79	12,0
B _к , 45-55	7,3	8,5	91	86	14,0
B _{2г} , 100-110	7,2	9,0	104	84	14,4
B _{сг} , 140-150	6,9	8,7	99	-	-
C _г , 190-200	7,0	7,2	98	-	-

ЯГР спектры почв и ила имеют дублетный характер. Отжиг и охлаждение до 80 К приводят к появлению СТС. После отжига некоторых образцов до 40% площади ЯГР спектра приходится на секстет гематита. Отсюда можно заключить, что большая часть железа, не входящего в структуру алюмосиликатов, представлена суперпарамагнитными формами. Фракция почв

> 5 мкм имеет при комнатной температуре сверхтонкую структуру, соответствующую маггемиту (до 30% площади под спектром).

Вдоль катены изученные почвы по убыванию намагниченности насыщения располагаются в следующей последовательности: темно-коричневая, коричневая типичная, солонец и черная слитая. Этот факт можно объяснить действием многих причин. Повышенные значения I_s верхних горизонтов темно-коричневой почвы в сравнении с коричневой типичной связаны с большей мощностью гумусового горизонта и интенсивностью процесса гумусообразования, а также с повышенным магнетизмом материнских пород. Низкие значения I_s в черной слитой почве связаны с ее переувлажнением, приводящим к разрушению сильномагнитных минералов. Повышенное содержание двухвалентного железа в гумусовых горизонтах этой почвы обусловлено восстановительными условиями, а не сносом первичных минералов с повышенных элементов рельефа.

3.5. ТРОПИЧЕСКИЙ ПОЯС.*

На территории этого пояса в соответствии с фактором влажности выделяют три типа почвенно-биоклиматических областей: влажные, засушливые и сухие, а также область пустынь и полупустынь. Наряду с режимом увлажнения большое влияние на тип и глубину процессов почвообразования оказывают преобладающие коры выветривания и растительность. Исследованы различные типы почв тропических и экваториальных широт от Экватора, Перу, Кубы и далее, республики Мали, Гвинея, ряд районов Уганды и Танзании, Вьетнама (река Красная), до островов Новой Гвинеи, Вити-Леву, Норфолк, Рауль. Результаты магнитных и ЯГРС измерений мы попытались связать с различными почвенными процессами и сгруппировать почвы по магнитным свойствам, содержанию крупнокристаллических оксидов и гидроксидов, а также по уровню ферраллитизации. Почвы этого пояса отличаются наибольшей пестротой по магнитным параметрам, содержанию крупнокристаллических гетита, гематита, магнетита и других железистых минералов и их разновидностями, с замещениями в структуре.

ПОЧВЫ КУБЫ.

Почвы Кубы [11] имеют значения χ_0 в пределах $(15-1300) \cdot 10^{-6}$ см³/г, I_s изменяется от $8 \cdot 10^{-3}$ до $890 \cdot 10^{-3}$ Гс·см³/г (табл. 3.20). Наиболее низкие значения χ_0 и I_s в темной слитой, солончаке, в глее гумусированном $(12-20) \cdot 10^{-6}$ см³/г и $(6-20) \cdot 10^{-3}$ Гс·см³/г соответственно.

Таблица 3.20.

Магнитные свойства ферраллитных почв Кубы.

* В написании раздела принимал участие А.В. Романюк.

Горизонт, глубина, см	Магнитные параметры.			ЯГР спектр	
	$\chi_0 \cdot 10^6$, см ³ /г	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	площадь, мм/с	$S_{секс}$, %
Красная ферраллитная типичная					
I, 0-20	1027	18,1	816	2,69	48
II, 40-50	1183	20,4	940	2,96	45
красная ферраллитная гидратированная					
I, 0-20	324	17,8	220	4,13	21
II, 30-40	118	14,7	46	3,55	14
красная ферраллитная лессивированная					
I, 0-10	126	3,2	52	1,04	40
II, 10-20	166	3,3	51	1,24	38
III, 65-75	140	3,1	47	1,23	38
желто-красная феррсиаллитная лессивированная					
I, 0-10	53	3,1	13	0,69	-
II, 30-40	59	3,1	13	0,82	-
темная слитая оглеенная					
A _i , 0-20	21	9,5	15	1,65	-
A _{ig} , 20-70	44	11,9	42	1,64	-
A _{ig} , 70-80	23	11,7	15	1,61	-
A _{Gg} , 80-98	19	11,0	12	1,48	-
C _g , 98-140	18	11,0	9	1,68	-
C _g , 140-165	22	11,1	15	1,52	-
солончак					
A _i , 0-6	14	6,9	9	0,89	-
A _i , 20-30	14	8,9	8	0,99	-
A _{ig} , 50-70	13	8,3	6	1,10	-
AC, 100-120	12	7,9	6	1,29	-
CG, 140-155	8	6,4	3	0,89	-
G, 180-200	7	4,9	3	0,72	-
глей гумусированный					
A _i , 0-2	12	6,7	7	0,93	-
A _i , 2-14	20	7,1	17	0,90	-
A _{ig} , 14-22	34	7,1	36	1,05	-
AC _g , 22-30	30	8,6	28	1,20	-
C _{ig} , 30-65	16	8,5	10	1,15	-
C _{2g} , 102-115	27	7,0	27	0,92	-
C _{2Ca} , 115-145	15	5,1	13	0,65	-

Типичные ЯГР спектры образцов изученных сиаллитной и феррсиаллитной почв при комнатной температуре представляют собой суперпозицию нескольких дублетов. Дублеты обусловлены железом, входящим в структуру силикатов типа нонтронита, глауконита; мелкодисперсных оксидов и гидроксидов с размером частиц менее 5 нм; железосодержащего эпидота. ЯГР спектры образцов ферраллитных почв при комнатной температуре состоят из двух секстетов, которые по $H_{эфф}=457$ и 493 кЭ могут быть отнесены к гетиту и гематиту, и центрального дублета, который также представляет собой суперпозицию нескольких дублетов. Отсутствие сверхтонкой структуры в спектрах ЯГР сиаллитной и феррсиаллитной почв, снятых при комнатной температуре и при 120 К указывает на наличие в почвах парамагнитного железа

в виде рентгеноаморфных структур (димеры, кластеры, обменные формы) и кристаллитов оксидов и гидроксидов железа с размером частиц менее 5 нм. Низкотемпературные спектры ферраллитной почвы, напротив, практически не содержат центрального дублета (в пределах нескольких процентов от площади ЯГР спектра).

Значения χ_0 убывают в ряду: ферраллитные, феррсиаллитные, сиаллитные почвы от $1200 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ до $(50-60) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ и ниже. Величина I_S убывает в той же последовательности. Сильно отличаются от остальных по χ_p и I_S ферраллитная и феррсиаллитная лессивированные почвы. По значениям χ_p видно, что железа в этих почвах примерно в три раза меньше, чем в остальных ферраллитных. Поэтому в этих почвах за снижение χ_0 и I_S ответственен не только процесс разрушения минералов, но и лессиваж, не сопровождающийся разрушением сильных магнетиков и приводящий к понижению их содержания. Гидратация, как видно из таблицы 3.20, также приводит к относительному снижению χ_0 и I_S , которое обусловлено разрушением сильномагнитных минералов. Содержание сильных магнетиков по горизонтам обычных ферраллитных и феррсиаллитных почв слабо дифференцировано и изменения в узких пределах незакономерны. Сиаллитные почвы имеют относительно невысокие значения χ_0 и I_S , еще более снижающиеся в оглеенных горизонтах. Магнитные свойства темной слитой, солончака и глея сходны с магнитными свойствами их аналогов, рассмотренных ранее в субтропическом поясе.

ПОЧВЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ.

Образцы этих почв отобраны на территории республик Мали и Гвинея и представлены аллювиальными, лессивированными и другими разновидностями ферраллитных почв [12, 13]. Для бассейна Верхнего Нигера (в пределах Мали) характерно преобладание на водоразделах ферраллитных конкреционных лессивированных почв в сочетании с псевдоглеевыми тропическими на железистых кирасах; в долине аллювиальных почв и в различной степени ферраллитизированных, палеогидроморфных и полугидроморфных почв на речных террасах. Основная часть образцов отобрана из катены, пересекающей долину Нигера с левобережного высокого и расчлененного водораздела на правобережный, низкий и равнинный. Рассматриваемые почвы охватывают наиболее распространенные почвенные типы саванны Мали с годовой суммой осадков от 1100 до 400 мм, сформировавшиеся на продуктах выветривания древнейших песчаников Африки и аллювиальных отложений.

Максимальное содержание магнитоупорядоченных оксидов железа наблюдается в разрезах 1,7,8,11-13 (табл. 3.21) и в разрезах 13К, 14К (табл. 3.22). Почвы правобережного водораздела (Р. 1, 11, 12, 14) и аллювиальные почвы (Р. 14К, 12К, 11К) характеризуются низким содержанием железа в верхних горизонтах, увеличением этого показателя с глубиной и резким

возрастанием в конкрециях. Количество конкреций в Р.1 растет с глубиной, они неоднородны по виду, химическому составу, плотности и твердости. Их содержание достигает 65-75% объема почвы.

Таблица 3.21.

Усредненные мессбауэровские данные по степени окристаллизованности оксидов железа в почвах катены долины р. Нигер (T=300 К).

Глубина, см	S _{секс} от общ. S ЯГР спектра, %	S _{секс} оттож. образца, %
ферраллитная лессивированная, Р.1		
0-170	70	77
аллювиальная, железисто-луговая глееватая, Р.5		
5-170	дублет	80
лугово-железистая, лессивированная, опесчаненная, Р.6		
0-60	17	76
9-100	5	-
170-180	30	77
лугово-кварцево-ферраллитная, терраса (деревня Кули-Бали), Р.7		
5-20	65	84
90-210	52	86
красно-коричневая, ферраллитизированная, Р.8		
0-40	47	-
аллювиальная дерново-глеевая, Р.10		
0-300	дублет	43
термитник	дублет	40
псевдо глеевая на палеогидроморфной равнине (западина), Р.11		
0-16	30	51
16-32	63	94
ферраллитная лессивированная, Р.12		
0-5	62	-
5-60	65	-
термитник	45	68
кварцево-ферраллитная на эллюво-делювии песчаников, Р.13		
15-40	72	-
псевдо глеевая не палеогидроморфной равнине Р.14		
0-16	23	-

По спектрам ЯГР исходных и обожженных образцов, снятых при комнатной температуре и при 100 К, выявляется несколько закономерностей. Спектры исходных образцов аллювиальной глееватой (Р.5), дерново-глеевой (Р.10) и аллювиальной на древнем суглинистом аллювии (Р.11К, Р.12К) почв представляют собой дублет. Снижение температуры съемки до 100 К приводит к переходу части соединений железа в магнитоупорядоченное состояние (30-70 % от площади спекта), которое представлено гетитом и гематитом с размером частиц 5-15 нм. После отжига до 90 % валового железа кристаллизуется в магнитоупорядоченный гематит.

Таблица 3.22.

Свойства почв северо-западной экваториальной Африки.

Глубина,	Железо	Магнитные параметры	ЯГР спектр
----------	--------	------------------------	------------

СМ	вал	МД	Т	$I_s \cdot 10^3$, Гс·см ³ /г	$\chi_p \cdot 10^6$, см ³ /г	$S_{секс}$ 300 К, %	$S_{секс}$ 100 К, %	Гематит	Гетит
темно-бурая на древних латеритах, вблизи Бамако, Р.14К									
0-14	26,46	3,97	4,83	65,1	10,3	73	91	59	32
14-53	33,29	3,57	4,80	138	9,3	75	94	62	32
53-91	35,15	0,97	5,91	44	10,7	81	95	64	32
91-100	29,18	3,94	10,19	51	5,1	75	90	64	27
красно-бурая на древнем аллювии, долина р. Нигер, вблизи Бамако, Р.13К									
0-20	3,1	12,94	5,2	35	2,3	48	82	38	44
20-49	5,6	6,2	3,2	5	1,2	17	44	нет	44
светло-бурая на древнем аллювии, Бадала-Бугу, Р.12К									
0-23	3,5	17,1	4,9	8,0	1,7	дублет	55	нет	55
23-76	4,0	11,4	4,0	5,0	2,3	дублет	44	нет	44
светло-бурая сухих саванн, на древнем суглинистом аллювии, вблизи Нионо, Р.11К									
0-12	2,7	14,8	6,6	6,6	1,73	дублет	59	нет	нет
12-33	3,7	13,4	4,3	6,3	2,6	дублет	32	нет	нет
33-64	3,5	19,0	4,5	2,0	3,9	дублет	-	нет	нет
желтая феррсиаллитная, Гвинея									
0-120	6,7	-	-	12	-	дублет	62	нет	62

ЯГР спектры исходных образцов остальных почв содержат секстет линий уже при $T=300$ К (от 10 до 70% площади спектра). После отжига в магнитоупорядоченный гематит переходит от 50 до 95 % валового железа. Максимальное количество магнитоупорядоченного железа (70 % и более при комнатной температуре) содержится в конкрециях и ферраллитной лессивированной почве (Р.1), хорошо дренированной песчаной (Р.13) и темно-булой (Р.14К) почвах. Парамагнитных соединений железа в этих почвах - не более 8-15 % от валового. Часть этого железа может быть отнесено к силикатному.

Обращает на себя внимание различие состояния железа в светлых и темных конкрециях. В светлых содержится магнитоупорядоченного железа до 45% от валового, а в песчанике, темно-коричневых и с другими оттенками темных конкрециях - 70-90 %.

При увеличении валового содержания железа в почвах от 3 до 35 % значения χ_p возрастают от $2 \cdot 10^{-6}$ до $11 \cdot 10^{-6}$ см³/г, а I_s - от $2 \cdot 10^{-3}$ до $140 \cdot 10^{-3}$ Гс·см³/г. После отжига практически для всех образцов величины χ_0 и I_s резко уменьшаются (первая почти на два порядка). Видимо, в них содержится магнетит, который из-за малого количества не регистрируется с помощью ЯГР. При отжиге он превращается в гематит.

Установлено также, что в термитниках площади под секстетом на 17-24% меньше, а под дублетами на такую же величину больше соответствующих площадей для окружающих почв. Вероятно, жизнедеятельность термитов приводит к разрушению крупнокристаллического железа.

СВОЙСТВА ФЕРРАЛИТНЫХ ПОЧВ ВЬЕТНАМА.

Почвы, представленные в таблице 3.23, сформированы на типичных материнских породах и распространены на территории страны (образцы Чан Конг-Тау). Содержание Fe_2O_3 и Fe^{2+} оценено по величине площадей под спектрами. Практически во всех почвах количество Fe_2O_3 возрастает с глубиной и варьирует по типам почв. Наименьшее содержание железа в деградированной почве в верхнем и нижнем горизонтах, большее - в желто-красной ферраллитной почве на гнейсах, самое высокое - в темно-красной на базальте. Из ряда всех почв Р.4 выпадает не только по Fe_2O_3 , но и по χ_p и I_s . Это единственная почва, содержащая магнитоупорядоченное железо в количествах, превышающих содержание этой фазы в других почвах в десятки раз. Слабый секстет зарегистрирован и в деградированной типичной почве. Двухвалентное железо присутствует в аллювиальной почве, деградированной и засоленной (Р. 1, 5, 6 соответственно). Как и в других типичных красных почвах, магнитные профили изученных почв дифференцированы слабо.

Таблица 3.23.

Свойства почв Вьетнама.

Почва	Глубина, см	Норм. S спектра ЯГР, отн. ед.	Fe^{2+} , %	$\chi_p \cdot 10^6$, $\text{см}^3/\text{г}$	$I_s \cdot 10^3$, $\text{Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$
Аллювиальная, р. Красная, Р.1	0-20	0,81	17	6,40	2,8
	44-65	1,05	11	7,60	1,6
Желто-красная ферраллитная на гнейсах, Р.2	0-17	1,91	-	6,49	23,8
	30-40	1,86	-	6,50	24,0
Красно-желтая на сланцах, Р.3	0-20	0,33	-	1,26	1,86
	30-40	0,46	-	1,16	2,58
Темно-красная ферраллитная на базальте, Р.4	0-25	6,75	-	24,27	611,03
Деградированная типичная, Р.5	0-15	0,05	17	0,14	0,86
	65-80	0,48	-	1,50	0,28
Засоленная почва, Р.6	0-20	1,65	13	9,01	2,58

ПОЧВЫ НЕКОТОРЫХ ОСТРОВОВ ОКЕАНИИ.

Изучены почвы островов приэкваториальной Океании в пределах $0-9^0$ ю.ш. и от 130^0 в.д. до 170^0 з.д. (табл. 3.24): о. Новая Гвинея, Вити-Леву, Норфолк, Рауль.

Магнитные свойства почвы о. Новая Гвинея обусловлены гипогенным магнетитом с $T_c=530-540^0 \text{ С}$, но малое его содержание в почвообразующей породе определяет низкие значения I_s и χ_0 . Магнитный профиль дифференцирован. Коэрцитивные параметры отвечают псевдооднородному состоянию частиц ($H_{cr}=200-250 \text{ Э}$, $I_{rs}/I_s=0,08-0,10$) и отличаются однообразием для всех образцов. Кроме магнетита регистрируются лепидокрокит и пирротин, обуславливающие возрастание намагниченности при нагревании в магнитном поле при температурах $240-300$ и $380-400^0 \text{ С}$ соответственно.

Незначительное содержание суперпарамагнитных частиц магнетита является признаком его первичного происхождения.

Таблица 3.24.

Изотермические магнитные характеристики некоторых почв Океании.

Глубина, см	$\chi \cdot 10^6$, см ³ /г	H_{crs} , Э	H_{cs} , Э	I_{rs} , Гс·см ³ /г	I_s , Гс·см ³ /г
заторфованная почва о. Новая Гвинея					
45-47	52	110	450	0,0022	0,022
47-50	59	120	500	0,0018	0,020
50-57	151	90	350	0,0084	0,100
57-60	163	75	350	0,0088	0,112
60-70	153	80	320	0,0108	0,120
100-110	50	75	330	0,0014	0,014
феррсиаллитная почва о. Вити-Леву.					
0-5	1520	120	600	0,116	1,32
5-10	1430	150	620	0,105	1,20
10-20	1520	150	580	0,116	1,30
20-40	1610	140	540	0,121	1,32
40-60	1510	130	540	0,121	1,32
60-80	1530	110	500	0,095	1,34
красная ферраллитная, о. Норфолк					
0-3	215	100	500	0,014	0,12
3-19	166	95	480	0,012	0,07
19-32	182	95	470	0,017	0,13
32-60	235	110	500	0,017	0,14
60-65	282	105	400	0,022	0,17
вулканическая почва о. Рауль					
0-10	540	105	350	0,082	0,52
10-20	610	110	450	0,097	0,53
20-35	620	130	500	0,120	0,54
35-50	850	145	500	0,175	0,74
50-60	950	160	550	0,200	0,83

Почвы о. Вити-Леву, подстилающими породами которых являются сильномагнитные базальты, обладают интенсивными магнитными свойствами: $\chi=(1000-1500) \cdot 10^{-6}$ см³/г, $I_s=(0,9-1,3)$ Гс·см³/г. Среди ферримагнетиков наиболее распространен магнетит с $T_C=570^0$ С и выше. После прокаливании намагниченность насыщения образцов возрастает в среднем в 2-3 раза. Как и у феррсиаллитных почв, велика доля суперпарамагнитных зерен магнетита. Термомагнитные кривые $I_{rs}(T)$ показывают, что магнетит этих почв неоднороден как по размеру частиц, так и по структуре, что проявляется в наличии двух или более характерных областей блокирующих температур. Основная часть железа находится в суперпарамагнитном состоянии. Доля таких частиц остается значительной и при $T=120$ К, что свидетельствует об очень малых ($< 5-7$ нм) размерах зерен. Основными железистыми минералами являются гетит и гематит, причем, как правило, гетит преобладает. И гетит, и гематит представлены Al-замещенными формами.

Почва о. Норфолк входит в состав ферраллитных почв. Характерным для нее является доминирующее содержание железа в виде магнитоупорядоченного (с размерами частиц > 15 нм) гематита. Суперпарамагнитные зерна при комнатной температуре составляют не более 50% от магнитоупорядоченных. При $T=120$ К суперпарамагнитное состояние практически исчезает, т.е. 50% частиц имеют размеры $> 5-15$ нм. В составе высокодисперсной фракции, кроме гематита, обычно присутствует гетит, но его количество невелико. Сильномагнитная фракция представлена минералами ряда магнетит-маггемит, температура Кюри которых наиболее высока и равна $570-580^{\circ}$ С. Магнитные параметры у этих почв сравнительно низкие, но при прокаливании до 450° С наблюдается очень сильное возрастание I_s и χ_0 - в 3-10 и 10-30 раз соответственно. Дифференциация по магнитным свойствам почвенного профиля выражена слабо.

Высокие магнитные параметры почвы о. Рауль обусловлены магнетитом, содержание которого достигает 15-20% от валового железа. Мессбауэровские и термомагнитные данные, химический анализ свидетельствуют о том, что магнетит является Ti-замещенным и катиондефицитным. Степень катиондефицитности наиболее высока в образцах верхних горизонтов. Наличие ионов Ti, не характерного для почвенного магнетита, является признаком его первичного происхождения. Коэрцитивные свойства магнетита соответствуют частицам в области псевдооднодоменных зерен. Наблюдается вариация коэрцитивности внутри почвенного профиля, для верхних горизонтов почвы H_{cr} равна 210-220 Э, в нижних возрастает до 300 Э. В той же последовательности изменяется и величина I_s . Следовательно, можно предположить, что почвообразовательный процесс приводит к разрушению зерен гипогенного магнетита.

Почвы ферраллитного типа характеризуются практически полным отсутствием силикатных форм соединений железа и нахождением его в форме оксидов и гидроксидов. Вместе с тем между почвами этого типа наблюдается значительное отличие по интенсивности магнитных свойств, а, следовательно, и по минералогии и по структурным особенностям железосоединений, что позволяет выделить две группы почв.

В первую входят красные почвы, отличительной чертой которых является суперпарамагнетизм при комнатной основной доли зерен Fe-минералов. Содержание суперпарамагнитных частиц, более чем в двое превышает содержание магнитоупорядоченных частиц. Доля их остается значительной и при $T=120$ К, что свидетельствует об очень малых (менее 5-7 нм) размерах зерен. Восприимчивость и намагниченность этих почв относительно невысоки.

Во вторую группу входят почвы, содержащие крупнодисперсные гетит и гематит (как правило, гетит преобладает). И гетит, и гематит представлены Al-замещенными формами, что указывает на их вторичное происхождение. В отличие от феррсиаллитных почв, здесь отсутствует лепидокрокит. Почвы этой

группы обладают наиболее интенсивными магнитными свойствами среди всех изученных почв: $\chi = (1000-1500) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, $I_s = 0,9-1,3 \text{ Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$. Уровень магнетизма ферраллитных почв весьма слабо связан с составом почвообразующих пород. Он одинаково высок как для ферраллитных почв, развитых на известняковых отложениях (terra rossa), так и для почв, подстилающими породами которых являются базальты.

3.6. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ПОЧВЫ.

Аллювиальные почвы независимо от района протекания рек обладают слоистостью по гранулометрическому и минералогическому составу, определяемой интенсивностью и длительностью паводков и рядом других причин. Погребенные слои этих почв вовлечены в почвенный процесс со времени их образования. Превращения минеральной части в этих слоях зависят от глубины их залегания, типа и интенсивности почвообразовательных процессов и других факторов.

ПОЙМЕННЫЕ ПОЧВЫ РЕКИ ОБИ.

Исследованы образцы почв из 62 разрезов и наилки. Биоклиматические и геоморфологические условия района исследования резко различаются, что должно сказаться на магнитных свойствах наносов и магнитном профиле почв. Истоки Оби - реки Катунь и Бия - протекают в пределах гор и предгорий Алтая, богатых железными и полиметаллическими рудами. Очевидно поэтому восприимчивость пойменных дерновых слоистых легкосуглинистых почв вплоть до Барнаула имеет высокие значения - $(100-120) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (и более). Правобережные притоки верхней Оби берут начало в горной Шории, Кузнецком алатеу, Салаирском Кряже, которые также богаты месторождениями железных руд, что отражается на χ_0 наносов правого берега Оби в этом районе. Их восприимчивость также высока $(120-160) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ и более) и мало меняется до южной границы таежной зоны. Эти реки пересекают Чулымо-Енисейское плато, отличающееся спокойным и ровным рельефом с преобладанием кислых силикатных пород относительно бедного состава. Восприимчивость луговых, лугово-болотных почв суглинистого и тяжело-суглинистого состава редко превышают $50 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Только в дерновых почвах на слоистых отложениях в приустье Оби χ_0 достигает $(120-170) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. На водоразделе Кеть-Чулым по линии Батурино-Белый Яр прослеживается тенденция к снижению χ_0 в северном направлении. Значения восприимчивости горизонтов A_2 и B не достигает $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, лишь в почвах на слоистых песках в горизонте C χ_0 возрастает до $(20-28) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$; χ_0 песчаных отложений реки Чулым изменяется от $(50-80) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (в районе Ачинска) до $(30-40) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (у Батурино). χ_0 наносов рек Кеть, Тым, вблизи мест впадения в Обь, еще ниже - $30 \cdot 10^{-6}$ и $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ (соответственно).

Левобережье средней Оби (Васюганское плато) - плохо дренированная переувлажненная равнина, сложенная флювиогляциальными и озерно-аллювиальными осадками. Восприимчивость почв, например, в районе рек Шегарка и Бакса имеет значения $(20-27) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в дерновых, $(7-15) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в луговых и лугово-болотных почвах. Причем эти почвы отличаются монотонностью χ_0 по профилю. Подобную картину наблюдаем в почвах по рекам Галка, Чая. Однако, в поверхностных слоях некоторых почв в пойме р. Чая χ_0 имеет аномально высокие значения (превышает χ_0 остальных почв в 2-3 раза и более). Можно отметить большое различие χ_0 почв и свежих аллювиальных отложений рассмотренных районов, прослеживается четкое убывание χ_0 на северо-запад в направлении Васюганского плато. Причем χ_0 луговых и заболоченных почв везде значительно ниже (иногда в 5 и более раз) восприимчивости дерновых почв.

Сильно отличающиеся значения χ_0 почв и аллювиальных отложений в пойме, междуречье и питающих провинциях дают возможность использовать данные по χ_0 для определения источников материала осадков и направления их перемещения. Восприимчивость вдоль Оби убывает вниз по течению, причем χ_0 песка в 1,5-3,0 раза выше суглинистых отложений. Значение χ_0 песка с $800 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ ($560 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ - для суглинка) в районе Калпашево и падает до $70 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ ($30 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ - для суглинка) у Александровского. Восприимчивость осадков левобережных притоков медленно убывает от $30 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в отложениях реки Шегарки до $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ - отложениях р. Ларь Еган. Правобережные притоки образуют наносы с более высокими значениями χ_0 вплоть до реки Кеть; севернее р. Тым осадки лево- и правобережных притоков Оби имеют близкие значения χ_0 , не превышающие $20 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Сравнительно медленный спад восприимчивости свежих отложений вниз по Оби указывает на слабое "разбавление" наносов, взвешенных в воде реки, наносами привносимыми притоками. Этот вывод согласуется с данными о малой мутности воды рек-притоков средней Оби.

На восприимчивость слоев аллювия прирусловой отмели большое влияние оказывает интенсивность паводка и источник паводковых вод. Отмеченное легко видеть по значениям χ_0 на примере разреза, заложенного у села Молчаново (рис. 3.10). В годы с интенсивным паводком приносится аллювий южных районов, обладающий высокой χ_0 .

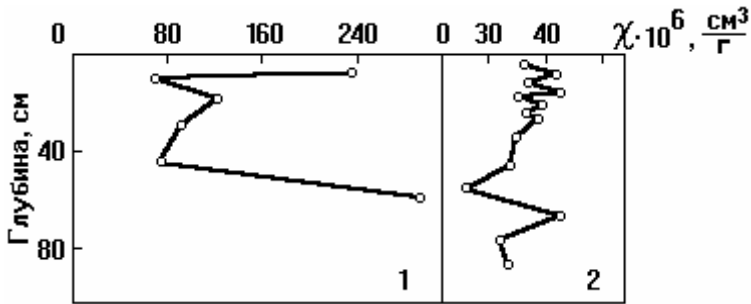


Рис. 3.10. Магнитный профиль аллювиальных почв: 1)- р. Обь; 2)- р. Кубань.

Влияние на χ_0 возраста пойменного аллювия, его удаленности от русла реки, гидрологических условий хорошо видно на двух геоморфологических профилях, характерных для средней Оби. Первый поперечный профиль на левом берегу в районе г. Колпашево, пересекает прирусловую часть полноразвитой поймы, центр и притеррасье, простирается он от молодых предпочтенных аллювиальных образований вплоть до почв террасы; второй заложен вблизи Молчаново на усеченной пойме (правый берег). Восприимчивость отложений первого профиля по всем разрезам до глубины 80-100 см имеет значения близкие к $20 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, за исключением свежих наносов, где χ_0 лежит в пределах $(40-60) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. В распределении χ_0 по слоям и разрезам профиля не прослеживается каких-либо закономерностей, можно лишь отметить низкую χ_0 в местах с избыточным увлажнением, где χ_0 около $10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, и высокую - в прибрежной части $(80-100) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. В правобережном профиле восприимчивость изменяется в более широких пределах: от $(4-8) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в притеррасье до $300 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ в свежих наилках, отложенных в годы высоких паводков. Наиболее резкое убывание (в направлении от прибрежных отложений к притеррасью) имеем в прирусловой зоне. Уже на границе в прирусловой и центральной частей поймы χ_0 достигает значений, характерных для первого профиля, в заболоченных отложениях вблизи террасы - снижается до $(1-4) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. По мере удаления от русла к притеррасью наряду с общим снижением χ_0 наблюдается сглаживание различий χ_0 между слоями. Удаленные от берега разрезы характеризуются застойными явлениями, сопровождающимися анаэробными процессами. Возможно, при наличии органического вещества в анаэробных условиях микрофлора этих почв использует Fe^{3+} сильномагнитных минералов в своем метаболизме, переводя их в слабомагнитные соединения.

ПОЧВЫ РЕК КУБАНИ, ТЕРТЕР, РИОНИ.

Все эти реки берут начало в горах Кавказа, образцы отобраны примерно на одинаковом расстоянии от истоков. Луговые почвы р. Кубань имеют четко

различимые слои толщиной 3-5 см и более. χ_0 слоев лежит в пределах $(27-50) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Распределение χ_0 до глубины 90 см (далее галька, вода) не носит закономерный характер (рис. 3.10).

Почвы в долине р. Тертер (правый приток Куры в районе г. Барда в Азербайджане) подвергались планировке, поэтому верхний слой перемешан. В метровой толще почвы по составу и χ_0 выделяется до 13 слоев. Восприимчивость слоев изменяется в пределах $(120-200) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Глубже, несмотря на переувлажнение, χ_0 возрастает от слоя к слою (до глубины 320 см) в пределах $(800-1150) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$.

Кольматационные почвы в пойме р. Риони (район г. Поти) под естественной растительностью и апельсиновыми посадками получены в результате затопления почвы в пойме в течении пяти лет с 1939 по 1944 год [6]. Почвы дифференцированы по механическому составу и морфологическим признакам. Освоенная и неосвоенная почва мало отличаются по магнитным свойствам, поэтому мы охарактеризуем одну из них (табл. 3.25). По χ_0 она занимает промежуточное положение между почвами рек Кубани и Тертер. Термомагнитные измерения свидетельствуют о наличии не менее трех магнитных фаз: гетит, гематит и нестехиометрический магнетит. Намагниченность в образцах создают преимущественно псевдооднодоменные зерна последнего. По величине I_s можно оценить содержание магнетита в 0,01 - 0,3% от массы образца.

Таблица 3.25.

Магнитные характеристики кольматационной освоенной почвы.

Глубина, см	$\chi_0 \cdot 10^6$, $\text{см}^3/\text{г}$	$I_s \cdot 10$, $\text{Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$	$I_{s-} \cdot 10^3$, $\text{Гс} \cdot \text{см}^3/\text{г}$	H_{cr} , Э
0-12	131	1,200	6,78	270
12-32	109	1,177	7,52	250
32-63	107	1,261	7,66	260
63-88	103	1,136	7,41	270
>88	89	1,106	6,71	260

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ПОЧВ ДЕЛЬТЫ НИЛА.

Исследованы почвы в центральной части дельты (Р.1, 2) формирующиеся на продуктах разрушения гранитов и вулканического материала Абиссинского нагорья, выносимых водами р. Нил. Образцы содово-засоленных почв отобраны из разрезов 3, 4 в восточной части дельты (Вада Тимулат) в депрессии, расположенной к югу Исмаильского канала. Эти почвы сформированы на морских породах, т.к. вначале плейстоцена эта территория затоплялась при соединении Средиземного и Красного морей (грунтовая вода на глубине 240 см). В северо-западной части дельты (р-н Ферхеш) в переходной зоне между аллювиальными отложениями (центральная часть дельты) и эоловыми отложениями пустыни (грунтовая вода 30 см) расположен разрез 5 (табл. 3.26).

Таблица 3.26.

Магнитные свойства почв дельты реки Нил, $\chi_0 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$.

Раз-рез	Глубина, см	χ_0	Раз-рез	Глубина, см	χ_0	Раз-рез	Глубина, см	χ_0	Раз-рез	Глубина, см	χ_0
1	0-15	510	2	0-15	460	3	0-25	51	5	0-30	21
	15-30	490		15-45	440		25-55	60		30-50	27
	30-60	480		45-80	560		55-100	45			
	60-90	490		80-100	440	4	0-30	47			
	90-120	450		100-120	440		30-50	44			

Величина χ_0 образцов исследованных почв находится в пределах $(30-500) \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$. Из описанного выше следует, что различия по χ_0 определяются источниками материнских пород и их магнитными свойствами.

В этих почвах, как и в кольматационных почвах долины р. Риони слои, выделенные по морфологическим признакам, имеют близкие значения χ_0 .

3.7. ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ И ОТЛОЖЕНИЯ.

В автоморфных почвах, в особенности на относительно слабомагнитных породах (восприимчивость в пределах 1-20 микроединиц), χ_0 даже погребенных гумусовых горизонтов превышает χ_0 материнских пород. Это наблюдали в почвах под Троянским валом в Молдавии, в почвах Томской области [4]. В работе [14] установлено, что в гумусовых горизонтах автоморфных погребенных почв Молдавии (Новая Этулия) возрастание χ_0 обусловлено илистой фракцией, которая содержит минералы преимущественно почвенного генезиса. В гидроморфных почвах (село Белово, приобское степное плато) χ_0 определяется в основном минералами алевритовой фракции. χ_0 фракции, меньше 1 мкм в 5-10 раз ниже начальной восприимчивости почвы.

При изучении пород под почвами на юго-восточном склоне Ставропольской возвышенности на глубине 2-7 м обнаружены слои с высокими значениями χ_0 (до $86 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$) [15]. Измерения χ_0 применялись для выделения погребенных гумусовых горизонтов, которые макроморфологически не диагностировались.

В зоне каштановых почв также встречаются разновозрастные погребенные почвы под курганными насыпями в пределах Эльтонской равнины Прикаспийской низменности и второй надпойменной террасы Волго-Ахтубы. При измерении χ_0 погребенных почв и материнских пород была обнаружена связь начальной восприимчивости почв с датой захоронения. Полученные результаты позволяли построить возрастную шкалу по изменению средневзвешенного прироста $\Delta\chi_0$ начальной восприимчивости почв относительно χ_0 почвообразующей породы (рис. 3.11). Измерения χ_0 педохронорядов показало, что $\Delta\chi_0$ почв, погребенных в 19-17 в. до н. э. колеблется в пределах $(6-9) \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$; в последующие 3 тыс. лет отмечается заметный рост $\Delta\chi_0$ и в современных почвах это значение достигает $24 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{г}$. Закономерное изменение χ_0 может быть использовано для относительной

датировки почв, нарушенных археологических памятников и почв погребенных под естественными наносами.

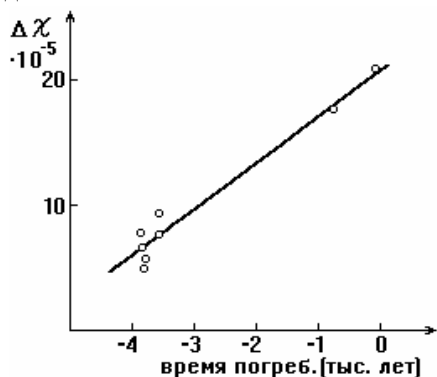


Рис. 3.11. Зависимость средневзвешенного прироста χ_0 относительно χ_0 материнской породы ($\Delta\chi_0$) во времени.

В заключении отметим основные причины возникновения различий в магнитных свойствах слоев многочленных и многоярусных аллювиальных пойменных (рис. 3.10), пепловых и автоморфных погребенных почв.

Дифференциация слоев аллювиальных, пепловых почв по магнитным параметрам обусловлена различием магнитных свойств материала при различных по интенсивности паводках или пеплопадах. Отложения пепла, их магнетизм будут зависеть от характера и интенсивности извержения, направления и силы ветра и других причин. В слабомагнитных погребениях относительно высокие χ_0 , I_s и другие магнитные свойства приурочены к гумусовоаккумулятивным горизонтам. Различия в магнетизме погребенных горизонтов связаны со степенью гидроморфизма. Так в гидроморфных почвах χ_0 , I_s определяется сохранившимися сильномагнитными минералами песчаной фракции. В илистой фракции χ_0 в 10-15 раз ниже, чем χ_0 почвы (в автоморфных почвах обратная зависимость) и магнетизм этих почв определяется в основном минералами непочвенного генезиса.