В. П. ФИРСОВА,
В. В. КАНЕВ

МЕЛИОРАТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗБЫТОЧНО УВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ ЗАУРАЛЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

В. П. ФИРСОВА, В. В. КАНЕВ

МЕЛИОРАТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗБЫТОЧНО УВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ ЗАУРАЛЬЯ

СВЕРДЛОВСК 1988

УДК 631.436

Фирсова В. П., Канев В. В. **Мелиоративные особенности избыточно увлажненных почв Зауралья.** Свердловск: УрО АН СССР, 1988.

Обобщены результаты многолетних исследований свойств избыточно увлажненных почв, зональных и провинциальных особенностей глееобразования в условиях Зауралья. На основе стационарных наблюдений за динамикой подвижного железа, марганца, величны pH и водного режима установлены диагностические параметры степени оглеения. Выявлена роль экологических условий в формировании физико-химических свойств оглеенных почв. Предложены практические рекомендации по устранению неблагоприятных последствий избыточного увлажнения почв в целях повышения их плодородия.

Монография представляет интерес для научных и практических работников в области почвоведения, мелиорации и сельского хозяйства.

Табл. 33. Ил. 16. Библиогр. 320 назв.

Ответственный редактор
доктор биологических наук **П. Л. Горчаковский**

Рецензенты
кандидаты биологических наук **В. И. Маковский, В. П. Гусев,**
кандидат сельскохозяйственных наук **Л. М. Мамаева**

Ф $\frac{21001-1506-151(86)}{055(02)7}$ 33—1988

© УрО АН СССР, 1988

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивое наращивание продуктивности сельского хозяйства должно быть достигнуто за счет интенсификации земледелия и животноводства. Важная роль в решении этой задачи принадлежит мелиорации, охране и повышению плодородия почв.

В постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 20 марта 1975 г. «О мерах по дальнейшему развитию сельского хозяйства нечерноземной зоны РСФСР» намечен широкий комплекс мелиоративных мероприятий, включающих осушение, проведение культуртехнических работ, ликвидацию мелкоконтурности полей, улучшение естественных кормовых угодий. В апрельском постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР 1981 г., материалах октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС и XXVII съезда КПСС главное внимание уделено улучшению качественных показателей мелиоративных мероприятий, подчеркнута необходимость комплексности мелиоративных работ, создания единых массивов мелиорируемых земель в целях последовательной реализации Продовольственной программы. Признано необходимым к 2000 г. расширить площадь осушенных земель до 19—21 млн га. На долю переувлажненных почв в стране приходится более 5 % ее площади [95]. В Западной Сибири общий мелиоративный фонд составляет около 45 млн. га, т. е. около 20 % общей ее площади, из них земли, подлежащие осушению,— 21 млн. га [205], следовательно, в Западной Сибири переувлажненных земель почти вдвое больше, чем по стране в целом.

Согласно предлагаемой И. Н. Углановым и П. С. Паниным [254] схеме мелиоративного районирования юга Западно-Сибирской равнины, по мелиоративным условиям и сложности сельскохозяйственного освоения Зауральское плато выделяется в самостоятельную территорию. При этом отмечаются существенные изменения мелиоративных условий в направлении от Урала к долине р. Тобола. Наиболее пониженная часть Зауральского плато в пределах Свердловской области — Исеть-Туринская равнина. Интенсификацию сельскохозяйственного производства сдерживает здесь неустроенность земель; наряду с заболоченными сенокосами и пастбищами (161,4 тыс. га) насчитывается 48,6 тыс. га переувлажненной пашни. Мелиоративные работы на Урале проводятся широко, из года в год набирая темпы. В девятой пятилетке осушительные сети построены на площади 64 тыс. га, а

оросительные — 120 тыс. га, что превышает соответствующие показатели восьмой пятилетки вдвое [214]. В 1985—1990 гг. на Урале осушаемые площади займут около 400 тыс. га, а орошаемые — 660 тыс. га.

Осуществление этих актуальных и сложных задач невозможно без глубокого научного обоснования мелиорации земель, исходящего из подробной характеристики почв с учетом их региональных особенностей. Необходимы теоретические и экспериментальные исследования процессов глееобразования как основы для разработки эколого-гидрологических принципов оценки и выбора способов мелиорации избыточно увлажненных почв.

За 80 лет со времени первых сведений о процессах оглеения накоплен значительный фактический материал о генетической сущности глеевых почв и закономерностях их распространения. Однако остаются слабо изученными особенности взаимосвязей почв в пространственно-временных рядах оглеения, ограниченна информация о водном режиме сопряженных почв, недостаточно данных о региональной специфике и диагностике переувлажненных почв, а на территории, прилегающей к Уралу, подобные исследования вообще не проводились.

Глава 1

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЛЕЕОБРАЗОВАНИЯ В ЗАУРАЛЬЕ

Любой почвообразовательный процесс, в том числе глееобразование, является функцией комплекса экологических условий. В гумидных районах Зауралья глеевые почвы широко распространены и представлены в почвенном покрове как тундровой, так и лесостепной зоны. В почвах северных районов рассматриваемой территории глеевый процесс доминирует, а на юге проявляется локально и часто бывает сопутствующим. Это обусловливает сложность изучения глеевых почв в южной части их ареала и выявление основных экологических условий, определяющих формирование здесь таких почв. Известно, что оглеение проявляется лишь в условиях переувлажнения почв, поэтому особый интерес представляет установление причин, способствующих избыточному увлажнению.

Климатические условия глееобразования в Зауралье

По агроклиматическому районированию СССР [288, 289], исследуемая территория располагается в умеренном поясе, в области неустойчивого увлажнения, в западносибирской подобласти, в подтаежной агроклиматической зоне. Из-за открытости Западно-Сибирской низменности в сторону Ледовитого океана ее территория подвергается воздействию арктических холодных воздушных масс во все времена года. Похолодания, которые иногда сопровождаются выпадением снега в мае, сменяются вспышками тепла, дождями или засухой.

Циклоническая деятельность в течение теплой половины года распространяется на всю территорию равнины. В холодный период она проявляется чаще в северных широтах, а основная территория находится под влиянием западного гребня азиатского антициклона. Этим определяются различия режима тепла и влаги в подгорных равнинах Урала и центральной части равнины. С приближением к Уральским горам наблюдается уменьшение годовой амплитуды средних месячных температур воздуха (января — июля). В подгорной части данный показатель для Урала

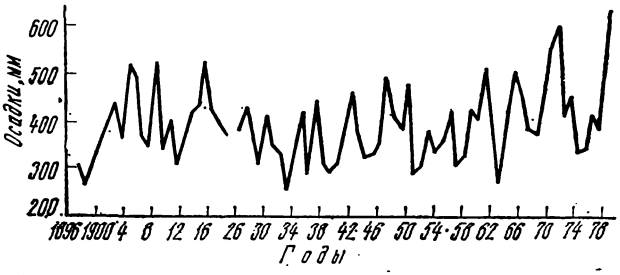


Рис. 1. Колебания годовых сумм осадков за период 1896—1978 гг. (данные метеостанции г. Туринска).

составляет 33,5°, в г. Туринске — 34,9°, а в г. Слободо-Туринске — 35,5°. По А. И. Кайгородову [126], годовая амплитуда температур воздуха 25—35° соответствует умеренно континентальному климату.

Существенная особенность климата Западно-Сибирской равнины проявляется в резко выраженных внутривековых и вековых колебаниях увлажненности. По мнению А. В. Шнитникова [290], чередование сухих и влажных периодов носит аритмичный характер. В течение 250 лет выделяются два цикла: продолжительностью 45—47 лет и около 20 лет. Обработанные нами данные за 75 лет по метеостанции г. Туринска показывают (рис. 1), что за этот период амплитуда колебаний климата по увлажненности выше, чем установленная А. В. Шнитниковым [290]. Так, если за период 1926—1960 гг. амплитуда колебаний годовых сумм осадков не превышала 175—180 мм, то за 1961—1978 гг. она достигала 300 мм и более при среднегодовой сумме осадков 401 мм [6].

Следует отметить также тенденцию увеличения общей увлажненности исследуемой территории. За период с 1968 по 1979 г. экстремальные значения годовых сумм осадков более 640 мм с обеспеченностью 1—3 % отмечены дважды (в 1971 и 1978 гг.). Колебания увлажненности по годам значительны и в летний период. По данным метеостанции пос. Усть-Ница, максимальная сумма осадков достигала в июне 1906 г. 105 мм, в июле 1947 г.— 148 мм; минимальная сумма осадков отмечена в июле 1907 г.— 5 мм, в июне 1907 г.— 7 мм.

Один из важных особенностей климата равнины — неодинаковое распределение осадков в течение лета. В первую половину их обыкновенно выпадает на 15—20 % меньше, чем во вторую, поэтому первая половина лета бывает нередко засушливой. Наименьшие значения относительной влажности воздуха наблюдаются в мае и июне. Годовой ход осадков по всей территории характерен для континентального климата: основное их количество выпадает в теплое время года с максимумом в июле. Вторая отличительная особенность — наличие весеннего (второго) мак-

Таблица 1

Краткая климатическая характеристика таежной зоны [239]

Подзона тайги	Метеостанция	Средние климатические показатели					Показатели увлажнения, по Шашко [288]
		Годовая температура, °С	Безморозный период, дни	Сумма температур выше 10 °С	Количество осадков, мм		
					за теплый период	за год	
Южная	Дерябино	0,3	98	1672	437	598	0,53
Предлесостепных сосново-березовых лесов	Волково, с.-х. школа	0,1	81	1690	397	549	0,50
	Туринск, ж.-д. станция	0,7	118	1825	357	482	0,39
	Туринская слобода	0,3	103	1805	375	515	0,45

симума осадков. Различия в балансе тепла и влаги отдельных лет оказывают существенное влияние на характер поверхностного и внутрипочвенного стока, формирование почвенно-грунтовых вод, глубину их залегания, степень минерализации. На Западно-Сибирской равнине ясно проявляется широтная зональность климата, четко прослеживаются и подзональные различия по температуре и осадкам (табл. 1).

При общем равномерном распределении осадков на территории равнины отмечаются большие различия влагообеспеченности почв в зависимости от их свойств, а также от условий их залегания и использования.

На рассматриваемой территории зима довольно холодная. Температура января колеблется от —16,7 до —18 °С. Почти ежегодно на всей равнине возможны морозы более —40 °С. Зимы длительные, малоснежные, холодные, поэтому почвы глубоко промерзают. Климатическая норма максимальной высоты снежного покрова 40—50 см. В интервале 30—50 см максимальная высота снега повторяется в 55—65 случаях из 100, в отдельные экстремальные годы она может составлять всего 11—20 см или, напротив, достигать 70—80 см. Максимальные запасы воды в снеге, по средним многолетним данным, 110—115 мм, на территории Слободо-Туринского района — 100—110 мм. Залегание снега весьма неравномерно. В середине зимы на полях встречаются участки с тонким снежным покровом или совершенно не покрытые снегом. Характер залегания снежного покрова в значительной степени зависит от скорости ветра и условий открытости или защищенности местности. Под влиянием ветра наветренные склоны и вершины оголяются от снега, а на под-

ветренных сторонах или на защищенных от ветра местах (в западинах, ложбинах) снега скапливается много.

В прямой зависимости от высоты снежного покрова и его плотности находится промерзание почвы. Наиболее интенсивно почва промерзает в ноябре и в начале декабря, когда снежный покров еще не высок. Средняя глубина промерзания в Туринском районе составляет 143 см с колебаниями по годам от 78 до 215 см. Среднемноголетняя дата устойчивого промерзания почвы 16—20 октября [6].

Промерзание заболоченных почв, по данным Н. Д. Пустовойтова [212], наступает на 14—15 дней позже, чем неоглеенных. Сезонная мерзлота способствует перераспределению влаги по профилю почвы в результате миграции влаги из немерзлых горизонтов в зону промерзания [190, 203, 212, 259 и др.]. Отмечено, что запасы влаги в метровом слое за зимний период возрастали на 45—111 мм, причем минимальные величины накопления характерны для заболоченных почв. В годы с глубоким промерзанием (1941, 1945, 1956, 1979) почва оттаивает в конце мая — начале июня. Когда глубина промерзания почвы бывает сравнительно небольшой (1952—53 гг.) или в теплые, дружные весны (1951 г.), полное оттаивание почвы наступает в середине апреля. Среднемноголетняя дата полного оттаивания почвы 21—25 апреля [6]. Оттаивание почвы начинается после схода снега (10 апреля), происходит сверху вниз и заканчивается в 1,3—1,5 раза быстрее, чем ее промерзание [212].

Таким образом, климатические условия рассматриваемой территории, а именно, преобладание осадков над испарением, их летне-осенний максимум, наличие сезонно-мерзлого слоя, являются одним из важнейших факторов оглеения почв.

Роль геоморфологии и рельефа в глееобразовании

По геоморфологическому районированию Западно-Сибирской плиты [251] рассматриваемая территория относится к области позднечетвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных террасовых равнин, к Исеть-Туринскому району развития приподнятых, в разной степени расчлененных, плоских и пологоувалистых наклонных равнин. Район исследования сложен породами кремнисто-терригенной формации, представленными серыми плотными опоками, диатомитами и диатомовыми глинами [125]. Естественные обнажения глинистых диатомитов многочисленны: они зафиксированы в береговых склонах почти всех притоков р. Ницы и реже р. Туры. Мощность отложений колеблется от 5 до 30 м. Диатомовые глины повсеместно перекрыты четвертичными отложениями.

Древнейшие плейстоценовые отложения сохранились в «мертвых» речных долинах, выделенных на междуречье Ница — Ирбит.

Они представлены довольно однообразной толщей карбонатизированных глин бурого и серовато-бурого цвета, нередко сильно опесчаненных, а также полимиктовых песков плохой сортировки.

На рассматриваемой территории представлены четыре надпойменные террасы [244]. Четвертая морфологически плохо выражена, ее поверхность наклонена к реке и слита с поверхностью междуречья, без видимого уступа с последним. Аллювий, слагающий надпойменную террасу, встречается на разных высотах относительно уреза рек. Л. Д. Шорыгина [291] указывает, что в пределах Туринской меридиональной депрессии терраса располагается на высоте 28—30 м над меженным уровнем р. Туры. Литологический состав преимущественно песчано-галечниковый со значительным содержанием глин. В настоящее время терраса сильно размыта. Третья (Исетская) надпойменная терраса морфологически хорошо выражена. Ее высота в районе исследований составляет 14—16 м относительно уреза р. Туры. Общее увеличение высоты происходит с запада на восток. С аллювием Исетской террасы одновозрастны отложения некоторых «мертвых» участков современных долин и рукавов, последние из которых отделены от русла останцами обтекания, сложенными палеогеновыми образованиями. Такие останцы обтекания и брошенные рукава выделяются на правобережье р. Ницы, в среднем течении, на правобережье р. Туры около деревень Камышенка, Бесихино, с. Чукреевка и т. д. Эти узкие долины разветвляются за останцами обтекания и в значительной степени осложняют структуру как поверхности, так и почвенного покрова.

Рельеф рукавов в настоящее время подвергается интенсивному размыву. Процессы стокового переноса илового и пылеватого материала, сильно выраженные вдоль всего коренного берега, способствовали образованию ряда конусов выноса. Особенно пестрая картина наблюдается на террасе в зоне влияния ручьев и ложбин стока, где процессы намыва чередуются нередко с процессами размыва, отчленением и разрушением конусов выноса. В результате последовательно чередующихся процессов аккумуляции и размыва образовались бугры высотой 1—2 м над уровнем террасы.

Ввиду делювиального заиления поверхности террасы, процессы торфообразования на пониженных участках неоднократно прерывались. Общая же мощность делювия непрерывно возрастала. Местами процесс аккумуляции твердого стока достиг такой степени развития, что процессы торфообразования прекратились. Рельеф на участках интенсивного накопления наилка приобретает гривистый характер. Только в зоне выклинивания грунтовых напорных вод процессы торфообразования остались доминирующими, в результате чего в ряде мест возникли своеобразные вытянутые бугры, сложенные торфами.

По мере удаления от покатых склонов коренного берега влияние делювиального заиления сглаживается, рельеф террасы

плоский. По мере приближения к останцам обтекания рельеф становится плоскогривистым ложбинно-западинным. Высота грив над ложбинами не превышает 0,8—2,0 м. На некоторых участках останцы обтекания как бы сжимают третью надпойменную террасу. Рукава приобретают узкий ложбинно-долинный характер. Снижаются и абсолютные отметки поверхности до 70—71 м. В настоящее время все эти узкие долины до бортов заполнены торфом.

Мелкие бугры и гривы на поверхности узких долин сложены, как правило, серыми, синевато-серыми и оливково-зелеными, относящимися к озерно-аллювиальному комплексу, глинами.

Останцы обтекания представлены холмами и небольшими плато, сложенными диатомовыми глинами и суглинками, перекрытыми сверху делювиальными, иногда полигенетическими, суглинками и глинами.

Наиболее высокие отметки — 88,0—94,0 м над уровнем моря — имеет плато, расположенное к западу от д. Камышенка. Севернее его залегает низкое плато с абсолютными отметками поверхности 71—72 м. Высота обрывистого склона между высоким и низким плато достигает 16—20 м.

Рельеф низкого плато выложенный ложбинно-западинный. Происхождение ложбин и западин связано со стоковыми процессами, а также со суспензионным выносом илистых частиц за пределы почвенного профиля. В районе, прилегающем к обрывистому склону, развито несколько конусов выноса, сложенных делювиальными суглинками. Высота холмов-останцов составляет 2—7 м. Склоны холмов довольно однородные, преимущественно южной и северной экспозиций.

Узкими рукавами третья надпойменная терраса на исследуемом участке переходит во вторую (Камышловскую) надпойменную терассу, наиболее высокую, состоящую из низких аккумулятивных террас рек Туры и Ницы. Морфологически она хорошо выражена. Высота ее над уровнем рек колеблется от 4 до 12 м и постепенно возрастает от верховий к низовьям. Строение отложений, слагающих террасу, обычно двучленное. Верхнюю часть террасы слагают покровные и делювиальные образования, а нижнюю — аллювиальные. Покровные образования состоят преимущественно из бурых суглинков или тонкозернистых глинистых песков лессовидного облика. Их мощность обычно равна 1—2 м. В Зауралье мощность отложений, залегающих ниже уреза, достигает 10—15 м. Они несут следы мерзлотных явлений, выразившихся в образовании морозобойных клиньев и инволюций; последние перекрыты толщей покровных (делювиально-субаэральных) образований. Терраса в основном сложена мелко- и тонкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками и алевритами с прослойками глины. Лишь в основании толщи выделяется гравийно-галечный горизонт. Остальная часть разреза представлена осадками русловых, пойменных и старичных фаций

аллювия. Литологический состав пойменных отложений более или менее однороден: тонкозернистые полевошпатово-кварцевые пески и алевриты с примесью глинистых частиц. Сортировка обломочного материала хорошая, горизонтальная слоистость подчеркнута тонкими, слегка волнистыми, прослоями глин. Внутри песчаных слоев различима слоистость типа ряби волнения. Аллювий русловой фации несет типичные черты строения: четкую косую слоистость, дифференцированный обломочный материал, линзовидные включения и т. д. По нашим наблюдениям, аллювий террасы р. Туры сложен преимущественно осадками старичных и пойменных фаций, в отличие от террас рек Ницы и Ирбитки, в составе аллювия которых нам часто удавалось проследить русловые фации.

Абсолютные отметки поверхности второй надпойменной террасы составляют 66—67 м. Ближе к с. Благовещенск поверхность террасы снижается до отметок 61—63 м. С западной и юго-западной сторон эта терраса окаймляется довольно покатыми склонами более высоких террас и останцовых плато.

Рельеф террасы сформировался по аллювиально-аккумулятивному (гривистому) типу. Высота грив над межгривными понижениями колеблется в пределах 1,0—2,0 м. Гривистый рельеф хорошо прослеживается в центральной части: мелкие речки Язенка, Чернушка и другие, пересекая террасу, оказывают преимущественно эрозионное воздействие. Аккумулятивная деятельность их сказывается на узкой территории шириной не более 70—80 м.

Первая надпойменная терраса прослеживается небольшими участками. Ее высота над урезом реки составляет 4—5 м. Отличительные черты аллювия террасы — более светлый цвет в отличие от осадков высокой поймы, наличие в верхних горизонтах погребенных линз торфа и почв, отсутствие покровных отложений на поверхности террасы. Высокая пойменная терраса развита повсеместно, морфологически хорошо выражена и прислонена к аллювию более старых террас или вложена в него. Ее высота над урезом реки составляет 2—5 м, ширина 300—500 м. Поверхность террасы ровная, с хорошо выраженным прирусловым валом. Для аллювия высокой поймы характерны темный цвет (серые, темно-серые тона) и наличие отложений преимущественно пойменной, реже старичной, фации. Пойменные образования состоят из глин, песчаных глин, обогащенных растительными остатками и сильногумусированных. В нижней половине разреза местами встречаются линзы полуразложившегося торфа мощностью до 2,5 м. Торф виден вблизи уреза или залегает ниже. Мощность аллювия поймы 3—8 м. Аллювий высокой поймы чаще вложен в осадки надпойменной, или Камышловской террасы, реже прислонен к отложениям первой террасы.

Итак, благодаря равнинному рельефу, слабому уклону поверхности, эта территория обладает огромной водоемкостью —

способностью длительное время удерживать воду в замкнутых и открытых мезо-нано-микропонижениях, на равнинных, склоновых и незаболоченных поверхностях. Один из важных факторов заболачивания земель — некруглогодичный сток поверхностных вод в речную сеть. Кроме того, в обследованном районе наблюдается длительное затопление поймы, зачастую низких террас р. Туры, в результате чего создается подпор поверхностными и почвенно-грунтовыми водами всей долины. На высоких террасах реки, где влияние паводковых вод ничтожно, доминируют элювиально-глеевые процессы. По мере перехода от дренированных участков к более выположенным в почвенных профилях появляются следы оглеения, сначала глубинного, затем и поверхностного.

Существенную роль в этом отношении играют некоторые экзогенные процессы, например, суффозионно-просадочные, приводящие к образованию западин, почти повсеместно оглеенных. Таким образом, геологическое строение и рельеф местности благоприятствуют формированию разной степени оглеенных почв в предлесостепной подзоне Зауралья.

Значение физико-химических свойств почвообразующих пород в формировании глеевых почв

На исследуемой территории выделены следующие генетические типы почвообразующих и подстилающих пород: покровные лессовидные глины и суглинки, делювиальные глины, аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, озерно-болотные глины, торфы, диатомовые глины.

Покровные лессовидные отложения покрывают почти все элементы рельефа высоких террас и водораздельных территорий. Единого мнения о формировании покровных образований нет [31, 93, 191, 197, 264, 287 и др.].

Для покровных образований характерны желто-бурая, палево-бурая и палевая окраски, вертикальные изломы, пористость, сравнительно однородный гранулометрический состав и довольно высокая агрегированность. Общая мощность покровных отложений района исследований не превышает 1,5—3,8 м. В верхнем слое они более рыхлые, ниже глины приобретают плитчатое сложение. Плитчатая структура обусловлена особенностями водно-термического режима — низкими температурами и периодическим переувлажнением грунтов [256—259, 261, 262]. По данным наших исследований (табл. 2), в гранулометрическом составе лессовидных глин преобладает фракция ила. Более тяжелый состав рассматриваемых нами покровных отложений по сравнению с аналогичными образованиями центральной части Западно-Сибирской низменности [259] обусловлен, несомненно, их генетической связью с подстилающими диатомовыми глинами.

Таблица 2

Гранулометрический состав покровных отложений

№ разреза	Глубина, см	Содержание фракций, %						
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	Сумма частиц <0,01
1	190—200	1,9	10,1	13,4	9,3	18,6	46,7	74,6
2	170—180	—	15,1	15,6	9,5	13,3	46,5	69,3
19	120—130	0,6	3,1	20,5	11,1	14,9	49,8	75,8
20	160—180	—	11,4	15,6	13,5	17,5	42,0	73,0
22	170—180	5,0	17,0	10,6	8,7	15,5	43,2	67,4

Таблица 3

Кислотность и состав поглощенных оснований в покровных глинах

№ разреза	Глубина, см	pH		Поглощенные катионы, по Гедройцу, мг·экв	
		водной	солевой	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	190—200	Нет свед.	6,8	35,6	6,0
2	170—180	»	6,7	34,8	3,2
3	120—130	»	6,9	34,4	4,0
6	190—200	6,0	4,4	26,4	6,0

Таблица 4

Валовой химический состав покровных лессовидных глин

№ разреза	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
			% на прокаленную навеску				
5	100—110	5,81	70,98	15,51	6,22	2,10	2,26
6	130—140	5,21	69,18	15,69	6,26	2,18	2,11
7	150—160	4,88	72,54	14,51	6,20	2,02	1,95
9	140—150	4,49	70,56	15,80	6,45	2,00	2,00
19	120—130	5,54	67,9	16,65	7,64	2,47	2,16

Покровные глины имеют слабокислую и близкую к нейтральной реакцию (табл. 3) и не содержат, за редким исключением, карбонатов на глубине до 2 м. Карбонаты встречаются редко в виде плотных конкреций с четкими отмытыми краями и носят характер остаточных образований.

По валовому составу покровные лессовидные глины сходны между собой (табл. 4). Незначительные различия в содержании

Таблица 5

Гранулометрический состав озерно-аллювиальных отложений

№ разреза	Глубина, см	Содержание фракций, %						
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	Сумма частиц <0,01
12	90—100	1,5	11,4	20,2	11,4	19,3	36,2	66,9
24	140—150	2,1	13,1	22,2	5,8	23,7	33,1	62,6
	190—200	6,3	4,4	24,5	8,5	18,0	38,3	64,8
96	230—240	—	3,6	9,9	12,6	18,3	55,6	86,5
97	210—220	—	16,8	24,3	16,3	24,8	17,8	58,9

кремнезема, по-видимому, обусловлены составом исходного субстрата (диатомовых глин) и степенью их выветрелости.

Делювиальные отложения приурочены обычно к останцовым плато и приводораздельным склонам. Общая мощность их не превышает 2,0—2,5 м. Делювиальные отложения представлены светло-бурыми, буровато-палевыми, бурыми разновидностями, иногда с ржаво-желтыми разводами на контакте пород, нередко с включениями окатанного кварца размером 4—6 мм.

По гранулометрическому составу, согласно полученным нами данным, делювий представлен легкими и средними глинами и характеризуется преобладанием ила. В отличие от покровных глин, не имеющих в своем составе скелета, делювиальные глины содержат его до 1,0—1,5 %. В химическом составе делювиальных отложений отмечается значительное содержание аморфного кремнезема, источник которого — диатомовые глины.

Делювиальные глины кислые (pH солевой вытяжки 3,6—3,7) обладают небольшой емкостью поглощения (22—26 мг·экв).

Озерно-аллювиальные глины господствуют в составе отложений низких надпойменных террас. Ими сложены плоские участки и отдельные гривы, небольшие холмы и ложбины террас, они же подстилают торфяные почвы в притеррасных понижениях. Озерно-аллювиальные глины представлены оливково-зелеными, голубовато-сизыми, сизыми, сизовато-бурыми разновидностями от тугопластичной до мягкопластичной консистенций. В составе этих глин почти всегда обнаруживаются растительные остатки, крупные вертикально ориентированные поры — следы корневищ тростника и других влаголюбивых растений.

По гранулометрическому составу (табл. 5) озерно-аллювиальные отложения почти повсеместно представлены глинами, в которых чаще преобладает ил.

Более значительны различия химического состава озерно-аллювиальных глин (табл. 6). Глины, слагающие выположенные

гривы и плоские участки террасы, нередко содержат карбонаты в виде лугового мергеля и белоглазки. Водные вытяжки из глин озерно-аллювиального комплекса слабо минерализованы: содержание плотного остатка 0,1—0,15 %. При общей небольшой минерализации в солевом составе вытяжек иногда обнаруживается сода.

Данные валового химического состава (табл. 7) также свидетельствуют о значительном разнообразии аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений по содержанию кальция, железа и алюминия. Повышенное содержание кальция наблюдается в породах, слагающих гривы (разрез 12). При наличии пульсирующей верховодки в нижней части почвообразующей толщи грив создаются благоприятные условия для выпадения карбонатов в теплый период года. Железо, наоборот, легко мобилизуется и переносится вместе с током верховодки в пониженные участки рельефа. В озерно-аллювиальных глинах приболотной территории (разрез 24) железо накапливается в результате гидрогенной аккумуляции.

Значительная площадь района исследований заболочена. Довольно однородные (по ботаническому составу) торфяные отложения образуются на крупных массивах и неоднородные — по окраинам болотных массивов. По наличию сапропеля в основании торфозалежи на отдельных участках можно с уверенностью говорить об озерном происхождении большинства торфяников р. Туры.

Торф повсеместно подстилается водонепроницаемыми озерными глинами, нередко карбонатными. Болотообразовательный процесс на исследуемой территории протекает весьма интенсивно в притеррасных понижениях, западинах второй и третьей террас. Он носит агрессивный характер, так как интенсивно развивается не только в пределах торфяных болот, но и вне их, постоянно отвоевывая у террас все новые и новые участки [136].

Если климат в сочетании с рельефом обусловливает интенсивность болотообразовательных процессов, то химизм грунтовых вод и подстилающих грунтов определяет скорость смен стадии болотообразовательных процессов, т. е. стратиграфию торфяных залежей и современный растительный покров болот [252]. Большинство болотных массивов исследуемого района сложено однородной толщей осоковых низинных торфов.

Торфяники долины р. Туры имеют низкие показатели степени разложения торфов в центральных частях и значительные колебания этого показателя на окраинах. На глубинах 180—200 см и ниже некоторых торфозалежей отмечается увеличение степени разложения до 35—40 %. Минимальные величины зольности торфов характерны для глубин 40—200 см. Повышение зольности торфов наблюдаются в поверхностных горизонтах, причем, чем ближе расположен наблюдаемый участок к высокому берегу, тем выше зольность.

Таблица 6

Химические свойства озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений

№ разреза	Глубина, см	pH		CO_2 карбонатов, %	Поглощенные катионы, по Гедройцу, мг-экв	
		водной	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}
12	90—100	8,6	7,2	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
24	140—150	Нет свед.	6,5	»	28,0	10,0
	190—200	»	6,8	»	Нет свед.	Нет свед.
25	100—110	»	4,8	»	22,4	11,6
	140—150	»	4,5	»	22,8	12,8
	180—190	»	5,1	»	24,0	10,8
246	110—120	8,1	6,7	»	24,2	13,7
	150—160	8,2	6,7	»	23,9	9,2
247	90—100	7,0	Нет свед.	2,9	Нет свед.	Нет свед.
	190—200	7,0	»	1,1	»	»
646	130—140	Нет свед.	5,4	Нет свед.	18,4	12,8
	170—180	»	5,5	»	18,0	14,0

Таблица 7

Валовой химический состав озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений

№ разреза	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
			% на прокаленную навеску				
12	90—100	16,62	69,05	10,37	4,44	10,42	1,81
13	100—110	11,70	74,67	10,74	5,42	2,61	1,91
15	60—80	13,95	69,76	14,53	6,58	1,79	1,14
24	81—91	12,54	66,44	14,12	8,73	1,76	2,84
89	115—125	12,90	72,54	13,83	6,10	2,15	3,10

Таблица 8

Гранулометрический состав диатомовых глин

№ разреза	Глубина, см	Содержание фракций, %						
		1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	Сумма частиц <0,01
5	180—190	12,3	9,7	13,7	9,4	12,1	42,8	64,3
7	240—250	0,2	18,9	13,4	12,9	23,3	31,3	67,5
10	280—300	0,4	22,7	17,3	17,9	32,0	9,8	59,6
567	160—170	0,2	9,0	21,9	10,5	27,9	30,5	68,9

Почти повсеместно четвертичные отложения подстилаются диатомовыми глинами желтых, белесых, сизых цветов. На останцах обтекания диатомовые глины почти выходят на поверхность и, вследствие специфичности минерального состава, определяют своеобразие формирующихся на них почв. Благодаря высокой пористости, достигающей 60—65 %, диатомовые глины обладают большой адсорбционной способностью и имеют высокую величину потери при прокаливании. Основная масса диатомовых глин состоит из полимиктового материала, представленного преимущественно органогенным опадом — панцирем диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей (от 70 до 90 %) и глинистым материалом из группы бейделлита (от 10 до 30 %).

Данные гранулометрического состава (табл. 8) показывают значительное разнообразие диатомовых глин. В одном случае (разрез 10) в мелкоземе преобладает фракция мелкой пыли, в других доминирует фракция ила. Такие соотношения фракций обусловлены химико-минеральным составом диатомовых глин и разной степенью их выветрелости. Крайне высокое содержание в ней аморфного кремнезема приводит к тому, что физическое разрушение диатомовой глины происходит очень интенсивно, до размера тонких частиц. Первичные же минералы как более устойчивые к физическому выветриванию накапливаются в песчаной фракции [33].

Водные вытяжки из диатомовых глин (мг·экв/100 г сухой почвы) содержат повышенное количество хлоридов, сульфатов и натрия; общий плотный остаток водных вытяжек не превышает 0,1 %:

№ разреза	Глубина, см	Плотный остаток, %	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K (по разности)
5	190—200	0,09	0,16	0,31	0,95	0,11	0,05	1,26
10	280—300	0,06	0,30	0,29	0,27	0,21	0,05	0,60

При сравнении химического состава свежей и выветрелой диатомовой глины видно, что в последней заметно меньше кремнезема:

№ разреза	Глубина, см	П. п. п. %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO
			% на прокаленную навеску					
5	180—190	6,58	81,57	8,63	5,45	14,08	1,63	1,17
10	140—160	10,91	74,98	12,48	5,65	19,05	0,99	1,52

Как установлено И. И. Лебедевой и Е. В. Семиной [182], при выветривании опоки (а диатомовые глины по химическому составу очень близки к опокам) происходит обеднение ее кремнеземом вследствие его растворения и выщелачивания, а также накопление железа. Слабая подвижность последнего обусловлена медленным освобождением железа из основного железосодержащего минерала глауконита и закреплением в виде гидроокис-

ла, который адсорбируется диатомовой глиной вследствие ее высокой адсорбционной способности. Обладая очень низкими фильтрационными свойствами ($K_ф$ 0,001—0,003 м/сут), диатомовые глины являются своеобразным региональным водоупорным слоем, способствующим формированию верховодки в перекрывающих их отложениях.

В заключение отметим, что автономное почвообразование в условиях предлесостепного Зауралья протекает в основном на лессовидных тяжелых по гранулометрическому составу с высоким содержанием ила породах. Они часто подстилаются диатомовыми слабоводопроницаемыми глинами. В сочетании с климатическими, геоморфологическими и гидрологическими особенностями местности это обусловило наличие здесь разнообразных по степени оглеения почв.

Взаимосвязь растительности и почв

По лесорастительному и геоботаническому районированию рассматриваемая территория относится к Западно-Сибирской области подзоны предлесостепных сосново-березовых лесов [73, 167, 168, 211]. Географическое положение (между южной тайгой и лесостепью) и сильное антропогенное воздействие определили сложность и разнообразие растительного и почвенного покрова. В этой подзоне в пределах Свердловской области, например, в Талицком, Тугулымском и Туринском районах, представлены как дерново-подзолистые, так и темно-серые лесные почвы; на долю сельскохозяйственных угодий здесь приходится около половины площади, из них около 50—70 % составляет пашня, остальная часть занята лесами, лугами и болотами.

Среди лесов этой подзоны основной лесообразующей породой считается сосна [168, 263], которая занимает около 40 % лесопокрытой площади. Сосновые леса приурочены к наиболее дренированным местоположениям с дерново-подзолистыми почвами легкого гранулометрического состава [192, 266, 269, 270]. Первоначальный облик лесов и почв [267] заметно изменен под влиянием хозяйственной деятельности человека (рубки, сенокошения, пастьбы скота); древостой сравнительно разрежен, значительна примесь березы, в травяном покрове встречается много луговых и сорных растений.

В доагрикультурный период на рассматриваемой территории были широко распространены темнохвойные леса [73, 174]. В результате интенсивных рубок и перевода более плодородных земель в сельскохозяйственные угодья площади, занимаемые темнохвойными лесами, сведены до минимума (участки их преимущественно сохранились в заболоченных местах). В растительном покрове стали преобладать производные от темнохвойной тайги березовые, в меньшей степени — осиновые леса, на серых лесных оподзоленных или оглеенных почвах тяжелого

гранулометрического состава [74, 75, 98, 275, 278]. Некоторое изменение климата на южной окраине лесной зоны, обусловленное сокращением лесной площади, и довольно интенсивное воздействие человека на растительность ослабляют здесь позиции ели и пихты, благоприятствуя сохранению преобладания в древостое березы и осины. Травяной покров вторичных березняков и осинников слагается в основном таежными видами, но в его составе значительнее роль светолюбивых луговых и лугово-лесных растений, в том числе высокотравья. Сосново-темнохвойные леса преобладают в левобережье р. Туры [120]. По правобережью р. Туры еловые леса встречаются иногда на склонах, обильно увлажненных за счет поверхностных и грунтовых вод.

Для речных долин притоков р. Туры довольно характерны уремы, пестрые по составу образующих их древесных растений, с разнообразным по видовому составу травяным покровом. Широко распространены в Зауралье заболоченные березовые леса: они занимают все понижения мезорельефа и окраины болотных массивов. Заболоченность возрастает по мере продвижения к междуречьям и достигает в левобережье р. Туры почти 50 % [186].

В правобережье р. Туры господствующими являются крупные (до 30 км^2) низинные болота, формирующиеся в условиях богатого минерального питания. В мелководной зоне и по берегам зарастающих озер и стариц распространены заросли тростника обыкновенного, камыша озерного и различных видов осок (стройной, сытевидной, береговой и др.). Здесь же обычно растут черемуха подорожниковая и сусак зонтичный. На месте заросших стариц и небольших озер встречаются хвощовые болота — топи (трясины). В травяно-кустарничковом покрове преобладает хвощ топяной, примесь к нему образуют осоки пузырчатая и стройная, вахта трехлистная, сабельник болотный и мытник болотный. На вершинах кочек растут мхи.

В долине р. Туры преобладают осоковые кочковатые болота с мощностью торфа 30—70 см. Поверхность сильнокочковатая (высота кочек до 50 см). Кочки образованы осоками (дернистой, вилюйской, сероватой) — основным видом в травяном покрове. Менее обильны вейник Лангсдорфа, лютик ползучий и таволга вязолистная. Моховой покров развит слабо. В местах выхода ключей формируются своеобразные мохово-травяные низинные болота. Моховой покров ключевых болот образуют *Paludella squarrasa* (Hedw) Brid. и *Meesia uliginosa*. Травяной ярус состоит из различных видов осок, вахты трехлистной, камнеломки болотной, звездчатки толстолистной и др.

Своеобразный тип низинных болот — согры. Это болота с низкорослым лесом из березы пушистой, ольхи черной и серой, ели, кедра или сосны. Поверхность почвы сильно кочковатая (высота кочек до 80 см); мощность торфа колеблется от 30 см

до нескольких метров. Из кустарников в сограх встречаются смородина черная, жимолость алтайская, рябина сибирская и береза карликовая. В травяно-кустарничковом покрове преобладают осоки (дернистая, вилюйская и др.), образующие кочки. На вершинах кочек и бугров произрастают виды, не переносящие чрезмерного увлажнения: морошка приземистая (княженика), линнея северная, седмичник европейский и др. В понижениях между кочками растут более влаголюбивые виды — сабельник болотный, вахта трехлистная, калужница болотная, вейник ланцетный и Лангсдорфа, незабудка болотная. Моховой покров на буграх представлен *Aulacomnium palústre* (Hedw) Schwaegr, *Pleurocium schreberi, Hylocomium splendens, Polytrichiume commune* и другими видами, а в понижениях — пятнами *Sphagnum angustifolium* C. Jens., *S. centrale* Jens., *S. Warhstorfii* Russ. и т. д.

В отличие от согр мохово-осоково-вахтовые топи безлесны, поверхность их ровная, мощность торфяного слоя достигает 2 м. Травяно-кустарничковый ярус разрежен: в нем преобладает (особенно в местах сильного обводнения) вахта трехлистная, вместе с которой растут осока малоцветная и топяная, сабельник болотный, хвощ топяной, шейхцерия болотная, пухонос дернистый. На участках, где моховой покров более плотен, встречаются клюква мелкоплодная, подбел дубровнолистный и осока вздутая.

В условиях ослабления притока минеральных солей к поверхностным горизонтам формируются переходные болота. Нередко в мезотрофных болотах выражен разреженный травяной ярус из сосны обыкновенной, березы пушистой. Высота деревьев достигает 12—14 м. Кустарниковый ярус образуют багульник болотный, ива сизая и филиколистная, береза карликовая. В травяно-кустарничковом ярусе обильны осоки пузырчатая, топяная, буроватая, шаровидная, малоцветковая, а также лобазник вязелистный, вейник Лангсдорфа, мытник болотный, голубика, морошка приземистая. В сильно переувлажненных понижениях растут вахта трехлистная, хвощ болотный. Моховый покров на повышениях микрорельефа представлен зелеными мхами. Остальная поверхность покрыта сфагновыми мхами.

Отдельными небольшими участками встречаются верховые болота атмосферного питания. Они безлесны, на них встречаются далеко отстоящие друг от друга низкорослые угнетенные сосны высотой 1—1,5 м, изредка до 3 м. Стволики наиболее угнетенных сосен наполовину погружены в моховую подушку. Кустарники представлены багульником болотным, березкой карликовой, ивами — мохнатой, лапландской, черничной. Для травяно-кустарничкового яруса характерны осоки топяная, длиннокорневищная и волосистоплодная, пушицы влагалищная и узколистная, подбел дубровниколистный, клюква четырехлепестковая и мелкоплодная, морошка приземистая, росянка круглоли-

стная, водянка черная, голубика. Сплошной моховой покров состоит из сфагновых мхов.

Мощным конкурентом древесной растительности является луговая. Близ климатических и эдафических границ произрастания леса процесс олуговения достигает наибольшей интенсивности. Особенно благоприятные условия для луговой растительности создаются в пойме р. Туры, где формированию лесных сообществ препятствуют длительные весенние паводки. Значительная часть лугов представлена вторичными растительными сообществами, сформировавшимися на месте сведенных лесов. Первичными коренными сообществами являются лишь пойменные луга некоторых типов, однако и они быстро сменяются в процессе сукцессии другими растительными сообществами [3, 73].

Обильное увлажнение и естественное богатство пойменных почв (благодаря ежегодному отложению речного наилка) благоприятствуют формированию в пойме р. Туры высокопродуктивных луговых сообществ. Река Тура имеет широкую долину (до нескольких километров в поперечнике) и сильно разливается в период весеннего половодья. Вода затапливает речную пойму на четыре-пять недель, а в годы наводнений (1971, 1979) — на полтора-два месяца. От режима затопления и связанных с ним особенностей отложения наилка во многом зависит характер луговой растительности на тех или иных участках современной поймы и надпойменной террасы.

Заливные луга развиты на современной пойме, занимая различные ее части, кроме грив и других наиболее повышенных мест; они ежегодно заливаются на срок до месяца и больше. Эти луга благодаря обильному увлажнению почвы и непрерывному ее обогащению за счет отложения наилка обладают высокой продуктивностью. Травостой их слагается злаками с большей или меньшей примесью разнотравья, а в самых увлажненных местах (ложбинах) — осоками.

В пониженных средней и притеррасной частях поймы на месте стариц и проток распространены низинные (осоковые) кочкарные луга. Такие сырые луга нередко окаймляют болота. В травостое господствуют осоки стройная, водяная и пузырчатая, на их фоне разбросаны пятна вейника Лангсдорфа. Урожайность составляет до 30 ц/га, сено низкого качества.

Крупнокочкарные луга располагаются в более удаленной от русла пониженной части поймы. Они затопляются довольно спокойными водами, не испытывая воздействия стремительных струй паводковых потоков. Здесь осаждается мелкий наилок. Вода застаивается в таких местах иногда до середины июня, поэтому растительность развивается главным образом на кочках. Основу травостоя образует осока вилюйская, к которой примешиваются другие виды осок — дернистая, пузырчатая, а также щучка дернистая, полевица белая и другие виды. Урожайность

лугов — до 20—25 ц/га. Сено низкого качества, но пригодно для силосования.

Кроме естественных первичных пойменных лугов в долине р. Туры вследствие вырубки и расчистки пойменного леса и зарослей кустарников формируются участки вторичных лугов с травостоем из крупных злаков и лугово-лесного разнотравья. Особенно обильны здесь щучка дернистая, мятлик луговой, таволга вязолистная, василистник малый, вероника длиннолистная и горицвет кукушкин.

Травостой кратковременно заливаемых лугов богаче по составу и красочнее, чем долговременно заливаемых лугов, но уступает ему по продуктивности. Мощный конкурент травянистой растительности здесь — заросли кустарников и низкорослые лески уремного типа, теснящие ее, если этому не препятствует хозяйственная деятельность человека. Поэтому кратковременно заливаемые луга сохранились в основном по правобережью р. Туры, где на них производятся выпас скота или сенокошение с расчисткой от кустарников. Злаково-разнотравные луга отличаются значительным видовым богатством травостоя. Преобладает разнотравье (купальница европейская, василистник малый, лютик едкий, подмаренник северный, нивяник обыкновенный, тысячелистник обыкновенный, таволга вязолистная, клеверы луговой и ползучий, заборный горошек, чина луговая), заметную примесь к которому образуют злаки — мятлик луговой, щучка дернистая, овсяница красная. Производительность лугов — около 15 ц/га, сено хорошего качества.

Злаково-крупнотравные луга развиваются на месте давно сведенных лесов в условиях обильного увлажнения. Из крупнотравья здесь преобладают скерда сибирская, вероника длиннолистная, горец змеиный, таволга вязолистная. Злаковую основу образует мятник луговой с примесью щучки дернистой и других видов. Продуктивность — около 20 ц/га, сено хорошего качества.

Материковые луга возникают на высоких террасах р. Туры и на междуречье на месте лесов под влиянием хозяйственной деятельности человека. На повышенных местах, сложенных неоглеенными почвами, располагаются суходольные луга. В травостое их наряду с собственно луговыми видами имеются многочисленные растения, свойственные разреженным лесам, лесным опушкам и прогалинам. Кормовые достоинства травостоя суходольных лугов (по сравнению с пойменными) не особенно высоки, в частности, здесь мало злаков и бобовых. На этих лугах значительна примесь мхов, увеличивающаяся в результате сенокошения. При эксплуатации их возрастает засоренность чемерицей Лобеля. Сенокошение и длительный выпас скота содействуют широкому расселению щучки дернистой.

Злаково-разнотравные луга имеют довольно пестрый флористический состав, в основе которого злаки — полевица белая, лисохвост луговой, мятлики луговой и обыкновенный, овсяница

красная, вейник тростниковидный — и многочисленные представители разнотравья — лютик ползучий, горец змеиный, нивяник обыкновенный, клевер ползучий и луговой, подмаренник северный, золотая розга, герань луговая, горошек мышиный и заборный, чина луговая. Урожайность их достигает 10—12 ц/га сена.

На месте сырых темнохвойных лесов на оглеенных тяжелосуглинистых и глинистых почвах формируются крупнотравные луга. Роль злаков здесь невелика, в травостое преобладают высокие травы: таволга вязолистная, василистник простой, вероника длиннолистная, валериана лекарственная, борец высокий, черемица Лобеля. Такие луга дают до 25—30 ц/га сена.

Щучковые луга появляются на месте сведенных зеленомошных темнохвойных лесов, но возникают также в результате антропогенной деградации злаково-разнотравных и высокотравных лугов [3]. Плотные дерновники щучки ухудшают аэрацию почвы, в результате чего из травостоя постепенно выпадают овсяница красная и многие другие растения. Поверхность почвы становится мелкокочковатой. Кроме господствующей здесь щучки в сложении травостоя принимают участие полевица белая и волосовидная, мятлик луговой, горец змеиный, лютик едкий, купальница европейская, погремок большой, щавель кислый. Продуктивность этих лугов составляет в среднем 12—15 ц/га сена.

Низинные луга занимают относительно пониженные места и возникают обычно в результате расчистки заболоченных лесов, особенно согр, встречающихся на окраинах болот. Луга содержат много различных видов осок, дающих грубое сено, и травостой их по кормовым достоинствам значительно хуже, чем суходольных лугов. В травостое низинных лугов господствуют осоки дернистая и вилюйская и вейник Лангсдорфа. Урожайность их составляет 7—12 ц/га сена низкого качества [213]. Основные земельные массивы, занятые луговой растительностью, уже вовлечены в сельскохозяйственное использование. Антропогенная трансформация растительного покрова правобережья р. Туры привела к замене естественных луговых сообществ семикультурными и культурными лугами [2, 3].

Таким образом, в результате длительного затопления поймы, а зачастую и низких речных террас, создается подпор поверхностным и почвенно-грунтовым водам всей долины. На выположенных террасах воды длительное время задерживаются, способствуя широкому распространению болотной растительности, а следовательно, оглеению и заболачиванию почв.

На высоких террасах реки, где влияние паводковых вод ничтожно, под древесной растительностью и на пашнях формируется почвенный профиль элювиального типа. По мере перехода от дренированных участков к выположенным, занятым преимущественно пашнями и разреженными березовыми лесами, в почвенных профилях появляются следы оглеения, сначала глубинного, затем и поверхностного.

Наиболее плодородные почвы (содержание гумуса гуматного типа 7—10 %, его запасы около 460 т/га, азота более 30 т/га в метровой толще, поглощенные основания 40—50 мг·экв в гумусовом горизонте) темно-серые [88], плодородие которых резко снижается в связи с их оглеением. Поэтому темно-серые пахотные почвы разной степени оглеения выбраны объектом нашего тщательного изучения.

Глава 2

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследований выбран ряд почв, сопряженных в единую в геохимическом отношении катену (рис. 2), характеризующийся нарастанием поверхностного гидроморфизма. От вершины склона к депрессий рельефа почвы представлены: темно-серой пахотной неоглеенной (профиль типа A1—B1—B2—C), темно-серой пахотной подзолисто-глееватой (A1 — A2B — B1 — Bg — Cg), темно-серой пахотной глееватой (A1 — B1g — B2g—Cg), дерново-луговой глееватой (Al—Bg—Bg—G) и темно-серой глеевой (A1 — Ag — B1g — B2g — Cg) в западине. Все почвы развиты на покровных глинах, подстилаемых с глубины 1,3—3,0 м диатомовыми глинами.

Рассмотрим их морфологическое строение.

Разрез 5. Заложен на вершине склона надпойменной террасы на высоте 78 м над ур. м. Почва темно-серая пахотная неоглеенная под посевом озимой ржи.

Апах 0—20 см. Темно-серая глина, комковато-пылеватая, сухая, рыхлая. Переход ясный.

A1B2 20—40 см. Неоднородно окрашенная (серая с бурыми пятнами) глина, комковатая, сухая, слегка уплотненная. Нижняя граница неровная, языковатая.

B1 40—50 см. Бурая глина с отдельными гумусовыми затеками, тонкопористая. По граням структурных отдельностей темные пятна. Переход постепенный.

B2 50—80 см. Красновато-бурая крупнооореховатая плотная глина, мелкопористая, по граням структурных отдельностей — пленки.

BC 80—100 см. Желтовато-бурая глина, структура выражена слабо.

C 100—130 см. Желтая глина, свежая, вязкая.

Д 130—180 см. Желтовато-палевая в верхней части с охристо-ржавыми разводами диатомовая глина.

Разрез 6. Заложен в верхней части пологого склона, в 100 м ниже предыдущего разреза. Высота 76 м над ур. м. Пахотная темно-серая оподзоленная глубокоглееватая почва.

Апах 0—20 см. Темно-серый тяжелый суглинок, крупнокомковатый, пылеватый.

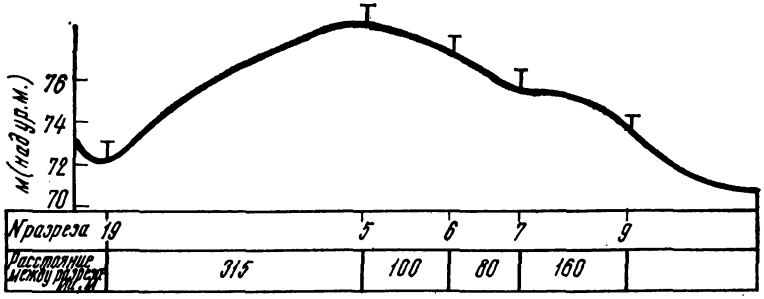


Рис. 2. Рельеф местности и схема расположения разрезов темно-серой лесной оподзоленной почвы (*5*), темно-серой лесной глубокоглееватой (*6*), темно-серой лесной глееватой (*7*), дерново-луговой глеевой (*9*), темно-серой лесной глеевой (*19*).

A1 20—30 см. Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, сухой. Нижняя граница неровная (затеки).

A2B 30—50 см. Серый тяжелый суглинок с затеками гумуса и белесой присыпкой, комковато-мелкоореховатый.

Bg 50—70 см. Темно-бурая с охристыми пятнами глина, ореховатая, плотная, мелкопористая, встречаются марганцевые примазки и темные прожилки.

BCg 70—130 см. Бурая глина с охристыми пятнами и сизым налетом по граням отдельностей, с темными прожилками, ореховатой структуры.

Cg 130—120 см. Бурая с сизыми пятнами и прожилками глина влажная, вязкая.

Разрез 7. Заложен в замкнутой западине в средней части того же склона, в 80 м от разреза 6 ниже по склону. Высота 75 м над ур. м. Почва темно-серая глееватая, занятая посевом озимой ржи (выпадение ржи около 50 %).

Апах 0—20 см. Серая с бурым оттенком глина, комковато-пылеватая, влажная. Переход ясный.

A1B 20—30 см. Серовато-бурая с гумусовыми затеками глина, мелкоореховатая.

Bg 30—70 см. Бурая с охристыми и сизыми пятнами глина, мелкопористая, ореховатая. Встречаются охристые мелкие рыхлые конкреции. По трещинам серые гумусовые затеки.

BCg 70—160 см. Сизоватая с охристым натеком глина, влажная.

Разрез 9. Заложен на шлейфе того же склона в 160 м ниже предыдущего разреза на высоте 73 м над ур. м. Сильнозадернованный осоково-щучковый луг. Верховодка весной находится на глубине 50—60 см, летом опускается до глубины 150 м. Дерново-луговая глеевая почва.

АД 0—1 см. Дернина рыхлая, местами отсутствует.

A1g 1—24 см. Темно-серая (почти черная) равномерно окра-

шенная (до глубины 10 см задернованная) глина, комковато-зернистая, влажная. Ниже глубины 10 см при просыхании заметно светлеет. Переход ясный по структуре и цвету.

Ag 24—35 см. Темно-серая с сизоватым оттенком глина, мелкозернистая, влажная, слабоуплотненная (легко делится на структурные отдельности). В нижней части горизонта встречаются ржавые конкреции. Переход затеками, прерывистый.

Bg 35—60 см. Буровато-серая с сизым оттенком и с ржавыми пятнами глина крупнозернистой структуры, сырая. Встречаются более темные участки. Много мелких ортштейнов. Переход выражен по цвету, содержанию ортштейнов, структуре.

Gochr 60—90 см. Сизая с ржавыми потеками и разводами глина, комковато-зернистой структуры, серая. На сизом фоне охристые пятна, стяжения и трубчатые железистые конкреции. Встречаются новообразованные расплывчатые пятна «охры».

Gochr 90—150 см. Сизая с охристыми пятнами глина, вязкая, встречаются трубчатые железистые конкреции.

Gr 150—200 см. Сизовато-голубая с охристыми расплывчатыми пятнами по ходам корней вязкая глина.

Разрез 19. Заложен в неглубокой замкнутой западине овальной формы в нижней части склона южной экспозиции. Высота 72 м над ур. м. Злаковая разнотравная залежь. Почва темно-серая лесная глеевая.

A1 0—19 см. Серая глина, слабозадернованная, комковатая, влажная. Переход ясный.

Ag 19—30 см. Сизовато-темно-серая глина, зернистая, уплотненная. Много темно-коричневых дробовин диаметром 2—4 мм, раздавливаются с трудом. Встречаются древесные остатки и мелкие корни. Переход потеками постепенный.

B1g 30—70 см. Буровато-сизая зернистая глина. Редкие гумусовые потеки до 40 см. Переход ясный, волнистый.

B2g 70—95 см. Сизая с поверхности структурных отдельностей, на срезе сизовато-бурая глина. Крупные гумифицированные поры (следы корней). Редкие охристые ортштейны, редкие мелкие коричневые конкреции.

Cg 95—165 см. Пестрая по окраске сизовато-бурая с сизыми кутанами и порами, с ржавыми разводами глина, сырая. Рыхлые охристые ортштейны. Крупные орехи в призматических блоках. Переход ясный.

Gr 165—400 см. Голубая глина, мягкопластичная, с вертикальными порами диаметром 0,5—2,0 мм. Слабогу-

мифицированные остатки корней. В порах вода с глубины 170 см.

Таким образом, в темно-серых тяжелых по гранулометрическому составу почвах оглеение проявляется в виде охристых пятен и темноокрашенных марганцевых аморфных примазок, сизых прожилок и пятен в глубоких слоях, которые наиболее четко выражены по граням структурных отдельностей, или голубовато-сизого глея. С усилением оглеения увеличивается глубина, на которой проявляются его признаки: так, в глееватых почвах охристые и сизые пятна, охристые мелкие конкреции наблюдаются в иллювиальном горизонте, а в дерново-луговой и темно-серой глеевых почвах — в гумусовом горизонте и ниже по всему профилю. Дерново-луговая глеевая почва морфологически отличается от темно-серой глеевой наличием на глубине 60—90 см охристого горизонта, где в зоне контакта капиллярной каймы пульсирующей верховодки и просачивающихся сверху атмосферных вод происходит активное осаждение гидроокиси железа в виде аморфных стяжений и ортштейнов. Вокруг корневых остатков формируются трубчатые конкреции, по-видимому, как результат диффузии кислорода в закисную среду насыщенного водой суглинка [93]. Во влажные периоды поверхностные горизонты этих почв приобретают сизоватый оттенок, а в сухие годы можно наблюдать ослабление сизого оттенка в гумусовом горизонте.

Аналитические данные (табл. 9) показывают, что все рассматриваемые почвы характеризуются слабокислой реакцией, причем наименьшая кислотность наблюдается, как правило, в верхних горизонтах, и только в разрезе 19 ее минимум приурочен к нижней части профиля, вероятно, за счет влияния подтока нейтральных грунтовых вод.

Наименьшей кислотностью и наибольшей стабильностью величины pH в пределах профиля отличаются почвы застойного увлажнения (разрезы 19 и 9). Наиболее значительные колебания величины pH по горизонтам наблюдаются в темно-серой глубокоглееватой (разрез 6) и глееватой почве замкнутой западины (разрез 7), для которых характерно заметное подкисление средней части профиля. В почве вершины склона (разрез 5), не имеющей морфологических признаков оглеения в профиле, величина pH подвержена незначительным изменениям.

Полученные данные согласуются с имеющимися в литературе представлениями [111, 112] о том, что изменение pH при оглеении зависит от типа водного режима. При застойном увлажнении величина pH либо не меняется, либо увеличивается. Что касается обменной кислотности, то ее величина возрастает в наиболее оглеенной части почвенного профиля в условиях проточного увлажнения, по-видимому, за счет вмытых неусредненных гумусовых веществ. Возможно, накопление обменного алюминия в глееватых почвах происходит в результате разрушения гидро-

окиси железа под воздействием восстановителей (в условиях глееобразования) и высвобождения при этом определенной формы закрепленного в них алюминия [133, 134]. Аналогично изменяется и гидролитическая кислотность.

Поглощенные основания накапливаются в пахотном горизонте почв, количество их здесь, как правило, превышает содержание в почвообразующей породе. В остальной части профиля они распределяются равномерно (с некоторым увеличением в горизонте С). Почва без признаков оглеения характеризуется равномерным распределением оснований в нижележащей толще. В профиле оподзоленной глубокоглееватой почвы наблюдается вынос поглощенных оснований на глубине около 30 см. В глееватой почве (разрез 7) мощность элювиальной толщи возрастает и вынос поглощенных оснований происходит из горизонтов Апах и А1. Резко отличается от рассмотренных выше глеевая почва застойного увлажнения (разрез 9) не только более высоким содержанием обменных оснований, но и отчетливо выраженным аккумулятивным типом распределения. Накопление поглощенных оснований в верхних горизонтах этой почвы определяется поступлением их с опадом луговой растительности, а также отсутствием в этих условиях вертикальной и горизонтальной миграции веществ и, возможно, частичным привносом кальция и магния с поверхностными водами. В темно-серой лесной глеевой почве залежи (разрез 19), характеризующейся длительно избыточным увлажнением поверхностными водами, под аккумулятивным горизонтом по минимальному содержанию поглощенных оснований обособляется элювиально-глеевой горизонт, что отличает эту почву от дерново-луговой. В то же время в нижней части профиля разреза 19 содержание поглощенных оснований значительно выше, чем в других почвах; очевидно, в условиях крайне застойного водного режима темно-серых глеевых почв все вымытые сверху элементы, в том числе и основания, задерживаются в нижней части почвенного профиля.

Различаются сравниваемые почвы по содержанию гумуса и особенностям гумусового профиля. Пахотные горизонты темно-серых почв аккумулируют значительное количество (около 10 %) гумуса, за исключением почвы западины (разрез 7), где содержание его составляет лишь 5,8 %. Темно-серая глееватая почва отличается и более растянутым гумусовым профилем: даже на глубине 70—80 см содержание гумуса составляет 1,7 %, т. е. в 2—3 раза выше, чем на соответствующей глубине в других разрезах. Таким образом, усиливающееся оглеение в проточных условиях переувлажнения приводит к формированию растянутого гумусового профиля как результату увеличения содержания подвижных фракций гумусовых веществ и активизации элювиальных процессов. В условиях застойного увлажнения гумус в значительном количестве (11—13 %) накапливается в горизонте А1, с глубиной его содержание резко падает (разрезы

Таблица 9

Химический состав темно-серых лесных глеевых почв

№ разреза	Глубина, см	Горизонт	pH		Обменная кислотность, по Соколову, $H^{+}+Al^{3+}$	Гидролитическая кислотность	Поглощенные основания			Степень насыщенности основаниями, %	Гумус, по Тюрину, %
			водной	солевой			Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca+Mg^{2+}$		
							мг·экв/100 г почвы				
5	0—20	Апах	6,2	5,1	0,14	6,4	31,6	6,4	38,0	86	10,2
	20—30	A1B1	5,9	5,0	Нет свед.	—	26,0	5,6	31,6	88	3,1
	30—40	A1B1	6,2	5,0	0,10	4,0	26,4	5,2	31,6	89	2,9
	40—50	B1	5,8	4,6	Нет свед.	—	25,6	5,4	31,0	89	2,3
	70—80	B2	5,9	4,5	0,18	2,6	26,4	5,2	31,6	92	0,8
	100—110	C	6,1	4,5	0,10	2,1	26,4	4,4	30,8	94	Нет свед.
	120—130	C	6,5	4,9	0,10	1,6	28,0	5,2	33,2	95	»
6	0—20	Апах	6,5	5,5	0,07	4,9	29,2	5,6	34,8	88	10,1
	20—30	A1	6,0	5,0	0,10	7,7	24,0	5,2	29,2	79	6,9
	30—40	A2B	5,9	4,6	0,11	4,9	19,6	4,8	24,4	83	2,0
	50—60	Bg	5,2	4,0	0,64	6,6	25,2	5,2	30,4	82	Нет свед.
	90—100	BCg	5,8	4,2	0,30	2,7	26,4	5,6	32,0	92	»
	130—140	Cg	6,3	4,6	0,12	2,1	26,4	6,0	32,4	94	»
	180—190	Cg	6,0	4,4	Нет свед.	2,3	26,4	6,0	32,4	93	»

7	0—20	Апах	Нет свед.	5,4	0,08	4,5	19,8	4,8	24,6	85	5,8
	20—30	A1B	»	4,8	0,09	3,7	20,8	5,2	26,0	88	2,6
	40—50	Bg	»	4,0	0,71	6,1	27,4	6,0	33,4	84	2,7
	60—70	Bg	»	3,9	1,02	6,6	26,0	6,0	32,0	83	Нет свед.
	70—80	BCg	»	4,0	0,36	4,6	27,2	7,6	34,8	88	1,7
	100—105	BCg	»	4,2	0,25	3,3	26,8	8,0	34,8	92	Нет свед.
	150—160	BCg	6,4	4,7	Нет свед.	1,7	24,8	6,8	31,6	95	»
9	0—20	A1g	6,8	5,7	»	3,2	35,6	9,2	44,8	93	11,1
	25—35	Ag	6,1	5,6	»	4,6	34,8	8,4	43,2	90	12,6
	35—40	Bg	6,5	5,4	»	1,6	26,4	11,6	38,0	90	1,5
	40—50	Bg	6,6	5,4	»	1,3	26,8	10,4	37,2	97	0,8
	60—70	Gochr	6,8	5,5	»	1,6	26,8	8,4	35,2	96	0,6
	80—90	Gochr	7,0	5,7	»	1,3	24,4	9,2	33,6	96	Нет свед.
	110—120	Gochr	6,4	5,2	»	1,6	22,0	8,0	30,0	95	»
	140—150	Gr	6,3	4,9	»	1,9	16,8	10,4	27,2	93	»
19	0—10	A1	Нет свед.	5,9	»	2,8	37,6	9,2	46,0	94	13,0
	19—26	Ag	»	6,0	»	2,3	35,2	7,6	42,8	95	9,6
	35—40	Б1g	»	6,1	»	1,1	21,8	6,6	28,4	96	1,0
	46—56	B1g	»	5,8	»	1,2	30,8	8,4	39,2	97	0,9
	70—80	B2g	»	5,8	»	1,2	32,4	7,6	40,0	97	Нет свед.
	120—130	Cg	»	6,5	»	Нет свед.	32,8	4,6	40,4	—	»

9, 19). Последнее объясняется ослабленной нисходящей миграцией почвенных растворов и прочным закреплением гумуса в аккумулятивных горизонтах [58, 275].

Химические свойства почвообразующих пород, на которых развиты исследуемые почвы, весьма близки (см. табл. 3, 4), поэтому есть основания полагать, что причиной различий, наблюдающихся в свойствах сопоставляемых почв, по данным валового химического состава, являются почвообразовательные процессы, из которых в первую очередь следует обратить внимание на глееобразование, его количественные и качественные особенности.

Данные валового химического состава (табл. 10) показывают, что в почве вершины склона (разрез 5), где возможность нисходящей миграции веществ ограничена, дифференциация профиля выражена слабо. Наблюдаются лишь незначительный вынос из пахотного горизонта железа, алюминия, магния и относительное накопление окиси кремния. Наряду с этим в пахотном слое накапливается кальций и фосфор. Наиболее сильно дифференциация профиля выражена в оподзоленной темно-серой глубокоглееватой почве (разрез 6). В верхней части ее профиля по сравнению с породой резко выражено накопление SiO_2 и уменьшение содержания полуторных окислов с последующим накоплением их в горизонте ВС. Из верхних горизонтов выносится также магний, тогда как количество кальция и фосфора остается здесь выше, чем в нижележащих горизонтах. Очевидно, в таких местоположениях (верхняя часть пологого склона) создаются наиболее благоприятные условия как для вертикальной, так и для горизонтальной миграции вещества. По-видимому, здесь имеет место кислотный гидролиз, приводящий, судя по широким молекулярным отношениям $SiO_2 : Al_2O_3$, к частичному разрушению алюмосиликатной части почвы. Полученные данные подтверждают установленную ранее [106, 107] закономерность увеличения активности элювиальных процессов на первых стадиях оглеения дерново-подзолистых почв [72, 76, 106, 107, 201, 202].

В темно-серой глееватой почве замкнутой западины (разрез 7) по сравнению с рассмотренным выше разрезом мощность аллювиальной толщи резко сокращается: более высокое содержание SiO_2 и уменьшенное количество R_2O_3 наблюдаются лишь в слое 0—20 см. Отличает эту почву интенсивный вынос железа (молекулярное отношение $SiO_2 : Fe_2O_3 = 47{,}5$) и наличие двух максимумов содержания MnO — в пахотном горизонте и на глубине 70—80 см.

В луговой глеевой почве шлейфа склона (разрез 9), характеризующейся наиболее морфологически выраженной оглеенностью, элювиальная химическая дифференциация профиля ослабевает и выражается лишь в незначительном распределении по профилю MgO и Al_2O_3. В горизонте с максимальным содержанием SiO_2 по сравнению с почвообразующей породой его относительное накопление не превышает 1,7 %, тогда как в разрезе

Таблица 10

Валовой химический состав почв

№ разреза	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	MnO	TiO_2	P_2O_5	Молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
			% на прокаленную навеску											
5	0—20	16,65	71,88	14,83	5,64	20,47	3,02	2,11	0,13	0,07	0,07	8,26	34,20	6,65
	20—30	7,47	68,45	16,78	6,99	23,77	2,59	2,10	0,10	0,05	0,05	6,91	25,91	5,45
	40—50	6,42	68,46	17,14	6,58	23,72	2,00	2,63	0,13	0,06	0,05	6,79	27,80	5,45
	100—110	5,81	70,98	15,51	6,22	21,73	2,10	2,26	0,08	0,06	0,08	7,76	30,26	6,18
6	0—20	14,85	77,69	12,98	4,96	17,94	3,24	1,47	0,16	0,07	0,21	10,19	41,74	8,19
	20—30	11,91	75,56	12,89	4,83	17,72	3,35	0,99	0,12	0,07	0,11	9,98	41,93	8,06
	30—40	7,50	76,04	12,43	4,89	17,32	2,30	1,26	0,12	0,06	0,03	10,38	40,84	8,27
	50—60	7,35	68,94	20,42	8,28	28,70	1,93	2,59	0,10	0,10	0,02	5,74	22,08	4,56
	90—100	6,78	70,45	16,47	6,77	23,24	2,26	2,16	0,11	0,07	0,02	7,24	27,93	5,75
	130—140	5,21	69,18	15,69	6,26	2,96	2,18	2,11	0,08	0,07	0,01	7,48	29,54	5,97
7	0—20	10,32	77,01	12,15	4,36	16,51	2,07	1,40	0,16	0,08	0,10	10,77	47,48	8,78
	20—30	6,45	69,71	16,37	7,35	23,72	3,00	3,34	0,08	0,09	0,10	7,21	25,24	5,61
	40—50	6,99	67,74	17,33	8,49	25,82	2,05	2,48	0,05	0,09	0,04	6,64	21,28	5,06
	70—80	5,68	72,21	16,80	7,37	24,17	2,06	2,38	0,11	0,07	0,04	7,28	26,13	5,70
	150—160	4,88	72,54	14,51	6,20	20,71	2,02	1,95	0,09	0,07	0,03	8,51	30,97	6,67
9	0—20	19,68	71,57	14,19	5,64	19,83	3,56	1,69	0,17	0,06	0,07	8,58	34,06	6,85
	25—35	15,53	72,25	14,40	5,96	20,36	3,33	1,88	0,14	0,07	0,08	8,53	32,51	6,76
	60—70	5,40	68,97	16,54	7,12	23,66	2,15	2,28	0,50	0,08	0,04	7,09	25,51	5,55
	70—80	4,82	67,53	14,80	11,02	25,82	2,42	1,46	0,07	0,07	0,04	7,75	16,29	3,25
	140—150	4,49	70,56	15,80	6,45	22,26	2,00	2,00	0,06	0,07	0,03	7,58	29,05	6,01
19	0—10	21,89	74,47	12,94	5,11	18,05	4,12	1,27	0,08	0,06	0,12	9,76	38,75	7,80
	20—30	17,12	74,52	12,97	5,23	18,20	3,69	1,27	0,07	0,07	0,15	9,77	37,61	7,76
	35—40	4,94	75,43	12,60	5,19	17,79	2,10	1,25	0,04	0,08	0,04	10,13	38,06	8,05
	46—56	5,75	66,80	16,90	7,06	23,96	2,25	2,00	0,07	0,07	0,03	6,70	25,27	5,30
	70—80	5,77	67,82	17,31	7,37	24,68	2,18	2,60	0,14	0,07	0,02	6,64	24,54	5,23
	120—130	5,54	67,90	16,65	7,64	24,29	2,47	2,16	0,39	0,06	0,01	6,94	23,56	5,36

6 — 8,5 %, а в разрезе 7 — 4,5 %. В то же время в профиле почвы отчетливо выражено элювиально-иллювиальное перераспределение железа и особенно его гидроморфное накопление в горизонте Gochr (70—80 см). Содержание алюминия более стабильно по профилю. Эту почву отличает от других сравниваемых более высокое содержание MnO, особенно на глубине 60—70 см.

Темно-серая лесная глеевая почва западины (разрез 19) по валовому химическому составу резко расчленяется на две части — верхнюю (до глубины 40 см), отличающуюся высоким содержанием SiO_2 и более низким количеством Al_2O_3 и Fe_2O_3, а следовательно, более широкими молекулярными отношениями $SiO_2 : Al_2O_3$ и $SiO_2 : Fe_2O_3$, и нижнюю (40—130 см), характеризующуюся более низким и довольно постоянным в пределах всей толщи содержанием SiO_2, R_2O_3, Cao и MgO. Содержание MnO увеличивается с глубиной и достигает максимума (0,39 %) в нижней, наиболее морфологически оглеенной части профиля. Химические свойства элювиальной части профиля дают основание считать, что здесь ранее происходило частичное разрушение алюмосиликатной части почвы. Но по мере усиления оглеения постепенно ухудшались условия для вертикальной миграции вещества в связи с появлением застойной верховодки в профиле почвы и вызванного этим резкого изменения щелочно-кислотных условий [108, 110—112].

В настоящее время в темно-серой глеевой почве произошло затухание элювиальных процессов и преобладают аккумулятивные процессы. Это подтверждается накоплением кальция, фосфора, поглощенных оснований, гумуса в верхних горизонтах почвы. В почве сохранились, однако, условия для элювиирования железа вниз по профилю.

Таким образом, оглеение определяет особенности химических свойств тяжелых по механическому составу темно-серых лесных почв. В склоновых местоположениях оглеение сопровождается повышением кислотности и усилением аллювиально-иллювиального расчленения почв. В этих условиях сильнее выражены процессы кислотного гидролиза. Глееобразование в условиях застойного увлажнения приводит к формированию слабодифференцированного профиля, отличающегося повышенным содержением марганца и железа в оглеенных горизонтах, и не сопровождается подкислением почв.

Данные гранулометрического состава (табл. 11) показывают, что почвообразующие породы в рассматриваемых почвах характеризуются высоким (около 40—50 %) содержанием ила и незначительным количеством крупного песка, т. е. все они представлены глинами. В процессе почвообразования происходит перераспределение ила по профилю: вынос его из верхних горизонтов и накопление в иллювиальных. Исключение представляет глубокоглееватая почва (разрез 6), где вынос ила из гумусового горизонта не сопровождается накоплением его в

Таблица 11

Гранулометрический состав почв, по Качинскому

№ разреза	Глубина, см	Содержание фракций						
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	Сумма частиц <0,01
5	0—20	3,1	3,9	30,1	8,3	17,5	37,1	62,9
	30—40	2,4	6,0	23,4	13,1	13,3	41,8	68,2
	50—60	0,3	3,5	25,1	11,6	17,8	41,6	71,0
	70—80	1,2	7,4	24,3	14,0	3,4	49,6	67,0
	120—130	2,2	6,0	23,0	4,3	15,0	49,6	68,9
	180—190	12,3	9,7	13,7	9,4	12,1	42,8	64,3
6	0—20	4,4	9,8	27,3	5,7	15,5	37,3	58,5
	20—30	3,7	6,8	27,4	14,9	13,2	34,0	62,1
	30—40	20,1	6,3	25,6	7,2	7,0	33,8	48,0
	50—60	16,1	11,8	19,6	9,1	10,7	32,7	52,5
	70—80	6,3	14,2	17,1	9,4	10,4	42,6	62,4
	140—150	4,6	16,1	8,2	6,9	9,8	54,4	71,1
7	0—20	0,7	1,0	26,4	26,0	18,0	27,9	71,9
	20—30	0,7	0,9	23,0	12,8	15,1	47,5	75,4
	40—50	0,4	0,3	19,1	11,9	12,0	56,3	80,2
	70—80	0,7	2,6	15,6	11,1	15,7	54,3	81,1
	150—160	0,9	4,3	11,7	11,3	22,5	49,3	83,1
	175—180	0,3	3,5	13,8	11,3	23,1	48,0	82,4
9	0—20	0,6	0,8	26,2	22,9	17,1	32,4	72,4
	25—35	0,9	1,4	25,6	16,3	19,3	36,5	72,1
	40—50	0,9	2,1	27,1	5,4	14,4	57,0	76,8
	60—70	0,6	1,5	35,4	14,2	17,4	30,9	62,5
	70—80	2,6	15,2	23,0	8,6	17,0	33,6	59,2
	100—110	3,1	4,3	16,7	6,9	20,9	48,1	75,9
	140—150	0,5	1,3	30,5	14,8	19,2	33,0	67,0
19	0—10	0,8	0,3	22,4	7,5	10,7	58,3	76,5
	19—26	0,6	0,1	18,3	8,5	13,1	59,4	81,0
	35—40	0,8	6,1	15,9	10,7	16,1	50,4	77,2
	46—56	1,5	3,9	20,8	10,8	11,8	51,2	73,8
	70—80	0,5	3,0	24,7	9,6	22,7	39,5	71,8
	120—130	0,6	3,1	20,5	11,1	14,9	49,8	75,8

иллювиальном, по-видимому, вследствие переноса вниз по склону. В глееватых почвах распределение ила по профилю приобретает четкий элювиально-иллювиальный характер при слабо выраженной тенденции к уменьшению содержания физической глины в верхних горизонтах.

Изложенное свидетельствует, что по мере усиления оглеения возрастает элювиально-иллювиальное расчленение профиля почв по содержанию ила и физической глины. Этот процесс продолжается до тех пор, пока в почве существуют условия для выноса вещества. Как только в почве возникают застойные условия и нисходящая миграция затруднена, сразу начинают превалировать аккумулятивные процессы. Высокому содержанию ила в верхних горизонтах способствует процесс его привноса в результате поверхностной эрозии. Как видно из данных микроагрегатного состава (табл. 12), все изученные почвы характеризуются низкими показателями фактора дисперсности в верхних горизонтах. В пахотном слое неоглеенных и глубокоглееватых почв преобладают микроагрегаты величиной 0,1—0,01 мм, т. е. наиболее водопрочные, повышающие влагоемкость почвы и усиливающие водо- и воздухопроницаемость [155]. Наиболее благоприятная водопрочная структура развивается в гумусовых горизонтах глубокоглееватых почв. Аналогичные данные получены ранее Л. М. Бурлаковой [43]. По мере увеличения переувлажнения усиливается диспергирование агрегатов: содержание мелкопылеватых и иловатых частиц в подгумусовой оглеенной части профиля составляет около 50—55 % от их суммы. Диспергирование материала, наблюдаемое при оглеении, зависит от содержания гумуса: чем оно выше, тем слабее выражено разрушение микроагрегатов [49, 71, 176, 181, 282, 286] и минерального состава [89].

По водно-физическим свойствам (рис. 3) наблюдается отчетливая дифференциация профиля рассматриваемых почв на две зоны. Верхняя зона, образованная гумусовыми аккумулятивными и элювиальными горизонтами, обладает (по сравнению с нижележащей иллювиальной) более высокой порозностью, меньшей влагоемкостью. Мощность верхней, более рыхлой зоны составляет около 40 см и только в глеевых почвах сокращается до 25—30 см.

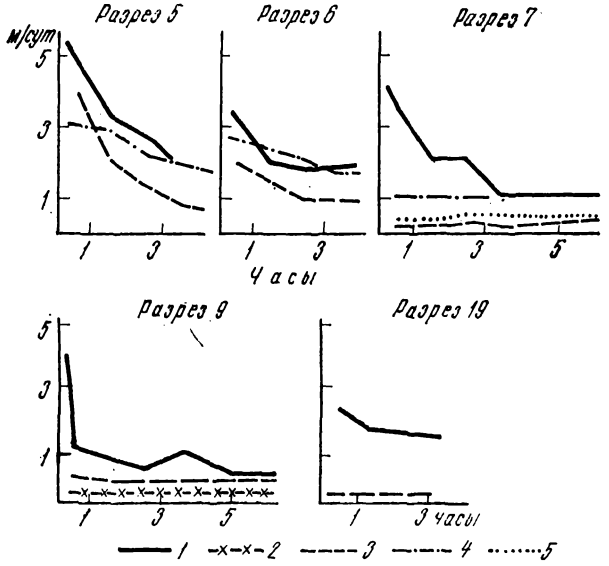
По мнению А. А. Роде [217], снижение общей порозности в нижних горизонтах обусловлено глееобразованием. Величина пористости начинает приближаться к пористости «идеальной» почвы при гексагональной упаковке. А. А. Роде предполагает, что с разрушением микроструктуры исчезает и внутриагрегатная пористость.

В. Н. Димо [91], сравнивая дерново-подзолистые оглеенные и неоглеенные почвы, пришла к выводу, что при оглеении микроагрегатная порозность в нижних горизонтах становится чрезвычайно малой, агрегатная же порозность сохраняется. Сни-

Таблица 12

Микроагрегатный состав почв

№ разреза	Глубина, см	Содержание фракций, %							Фактор дисперсности, по Качинскому
		1,0—0,5	0,5—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
5	0—20	1,1	1,7	23,0	53,5	6,8	12,4	1,5	4,0
	20—30	0,4	1,5	9,6	38,7	12,6	22,3	14,9	33,6
	30—40	1,1	1,9	19,5	35,7	7,7	23,4	10,7	25,6
	40—50	0,4	1,1	11,4	42,9	11,6	18,3	14,3	34,3
	70—80	1,0	1,7	13,8	38,2	9,2	26,6	10,0	20,2
	100—110	0,4	0,9	14,2	43,3	6,8	26,0	8,4	20,6
6	0—20	1,7	1,5	23,8	56,3	6,5	9,9	0,3	0,8
	20—30	1,0	2,1	18,1	60,4	6,0	11,5	0,9	0,3
	30—40	2,1	2,3	14,2	49,5	7,9	18,0	6,0	17,8
	50—60	1,9	1,7	9,5	39,4	7,1	27,0	13,4	41,0
	90—100	1,5	2,1	3,6	45,6	2,8	30,9	13,5	28,6
	130—140	1,5	11,5	14,3	40,1	6,4	24,6	11,6	21,3
7	0—20	6,7	22,3	17,0	28,9	19,4	4,3	1,4	5,0
	21—30	28,6	19,6	10,6	17,4	4,7	12,5	6,6	13,9
	45—55	33,9	20,2	11,0	15,2	6,8	9,0	3,9	6,9
9	0—80	0,4	1,3	20,4	53,9	6,7	14,2	3,1	9,6
	35—40	1,5	1,7	11,2	36,3	7,1	27,1	15,1	25,0
	40—60	1,5	1,7	8,9	32,6	13,9	23,9	17,5	30,7
	60—70	2,6	3,6	11,7	34,5	5,7	28,1	13,8	44,0
	80—90	2,2	1,9	10,0	44,9	1,7	26,2	13,1	39,0
	110—120	2,1	1,7	13,3	39,4	5,1	26,8	11,6	26,4
	140—150	1,7	1,5	20,4	42,4	5,7	20,6	7,7	23,3
19	0—10	13,5	30,3	19,4	25,8	5,3	3,9	1,8	3,1
	10—20	13,0	22,7	15,2	34,6	7,8	5,4	1,3	2,2
	20—25	6,9	10,3	14,2	39,4	9,4	14,6	5,2	8,7
	35—40	26,8	23,3	6,2	19,4	6,4	12,0	5,9	11,7
	46—56	17,3	23,3	14,9	24,2	4,9	11,1	4,3	8,4



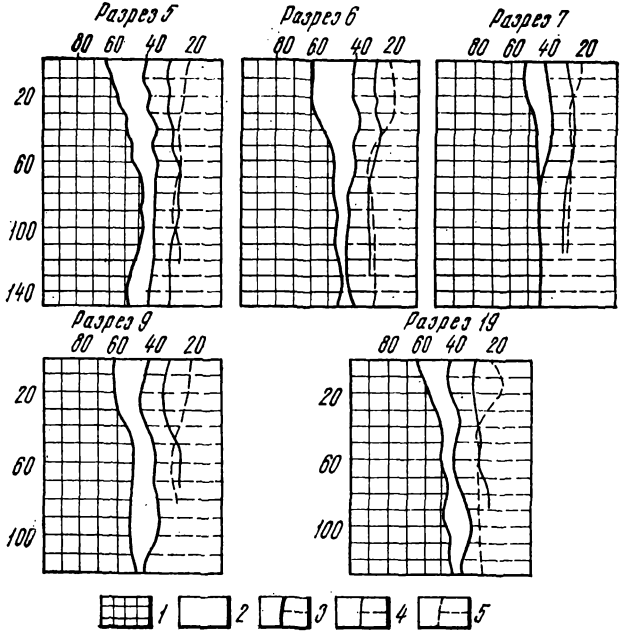


Рис. 3. Некоторые водно-физические свойства минеральных гидроморфных почв Камышенского стационара.
1 — твердая фаза почвы; *2* — воздухоносные поры; *3* — предельная полевая влажность; *4* — 70 % предельной полевой влагоемкости; *5* — влажность завядания.

Рис. 4. Кривые водопроницаемости гидроморфных почв Камышенского стационара.
1 — с поверхности; с глубины, см; *2* — 22; *3* — 30—40; *4* — 60; *5* — 155.

жение величин общей порозности в оглеенных горизонтах происходит за счет межагрегатной. Изменение плотности и порозности оказывается неоднозначным в отношении различных горизонтов почв с глеевыми слоями. Данными Ф. Д. Зайдельмана [109] отмеченная закономерность не подтверждена.

В гумусовых горизонтах исследуемых темно-серых оглеенных почв по сравнению с автоморфными заметно возрастает объемная масса и снижается порозность, что хорошо согласуется с данными Э. Т. Удонго [255]. По мере увеличения избыточного увлажнения, сопровождающегося значительной аккумуляцией грубогумусного органического вещества в поверхностных горизонтах глеевых почв, уменьшается объемная масса. В нижней оглеенной части гумусового горизонта возможна более плотная упаковка механических элементов, сопровождающаяся значительной неактивной порозностью агрегатов и ведущая к образованию слитых горизонтов луговых почв [155]. В глубоких слоях профиля изменение плотности и порозности при усилении оглеения незначительно.

По-видимому, на лессовидных суглинках и глинах уменьшение межагрегатной порозности по мере усиления оглеения не сопровождается изменениями внутриагрегатной порозности, как было установлено В. Н. Димо [91] для дерново-подзолистых оглеенных почв.

При усилении оглеения темно-серых почв происходит изменение их водопроницаемости. При этом следует заметить, что абсолютные значения водопроницаемости темно-серых оглеенных почв (рис. 4) достаточно велики, в отличие от водопроницаемости тяжелых оглеенных дерново-подзолистых почв [108]. Например, водопроницаемость, определенная методом инфильтрации в условиях достаточно длительного опыта (до 6—7 ч), в неоглеенных, глубокооглеенных и глееватых почвах Камышенского стационара колеблется от 1,8 до 1,0 м/сут в пахотном горизонте. Значимое снижение водопроницаемости до 0,4 м/сут наблюдается в пахотном слое глееватых почв, что является одной из причин образования верховодки в пахотном слое в ранневесенний период. В оглеенных горизонтах (Ag) глеевых почв скорость вертикальной фильтрации в 5—7 раз меньше, чем фильтрации с поверхности почвы. Причиной снижения скорости фильтрации гумусовых оглеенных горизонтов является, по-видимому, уплотнение упаковки агрегатов в результате многократного промораживания в переувлажненном состоянии [155], разрушение их межагрегатной порозности. Возможно, это обусловлено также наличием защемленного воздуха в мелких порах оглеенных горизонтов, что вызывает резкое снижение водопроницаемости [5].

Таким образом, усиление оглеения сопровождается изменением плотности, порозности, структурности почв; причем, чем выше содержание гумуса в почве, тем слабее эти перемены.

Снижение показателей водопроницамости с возрастанием степени оглеения наблюдается во всех горизонтах, но наиболее четко выражено в гумусовых.

Методы исследований

Для изучения особенностей глееобразования использовали сравнительно-географический, аналитический и стационарный методы исследования. Стационарные наблюдения проводили на Камышенском стационаре (Туринский район Свердловской области). В стационарных условиях в течение трех лет (1976—1978) определяли сезонную динамику влажности, кислотности и содержания кислоторастворимого железа и марганца в почвах разной степени оглеения в геохимически сопряженных ландшафтах. Для наблюдения по возможности отбирали участки пахотных земель и такие, где в почвах не выражены остаточные реликтовые признаки. Приурочены они к дренированным останцовым плато, где исключалось влияние грунтовых вод. На всех исследованнных пахотных почвах применялась единая агротехника, система удобрений и севооборотов, чем в определенной мере нивелировалась вариабельность их свойств.

Образцы почв отбирали по горизонтам с интервалом 10—12 дней при помощи бура БП-16. При обводнении верхних горизонтов бурение для отбора проб на влажность проводили с использованием обсадных труб [109]. В смешанных пробах из шести скважин проводили определения кислотности (pH), содержания железа и марганца (по методу Веригиной). Определение влажности проводили термостатно-весовым методом. С учетом того, что результаты анализа смешанного образца не отличаются существенно от средних арифметических показателей этих образцов, анализированных отдельно [141], нами предварительно для определения количества повторностей вариабельных признаков на всех преобладающих почвенных разновидностях [165] произведено бурение до глубины 1,5—2,0 м и отобраны образцы в десятикратной повторности.

Для аналитического изучения почв стационара образцы отбирали по генетическим горизонтам, и каждый отдельный образец анализировали на содержание кислоторастворимого железа (по Веригиной), гумуса (по Тюрину), гидролитической кислотности (по Каппену), поглощенных кальция и магния (трилоном Б), подвижных форм фосфора и калия (по Кирсанову), активной кислотности. На основании статистической обработки результатов по методу Е. А. Дмитриева [92] рассматривали необходимые повторности для получения достоверных данных при заданной вероятности (табл. 13).

Незначительной изменчивостью характеризуются влажность и содержание обменных оснований. Значительно сильнее варьируют содержание железа, марганца и величина гидролитиче-

Таблица 13

Варьирование физико-химических свойств почв

Почва	Глубина, см	n	$\bar{x}$	$\bar{s}$	v	m	m, %	n	
								$p=0,9$	$p=0,8$
Железо в 1 N H_2SO_4, мг/100 г почвы									
Темно-серая лесная неоглеенная	0—20	10	182	34,6	19	11,1	6,1	13	4
	21—30	10	275	52,6	19	16,6	6,0	13	4
Темно-серая лесная глубокоглееватая	0—20	14	241	34,0	14	9,1	3,8	8	3
Темно-серая лесная глееватая	0—20	11	511	62,8	12	18,9	3,7	7	3
	23—30	10	570	96,6	17	30,6	5,4	10	3
Дерново-луговая глеевая	0—10	16	791	195,8	25	49,0	6,2	19	5
	30—40	13	669	182,8	27	50,7	7,6	22	5
	0—10	8	510	139,8	27	49,4	9,1	22	5
	20—30	8	659	148,3	22	52,4	8,0	16	4
	40—50	7	730	100,5	14	38,0	5,2	7	3
	70—80	7	772	289,6	38	109,5	14,2	22	8
pH солевой									
Темно-серая лесная неоглеенная	0—20	11	1,405	0,568	40	0,171	12,2	47	8
	21—30	11	5,30	0,976	17	0,276	5,2	10	3
Темно-серая лесная глубокоглееватая	0—20	12	2,37	0,780	33	0,230	9,7	32	7
Темно-серая лесная глееватая	0—20	10	3,71	0,840	23	0,270	7,3	17	4
	23—30	8	21,49	15,44	72	5,46	25,4	151	22
Дерново-луговая глеевая	0—10	11	2,115	1,182	84	0,564	26,7	205	30
	30—40	11	2,999	1,582	50	0,453	15,2	73	12
Гумус, %									
Глубокоглееватая	0—20	17	8,8	1,7	19	0,41	4,7	13	4
Глееватая	0—20	15	6,4	0,98	15	0,25	3,9	9	3
	23—30	13	1,5	0,27	18	0,07	4,7	11	3
Глеевая	0—10	16	17,5	3,71	21	0,93	5,3	14	4
	30—40	13	9,9	4,74	48	1,31	13,2	66	10
Поглощенные кальций и магний, мг·экв/100 г почвы									
Неоглеенная	0—20	10	37,0	1,85	5	0,6	1,6	3	2
	21—30	11	30,8	2,0	6	0,6	1,9	4	2
Глубокоглееватая	0—20	14	37,0	1,13	3	0,3	0,8	3	2
Глееватая	0—20	11	27,9	2,91	10	0,88	3,2	6	3
	23—30	11	26,0	4,21	16	1,27	4,9	10	3
Глеевая	0—10	10	47,0	4,4	9	1,39	3,0	5	3
	30—40	11	38,5	5,36	14	1,62	4,2	8	3
Марганец в 1 N H_2SO_4, мг/100 г почвы									
Глеевая	0—10	8	5,4	2,5	47	0,93	16,5	65	10
	20—30	8	3,9	1,4	36	0,49	12,8	38	7
	40—50	7	2,6	0,9	36	0,36	13,8	38	7
	70—80	7	2,8	0,7	25	0,11	9,8	19	5

ской кислотности. Наибольшая пестрота распределения наблюдается по pH солевой вытяжки (см. табл. 13), что согласуется с аналогичными данными [233].

В воздушно-сухих образцах почв, отобранных из разрезов, определяли: гранулометрический состав, по Качинскому, микроагрегатный состав, удельную массу, максимальную гигроскопичность, по Николаеву, pH потенциометрически, обменные водород и алюминий, по Соколову, поглощенные кальций и магний трилонометрически, содержание гумуса, по Тюрину, валовой химический состав, по Аринушкиной [24[. Объемную массу (ОМ) почвы определяли путем вырезания почвенного монолита заданного объема тонкостенными стальными кольцами (бурикамн Качинского) без нарушения ее естественного сложения. Определение ОМ проводилось в каждом генетическом горизонте в пятикратной повторности, во втором метре — трехкратной. Определение ОМ повторяли несколько раз в разные периоды года — при наибольшем и наименьшем содержании влаги, а также при различных состояниях пахотного слоя. Для установления предельной полевой влагоемкости (ППВ) площадки заливали водой в количестве, превышающем наименьшую влагоемкость. Затем через три дня после полива, а на дерново-луговых почвах через 12 дней, определяли влажность почвы, которая принималась как ППВ. Полученные экспериментальным путем значения для ППВ корректировали по ранне-весенней влажности почв, на всю глубину весеннего промачивания почв. Уточненными таким образом значениями ППВ мы пользовались при обработке данных по влажности почв. Влажность разрыва капиллярных связей (ВРК) экспериментально не определяли. Условно за ВРК принята влажность почвы, равная 70 % от ППВ.

Водопроницаемость почвы определяли по генетическим горизонтам методом учета фильтрации воды из металлических рам размерами 10×100 см², 25×25 см ² в двукратной повторности при постоянном уровне водного слоя 10 см. Общая продолжительность наблюдений составляла не менее 8 ч.

Лабораторный эксперимент по промораживанию почв проводился для оценки влияния его на подвижность железа. Этой же цели был посвящен опыт многократного вытеснения железа серной кислотой.

Для выяснения зональных и провинциальных особенностей глееобразования в Зауралье проведено сравнительно-географическое изучение глеевых почв лесотундры, северной тайги и предлесостепной подзоны, развитых на тяжелых по гранулометрическому составу почвообразующих породах. Сравнивали также по основным наиболее консервативным признакам почвы двух провинций — Предуралья и Зауралья — в пределах одной подзоны (предлесостепной).

Глава 3

ЗОНАЛЬНЫЕ И ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ ЗАУРАЛЬЯ

Природные условия Зауралья способствуют широкому распространению оглеенных почв, представленных в почвенном покрове как северной, так и южной частей его территории. Сравнительно-географическое изучение таких почв позволяет выявить их особенности, чтобы определить стратегию повышения плодородия в каждом конкретном случае.

Почвы, переувлажненные поверхностными водами, принципиально отличаются от почв грунтового заболачивания. Первые согласно работам О. Группе [304] и Ф. Фалькенштейна [320], получили название молькен почвы. К. Крауз [308] определил их как глееподобные почвы, а позднее для обозначения этих почв был принят термин «псевдоглей» [311]. В отечественной литературе почвы с поверхностным оглеением обычно выделяли в полугидроморфные подтипы соответствующих типов почв [159].

Позднее для этой формы глееобразования предложен термин «почвенный глей», или «параглей» [65—67] с разделением почв на группы с периодическим поверхностным глееобразованием, зависящим от сезонного переувлажнения (экзоглей), и оглеенных в результате текстурной дифференциации профиля (экзопараглей). К особому типу глеевых почв отнесены криоглеи, формирование которых связано с влиянием многолетней мерзлоты. Среди криоглеев выделены почвы с поверхностным, надмерзлотным и смешанным оглеением [135, 136], формирование которых зависит от провинциальных особенностей климата мерзлотных областей. Так, в европейской и западносибирской тундре преобладают поверхностные криоглеи, в континентальной тундре Центральной и Восточной Сибири — надмерзлотно-глеевые почвы.

В литературе еще недостаточно сведений сравнительно-географического изучения глеевых почв, сформированных в разных природных зонах и провинциях. В этом отношении Западная Сибирь (в частности, Зауралье) — не исключение. Имеющиеся в литературе данные [57, 63, 64, 84—87, 99, 123, 135, 136, 173, 256—259, 261, 268, 277] о свойствах глеевых почв Западной Си-

бири немногочисленны и характеризуют в основном почвы Северного Зауралья, что не позволяет выявить зональные и провинциальные изменения.

Зональные особенности глеевых почв Зауралья

Для сравнительного изучения нами [272] выбраны поверхностно-глеевые почвы лесотундры (г. Салехард Тюменской области), северной тайги (пос. Октябрьское Тюменской области) и подзоны предлесостепных сосново-березовых лесов (Туринский район Свердловской области), развитые в автономных ландшафтах на пылеватых тяжелых суглинках. Эта территория, расположенная от 66°30′ до 58° с. ш., имеет неодинаковые климатические условия. Среднемноголетние температуры воздуха изменяются от —6,7° в г. Салехарде до —2,8° в пос. Октябрьском и до 0,7° в г. Туринске. Сумма температур воздуха выше 10° возрастает с севера на юг от 700° в г. Салехарде до 1250° — в пос. Октябрьском и до 1840° в г. Туринске. Среднегодовое количество осадков составляет соответственно 371, 465, 397 мм. На всей территории осадки преобладают над испарением, и коэффициент увлажнения, по Иванову, равен в лесотундре 2,2, в северной тайге 1,5 и в предлесостепье 0,8. Максимальное количество осадков (около 50 %) выпадает в летние месяцы.

Почвы лесотундры формируются под влиянием мерзлоты. В зимнее время они промерзают полностью, а летом тяжелосуглинистые почвы оттаивают в среднем до глубины 60—80 см, ниже которой находится мерзлый экран. В северной тайге промерзание почвы распространяется до глубины 1,5—2 м и в течение лета почвы полностью оттаивают, однако льдистая мерзлота сохраняется в них до середины лета. В предлесостепных почвах промерзание тоже имеет место, но на глубину не более 1 м и полное оттаивание происходит значительно быстрее.

Таким образом, климатические условия рассматриваемой территории (особенно лесотундры и северной тайги) в совокупности с тяжелым гранулометрическим составом почв способствуют широкому распространению здесь глеевого типа почв. На основе материалов почвенной съемки на стационаре «Харп» и изучения структуры почвенного покрова установлено, что автономные поверхностно-глеевые мерзлотные почвы в сочетании с глееватыми почвами микрокомплексов занимают около 50 % территории лесотундры [271], тогда как в предлесостепной подзоне доля участия поверхностно-глеевых почв в почвенном покрове уменьшается до 10 %.

Морфологическое строение и свойства криогенно-глеевых почв лесотундры рассмотрим на примере трех разрезов, заложенных в 15 км западнее г. Салехарда на грядово-лощинной равнине с абсолютными отметками 100—120 м над ур. м.

Разрез 31. Заложен на склоне гряды в ерниковой кустар-

ничково-мохово-лишайниковой тундре. Почва тундровая торфяная поверхностно-глеевая мерзлотная тяжелосуглинистая.

A'O 0—5 см. Слой живых мхов.

A"O 5—10 см. Коричневый торф слаборазложившийся, густо переплетен корнями.

AOA1 10—13 см. Коричневый тяжелый суглинок, с обильными разложенными остатками растений, переплетен корнями, рыхлый, мелкокомковатый, влажный. Зерна минералов покрыты органическими пленками и скреплены растительными остатками.

G 13—27 см. Сизый тяжелый суглинок с затеками гумуса, обильными охристыми пятнами, неяснослоистый, плотный, сырой, тиксотропный, встречается галька. Корней мало. Переход постепенный.

BC 27—50 см. Буровато-сизый тяжелый суглинок с охристыми пятнами, неяснослоистый, сетчато-ячеистой текстуры, слабоуплотненный, сырой, при высыхании видна белесая присыпка. Переход ясный.

См 50—80 см. Серый с бурым оттенком тяжелый суглинок, равномерно окрашенный, сетчато-ячеистой текстуры, уплотненный, сырой. Мерзлый грунт, подстилающий почву, пронизан шлирами льда.

Разрезы 33 и 34, заложенные на вершине гряды в лиственничном редколесье ерниково-кустарничково-зеленомошном пятнисто-медальонном, характеризуют микрокомплексы почв: тундровых оторфованных поверхностно-глееватых мерзлотных (разрез 34) и тундровых остаточных глееватых мерзлотных пятен-медальонов (разрез 33). Первые развиваются на основной поверхности ландшафта под растительностью, вторые — под пятнами-медальонами, лишенными растительности, которые занимают до 30 % поверхности.

Разрез 34.

AO 0—3 см. Светло-коричневый, слаборазложенный, слабооторфованный суглинок. В нижней части иногда встречается прослойка перегноя.

AOA1 3—4 см. Темно-коричневый, перегнойно-минеральный с обильными органическими включениями, рыхлый, влажный, прерывистый суглинок. Переход ясный.

Bgt 4—24 см. Буровато-сизый тяжелый суглинок с обильными затеками гумуса, ржавыми и сизыми пятнами, тиксотропный, плотный, сырой, корней мало. Переход неясный.

BCg 24—55 см Буровато-сизый тяжелый суглинок, уплотненный, сетчато-ячеистой текстуры, сырой. Переход постепенный.

Cg 55—76 см. Серый с сизовато-бурым оттенком тяжелый суглинок, равномерно окрашенный, сетчато-ячеистой текстуры, уплотненный, сырой, единично встречаются охристые мягкие ортштейны.

Разрез 33. Заложен на пятне, лишенном растительности.

A1B 0—2 см. Темно-бурый тяжелый суглинок, трещиноватый, мелкокомковатый, рыхлый, влажный. Переход неясный.

Bgt 2—20(24) см. Бурый с ржавыми и сизыми пятнами тяжелый суглинок, неяснослоистый, сырой, тиксотропный, плотный. Переход неясный.

BCg 24—58 см. Буровато-сизый (окрашен более равномерно) тяжелый суглинок, уплотненный, сетчато-ячеистой текстуры, сырой, при высыхании видна белесая присыпка. Переход ясный.

Cg 55—78 см. Серый с сизовато-бурым оттенком тяжелый суглинок, равномерно окрашенный, уплотненный, сетчато-ячеистой текстуры.

Отличительная особенность морфологии рассматриваемых почв — дифференциация на горизонтах, в основном по степени оглеения. Интенсивность глееобразования уменьшается в ряду почв: тундровая торфяная поверхностно-глеевая (разрез 31) — тундровая оторфованная поверхностно-глеевая (разрез 34) — тундровая остаточная поверхностно-глеевая (разрез 33).

По гранулометрическому составу рассматриваемые почвы сходны между собой (табл. 14). Они представлены тяжелыми суглинками, в составе которых доминируют крупная пыль и ил. Почва склона водораздельной гряды (разрез 31) отличается от почв микрокомплекса на водоразделе (разрезы 33 и 34) более высоким содержанием песчаных фракций. Что касается распределения ила и особенно физической глины по профилю, то для этих почв характерно накопление мелких фракций в верхних горизонтах относительно почвообразующей породы. При этом наиболее значительное накопление ила (на 9 % больше, чем в почвообразующей породе) наблюдается в глеетиксотропном горизонте более сильно оглеенной почвы (разрез 31), что, по-видимому, связано с большей активностью кислотного гидролиза минеральной части почвы. Возможность проявления кислотного гидролиза в глеевом горизонте была отмечена И. С. Каурichевым [142], Ю. А. Ливеровским с соавторами [183, 184]. Обращает внимание и другая особенность этих почв. В них отчетливо обособляется надмерзлотный слой (в разрезах 31 и 33 на глубине 40—50 и в разрезе 34 на глубине 60—70 см) по уменьшению содержания ила. Его формированию почвы, вероятно, обязаны многолетним процессам подтягивания суспензий как к промерзающей поверхности почв, так и к экрану многолетней мерзлоты.

Таблица 14

Гранулометрический состав тундровых почв

№ разреза	Глубина, см	Горизонт	Содержание фракций, %						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
31	10—13	AOA1	4,5	10,7	3,1	8,6	9,3	28,9	46,8
	13—27	Bgt	4,4	9,5	36,6	8,0	8,0	33,5	49,5
	28—38	BCg	5,4	14,4	37,4	8,5	8,6	25,7	42,8
	40—50	BCg	5,7	11,3	37,8	11,0	2,1	22,1	35,2
	50—60	Cg	4,7	11,5	42,3	5,6	11,8	24,2	41,6
34	4—10	A1B	1,9	5,5	52,6	10,6	12,2	17,3	40,1
	10—20	Bgt	2,0	7,7	47,0	7,8	13,6	21,9	43,3
	20—30	Bgt	1,1	6,1	49,8	12,7	10,8	19,4	42,9
	40—50	BCg	0,5	3,7	55,2	8,3	12,4	20,9	40,6
	60—70	Cg	0,1	3,5	56,7	12,5	9,4	17,8	39,7
	80—90	Cg	0,5	5,3	56,0	12,5	7,7	20,0	38,2
33	2—10	Bgt	1,3	5,6	49,2	14,4	9,6	19,9	43,9
	10—20	Bgt	0,9	6,3	51,1	11,4	12,1	18,2	41,7
	20—30	BCg	0,5	4,0	52,7	13,7	10,3	18,7	42,8
	40—50	BCg	0,1	6,9	56,2	12,0	8,6	16,2	36,8
	60—70	Cg	0,1	4,6	56,3	13,6	7,7	17,5	38,9
	80—90	Cg	0,1	5,4	56,4	13,2	7,8	17,2	38,2

Данные валового состава (табл. 15) свидетельствуют о слабой химической дифференциации почвенных профилей по содержанию отдельных окислов. В поверхностно-глеевой почве (разрез 31) происходят некоторый вынос алюминия, магния и элювиально-иллювиальное перераспределение кальция. Железо равномерно распределено в минеральной толще почвы. В целом почвенный профиль незначительно обогащен кремнеземом по сравнению с породой. В органогенных горизонтах биогенно накапливаются магний, железо и фосфор.

Распределение окислов в почвах микрокомплекса (разрезы 33, 34) взаимообусловлено. Их дифференциация определяется не столько вертикальной миграцией веществ по профилю, сколько их перераспределением между почвами микрокомплекса, что было показано при изучении динамики влажности в процессе промерзания — оттаивания почв микрокомплексов [86]. Как видно из данных валового состава сравниваемых почв, уменьшение содержания в верхних горизонтах полуторных окислов в оторфованной поверхностно-глееватой почве (разрез 34) сопровождается накоплением их в остаточно-глееватой почве пятна (разрез 33).

Снижение содержания алюминия в надмерзлотных горизонтах (40—50 см, разрез 31; 60—70 см, разрез 34), коррелирующее с уменьшением содержания илистых частиц,— также ре-

Таблица 15

Валовой химический состав почв

№ разреза	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	Молекулярные отношения		
			% на прокаленную навеску								$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
31	5—10	33,05	68,72	6,97	14,82	22,32	1,47	1,92	Нет свед.	0,53	16,76	12,37	7,12
	10—13	16,58	71,37	9,08	10,82	20,29	1,46	1,59	»	0,39	13,36	17,59	7,59
	13—27	8,25	71,74	10,17	10,61	21,01	1,40	1,65	»	0,23	11,99	18,03	7,20
	28—38	4,64	72,88	10,30	9,35	19,88	1,97	1,66	»	0,23	12,04	20,79	7,62
	40—50	4,17	72,10	8,73	10,09	18,98	1,75	1,82	»	0,16	14,03	19,07	8,03
	50—60	4,15	72,96	9,52	10,08	19,71	1,79	1,77	»	0,11	13,07	19,30	7,79
	60—70	3,48	70,09	11,12	10,00	21,28	1,78	2,03	»	0,16	10,72	16,68	6,81
34	3—10	4,47	73,55	7,80	6,64	14,93	2,48	1,49	0,09	0,49	16,13	29,90	10,39
	10—20	5,31	71,96	9,46	6,34	16,23	2,09	1,44	0,04	0,43	12,89	29,97	9,02
	20—30	4,23	72,81	10,06	5,51	15,91	1,61	1,61	0,04	0,34	12,26	35,70	9,13
	40—50	3,78	72,56	11,59	6,65	18,67	2,32	1,72	0,08	0,43	10,61	28,78	7,75
	60—70	3,39	72,85	9,77	7,14	17,52	2,30	1,40	0,07	0,61	12,64	26,97	8,60
	80—90	2,89	72,43	11,60	7,36	19,59	2,71	1,30	0,14	0,63	10,61	26,24	7,56
33	0—2	4,53	73,60	12,44	6,29	19,00	2,06	1,87	0,04	0,27	10,05	31,46	7,62
	2—10	3,63	72,27	13,54	6,44	20,29	2,22	1,66	0,06	0,31	9,06	30,12	6,97
	10—20	3,34	73,21	10,89	6,50	17,77	2,39	1,79	0,01	0,44	11,40	29,75	8,24
	30—40	3,05	73,64	12,53	6,80	19,88	2,11	2,09	0,03	0,55	9,98	28,53	7,39
	60—70	2,55	72,38	12,37	6,03	18,97	2,37	1,58	0,05	0,57	9,88	31,73	7,54
	80—90	2,44	73,04	10,65	6,94	18,22	2,36	1,13	0,12	0,63	11,70	28,30	8,28

зультат миграции дисперсных частиц при промерзании почвы, что было отмечено при анализе гранулометрического состава почв.

Сравниваемые почвы характеризуются высокой кислотностью (табл. 16), максимум которой наблюдается в органических горизонтах, особенно в торфяно-глеевой почве. Все виды кислотности закономерно уменьшаются от верхних горизонтов к нижним. Исключение составляет остаточная глееватая почва пятна-медальона, на поверхности которой из-за отсутствия растительного покрова не образуется кислых продуктов распада растительных остатков. Нейтрализация кислотности в верхних горизонтах этой почвы происходит также в результате криогенного подтягивания растворов из средней части профиля.

Распределение гумуса по профилю почв аккумулятивное с максимумом его содержания в слое под подстилкой. Содержание гумуса в минеральной толще зависит от мощности органогенных горизонтов и в поверхностно-глеевой почве снижается более плавно, чем в глееватых почвах пятнистого микрокомплекса.

Несиликатные (растворимые в 1 N H_2SO_4) железо и алюминий, а также подвижные фосфор и калий накапливаются в верхних горизонтах почв.

Строение и свойства поверхностно-глеевых почв северной тайги рассмотрим на примере двух разрезов, заложенных на пологоволнистой равнине; высота местности около 130 м над ур. м. Для сравнения в этой подзоне, как и в лесотундре, взяты почвы на тяжелых пылеватых отложениях. Приурочены они к еловым и березовым лесам.

Разрез 45. Характеризует почву березняка мохового, где в составе древостоя значительное участие принимает ель. В напочвенном покрове преобладают зеленые мхи, кукушкин лен, сфагнум, багульник, голубика. Заложен разрез на 317 км железнодорожной трассы Ивдель — Обь, в междуречье Нягани и Оби (Тюменская область).

Ат 0—12 см. Коричневатый торф, сверху моховой очес, полуразложившийся, с угольками. Переход ясный.

G 12—20 см. Белесовато-сизый тяжелый суглинок, плотный, влажный, плитчато-пластинчатый, с ржавыми пятнами. Переход ясный.

Bgh 20—40 см. Серый с бурым оттенком тяжелый суглинок, книзу светлее, плотный, влажный, мелкоореховатый, с ортштейнами и ржавыми пятнами. Переход языковатый.

BCg 40—80 см. Светло-бурый тяжелый суглинок, с ржавыми пятнами, влажный, плотный, тонкопористый. Гумусовые затеки идут до 50 см. Переход постепенный.

Таблица 16

Химический состав криогенно-глеевых почв лесотундры

№ разреза	Глубина, см	pH солевой	Кислотность, по Соколову			H^+, по Гедройцу	Поглощенные $Ca^{2+}+Mg^{2+}$	Степень насыщенности основаниями, %	Гумус, по Тюрину, %	Подвижные формы, мг/100 г почвы		Несиликатные, по Веригиной, %	
			H^+	Al^{3+}	H^++Al^{3+}					P_2O_5	K_2O	Fe_2O_3	Al_2O_3
			мг·экв/100 г почвы										
31	0—5	3,3	2,88	8,47	11,35	21,40	97,40	82	37,7*	21	85	0,14	0,06
	5—10	3,7	0,35	7,53	7,88	22,40	62,80	73	15,5*	18	75	1,11	0,47
	10—13	3,6	0,49	6,68	7,17	16,50	58,60	79	6,3	4	—	1,03	0,67
	13—27	4,1	0,05	6,42	6,47	8,00	29,00	78	2,6	4	13	0,69	0,38
	28—38	4,5	0,05	0,17	0,22	0,70	35,40	98	1,1	6	15	0,54	—
	40—50	5,0	0,09	0,00	0,09	0,20	28,00	99	0,6	—	—	0,53	—
	50—60	5,1	0,07	0,01	0,08	0,30	28,60	99	0,6	18	15	0,56	0,37
34	0—3	4,1	0,90	0,02	0,92	3,50	110,20	97	5,9	57	—	0,14	0,06
	3—10	4,8	0,60	0,10	0,70	0,70	49,50	98	—	—	22	0,65	0,28
	10—20	4,9	0,10	Сл.	0,10	0,60	43,00	98	0,6	30	10	0,39	0,29
	20—30	4,9	0,10	0,10	0,20	0,20	35,40	99	0,5	16	10	0,43	0,22
	30—40	5,4	Сл.	0,10	0,10	0,10	39,70	99	0,4	10	11	0,42	0,19
	40—50	5,4	—	—	—	—	46,30	—	0,4	10	15	0,43	0,24
33	0—2	6,0	0,20	0,30	0,50	0,70	60,00	98	—	35	19	0,47	0,33
	2—10	5,4	0,10	Сл.	0,10	1,70	52,00	97	0,6	9	12	0,50	0,31
	10—20	5,5	—	—	—	0,30	—	—	0,5	—	—	0,46	0,32
	20—30	5,4	—	—	—	0,20	—	—	0,4	—	—	0,40	0,23
	30—40	5,5	—	—	—	0,20	34,30	99	0,3	—	—	0,43	0,22
	40—50	5,6	—	—	—	0,20	29,80	99	0,3	—	—	0,42	0,24
	60—70	5,9	—	—	—	0,20	31,80	99	0,4	—	—	0,40	0,22

* Гумус, по Анстету

Cg 80—100 см. Светло-бурый плотный сырой (липкий) тяжелый суглинок.

Разрез 309. *Заложен в междуречье Ей — Юган — Нягань* (Тюменская область) в 1 км к северу от станции Пантынг под пологом ельника хвощевого. В составе древостоя на этом участке — ель, сосна, береза, встречаются кедр, лиственница. Напочвенный покров хвощево-зеленомошный с пятнами сфагнума, вейника лесного, брусники, багульника.

AO 0—5 см. Неразложившаяся подстилка, состоящая в основном из зеленых мхов, хвои и листьев березы.

AOA1 5—9 см. *Бурая грубогумусная оторфованная масса, много* корней. Нижняя граница ясная.

G 9—22 см. Сизовато-серый тяжелый суглинок с марганцевыми пятнами. Переход языковатый, нижняя граница отчетливая.

Bg 22—53 см. Светло-бурый с охристо-бурыми и желтовато-бурыми пятнами тяжелый суглинок, плитчато-ореховатый (впечатление слоистости). Переход постепенный.

C 53—150 см. *Буро-палевый тяжелый суглинок, пористый, слоеватый*, в нижней части опесчаненный с обильной белесой присыпкой по граням отдельностей, уплотнен.

Из приведенных морфологических описаний видно, что по мере уменьшения мощности органогенного горизонта оглеение выражено слабее и цвет глеевого горизонта изменяется от белесовато-сизого (разрез 45) к сизовато-серому (разрез 309). В условиях избыточного увлажнения органическое вещество отличается высокой подвижностью, что, по-видимому, определяет сероватый оттенок глеевого горизонта и формирование горизонта Bgh.

Рассматриваемые почвы представлены тяжелыми пылеватыми суглинками (табл. 17). Количество ила и физической глины в верхних горизонтах больше, чем в почвообразующей породе. Не наблюдается (или очень слабо выражено) перераспределение ила в пределах верхней части профиля. Это дает основание считать, что элювиальный процесс не играет значительной роли в формировании профиля этих почв.

Данные валового химического состава (табл. 18) почвы и ила свидетельствуют об очень слабой дифференциации почвенного профиля. Суммарное количество полуторных окислов стабильно по профилю, что подтверждается постоянством молекулярных отношений $SiO_2:R_2O_3$ по профилю. Щелочно-земельные основания накапливаются в верхних горизонтах. Кальций связан преимущественно с крупными фракциями почв, и содержа-

Таблица 17

Гранулометрический состав торфяно-глеевых почв северной тайги

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций, %						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
45	G	12—20	1,7	13,3	42,3	7,4	7,4	27,0	41,8
	Bgh	20—30	4,8	8,4	45,3	8,3	8,6	24,6	41,5
	Bgh	30—40	1,3	5,9	47,3	8,7	6,4	30,4	45,5
	BCg	40—50	1,5	12,7	46,0	5,1	5,4	29,3	39,8
	BCg	65—75	2,7	13,1	38,1	8,3	7,1	30,7	46,1
	Cg	90—100	2,5	20,3	39,9	6,8	6,4	24,1	37,3
309	G	9—15	0,6	6,6	45,0	6,9	9,9	31,0	47,8
	G	15—22	0,3	8,8	44,8	8,4	8,1	29,6	46,1
	Bg	32—42	0,4	6,8	48,2	9,9	7,9	26,8	44,6
	C	55—65	—	12,3	45,2	6,3	6,9	29,3	42,5
	C	80—90	0,6	18,5	50,8	2,2	6,4	21,5	30,1

Таблица 18

Валовой химический состав торфяно-поверхностно-глеевых почв северной тайги

№ разреза	Глубина, см	Горизонт	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	Молекулярные отношения		
				% на прокаленную навеску						SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3	SiO_2/R_2O_3
45	12—20	G	6,00	72,42	16,28	0,75	1,78	1,09	1,94	7	257	7
			15,04	59,19	17,98	18,11	0,37	2,58	0,38	5,6	8,7	3,4
	30—40	Bgh	5,02	72,72	13,46	1,03	1,84	0,59	1,80	9	187	6
			14,41	58,45	16,55	16,87	0,47	2,74	0,28	6,0	9,2	3,6
	40—50	BCg	3,05	73,11	13,74	1,75	1,95	0,92	1,31	9	117	8
	65—75	BCg	6,00	75,55	12,77	4,55	1,93	1,01	1,15	10	44	8
	90—100	Cg	2,65	76,22	10,33	3,34	1,41	0,84	1,07	12	60	10
			9,98	60,62	17,82	18,04	0,45	2,71	0,19	5,8	9,0	3,5
309	5—9	AOA1	20,70	72,29	11,48	8,73	1,03	1,86	1,07	10	22	7
	9—15	G	5,54	75,48	12,15	6,85	1,84	1,52	0,26	10	29	8
			14,95	62,41	18,61	14,12	0,35	2,13	0,64	5,7	11,7	3,8
	15—22	G	3,53	76,20	11,43	6,96	2,77	1,51	0,10	11	29	8
			13,53	63,53	19,08	13,92	0,21	2,35	0,43	5,6	12,1	3,9
	32—42	Bg	3,15	76,37	11,04	7,95	1,26	0,67	0,10	11	25	8
	55—65	C	3,38	76,21	10,31	9,31	1,35	0,96	0,07	12	21	8
			12,18	61,04	18,88	16,28	0,45	2,87	0,26	5,5	10,0	3,5
	140—150	C	5,91	75,29	10,34	9,98	1,39	0,57	0,05	12	20	8
			10,74	59,52	19,34	18,16	0,29	2,43	0,17	5,2	8,7	3,3

Примечание. В числителе — содержание в почве в целом, в знаменателе — в иле.

ние его в иле в 4—5 раз меньше, чем в почве в целом. Магний, в противоположность кальцию, закрепляется в тонких фракциях, следовательно, он наряду с железом играет значительную роль в формировании вторичных минералов этих почв.

Высокая кислотность сравниваемых почв (табл. 19) в верхних горизонтах постепенно уменьшается с глубиной. Пониженная кислотность почвы, развитой под березняком (разрез 45), обусловлена более высокой зольностью его опада, а следовательно, и более полной нейтрализацией кислых продуктов почвообразования, что объясняется достаточно высоким содержанием поглощенных оснований в этой почве. В наиболее сильно оглеенной почве наблюдается аккумулятивный тип распределения поглощенных оснований, тогда как в условиях меньшего переувлажнения почв — элювиально-иллювиальный.

На поверхности почв накапливаются слаборазложившиеся подстилки (потеря при прокаливании 87—91 %). Гумусовые вещества обладают высокой подвижностью, и ими пропитана значительная толща почвенного профиля (на глубине 75 см содержание гумуса составляет 0,6 %). Растянутый гумусовый профиль имеет более влажная почва, развитая под березовым лесом, и закрепление гумуса здесь происходит под глеевым горизонтом, тогда как в почве елового леса накапливается в горизонте AOAI.

Таким образом, поверхностно-глеевое почвообразование в северной тайге Западной Сибири проявляется качественно неоднородно в зависимости от степени дренированности и выраженности переувлажнения. На это было обращено внимание ранее. В частности, В. П. Фирсовой и Б. И. Павловым [277] предлагалось глеевые почвы на глинистых отложениях северной тайги Западной Сибири разделять на поверхностно-глеево-подзолистые и глеевые недифференцированные, а Н. А. Караваева [135] среди автономных суглинистых почв выделяла кислые элювиально-глеевые, кислые элювиально-глеевые дифференцированные и подзолисто-глубокоглееватые.

В предлесостепной части Западной Сибири, в силу природных особенностей этой подзоны, оглеение в верхних горизонтах почв на тяжелых породах, как правило, выражено слабее, чем в нижней части профиля, что было отмечено К. А. Уфимцевой [259]. Для нашего сравнительного изучения в этой подзоне помимо описанных выше взяты еще два разреза, различающиеся по степени увлажнения. Они заложены на правобережье р. Туры: один — на пологом склоне приводораздельной террасы, другой — в замкнутой западине.

Разрез 15. Характеризует торфяно-глеевую почву западины под щучково-осоковым лугом.

Ат 0—20 см. Темно-коричневый оторфованный бесструктурный сырой слой.

Таблица 19

Химический состав торфяно-поверхностно-глеевых почв северной тайги

№ разреза	Глубина, см	Горизонт	pH солевой	Обменная кислотность, по Соколову			Поглощенные основания			Гумус, по Тюрину, %
				H^+	Al^{3+}	H^++Al^{3+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$	
				мг-экв/100 г почвы						
45	0—5	Ат	4,0	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	22,2	18,5	40,7	91,3*
	5—12	Ат	4,1	То же	То же	То же	26,6	19,5	49,1	87,1*
	12—20	G	4,5	»	»	»	26,9	7,2	34,1	2,8
	20—30	Bgh	4,9	»	»	»	29,9	3,3	33,2	9,1
	30—40	Bgh	5,5	»	»	»	24,7	7,5	32,2	2,2
	50—60	BCg	5,4	»	»	»	19,2	10,2	29,4	0,6
	65—75	BCg	5,5	»	»	»	22,2	6,3	28,5	0,6
	90—100	Cg	5,5	»	»	»	16,2	6,6	22,8	0,2
309	0—5	AO	3,4	2,5	4,6	7,1	13,2	13,2	26,4	88,2*
	5—9	AOA1	3,4	2,5	7,8	10,3	5,8	2,2	8,0	13,3
	9—15	G	3,4	6,7	7,1	13,8	3,5	1,1	4,6	2,9
	15—22	G	3,5	0,0	3,0	3,0	4,1	1,8	5,9	1,4
	32—42	B	3,6	0,0	1,0	1,0	5,1	2,1	7,2	0,7
	140—150	BC	4,3	0,0	0,3	0,3	15,2	3,8	19,0	0,0

* П. п. п., %.

Таблица 20

Гранулометрический состав почв предлесостепной подзоны Зауралья

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракции, %						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
15	A1g	20—30	0,7	1,7	37,3	28,3	25,3	6,5	60,1
	G	40—50	1,9	8,2	37,0	22,5	21,8	8,6	52,9
	Cg	60—80	0,9	10,4	36,3	13,1	25,2	14,1	52,4
10	Апах	0—20	1,9	12,1	29,2	24,6	26,5	5,7	56,8
	A1	20—30	2,5	19,3	28,5	19,6	26,6	6,5	52,7
	A1A2	32—47	4,2	27,2	26,9	13,1	20,9	6,7	40,7
	B1g	47—56	3,1	23,0	32,6	13,2	21,4	6,7	41,3
	B2g	70—80	3,6	21,2	25,2	15,5	25,3	9,2	50,0
	B2g	100—110	2,1	20,3	29,4	17,7	19,8	10,7	48,2
	Cg	140—160	3,8	22,5	20,3	15,1	28,1	10,2	53,4

A1g 20—40 см. Серовато-сизая (пропитанная гумусом) глина, мокрая.
G 40—58 см. Сизая глина с гумусовыми затеками, влажная.
Cg 58—100 см. Буровато-сизая с ржавыми пятнами глина, влажная.

Разрез 10. Характеризует строение темно-серой глееватой тяжелосуглинистой пахотной почвы.

Апах 0—20 см. Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, рыхлый, влажный.
A1 20—32 см. Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, уплотненный.
A1A2 32—47 см. Светло-серый с белесой присыпкой и охристыми пятнами средний суглинок, пластинчатый, свежий; встречаются железистые конкреции.
B1g 47—56 см. Серовато-бурый с сизым оттенком средний суглинок, свежий, с ржавыми рыхлыми конкрециями.
B2g 52—110 см. Сизовато-бурый с ржавыми и сизыми пятнами тяжелый суглинок, ореховатый, влажный.
Cg 110—160 см. Сизовато-бурый с ржавыми пятнами тяжелый суглинок.

Морфологические описания этих почв так же, как рассмотренных выше почв тяжелого гранулометрического состава (см. главу 2), показывают, что вниз по профилю оглеение усиливается.

В гранулометрическом составе (табл. 20) рассматриваемых почв доминируют пылеватые частицы, особенно крупная пыль. Содержание ила колеблется в широких пределах — от 6 до 37 %. Профиль их отчетливо дифференцируется по содержанию ила. Его количество закономерно увеличивается от верхних горизонтов к нижним. Аналогичная закономерность наблюдалась и в других почвах (разрезы 6, 7, 9, см. главу 2), с тем лишь отличием, что последние характеризовались более высоким содержанием ила (до 57 %). Вероятно, накопление ила в нижней части почвенного профиля обязано не только его иллювиированию, но и образованию in situ в результате гидролитических процессов. Исключение представляет лишь почва застойного увлажнения, для которой характерен максимум ила в верхней части профиля.

Валовой химический состав (табл. 21), в согласии с данными гранулометрического состава, подтверждает отчетливо выраженную дифференциацию этих почв. В верхних горизонтах относительно почвообразующей породы накапливается SiO_2 и выносятся железо и алюминий, о чем свидетельствуют также молекулярные отношения $SiO_2:Al_2O_3$ и $SiO_2:Fe_2O_3$. Вынос щелочноземельных оснований, особенно кальция, отчетливо выражен в

Таблица 21

Валовой химический состав глеевых почв предлесостепной подзоны Зауралья

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	MnO	Молекулярные отношения	
				% на прокаленную навеску										$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
15	Ат	0—10	27,08	75,62	11,66	4,17	0,79	3,01	1,89	1,52	1,22	0,32	0,05	11,0	48,3
	Ат	10—20	28,83	76,86	11,19	3,96	0,77	2,84	2,06	1,54	1,12	0,42	0,07	11,7	51,7
	A1g	20—30	16,02	77,59	11,21	3,57	0,83	1,83	1,37	1,55	1,25	0,31	0,02	11,8	58,0
	G	40—50	12,50	73,76	12,29	5,88	0,80	1,19	2,26	2,39	1,53	0,16	0,06	10,2	33,3
	Cg	60—80	13,95	69,76	14,53	6,58	0,93	1,79	1,14	2,44	1,24	0,10	0,14	8,2	28,3
10	Апах	0—20	22,16	80,61	8,36	3,28	0,68	1,89	1,06	1,80	0,97	0,26	0,17	16,4	65,5
	A1	20—30	16,99	82,66	7,87	2,81	0,66	1,45	1,32	1,61	1,02	0,13	0,12	17,8	78,3
	A1A2	32—47	6,67	82,13	7,54	2,96	0,86	0,59	1,48	2,14	1,37	0,15	0,13	18,5	74,0
	B1g	47—56	9,67	77,41	11,39	4,74	0,78	0,85	1,78	2,04	1,17	0,06	0,09	11,6	43,6
	B2g	70—80	12,53	74,26	12,44	6,24	0,76	1,13	1,80	1,88	0,98	0,08	0,03	10,1	31,7
	B2g	100—110	11,35	75,82	11,71	5,73	0,79	0,87	2,20	1,94	1,05	0,06	0,03	11,0	34,9
	Cg	140—160	10,91	74,98	12,48	5,65	0,78	0,99	1,52	2,12	1,09	0,08	0,06	10,2	35,4

Таблица 22

Химический состав глеевых почв предлесостепной подзоны Зауралья

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	pH солевой	Гидролитическая кислотность	Поглощенные основания			Гумус, по Тюрину, %
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$	
				мг-экв/100 г почвы				
15	Ат	0—10	6,1	3,2	42,0	9,2	51,2	27,1*
	Ат	10—20	6,2	3,3	42,4	9,3	51,7	28,8*
	A1g	20—30	6,2	2,1	36,0	2,2	38,2	5,3
	G	40—50	6,0	1,0	31,9	1,8	33,7	1,2
	Cg	60—80	6,1	0,9	34,1	10,4	44,5	1,1
10	Апах	0—20	6,0	6,6	30,2	7,7	37,9	10,7
	A1	20—32	6,1	6,3	29,5	8,2	37,7	10,0
	A1A2	32—47	6,0	2,8	30,5	5,0	35,5	3,9
	B1g	47—56	5,7	1,8	17,3	10,5	27,8	1,2
	B2g	70—80	5,6	2,6	24,4	13,9	38,3	0,6
	B2g	100—110	5,4	2,1	21,6	10,8	32,4	—
	Cg	140—160	5,4	1,8	20,6	9,9	30,5	—

* П. п. п., %

горизонте A1A2 темно-серой глееватой почвы и слабо проявляется в торфяно-глеевой почве. Таким образом, полученные данные в согласии с имеющимися литературными [106, 108] свидетельствуют об увеличении элювиальной дифференциации почв на первых стадиях оглеения.

Данные химического состава (табл. 22) показывают, что эти почвы характеризуются реакцией, близкой к нейтральной. Подкисление наблюдается лишь в нижней, наиболее оглеенной, части темно-серой почвы, поглощенные основания в большом количестве накапливаются в органогенных горизонтах, и их содержание уменьшается в элювиальной части профиля. Эти почвы отличаются высоким содержанием гумуса и растянутым гумусовым профилем, что характерно для большинства избыточно-увлажненных почв.

Таким образом, в процессе почвообразования в этих условиях происходит разрушение алюмосиликатной части почвы. Оно отчетливо выражено в слабооглеенной по морфологическим признакам почве. Здесь, по-видимому, нельзя исключить сопутствующего оглеению процесса подзолообразования. В то же время, учитывая близкую к нейтральной реакцию верхних горизонтов этой почвы, а также распространение в этой подзоне третичных, часто засоленных пород, можно предположить, что на формирование профиля этой почвы оказывало влияние осолодение.

Подводя итог сравнительному изучению поверхностно-глеевого почвообразования на тяжелых по гранулометрическому

составу однородных суглинках и глинах, отметим следующие закономерности его проявления с севера на юг — от лесотундры до предлесостепья в условиях Зауралья.

В лесотундре и северной тайге глеевый горизонт приурочен к верхней части почвенного профиля, а на территории с более сухим климатом при переувлажнении поверхностными водами оглеение смещается в нижние горизонты.

В глеевых почвах лесотундры элювиальная дифференциация профиля либо не выражена, либо проявляется слабо. С усилением степени поверхностного оглеения профиль почв приобретает аккумулятивный тип (с накоплением в верхних глеевых горизонтах) распределения продуктов почвообразования. Накопление их в верхних глеевых горизонтах происходит в результате более активного гидролиза здесь по сравнению с нижележащей толщей и криогенного закрепления (геохимический барьер).

В поверхностно-глеевых почвах северной тайги по сравнению с лесотундрой элювиальная дифференциация почв усиливается. Значительному выносу из элювиально-глеевого горизонта подвержено железо, тогда как алюминий здесь относительно накапливается. Таким образом, появляющиеся предпосылки для элювиальной дифференциации почв (отсутствие мерзлотного экрана и тиксотропии) реализуются слабо, поскольку их гидротермические особенности и низкая биологическая активность замедляют процессы кислотного гидролиза алюмосиликатного комплекса.

Автономные темно-серые глеевые почвы предлесостепных сосново-березовых лесов по морфологическим и аналитическим данным характеризуются значительной элювиальной дифференциацией. В отличие от почв северной тайги, в них происходит более глубокое разрушение алюмосиликатной части, сопровождающееся выносом железа и алюминия и резко выраженным относительным накоплением SiO_2.

С севера на юг уменьшается кислотность избыточно влажных почв и возрастает содержание гумуса в аккумулятивных горизонтах. При проточном переувлажнении гумусовые вещества проникают на большую глубину, чем при застойном избыточном увлажнении, особенно в южных глеевых почвах, где оттаиванием охвачена значительная часть толщи.

Провинциальные особенности почв

Специфика глееобразования определяется совокупностью природных условий той или иной территории. Сравнительно-географическое изучение глеевых почв позволяет выявить их особенности и определить стратегию повышения плодородия.

Серые лесные почвы в нечерноземной зоне Зауралья являются основным пахотным фондом. В Свердловской области, например, на их долю приходится около 60 %. Один из основных

неблагоприятных факторов, ухудшающий плодородие серых лесных, особенно темно-серых, почв — их оглеение. По этой причине значительные площади серых лесных почв находятся под лесами, т. е. в большинстве случаев используются недостаточно продуктивно.

Если зональные признаки глееобразования, как было показано в предыдущей главе, выражены довольно отчетливо, то провинциальные их отличия в пределах одной и той же зоны более сглажены. На основе полученных нами данных [276, 278] удалось установить некоторые из этих различий.

Область распространения серых лесных почв в Приуралье разделена Уральским хребтом на две провинции: Предуральскую и Западно-Сибирскую. Территория первой провинции — крупный геоморфологический Иргино-Юрюзанский северолесостепной макрорайон нижних предгорий с преобладанием увалисто-холмистого рельефа (250—300 м над ур. м.) с амплитудами колебания высот 40—70 м. Почвообразующие породы на этой территории представлены элювиально-делювиальными отложениями песчаников, глинистых сланцев, известняков и пр.

Рельеф территории предлесостепного и лесостепного Зауралья представляет собой холмисто-волнистую равнину с глубоко врезанными долинами рек Исети, Пышмы, Режа, сложенную отложениями мелового и каменноугольного периодов (глинистые сланцы, глины, песчаники, известняки). По мере снижения высоты местности с запада на восток (от 175—160 до 120—100 м над ур. м.) уменьшается дренированность территории, и в ее сложении принимают участие отложения палеогенового и неогенового возраста — глины, опоки и песчаники. Почвообразующими породами в междуречьях Зауралья являются делювиальные бурые карбонатные суглинки и глины (лессовидные), в различной степени выщелоченные от карбонатов. В приречных зонах почвы формируются преимущественно на элювии и делювии третичных отложений (песчаники, опоки и опоковидные глины, суглинки и трепелы).

Рассматриваемые провинции различаются и по климатическим условиям. На территории Предуралья климат умеренно теплый влажный с суммой положительных температур выше 10° от 1600 до 1800° и более, гидротермический коэффициент, по Селянинову, составляет 1,4—1,6. Большая часть территории Зауралья отнесена к теплому незначительно засушливому подрайону с суммой температур выше 10° около 1800° и с гидротермическим коэффициентом 1,4—1,2 [6].

Итак, природные условия Предуралья обеспечивают высокую дренированность территории, поэтому почвы с устойчивыми признаками оглеения имеют здесь ограниченное распространение. Формируются они лишь в западинах. Более широко распространены глееватые почвы, приуроченные к выположенным вершинам увалов, а также к средним и нижним частям пологих

склонов. Доминируют здесь почвы без признаков оглеения, они занимают вершины увалов, крутые склоны и верхние трети пологих склонов.

Рассмотрим морфологическое строение почв двух катен. Почвы первой катены сформированы на тяжелых делювиальных суглинках.

Разрез 101. Заложен на вершине увала на высоте 275 м над ур. м. и характеризует темно-серую неоглеенную почву.

Апах 0—25 см. Темно-бурый тяжелый суглинок, комковатый, рассыпчатый, свежий, сверху сухой. Переход резкий по волнистой линии.

В1 25—55 см. Бурая глина, ореховатая, влажная, плотная, редко корни. Постепенный ровный переход.

В2 55—90 см. Более светлая бурая глина, очень плотная, крупноореховатая, влажная, дресва до 3 %.

В3 90—135 см. Бурая глина, слитная, влажная, очень плотная, включение дресвы до 10 %.

С 135—190 см. Бурая глина, влажная, слитная, менее плотная.

Разрез 102. Заложен в сточной ложбине. Почва темно-серая лесная, глееватая, пахотная. Абсолютная высота местности 269 м над ур. моря.

Апах 0—25 см. Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, сухой. Переход ясный.

АБ 25—43 см. Темно-бурая с гумусовыми затеками глина, влажная плотная, неяснокомковатая до мелкоореховатой.

В 43—55 см. Бурая глина, ореховатая, влажная. Ясный переход, граница волнистая.

Bg 55—85 см. Сизо-бурый тяжелый суглинок с обилием ржавых пятен, мелкоореховатой структуры, липкий, плотный.

BCg 85—130 см Сизо-бурый средний суглинок с ржаво-охристыми пятнами, мелкоореховатый.

BC 130—170 см. Ржавая глина, слитная, подстилается плотным песчаником.

Разрез 105. Характеризует глеевую почву западины (абсолютная высота местности 250 м над ур. моря.) Ее местоположение обеспечивает дополнительный приток влаги с верхних элементов рельефа. Почва темно-серая лесная глеевая. Верховодка в мае с поверхности, летом исчезает.

Апах 0—20 см. Серый легкий суглинок с сизоватым оттенком, уплотнен, комковатый, мокрый. Переход ясный.

А1А2g 20— Серо-сизоватый тяжелый суглинок, мокрый,

30 см. комковатый. Переход постепенный с размытой границей.

АВ 30—40 см. Бурый тяжелый суглинок с гумусовыми затеками, крупнооореховатый, плотный, сырой.

Bg 40—70 см. Ярко-бурый (ржавый) средний суглинок, опесчанен, слитнооореховатый, мокрый.

ВС 70—170 см. Бурый с ржаво-охристыми пятнами легкий суглинок, неясноореховатый, мокрый, прослойка супеси на глубине 120—130 см, ниже песчаник.

Почвы второй катены сформированы на элюво-делювии карбонатного песчаника и представлены тремя разрезами (106, 103, 104). Колебания высоты местности в пределах этой катены, в отличие от первой, составляют только 2 м (273—275 м над ур. м.).

Разрез 106. Заложен на вершине увала. Почва дерново-карбонатная выщелоченная неоглеенная.

Апах 0—25 см. Темно-серый средний суглинок, влажный, комковатый, сверху сухой, рыхлый. Ясный ровный переход.

АВ 25—35 см. Темно-бурый средний суглинок, влажный, плотный, ореховатый, включение дресвы до 15 %. Переход постепенный.

В 35—48 см. Бурый средний суглинок, ореховатый, плотный. Переход постепенный.

ВСк 48—55 см. Желто-бурый средний суглинок с дресвой до 50 %, влажный, неяснокомковатый, бурно вскипает.

Ск 35—70 см. Щебень песчаника со среднесуглинистым светло-бурым наполнителем, бурно вскипает.

Разрез 103. Характеризует морфологическое строение серой лесной глееватой пахотной почвы нижней трети склона. Верховодка в мае находилась на глубине 140 см, летом исчезает.

Апах 0—20 см. Серый средний суглинок, комковатый, рыхлый, влажный, сверху свежий.

А1 20—30 см. Серый тяжелый суглинок, комковатый, влажный. Ясный переход по волнистой линии.

В1 30—67 см. Бурый тяжелый суглинок, влажный, очень плотный, ореховатый.

В2 67—88 см. Светлее вышележащего, со слабыми ржавыми пятнами, мелкоореховатый, плотный тяжелый суглинок.

ВС1 88—103 см. Бурый с ржавыми пятнами средний суглинок, неясноореховатый, дресва выветревшего сланца до 20 %.

ВС2g 103—115 см. Ржаво-бурая супесь, сырая, бесструктурная.

С2g 115—170 см. Ржаво-бурая супесь с гнездами крупного песка и дресвой песчаника, мокрая.

Разрез 104. Заложен в западине, в березово-ивовом мелколесье. Почва темно-серая лесная глеевая. Верховодка держится до начала лета с поверхности, опускается к осени до 90 см.

Ag 0—30 см.	Сизо-серый средний суглинок, мокрый, комковатый, густо пронизан корнями. Постепенный переход, затечная граница.
ABg 30—40 см.	Темно-бурый с гумусовыми затеками средний суглинок, сизоватый налет, комковато-зернистый, мокрый, липкий.
A2Bg 40—60 см.	Сизовато-бурый средний суглинок, мелкоореховатый, плотный, мокрый, липкий.
Bg 60—80 см.	Более светлый тяжелый суглинок, мелкоореховатый, мокрый, липкий.
BC1g 80—115 см.	Светло-бурая сизоватая глина, слитная, мокрая.
C2g 115—135 см.	Супесь ржаво-бурая с дресвой, мокрая, бесструктурная.

Морфологическое строение почв Зауралья также рассмотрим на примере двух катен. Участок Макаровка (катена 3) расположен на приводораздельной террасе р. Иленки, представляет пологоувалистую аккумулятивную равнину. Поверхность участка довольно ровная, абсолютные отметки колеблются от 108 до 110 м над ур. м. Почвообразование на этом участке происходит преимущественно на делювиальных, озерно-аллювиальных суглинках и глинах. Глеевые почвы формируются в основном в нижних частях и шлейфах пологих склонов, на их долю приходится до 20 % общей площади участка.

Разрез 1. Заложен в верхней части пологого склона. Почва темно-серая лесная пахотная.

Апах 0—25 см.	Темно-серая пылевато-комковатая глина, сухая, рассыпчатая. Резкий ровный переход.
A1 20—30 см.	Темно-серая глина свежая, комковатая. Ясный переход с языковатой границей.
AB 30—45 см.	Темно-бурая глина, ореховатая, плотная, влажная, встречаются остатки полуразложившихся корней растительности, по их ходам гумусовые затеки. Переход заметный, ровный.
B 45—120 см.	Бурая глина, влажная, мелкие поры. Заметный переход.
BCк 120—160 см.	Светло-бурая сизоватая глина, слитная, влажная, мицелий $CaCO_3$. Постепенный переход.
Cк 160—200 см.	Светло-бурый тяжелый суглинок, слитный, журавчики $CaCO_3$, сизоватые прожилки, крупные вертикальные поры.

Разрез 3. Нижняя треть того же склона, почва темно-серая лесная глееватая. Верховодка с поверхности до июня, опускается к осени до 165 см.

Апах 0—20 см. Темно-серая глина, комковатая, влажная, сверху свежая, рыхлая. Ясный переход с языковатой границей.

А1В 20—40 см. Темно-бурый с редкими языками гумуса тяжелый суглинок, сизоватый налет, комковато-ореховатый.

В1g 40—73 см. Темно-бурая сизоватая глина, влажная, мелкоореховатая плотная, мелкие ортштейны.

В2g 73—100 см. Сизовато-бурая глина с ржавыми пятнами, слитно-мелкоореховатая, примазки марганца, мелкие ортштейны, липкая. Постепенный переход.

ВСg 100—130 см. Сизо-бурая глина, бесструктурная, липкая, влажная, черные марганцевые признаки, слабые ржаво-охристые пятна.

Ск 130—170 см. Сизо-бурая бесструктурная глина, влажная, массовые скопления $CaCO_3$, ржавые пятна, сизые прожилки.

Разрез 2. Заложен у подножья склона на осоково-разнотравном лугу, почва темно-серая лесная глееватая. Верховодка весной с поверхности, держится до июня и затем опускается до глубины 130 см.

Апах 0—2 см. Дернина среднесвязная.

А1 2—20 см. Темно-серая глина с сизоватым оттенком, влажная, комковатая. Переход заметный.

Вg 20—40 см. Темно-бурая глина, мелкоореховатая, сизоватые кутаны, влажная.

Вgк 80—110 см. Сизо-бурая глина, плотная, слитная, влажная, липкая, журавчики $CaCO_3$, редкие крупные вертикальные поры. Постепенный переход.

ВСgк 110—160 см. Сизая глина с ржавыми пятнами, бесструктурная, сырая, редко журавчики $CaCO_3$.

Разрез 4. Заложен в низине на шлейфе склона. Почва темно-серая лесная глеевая. Травяной покров из осоки и болотного крупнотравья. Верховодка с поверхности опускается к октябрю до 1,25 м.

АД 0—8 см. Буро-темно-серая дернина, сырая.

А1g 8—30 см. Сизо-темно-серый, тяжелый суглинок, сырой, комковатый, плотное сложение, много корней. Переход ясный.

В1g 31—75 см Пятнисто-неоднородная (охристые пятна на сизо-

буром тоне) глина, неясномелкоореховатая, сложение плотное, влажная, редкие корни. Постепенный переход до волнистой линии.

B2g 76—115 см. Сизо-бурая с охристо-ржавыми пятнами глина, плотная, слитномелкоореховатая, влажная, умеренно липкая, большие вертикально ориентированные трубчатые поры с остатками растений. Переход постепенный.

BCg 115—150 см. Буровато-сизая мраморовидная глина, яркая ржавчина, железо-марганцевые примазки, мокрая, липкая, плотное массивное сложение, большие поры с растительными остатками в них.

Разрез 5. Заложен в центре низины. Мелколесье из ивы и березы. В травяном покрове преобладают тростник и осоки. Довольно обильно гипновые мхи. Верховодка с поверхности. Почва дерново-глеевая.

АД 0—15 см. Сизо-темно-серая дернина, рыхлая, мокрая.

A1A2 15—24 см. Неоднородная сизо-бурая мраморовидная глина с белесоватыми плитчатыми прослойками супеси, мокрая, редкие корни.

B1g 24—35 см. Сизо-бурый с темно-ржавыми примазками тяжелый суглинок, слитномелкоореховатый, плотный, мокрый. Переход постепенный.

B2g 35—70 см. Буровато-сизая глина, сырая липкая, с плотным массивным сложением. Переход постепенный.

BCg 71—120 см. Сизая с редкими желто-ржавыми пятнами глина, сырая, липкая, сложение плотное, массивное.

Участок Лагмаз (катена 4) расположен на левобережье р. Юрмыч, левого притока р. Пышмы. Рельеф участка представляет собой выположенную равнину с микрозападинами и повышениями, с общим уклоном к реке, абсолютные отметки 85,5—94,0 м. Оглеенные почвы составляют основную часть почвенного покрова (77,0 %) и формируются по всему участку, исключая вершины отдельных бугров. Почвообразующие породы представлены опоковидными серовато-зелеными либо делювиальными глинами. Почвы участка этой катены имеют следующее морфологическое строение.

Разрез 28. Заложен на выположенной вершине холма. Почва темно-серая лесная.

Апах 0—20 см. Серая глина, сухая, комковатая, рассыпчатая. Ясный переход.

A1 20—30 см. Серый тяжелый суглинок, свежий, комковатый, рыхлый.

B 30—55 см. Бурая глина, свежая, комковато-ореховатая.

BC 55—89 см. Палевый с желтизной тяжелый суглинок, неясноореховатый, грани структурных отдельностей с коричневым глянцем, тонкие поры.

C 89—110 см. Желтовато-палевая опоковидная глина, плитчатая.

Разрез 23. Заложен в нижней трети того же склона. Почва темно-серая лесная глееватая. Весной верховодка с поверхности, держится до середины июля на глубине 1,30 м.

Апах 0—25 см. Темно-серый средний суглинок, крупнокомковатый, влажный. Резкий переход.

A1 25—38 см. Серый средний суглинок, комковатый, влажный, ясный переход, точечные ржавые пятна.

B1g 38—64 см. Сизо-бурая глина, ореховатая, влажная, плотная, липкая, точечные ржавые пятна.

B2g 64—77 см. Сизый средний суглинок, мелкоореховатый, влажный. Постепенный переход.

BC 77—170 см. Зеленовато-оливковая глина, неясномелкоореховатая, ржаво-желтые пятна, книзу мокрая, липкая, бесструктурная.

Разрез 39. Западина на шлейфе склона. Почва темно-серая лесная глеевая. Травяной покров: щучка дернистая (преобладает), осока дернистая, тысячелистник, звездчатка. Верховодка не исчезает в течение лета, опускаясь с поверхности на глубину 0,7 м.

АД 0—3 см. Влажная связная дернина.

A2g 3—37 см. Сизовато-серый средний суглинок, влажный, слитный, зернисто-мелкокомковатый, плотный, липкий, пронизан густо корнями, начиная с 23 см ржавые пятна. Ясный переход.

Bgh 27—52 см. Сизо-темно-серая глина, комковато-зернистая, сырая, плотная. Заметный переход с размытой границей.

Bg 52—71 см. Сизая с ржавыми пятнами глина, слитно-зернистая, сырая, липкая, плотная.

BCg 71—150 см. Сизый тяжелый суглинок, мокрый, слитный, круглые конкреции, корневые чехлики.

Изменение морфологических признаков при нарастающей степени оглеения, отмеченное многими авторами [35, 56, 71, 106, 108—110, 131, 132, 276], подтвердилось и нашими исследованиями. В результате полевых наблюдений установлено, что под влиянием избыточного увлажнения формируются признаки оглеения различной степени проявления: сизоватый налет кутан, сизоватый оттенок по основному фону генетического горизонта

или ржаво-охристые пятна. По мере нарастания гидроморфизма специфические морфологические признаки в почвах усиливаются: заметно обесцвечивается глинистое вещество, приобретая сизый цвет, усиливаются ржаво-охристые пятна, в основном по ходу трещин и крупных вертикальных пор. При дальнейшем нарастании оглеения возникают полностью редуцированные горизонты монотонного сизовато-серого, голубоватого цвета. Эта общая закономерность выражена во всех почвах независимо от их зонального положения. Общим для сравниваемых почв является также и характер перехода между горизонтами: от резкого или ясного с ровной границей в неоглеенных почвах к постепенному или заметному с размытой границей — в оглеенных. С нарастанием оглеения изменяются и формы структурных отдельностей в горизонте В — от ясноореховатой в неоглеенной почве до слитно-зернистой, слитной или бесструктурной — в оглеенной. Оглеенные горизонты почв приобретают липкость. Серые лесные глееватые и глеевые почвы прдставлены как в Предуралье, так и в Зауралье. Однако почвы этих территорий различаются по глубине залегания глеевого горизонта. В почвах Предуралья, например, морфологическая оглеенность обнаруживается на значительно большей глубине, чем в Зауралье.

Степень и характер оглеения оказывают влияние и на химические свойства почв. В почвах Предуралья, вследствие более высокой дренированности территории, обусловленной резким перепадом высот и более легким гранулометрическим составом, преобладает проточное переувлажнение. Как показали наши исследования (табл. 23), в таких условиях при нарастании степени оглеения в ряду почв от вершины увала к нижним третям склона наблюдается увеличение кислотности (pH и гидролитическая). Наименьшая величина pH определена в наиболее сильно оглеенной части почвенного профиля, а наибольшая гидролитическая кислотность соответствует верхним горизонтам глеевых почв. По распределению поглощенных оснований в подпахотном слое слабо обособляется элювиальный горизонт. Минимум содержания поглощенных оснований и степень насыщенности соответствуют глеевым почвам, т. е. элювиальные процессы усиливаются по мере нарастания степени оглеения. Определение содержания подвижного железа показывает, что наименьшее его количество соответствует неоглеенным почвам и увеличивается в глееватых, особенно в нижней или средней части почвенного профиля. В глеевых почвах наблюдается два максимума содержания железа — в верхних и нижних горизонтах. Содержание закисных форм железа, как правило, уменьшается от верхних горизонтов к нижним. Однако отчетливой закономерности в его содержании и распределении в зависимости от степени оглеения не выявлено, в одном из разрезов (104) глеевых почв максимум закиси железа находится в по-

верхностных слоях, а в другом (разрез 15) — на глубине более 150 см. Содержание марганца в большинстве сравниваемых почв уменьшается с глубиной. В глееватых и глеевых почвах, в отличие от неоглеенных, наблюдается два максимума содержания марганца — в верхней и нижней частях профиля.

Глеевые почвы, в отличие от неоглеенных аналогов, как правило, содержат больше гумуса и имеют более растянутый гумусовый профиль.

Глеевые почвы зауральской провинции, несмотря на большую выравненность и сглаженность почв рельефа, разнообразнее по своим свойствам, чем предуральской, и имеют ряд отличительных особенностей. В зауральских почвах отмечается как увеличение кислотности по мере возрастания степени их оглеения (участок Макаровка, табл. 24), так и ее уменьшение в условиях резко выраженного застойного режима увлажнения (участок Лагмаз, табл. 25). В последнем случае уменьшается и гидролитическая кислотность. В целом можно отметить, что ее величина в глеевых почвах Предуралья больше, чем в Зауралье. Содержание гумуса в зауральских почвах, как и в предуральских, возрастает с увеличением степени оглеения как результат заторможенности процессов разложения растительных остатков. В то же время в крайнем ряду оглеения имеет место убыль гумуса (см. табл. 24, разрез 5), когда темно-серые лесные почвы сменяются дерново-луговыми. Неоглеенные и глееватые почвы характеризуются аккумулятивным типом распределения поглощенных оснований по профилю. В глеевых почвах участка Лагмаз формируется элювиальный горизонт, который отчетливо проявляется и по уменьшению степени насыщенности основаниями этой почвы. В условиях застойного режима увлажнения нисходящая миграция веществ затруднена, поэтому возможность формирования элювиального горизонта ограничена и некоторая убыль содержания поглощенных оснований в глеевой почве (см. табл. 25, разрез 39) не сопровождается уменьшением степени насыщенности ее основаниями.

Содержание подвижного железа тесно связано со степенью оглеения, однако максимум его в профиле зауральских почв находится на разной глубине. Так, в глееватых почвах проточного увлажнения (участок Макаровка) максимальное его количество локализуется в средней части почвенного профиля, и только в глеевых почвах оно концентрируется в поверхностных горизонтах. В глееватых и глеевых почвах застойного увлажнения (участок Лагмаз) наибольшее количество железа определено в верхних горизонтах, очевидно, как следствие ослабления миграции веществ боковым стоком, дополнительным привносом с вышележащих элементов рельефа, а также биологическим поступлением железа в процессе разложения гидрофильной растительности, аккумулирующей его. Аналогично распределяется в сравниваемых почвах и содержание закисных

Таблица 23

Химический состав почв участка Большая Тавра (Предуралье)

Степень оглеения	№ разреза	Глубина взятия образца, см	Генетический горизонт	Гумус, %	pH солевой	Поглощенные основания			Гидролитическая кислотность,	Степень насыщенности основаниями, %	Fe_2O_3	FeO	Mn
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$			мг/100 г почвы, по Веригиной		
						мг·экв/100 г почвы							
Неоглеенная	106	0—25	Апах	5,6	6,4	28,0	4,0	32,0	0,3	99	301	0,23	4,8
		25—35	АВ	2,4	5,8	27,6	2,8	30,4	3,3	90	519	0,29	2,4
		35—48	В	Нет свед.	6,0	34,8	2,4	37,2	1,7	96	420	0,28	0,9
		48—55	ВСк	»	6,4	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	100	246	0,22	0,9
		55—60	Ск	»	5,5*	»	»	»	»	100	415	0,19	0,7
Глеевата	103	0—20	Апах	9,2	4,8	26,4	5,6	32,0	7,5	81	311	0,25	2,9
		20—30	А1	5,3	4,6	23,2	3,6	26,8	7,9	77	384	0,23	2,8
		33—43	В1	1,9	4,9	22,4	4,4	26,8	5,8	82	380	0,15	1,0
		50—60	В1	Нет свед.	4,0	23,6	4,8	28,4	5,4	84	456	0,13	0,7
		70—80	В2	»	4,1	30,0	4,8	34,8	4,9	88	407	0,31	0,1
		90—100	ВС1	»	4,1	27,8	4,6	32,4	3,7	90	477	0,05	2,2
		103—115	ВС2g	»	4,5	10,8	2,8	13,6	2,6	84	520	0,10	1,9
		160—170	С2g	»	4,4	11,2	2,8	14,0	3,0	82	651	0,19	1,3
Глеевая	104	0—20	Ag	17,9	5,0	28,0	5,6	33,6	11,2	75	1276	0,70	6,2
		20—30	ABg	12,8	4,9	26,0	4,8	30,8	10,3	75	726	0,75	3,0
		40—50	A2Bg	Нет свед.	4,0	18,8	5,2	24,0	5,8	81	256	0,17	0,7
		60—70	В	»	3,9	21,6	6,4	28,0	6,1	82	508	0,26	0,6
		90—100	ВС1g	»	3,7	24,8	6,8	31,6	7,3	81	1349	0,32	0,9
		120—130	С2g	»	4,2	14,0	6,4	20,4	4,0	84	934	0,23	1,4

Степень оглеения	№ разреза	Глубина взятия образца, см	Генетический горизонт	Гумус, %	pH солевой	Поглощенные основания			Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %	Fe_2O_3	FeO	Mn
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$			мг/100 г почвы, по Веригиной		
						мг·экв/100 г почвы							
Неоглеенная	101	0—25	Апах	10,3	5,9	30,8	6,4	37,2	3,5	91	207	0,27	4,8
		25—35	B1	1,8	4,7	23,6	4,4	28,0	5,1	86	197	0,27	2,4
		40—50	B1	Нет свед.	4,5	24,8	3,6	28,4	4,7	89	380	0,24	0,9
		70—80	B2	»	4,5	29,2	3,6	32,8	3,7	90	419	0,20	0,9
		100—110	B3	»	5,4	28,0	5,6	33,6	1,7	95	374	0,24	0,7
		150—160	C	»	6,7	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	0,3	Нет свед.	457	0,19	Нет свед.
Глеевата-тая	102	0—25	Апах	9,1	5,9	27,6	6,8	34,4	3,5	91	394	0,27	3,4
		25—35	AB	4,1	4,5	21,6	5,2	26,8	7,5	78	571	0,29	2,4
		43—55	B	1,8	4,0	28,0	6,4	34,4	6,8	83	716	0,29	1,0
		60—70	Bg	Нет свед.	4,1	32,8	6,6	39,4	5,1	89	1100	0,23	0,9
		90—100	BCg	»	4,4	29,6	4,8	34,4	3,5	91	913	0,24	0,9
		130—140	BC	»	4,2	29,6	4,8	34,4	3,5	91	291	0,23	1,3
Глеевая	105	0—20	Апах	8,9	4,0	17,2	6,0	23,2	16,4	59	749	0,29	1,4
		20—30	A1A2g	3,8	3,9	15.2	6,4	21,6	12,1	64	994	0,10	4,8
		30—40	AB	1,9	3,9	16,0	8,0	24,0	8,4	74	579	0,10	0,9
		45—33	Bg	Нет свед.	3,9	18,8	8,0	26,8	6,8	80	675	0,16	0,7
		60—70	Bg	»	3,8	20,8	9,2	30,0	5,6	84	633	0,14	0,4
		90—100	BC	»	3,8	19,2	11,2	30,4	4,4	87	1091	0,20	0,7
		120—130	BC	»	4,0	19,2	7,6	26,8	3,8	88	1329	0,31	0,9
		145—155	BC	»	4,0	20,4	7,2	27,6	3,3	89	1370	0,40	0,8

* pH водной вытяжки.

Таблица 24

Химический состав почв участка Макаровка (Зауралье)

Степень оглеения	№ разреза	Глубина взятия образца, см	Генетический горизонт	Гумус, %	pH солевой	Поглощенные основания			Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %	Fe_2O_3	FeO	MnO
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$			мг/100 г, по Веригиной		
						мг-экв/100 г почвы							
Неоглеенная	1	0—20	Апах	7,5	5,4	30,8	6,4	37,2	4,5	89	232	0,10	2,63
		20—30	А1	7,3	5,3	30,8	6,8	37,6	3,8	91	259	0,18	2,36
		35—45	АВ	3,3	5,4	29,6	6,8	36,4	3,5	91	263	0,25	0,73
		60—70	В	Нет свед.	4,6	28,0	4,8	32,8	3,8	90	322	0,16	0,44
		80—90	В	»	4,5	26,4	6,4	32,8	3,1	91	307	0,14	0,43
		130—140	ВСк	»	8,0*	Вскипает			—	100	280	0,08	2,06
		160—170	Ск	»	8,1*	»			—	100	339	0,07	0,44
Глеевата я	2	2—20	А1	9,6	5,4	33,6	6,4	40,0	5,7	88	295	0,18	3,4
		20—40	Bg	1,9	4,5	25,2	6,0	31,2	4,7	87	303	0,14	1,4
		40—50	Bg	Нет свед.	4,4	26,4	4,4	30,8	4,3	88	383	0,22	1,0
		60—70	Bg	»	4,6	26,0	4,8	30,8	3,5	90	327	0,19	1,4
		90—100	$B_g^к$	»	7,1	Нет сведений			—	—	271	0,11	1,4
		120—130	BCg	»	8,2*	»			—	—	256	Следы	1,4

Окончание табл. 24

Степень оглеения	№ разреза	Глубина взятия образца, см	Генетический горизонт	Гумус, %	pH солевой	Поглощенные основания			Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %	Fe_2O_3	FeO	MnO
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$			мг/100 г, по Веригиной		
						мг-экв/100 г почвы							
Глеевата-	3	0—20	Апах	10,9	5,2	34,8	6,8	41,6	7,1	85	375	0,20	3,3
тая		20—40	A1B	6,9	5,3	30,0	8,4	38,4	5,4	88	447	0,23	1,5
		40—50	B1g	3,5	5,2	26,4	6,4	32,8	4,2	89	575	0,30	1,4
		60—70	B1g	Нет свед.	4,8	26,4	5,6	32,0	3,6	90	511	0,19	1,1
		90—100	B2g	»	5,1	28,0	3,6	31,6	1,9	94	271	0,07	1,0
		120—130	BCg	»	6,1	29,6	4,0	33,6	0,7	98	319	0,08	0,8
		150—160	Ск	»	6,7/8,0*	Нет сведений			0,5	—	359	Следы	0,8
Глеевая	4	0—8	АД	10,1	6,1	25,6	5,6	31,2	4,7	87	575	0,31	10
		8—30	Ag	5,9	5,1	22,4	6,4	28,8	6,6	81	655	0,41	8,3
		40—50	B1g	1,5	4,3	20,4	7,2	27,6	5,3	84	335	0,30	2,2
		90—100	B2g	Нет свед.	4,5	22,4	10,0	32,4	5,8	90	287	0,27	1,8
		130—140	BCg	»	4,6	21,2	8,0	29,2	2,8	91	279	0,22	1,8
Глеевая	5	0—15	АД	2,1	4,2	11,2	5,2	16,4	6,5	72	1078	0,28	4,7
		15—24	A1A2	1,0	4,3	14,4	5,6	20,0	5,1	80	1293	0,34	2,9
		24—35	B1g	0,8	4,2	20,0	9,2	29,2	4,7	86	695	0,41	2,2
		40—50	B2g	0,9	4,2	20,4	9,6	30,0	4,2	88	495	0,30	0,5
		90—100	BCg	Нет свед.	4,3	21,2	10,8	32,0	3,5	90	343	0,25	0,9

* pH водной вытяжки.

Таблица 25

Химический состав почв участка Лагмаз (Зауралье)

Степень оглеения	№ разреза	Глубина взятия образца, см	Генетический горизонт	Гумус, %	pH солевой	Поглощенные основания			Гидролитическая кислотность,	Степень насыщенности основаниями, %	Fe_2O_3	FeO	MnO
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$			мг/100 г почвы, по Веригиной		
						мг·экв/100 г почвы							
Неоглеенная	28	0—20	Апах	4,2	5,2	16,8	6,8	23,6	5,4	81	231,5	0,23	2,76
		25—30	А1	3,8	5,2	18,0	8,8	26,8	4,2	87	215,5	0,23	2,01
		40—50	В	1,2	4,8	16,4	10,4	26,8	3,7	88	119,7	0,22	Следы
		60—70	ВС	Нет свед.	3,6	12,8	7,6	20,4	9,1	69	151,7	0,18	»
		75—85	ВС	»	3,3	14,8	5,6	20,4	14,3	59	175,6	0,17	»
		100—110	С	»	3,3	9,2	7,2	16,4	13,3	55	47,9	0,20	5,46
Глеевата я	23	0—25	Апах	9,8	5,2	27,2	10,0	37,2	7,2	84	431,1	0,34	5,46
		25—38	А1	9,5	5,5	23,6	9,6	33,2	4,0	89	367,2	0,22	0,78
		38—48	В1	1,6	5,0	23,6	12,4	36,0	1,9	95	335,3	0,19	0,45
		50—60	В1	Нет свед.	4,9	21,2	14,0	35,2	1,8	95	367,2	0,25	0,06
		65—75	В2	»	4,9	18,0	8,8	26,8	1,4	95	191,6	0,14	2,31
		90—100	ВС	»	4,9	16,8	10,0	26,8	1,4	95	111,7	0,12	0,07
		130—150	ВС	»	4,7	14,8	11,2	26,0	1,4	95	159,6	0,12	3,91
Глеевая	39	3—23	АД	10,9	5,4	35,2	9,2	44,4	4,9	90	530,3	0,45	1,44
		25—35	А2	7,9	5,8	28,4	8,4	36,8	2,0	95	526,9	0,55	1,61
		40—50	Bgh	4,8	5,8	37,6	10,0	47,6	2,8	94	279,4	0,22	0,49
		60—70	Bg	0,2	5,8	24,8	14,4	49,2	2,4	95	335,3	0,14	0,49
		90—100	BCg	Нет свед.	5,7	20,8	12,0	32,8	2,2	94	191,6	0,14	1,68
		140—150	BCg	»	5,7	19,2	8,0	27,2	1,2	96	198,7	Нет свед.	Нет свед.

форм железа. Наибольшее количество марганца определено в верхних горизонтах глеевых почв проточного увлажнения, а при застойном его режиме наблюдается два максимума — в верхней и нижней частях профиля. Строгой зависимости содержания марганца в почвах от степени оглеения на основе имеющихся данных выявить не удалось.

Итак, из рассмотренных показателей наибольшую взаимосвязь со степенью оглеения обнаруживает содержание подвижного железа в почвах. Поскольку его количество подвержено значительным сезонным колебаниям, то большой интерес представляет изучение динамики содержания железа. Наблюдения за динамикой в основном проводили в почвах таежной зоны европейской территории нашей страны [34, 41, 50, 51, 69, 235, 236 и др.], на Урале такие исследования единичны.

Сравнительное изучение динамики подвижных форм железа проводилось нами в вегетационный период 1981 г. в почвах с нарастающей степенью оглеения. Определялось железо методом К. В. Веригиной [52], дополненным Ф. Р. Зайдельманом [109], согласно которому из почвы извлекаются вторичные аморфные и слабокристаллизованные его формы.

Результаты проведенных исследований показали [276], что в неоглеенных темно-серых лесных почвах Зауралья (участок Лагмаз) содержание подвижного железа во все сроки наблюдения не превышает 300 мг/100 г почвы. Наибольшее его количество определено весной. Характерно для рассматриваемой почвы равномерное распределение железа по профилю во все сроки наблюдения. При усилении степени оглеения количество подвижного железа возрастает. Так, в глеевой темно-серой почве содержание подвижного железа достигает в отдельные сроки наблюдения 1000—1300 мг/100 г почвы. В ранневесенний период содержание железа в верхних горизонтах составляет 500—600 мг, в нижних — 400—500 мг. Летом наблюдается значительная его убыль, и осенью его количество вновь возрастает. В этот период содержание подвижного железа достигает максимальных величин, кроме того, оно подвержено значительным колебаниям в разных горизонтах почвенного профиля.

Летние осадки, которые составляют в этих природных условиях около половины годовой суммы, проникают в нижележащие слои, увлекая часть железа из верхних горизонтов, и, застаиваясь там, благоприятствуют повышению мобильности железа. В дальнейшем, в связи с уменьшением испарения и транспирации, возможность застойных явлений в поверхностных горизонтах становится больше и значительно возрастает содержание подвижного железа по всему профилю, особенно в верхних горизонтах.

Глеевые почвы характеризуются дальнейшим увеличением аккумуляции железа, большей частью в верхних горизонтах. В динамике его прослеживается два максимума: первый — ран-

невесенний, когда концентрация количества железа достигает 900—1000 мг, и второй — осенний, с наибольшим его содержанием в сезоне (1300 мг/100 г почвы).

При промывном водном режиме (участок Макаровка, катена 3) в неоглеенной почве наблюдается тенденция накопления железа в средней части почвенного профиля. В целом для этой почвы характерно небольшое колебание содержания железа по сезонам. Более отчетливо выражен в ней весенний максимум железа как следствие избыточного увлажнения почв за счет весеннего снеготаяния. В летний период содержание железа резко падает: в связи с хорошей фильтрационной способностью этой почвы влага летних осадков проникает в глубь почвенного профиля или за его пределы.

Разница между глееватой и неоглеенной почвами существенна лишь в весенний срок наблюдения, а летом и осенью профиль глееватой почвы слабодифференцирован и не отличается по содержанию железа от профиля неоглеенной. В глеевой почве возрастает содержание железа по всему профилю, и особенно значительно — весной. Таким образом, в условиях застойного увлажнения в почвах Зауралья выражено два максимума содержания железа, но преимущественно — осенний.

При проточном увлажнении летние осадки не застаиваются в почвах, т. е. не создаются восстановительные условия, а следовательно, не происходит увеличения подвижного железа в осенние сроки. Кроме того, с осенними осадками железо может мигрировать за пределы почвенного профиля. Поэтому в таких почвах наблюдается только один весенний максимум.

Почвы Предуралья отличаются от зауральских более высокой мобильностью железа. Даже в неоглеенной почве на карбонатной породе содержание его по сезонам колеблется от 200 до 600 мг. Более значительное его накопление происходит весной. В это время года оно концентрируется в средней части профиля, тогда как осенью больше железа содержится в верхних горизонтах. В глееватой почве, как и в неоглеенной, весной также происходит накопление железа в средней и нижней частях почвенного профиля. Осенью содержание железа в глееватой почве резко возрастает и достигает 1300—1600 мг. При дальнейшем увеличении степени оглеения подвижное железо накапливается практически по всему профилю. Даже в летний период содержание железа составляет 700—800 мг, однако наибольших абсолютных величин оно достигает осенью.

Почвы, сформированные на делювиальных суглинках (Предуралье, катена 1), характеризуются очень высоким содержанием подвижного железа, особенно глеевые. Отличительная особенность почв этой катены — кратковременное весеннее повышение концентрации железа в верхних горизонтах почвенного профиля даже неоглеенной почвы. В глееватой почве резкое повышение количества железа весной и осенью происходит в

нижней части профиля, очевидно, как результат довольно свободной миграции его из верхних горизонтов в нижние, а также за счет возможного поступления с боковым внутрипочвенным стоком. В глеевой почве западины, получающей большой дополнительный приток влаги с верхних элементов рельефа, наблюдается высокое накопление железа весной и в начале лета и особенно значительное — осенью, когда в пределах всего профиля содержание железа превышает 1000 мг/100 г почвы. Таким образом, глеевые почвы западин в Предуралье, в отличие от Зауралья, имеют более высокое содержание подвижного железа.

На основе полученных данных можно сделать вывод о своеобразии проявления оглеения в почвах одного генетического типа и особенностях пространственного распределения в зависимости от экологических условий. Если среди темно-серых лесных почв в Предуралье оглеенные почвы имеют ограниченное распространение, то в Зауралье они доминируют. Последним свойственно преимущественно поверхностное оглеение, а предуральским — глубинное. Глееобразование в Предуралье происходит на фоне более высокого содержания железа, особенно в почвах крайней степени оглеения (западины), в связи с большим количеством выпадающих на этой территории осадков и особенностями их перераспределения по элементам рельефа, обусловленного значительно большим перепадом высот, чем в Зауралье. Следовательно, к почвам сравниваемых территорий должна быть применена различная система мелиоративных мероприятий при их осушении [274, 276].

Глава 4

ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ ЗАПАДИН

На плоских водоразделах Западно-Сибирской низменности широко распространены неглубокие округлые западины, образование которых связывают [251] с суффозионно-просадочными процессами в лессовидных породах. Отрицательные элементы рельефа — активные очаги поверхностного заболачивания, они вызывают ухудшение прилегающих земель, усиливая мелкоконтурность, кислотность почв и все то, что, по мнению А. В. Алексанкина [15], составляет мелиоративную неустроенность сельскохозяйственных угодий. Сведения о почвах западин Зауралья крайне ограниченны [161], они нуждаются в определенной детализации и углублении. Уточнение генезиса и провинциальных особенностей этих почв необходимо для решения классификационных вопросов и разработки обоснованных рекомендаций по их мелиорации.

Для изучения выбраны пахотные оглеенные почвы на останцовых палеогеновых плато в правобережной надпойменной части долины р. Туры. Разрезы закладывались в западинах, имеющих различные размеры и глубины, и на прилегающих к ним выположенных склонах с почвами, сформированными на аналогичных почвообразующих породах.

Разрез 18. Темно-серая лесная слабоглееватая почва. Заложен в распахиваемой западине размером 50×140 м², глубиной 20 см, расположенной в средней части пологого склона западной экспозиции. Высота 74 м над ур. м.

Апах	0—20 см.	Серый-темно-серый с бурыми гнездами тяжелый суглинок, комковато-пылеватый.
A1	20—25 см.	Более плотный тяжелый суглинок.
B1	25—38 см.	Грязно-бурая с сизоватым оттенком по кутанам со слабыми ржавыми пятнами глина, зернистая.
B2	38—65 см.	Бурая мелкоореховатая неоднородная со слабыми ржавыми пятнами и с сизыми кутанами глина.
BCg	65—90 см.	Пестрая по окраске, от оливково-зеленого до буровато-сизого, глина, ореховатая. Гумусовые языки до глубины 80 см.

Д	90—120 см.	Оливково-зеленая диатомовая глина.
Д	120—200 см.	Оливково-зеленая с ярко-желтыми разводами диатомовая глина, сырая.

В 320 м к юго-западу от разреза 18 в нижней части этого же склона расположена другая западина диаметром 35 м и глубиной 30 см. Западина отличается большей увлажненностью в весенний период, чем первая. Наблюдается полное выпадение озимой ржи. Морфологические особенности серой глееватой почвы этой западины характеризует разрез 20.

Апах	0—24 см	Серый с бурыми и белесыми пятнами и ржавыми разводами тяжелый суглинок, глыбисто-комковато-пылеватый, ржавые конкреции. Переход в нижележащий горизонт резкий.
B1g	24—40 см	Сизовато-ржаво-бурая глина, зернистая, сизых пятен больше в верхней и нижней частях горизонта.
B2g	40—90 см.	Бурая с сизым налетом глина, мелкоореховатая, редкие капролиты до 58—60 см.
BCg	90—140 см.	Сизовато-бурая мраморовидная глина, вязкая, бесструктурная.
Cg	140—180 см.	Сизовато-бурая (на горизонтальных гранях сизая) глина, бесструктурная.

В 280 м к северо-востоку от разреза 18 выше по рельефу расположена другая замкнутая западина диаметром 25 м и глубиной вреза 40 см. В весеннее время она заполняется талыми водами, которые задерживаются на поверхности почвы до конца мая. В западине на серой глеевой почве заложен разрез 22. Абсолютная высота 75 м над ур. м. Профиль почвы этой западины имеет следующее морфологическое строение.

Апах	0—23 см.	Серый с обильными белесыми гнездами и пятнами тяжелый суглинок, слабоуплотненный, комковато-пылеватый. Переход резкий по цвету и сложению.
A2g	23—28 см.	Белесый с сизоватым оттенком слоистый суглинок.
B1g	28—70 см.	Сизовато-бурая глина, мелкоореховатая, уплотненная. Обильные поры и корни. Переход постепенный по структуре и цвету.
B2g	70—100 см.	Сизовато-бурая с темно-бурыми пятнами и затеками глина, ореховая, гумифицированные корневые ходы.
BCg	100—140 см.	Сизовато-бурая на срезе мраморовидная глина, крупнопризматическая, ореховатая.

		Сизые кутаны, обильные гумифицированные корневые ходы.
Cg	140—200 см.	Пестрая от бурого до сизого сырая глина. Редкие мелкие поры.

В 80 м восточнее разреза 22 расположена западина размером 30×70 м² и глубиной вреза 30 см. Описание разреза 7, заложенного в этой западине, так же как и разреза 6, заложенного на прилегающем к западине склоне, приведено в главе 2.

В 280 м к югу от разреза 18 в шлейфовой зоне склона южной экспозиции расположена еще одна западина размером 3×50 м² и глубиной вреза 40 см. Злаковая редкотравная залежь. В весенний, а также и летний периоды влажных годов западина затапливается поверхностными водами. Здесь заложен разрез 19. Высота 72 м над ур. м. (Описание разреза также приведено в главе 2.) Для сравнения дано описание пахотной темно-серой глееватой почвы на примере разреза 10, заложенного в верхней части выположенного склона северной экспозиции, севернее д. Малюки. Высота 68 м над ур. м.

Апах	0—20 см.	Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, рыхлый.
A1	20—30 см.	Темно-серый тяжелый суглинок, комковатый, уплотненный.
A1A2	32—47 см.	Светло-серый с белесой присыпкой и охристыми пятнами суглинок, пластинчатый, встречаются железистые конкреции.
B1	47—56 см.	Серовато-бурый с сизым оттенком и ржавыми пятнами суглинок.
B2	56—110 см.	Сизовато-бурый с ржавыми пятнами тяжелый суглинок, ореховатый.
C	110—160 см.	Сизовато-бурый с ржавыми пятнами тяжелый суглинок, бесструктурный.
Д	160—200 см.	Оливково-зеленая с ярко-желтыми разводами диатомовая глина.

Приведенные морфологические описания разрезов свидетельствуют о некоторых общих особенностях строения почв западин. В серых глеевых почвах западин по сравнению с их склоновыми аналогами сокращается мощность гумусового горизонта, осветляется его окраска, появляются признаки оглеения в верхней части иллювиальных горизонтов, в последнем случае слабее выражена ореховатая структура иллювиальных горизонтов. Степень проявления перечисленных морфологических признаков зависит от водного режима западин. По мере усиления оглеения при сохранении промывного режима отчетливо усиливается «отбеливание» гумусового горизонта и сокращение его мощности, при этом нередко формируется элювиально-глеевый

Таблица 26

Химический состав темно-серых лесных оглеенных почв

№ разреза	Глубина, см	Горизонт	pH солевой	Гидролитическая кислотность	Поглощенные основания			Степень насыщенности основаниями, %	Обменная кислотность, по Соколову, мг-экв/100 г почвы	Гумус, по Тюрину, %	Железо в 1 N. H_2SO_4, %
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$				
				мг-экв/100 г почвы							
10	0—20	Апах	6,0	6,6	39,2	7,7	37,9	85	Нет свед.	10,7	Нет свед.
	20—30	A1	6,0	6,3	29,5	8,2	37,7	86	То же	10,0	То же
	32—47	A1A2	6,1	2,8	30,5	5,0	35,5	93	»	3,9	»
	47—56	B1g	6,0	1,8	17,3	10,5	27,8	94	»	1,2	»
	70—80	B2g	5,6	2,6	24,4	13,9	38,3	94	»	0,6	»
	100—110	B2g	5,4	2,1	21,6	10,8	32,4	94	»	Нет свед.	»
	140—160	Cg	5,4	1,8	20,6	9,9	30,5	94	»	То же	»
18	0—20	Апах	5,6	4,8	29,2	4,4	33,6	88	»	8,3	0,43
	30—36	B1	4,7	3,7	25,2	6,8	32,0	90	»	1,1	0,43
	45—56	B2g	4,5	4,1	25,2	7,2	32,4	89	»	Нет свед.	0,48
	70—80	BCg	4,5	3,2	26,6	5,6	32,2	91	»	То же	0,51
	100—110	Д	4,2	3,0	21,2	6,4	27,6	90	»	»	0,18
20	0—20	Апах	5,8	3,9	26,8	4,4	31,2	89	»	»	0,54
	21—30	B1g	5,8	1,4	25,6	5,2	30,8	96	»	»	0,52
	40—50	B2g	5,8	1,7	31,2	8,4	39,6	96	»	»	0,54
	70—80	B2g	5,7	1,2	28,8	7,6	36,4	97	»	»	0,42
	100—110	BCg	5,4	1,1	26,4	8,4	34,8	97	»	»	0,46
	160—180	Cg	5,4	1,2	24,4	8,4	32,8	97	»	»	0,34
22	0—20	Апах	4,7	7,1	13,2	3,2	16,4	70	»	4,0	0,75
	23—28	A2g	4,4	4,9	12,0	4,8	16,8	77	»	1,0	0,69
	40—50	B1g	4,3	4,6	23,2	6,4	29,6	87	0,1	0,8	0,68
	80—90	B2g	3,8	7,0	22,4	7,2	29,6	81	1,1	Нет свед.	0,45
	115—125	BCg	3,9	4,9	21,6	7,6	29,2	86	Нет свед.	То же	0,48
	170—180	Cg	4,5	2,6	26,8	5,6	32,4	93	То же	»	0,50

горизонт A2g. Напротив, при застойном режиме увлажнения (разрез 19) и привносе почвенных частиц со склонов в западину процессы элювиирования в значительной мере маскируются аккумулятивными процессами [253].

Аналитические данные (табл. 26) показывают, что рассматриваемые почвы западин характеризуются кислой реакцией, особенно в средней части профиля. Наиболее значительные колебания величины pH по горизонтам наблюдаются в глеевой почве западины (разрез 22), в которой происходит заметное подкисление средней части профиля, по-видимому, за счет вмы-

тых неусредненных гумусовых кислот. В оглеенной части профиля наблюдается также увеличение обменной кислотности; и чем большая толща почвы охвачена оглеением, тем более растянута мощность слоя с максимальной кислотностью. Наименьшей кислотностью и наибольшей стабильностью величины pH по профилю отличаются глеевые почвы застойного увлажнения (см. табл. 9, разрез 19). В склоновых глеевых почвах (разрез 10) наблюдаются накопление поглощенных оснований в гумусовых горизонтах и вынос их на глубине 30—50 см. В почвах западин (разрезы 7, 22) по сравнению с глееватыми почвами склонов мощность элювиальной толщи возрастает и горизонт выноса поглощенных оснований формируется с поверхности. Резко отличается от рассмотренных выше глеевая почва застойного увлажнения (разрез 19) как по более высокому абсолютному содержанию обменных оснований, так и по хорошо выраженному аккумулятивному типу их распределения. В рассматриваемой почве под аккумулятивными горизонтами формируется элювиально-глеевый горизонт, где содержание поглощенных оснований минимальное в профиле. В то же время в нижней части профиля этой почвы содержание обменных оснований значительно выше, чем в других почвах.

Имеются различия в сравниваемых почвах по содержанию гумуса и особенностям гумусового профиля. Почвы склонов (разрез 10), в отличие от западинных, содержат значительно больше гумуса в пахотном горизонте, и с глубиной количество его уменьшается постепенно. Почвы западин (разрез 7) отличаются более растянутым гумусовым профилем, и даже на глубине 70—80 см его содержание в 2—3 раза выше, чем на соответствующей глубине в других почвах.

Таким образом, развитие поверхностного оглеения в проточных условиях приводит к формированию растянутого гумусового профиля, повышению подвижности гумуса и выносу его за пределы почвенного профиля [35, 143]. В условиях застойного увлажнения гумус в значительном количестве накапливается в горизонте A1 (разрез 19), его содержание с глубиной резко падает.

Распределение кислоторастворимого железа приобретает ярко выраженный аккумулятивный характер (разрезы 7, 17, 22). Напротив, в склоновых почвах (разрез 6) и слаборазвитых западинах (разрез 18) распределение подвижного железа по профилю имеет элювиально-иллювиальный тип. В гумусовых горизонтах почв западин происходит более интенсивное развитие восстановительных процессов в результате резкого уменьшения поступления кислорода в почву [80, 81], что находит выражение в характере распределения подвижных форм железа.

Данные валового химического состава (табл. 27) показывают значительную дифференциацию профиля рассматриваемых

Таблица 27

Валовой химический состав почв

№ разреза	Глубина, см	П. п. п., %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	MnO	TiO_2	P_2O_5	Молекулярные отношения		
			% на прокаленную навеску									$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_5}$
7	0—20	10,32	77,01	12,15	4,36	16,51	2,07	1,40	0,16	0,08	0,10	10,8	47,5	8,8
	20—30	6,45	69,71	16,37	7,35	23,72	3,00	3,34	0,03	0,09	0,10	7,2	25,2	5,6
	40—50	6,99	67,74	17,33	8,49	25,32	2,05	2,48	0,05	0,09	0,04	6,6	21,3	5,1
	70—80	5,68	72,21	16,80	7,37	24,17	2,06	2,38	0,11	0,07	0,04	7,3	26,1	5,7
	150—160	4,88	72,54	14,51	6,20	20,71	2,02	1,95	0,09	0,07	0,03	8,5	31,0	6,7
10	0—20	22,16	80,61	8,36	3,28	12,75	1,89	1,06	0,17	0,68	0,26	16,4	65,5	13,0
	20—30	16,99	82,66	7,87	2,81	11,59	1,45	1,32	0,12	0,66	0,13	17,8	78,3	14,5
	32—47	6,67	82,13	7,54	2,96	11,64	0,59	1,48	0,13	0,86	0,15	18,5	74,0	14,7
	47—56	9,67	77,41	11,39	4,74	17,06	0,85	1,78	0,09	0,78	0,06	11,6	43,6	9,1
	70—80	12,53	74,26	12,44	6,24	19,55	1,13	1,80	0,03	0,76	0,08	10,1	31,7	7,7
	100—110	11,35	75,82	11,71	5,73	18,32	0,87	2,20	0,03	0,79	0,06	11,0	34,9	8,4
	140—160	10,91	74,98	12,48	5,65	19,05	0,99	1,52	0,06	0,78	0,08	10,2	35,4	7,9
19	0—10	21,89	74,47	12,04	5,11	18,05	4,12	1,27	0,08	0,06	0,12	9,8	38,7	7,8
	20—30	17,12	74,52	12,97	5,23	18,20	3,69	1,27	0,07	0,07	0,15	9,8	37,6	7,8
	35—40	4,94	75,43	12,60	5,19	17,70	2,10	1,25	0,04	0,08	0,04	10,1	38,1	8,0
	46—56	5,75	63,80	16,90	7,06	23,96	2,25	2,00	0,07	0,07	0,03	6,7	25,3	5,3
	70—80	5,77	67,82	17,31	7,37	24,68	2,18	2,60	0,14	0,07	0,02	6,6	24,5	5,2
	120—130	5,54	67,90	16,65	7,64	24,29	2,47	2,16	0,39	0,06	0,01	6,9	23,6	5,4

почв. В верхней части профиля склоновых почв (разрезы 6 и 10) резко выражено относительное накопление SiO_2 (по сравнению с породой) и уменьшение содержания полуторных окислов, причем в глееватых склоновых почвах (разрез 10) вынос R_2O_3 не сопровождается накоплением в иллювиальном горизонте. Из верхних горизонтов выносится также магний, тогда как количество кальция и фосфора остается здесь выше, чем в нижележащих горизонтах. Очевидно, в таких местоположениях (верхняя часть пологого склона) создаются наиболее благоприятные условия как для вертикальной, так и для горизонтальной миграции веществ. По-видимому, здесь усиливаются процессы кислотного гидролиза, приводящие, судя по широким молекулярным отношениям $SiO_2 : Al_2O_3$, к частичному разрушению аминосиликатной части почвы. В темно-серой глееватой почве западины (разрез 7) по сравнению с рассмотренными разрезами мощность элювиальной толщи резко сокращается: более высокое содержание SiO_2 и уменьшение количества R_2O_3 наблюдаются лишь в слое 0—20 см, отчетливее выражен иллювиальный горизонт. В глеевой почве западины (разрез 19) дифференциация профиля выражена сильнее. Накопление в верхней части профиля по сравнению с породой сопровождается выносом железа, частично алюминия и магния. Довольно интенсивно аккумулируются кальций и фосфор в гумусовых горизонтах почвы, по-видимому, в результате привноса их поверхностными водами с вышележащих склонов.

Таким образом, почвы западин отличаются от автоморфных усилением элювиальной дифференциации профиля. В условиях промывного режима возрастает роль элювиальных процессов, вызывающих интенсивный вынос большинства элементов из гумусового горизонта.

Данные гранулометрического состава (табл. 28) показывают, что почвообразующие породы в рассматриваемых почвах однородны, в них высокое (42—54 %) содержание ила и незначительное количество песка. Во всех почвах западин, за исключением разреза 19, наблюдается перераспределение ила по профилю: вынос его из верхних горизонтов и накопление в иллювиальном горизонте. Наиболее сильно элювиирование ила выражено в темно-серых глеевых почвах (разрез 22), в результате чего в элювиально-глеевом горизонте содержание ила уменьшается на 40—75 % по сравнению с почвообразующей породой. На прилегающих к западинам склоновых почвах (разрез 6) возрастает мощность элювиальной толщи, хотя вынос ила и не превышает 30—40 % от исходного содержания в породе. В этих почвах вынос ила из элювиальных горизонтов не сопровождается накоплением его в иллювиальной толще, т. е. для них свойствен элювиальный тип распределения ила. Совсем другой характер распределения ила имеет глеевая почва западины — залежи (разрез 19). Наибольшее количество ила здесь

Таблица 28

Гранулометрический состав почв, по Качинскому

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Содержание частиц, %						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
7	Апах	0—20	0,7	1,0	26,4	26,0	18,0	27,9	71,9
	A1B	20—30	0,7	0,9	23,0	12,8	15,1	47,5	75,4
	Bg	40—50	0,4	0,3	19,1	11,9	12,0	56,3	80,2
	BCg	70—80	0,7	2,6	15,6	11,1	15,7	54,3	81,1
	BCg	150—160	0,9	4,3	11,7	11,3	22,5	49,3	83,1
	Cg	175—180	0,3	3,5	13,8	11,3	23,1	48,0	82,4
19	A1	0—10	0,8	0,3	22,4	7,5	10,7	58,3	76,5
	Ag	19—26	0,6	0,1	18,3	8,5	13,1	59,4	81,0
	Bg	35—40	0,8	6,1	15,9	10,7	16,1	50,4	77,2
	Bg	45—56	1,5	3,9	20,8	10,8	11,8	51,2	73,8
	B2g	70—80	0,5	3,0	24,7	9,6	22,7	39,5	71,8
	Cg	120—130	0,6	3,1	20,5	11,1	14,9	49,8	75,8
20	Апах	0—20	1,7	10,8	39,9	14,4	21,0	12,2	47,6
	B1g	21—30	1,0	7,1	30,8	8,7	17,9	34,5	61,1
	B2g	40—50	1,5	7,2	22,8	8,5	13,5	46,5	68,5
	BCg	100—110	2,1	10,6	23,5	9,4	11,1	43,3	63,8
	Cg	160—180	—	11,4	15,6	13,5	17,5	42,0	73,0
22	Апах	0—20	1,8	8,6	39,2	17,3	22,2	10,9	50,4
	A2g	23—28	2,0	11,8	33,8	16,1	16,3	20,0	52,4
	B1g	40—50	2,1	22,4	14,6	8,6	10,4	41,9	60,9
	B2g	80—90	1,9	14,1	20,9	5,9	9,6	47,6	63,1
	BCg	115—125	1,7	11,7	27,8	5,4	10,7	42,7	58,8
	Cg	170—180	5,0	17,0	10,6	8,7	15,5	43,2	67,4

наблюдается в гумусовом горизонте. По-видимому, в результате застойного оглеения (или крайней затрудненности выноса высокодисперсных соединений по профилю почвы из-за постоянно существующей верховодки в нижней части почвенного профиля) происходит глинообразование и закрепление в верхней части профиля привнесенного ила с верхних частей склона. В профиле почвы слабая тенденция к элювиированию наблюдается только в элювиально-глеевом горизонте.

Таким образом, по мере усиления проточности оглеения в западинах возрастает элювиально-иллювиальное расчленение профиля почв по содержанию ила и физической глины. В застойных условиях глееобразования при длительном существовании верховодки (в случае большой водосборной площади западин, при увеличении крутизны прилегающих склонов и т. п.) профиль почвы имеет аккумулятивный характер распределения ила.

Склоновые почвы обладают четко выраженным профилем элювиального типа, в котором значительная толща охвачена элювиированием ила.

Подводя итог рассмотрению свойств почв западин, следует отметить, что под влиянием дополнительного поверхностного увлажнения в западинах активно развиваются элювиально-глеевые процессы, приводящие к формированию серых глееватых и реже — глеевых почв.

В почвах западин при кратковременном застое воды и хорошей ее инфильтрации преобладают элювиальные процессы. Формирующиеся при этом темно-серые слабоглееватые почвы сохраняют черты, присущие прилегающим к ним глубокоглееватым почвам, отличаясь от последних более резкой дифференциацией почвенного профиля, наличием признаков оглеения в средней части почвенного профиля и меньшим содержанием гумуса.

В более «зрелых» западинах значительное развитие получает поверхностное оглеение. Формирующиеся в них темно-серые глееватые почвы существенно отличаются от аналогичных склоновых уменьшением мощности гумусового горизонта и содержания в нем гумуса, усилением признаков оглеения в подпахотных горизонтах, ослаблением ореховатой структуры в иллювиальном горизонте, уменьшением содержания поглощенных оснований, кислой реакцией среды, а также усилением элювиально-иллювиальной дифференциации профиля и аккумулятивным характером распределения кислоторастворимого железа.

В западинах с застойным оглеением формируются своеобразные почвы с близкой к нейтральной реакцией среды, аккумулятивным характером распределения гумуса, поглощенных оснований, ила и физической глины и элювиальным (возможно, остаточным) характером распределения валовых форм железа, алюминия и магния.

Глава 5

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ

Изучение водного режима почв важно для понимания их эволюции, оценки особенностей современных процессов почвообразования и обоснования необходимости мелиоративных мероприятий. Водный режим минеральных заболоченных почв определяется прежде всего причинами, обусловившими их переувлажнение [35, 56, 149, 204, 310, 312]. Наиболее подробно изучены особенности водного режима оглеенных почв различного генезиса европейской части СССР [55, 103, 105, 107]. Показано также, что режим влажности однотипных по увлажнению почв обусловлен прежде всего соотношением осадков и температуры в данных геоморфологических и экологических условиях, а следовательно, его изучение должно быть строго региональным.

В связи с тем, что особенности водного режима оглеенных почв, находящихся на различных стадиях заболачивания, проявляются наиболее отчетливо в экстремальные годы, необходимо проведение исследований в многолетнем цикле — с низкой и высокой влажностью [109]. С точки зрения осушительных мелиораций, наиболее ценную информацию могут дать исследования, охватывающие цикл с влажными годами [104]. Для условий Западной Сибири характерна длительная сезонная мерзлота, способствующая переувлажнению почв [49, 66, 137, 258, 259 и др.], поэтому важно наблюдениями охватить годы, различающиеся по глубине и длительности их промерзания.

Соблюдение рассмотренных условий гидрологических наблюдений за оглеенными почвами позволяет раскрыть их специфические особенности, что важно в теоретическом и практическом отношении.

Погодные условия в период исследований

Наблюдения за водным режимом почв проводились нами в течение трех лет (1976—1978 гг.), в результате чего получены характеристики водного режима почв в теплый и очень влажный год (1978), близкий по осадкам к среднему многолетнему (1976) и засушливый (1977) год.

Проведенные нами расчеты обеспеченности осадками (по

методике гидрометслужбы) показали, что сумма осадков, выпавших за год, имела обеспеченность, %: в 1976 г. близкую к среднемноголетней норме — 22,3, в 1977 г.— 37,6 и в 1978 г.— 9. В начале вегетации (май) месячная сумма осадков имела обеспеченность в 1976, 1977 и 1978 гг. соответственно 18,5, 87 и 25 %. Таким образом, в начале вегетации наиболе засушливым был 1977 г. В 1976 г. засушливым оказался июнь. Осадки за этот месяц составили 35 мм (обеспеченность 64,3 %). Наибольшее количество осадков (93 мм) выпало в июле. В 1977 г. наиболее влажным также был июль (обеспеченность 34,1 %).

В гидрологическом и мелиоративном отношении интересен 1978 г., когда за теплый период сумма осадков составила 441 мм (обеспеченность 1,3 %). Исключительно влажными оказались июнь, июль. Осадки за эти месяцы составили соответственно 144 и 145 мм (обеспеченность 1,3 и 3,2 %). Самая низкая температура в вегетационный период наблюдалась в 1976 и 1978 гг. Сумма активных температур (более 10°) составила соответственно в 1976, 1977, 1978 гг.— 1800, 2153 и 1825° [7, 8, 9]. В засушливый 1977 г. температура в мае — сентябре была выше среднемноголетней почти на 2°.

Динамика влажности почвы

Результаты гидрологических наблюдений в серых лесных неоглеенных и глубокоглееватых почвах (рис. 5, *а, б*) показывают, что динамика их влажности существенно зависит от годового количества осадков. Весной 1976 г. в неоглеенных почвах высокая влажность в верхних горизонтах довольно быстро уменьшалась и к началу июня уже сформировалась достаточно широкая зона иссушения. В глубокоглееватых почвах в пахотном слое, а весной и во всей почвенной толще над мерзлым горизонтом наблюдалось некоторое накопление влаги сверх предельной полевой влагоемкости (ППВ). И только в период интенсивного развития озимой ржи отмечалось иссушение гумусового горизонта. Во все сроки наблюдений в глубокоглееватой почве соотношение влаги в нижних горизонтах превышало ППВ.

В засушливый 1977 г. режим влажности верхних горизонтов неоглеенных и глубокоглееватых почв был почти одинаков, а различия наблюдались только в нижних горизонтах. Выпадающие в июне и первой половине июля осадки накапливались в пахотном горизонте и расходовались только на десукцию и физическое испарение.

Наибольшие различия между неоглеенными и глубокоглееватыми почвами отмечены во влажном 1978 г. Если влажность пахотного слоя неоглеенных почв находилась в интервале ВРК — ППВ, то в глубокоглееватых почвах влажность аналогичной толщи находилась в интервале ППВ — ПВ.

Таким образом, во влажные годы в глубокоглееватых поч-

вах сохраняются условия избыточного увлажнения не только в нижних горизонтах, но и по всей гумусированной толще почвы.

В отличие от неоглеенных и глубокоглееватых почв, серые лесные глееватые (рис. 5, *в*) выделяются более контрастным водным режимом по профилю почвы. Весной наблюдается высокая влажность по всему профилю глееватых почв, обусловленная поверхностным стоком влаги с повышенных элементов рельефа [243]. Но верховодка довольно быстро исчезает, и летом верхние горизонты рассматриваемых почв сильно высыхают в средние по количеству осадков и в засушливые годы. В нижних горизонтах этих почв в период вегетации влажность находится в интервале ППВ — ПВ.

Дерново-луговые глеевые почвы (рис. 5, *г*) отличаются от рассмотренных выше не только повышенной влажностью во всем профиле во все сроки наблюдений, но главное — постоянным наличием пульсирующей верховодки в нижних горизонтах, что обусловлено в первую очередь поступлением влаги с вышележащих участков, а также подпором болотных вод расположенного ниже торфяного массива.

Наиболее стабильный уровень верховодки в дерново-луговых глеевых почвах (рис. 5, *д*) отмечен в 1976 г. Очевидно, что в средние по увлажнению годы устанавливается определенное равновесие между расходом влаги на испарение и транспирацию и ее протоком с вышележащего склона.

В засушливый 1977 г. отмечалось снижение верховодки до 150 см (рис. 6). К августу почти по всему профилю рассматриваемой почвы (до глубины 80—90 см) установились окислительные условия, сопровождающиеся интенсивным осаждением гидроокисного железа на глубине 80—100 см.

Во влажный 1978 г. дерново-луговая глеевая почва была насыщена влагой сверх ППВ почти в течение всего вегетационного периода. Верховодка в отдельные сроки наблюдения поднималась до корнеобитаемого слоя (рис. 7).

Таким образом, при рассмотрении водного режима дерново-лугово-глеевых почв необходимо отметить следующие его особенности. Переувлажнение и постоянная связь с верховодкой в них господствуют во влажные и средние по осадкам годы; в засушливые годы эти почвы хорошо аэрируются до глубины 70—80 см. Кроме того, в засушливые годы происходит значительное перераспределение вод из прилегающего торфяного массива в нижнюю часть профиля дерново-луговых глеевых почв.

В темно-серых лесных глеевых почвах (см. рис. 6, *д*) в отличие от дерново-луговых глеевых уровень верховодки подвержен резким сезонным и годовым колебаниям. Так, в августе 1977 г. верховодка опустилась глубже 160 см от поверхности. Во влажные годы влага аккумулируется в гумусовом горизонте. На протяжении большей части теплого периода 1978 г. эти почвы были затоплены поверхностными водами, уровень которых над по-

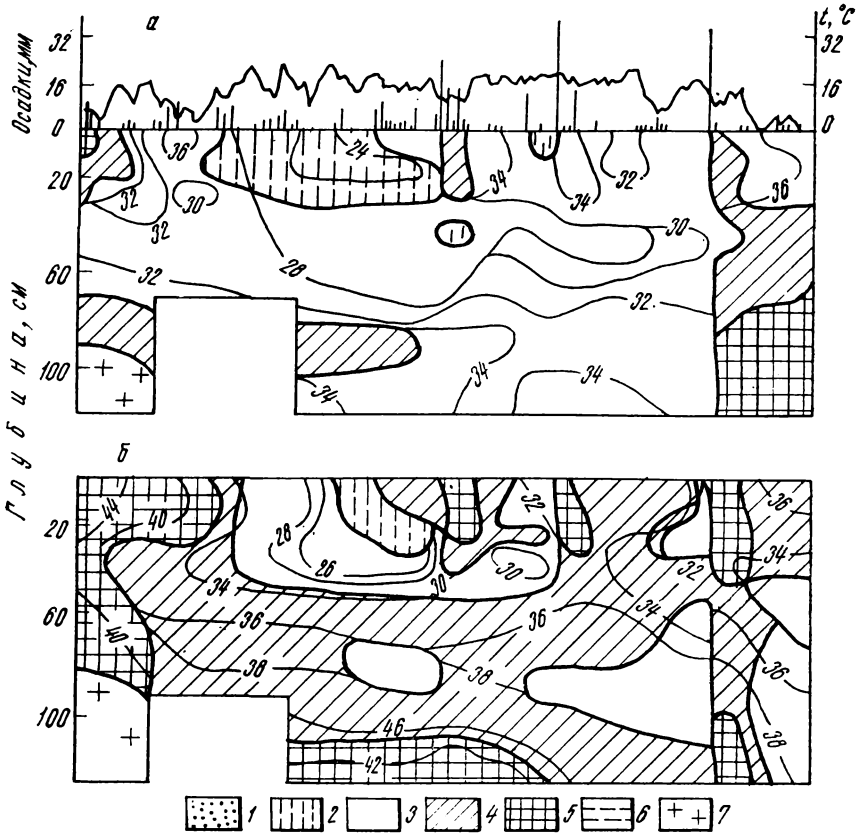
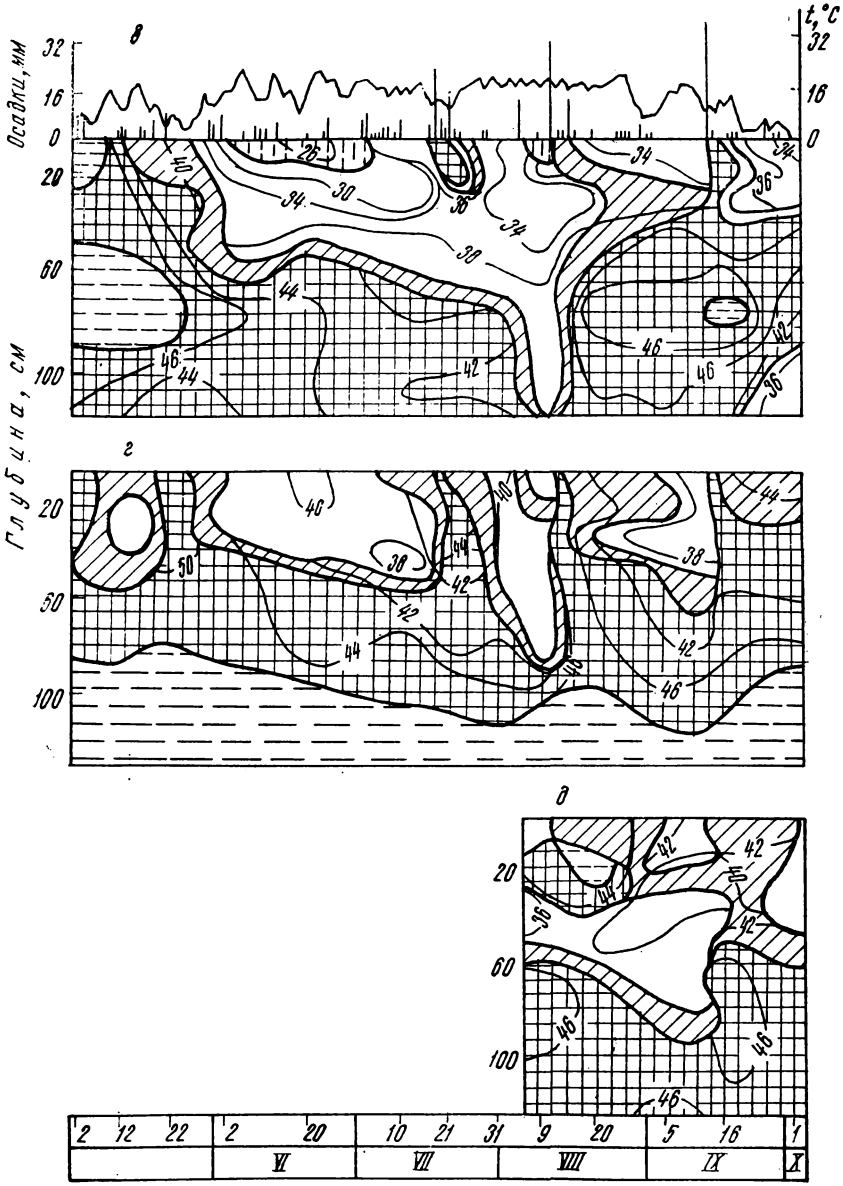


Рис. 5. Хроноизоплеты влажности почв темно-серой лесной неоглеенной (*а*), темно-серой лесной глубокоглееватой (*б*), темно-серой лесной глееватой (*в*), дерново-луговой глеевой (*г*) и темно-серой лесной глееватой (*д*) за 1976 г. (в объемных процентах и категориях).

Здесь и на рис. 6, 7: *1* — влажность почвы меньше влажности завядания; *2* — ВЗ — ВРК — от влажности завядания до влажности разрыва капиллярной связи (70 % ППВ); *3* — ВРК — ППВ — от влажности разрыва капиллярной связи до предельной полевой влагоемкости; *4* — ППВ; *5* — ППВ — ПВ от предельной полевой влагоемкости до полной влагоемкости; *6* — ПВ — полная влагоемкость, верховодка; *7* — мерзлота.

верхностью почвы достигал в июле после ливневых дождей 30 см. В почве устойчиво сохранялись застойные условия увлажнения. Возникновение и достаточно стабильное существование верховодки в гумусовых горизонтах темно-серых глеевых почв связано главным образом с аккумуляцией поверхностно-сточных вод. Длительное существование верховодки в гумусовых горизонтах во влажные годы свидетельствует об отсутствии (или слабой) миграции влаги в нижнюю часть почвенного профиля. В вегетационный период засушливого года влажность верхних



горизонтов темно-серых глеевых почв также снижается, а верховодка в слое 0—20 см обнаруживается только в ранневесеннее время. Общая глубина просыхания, соответствующая интервалу влажности ВЗ — ВРК, достигает мощности 25—30 см.

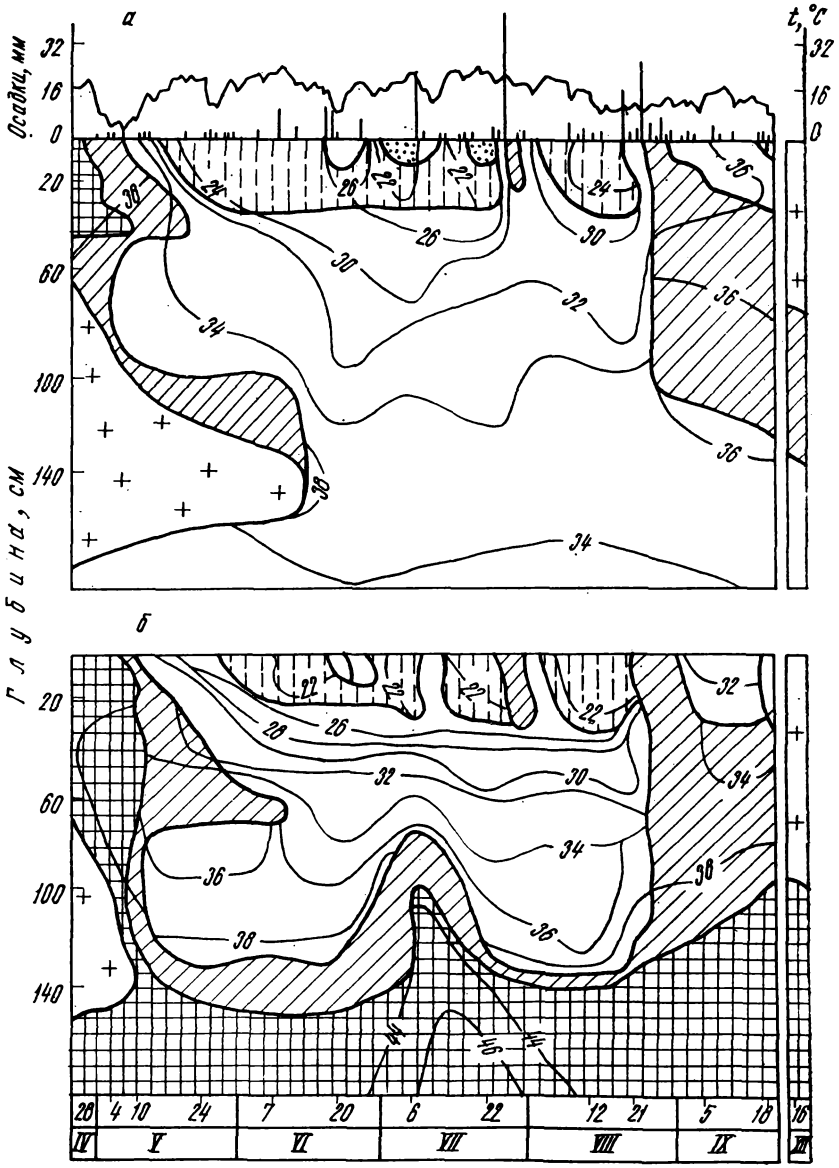
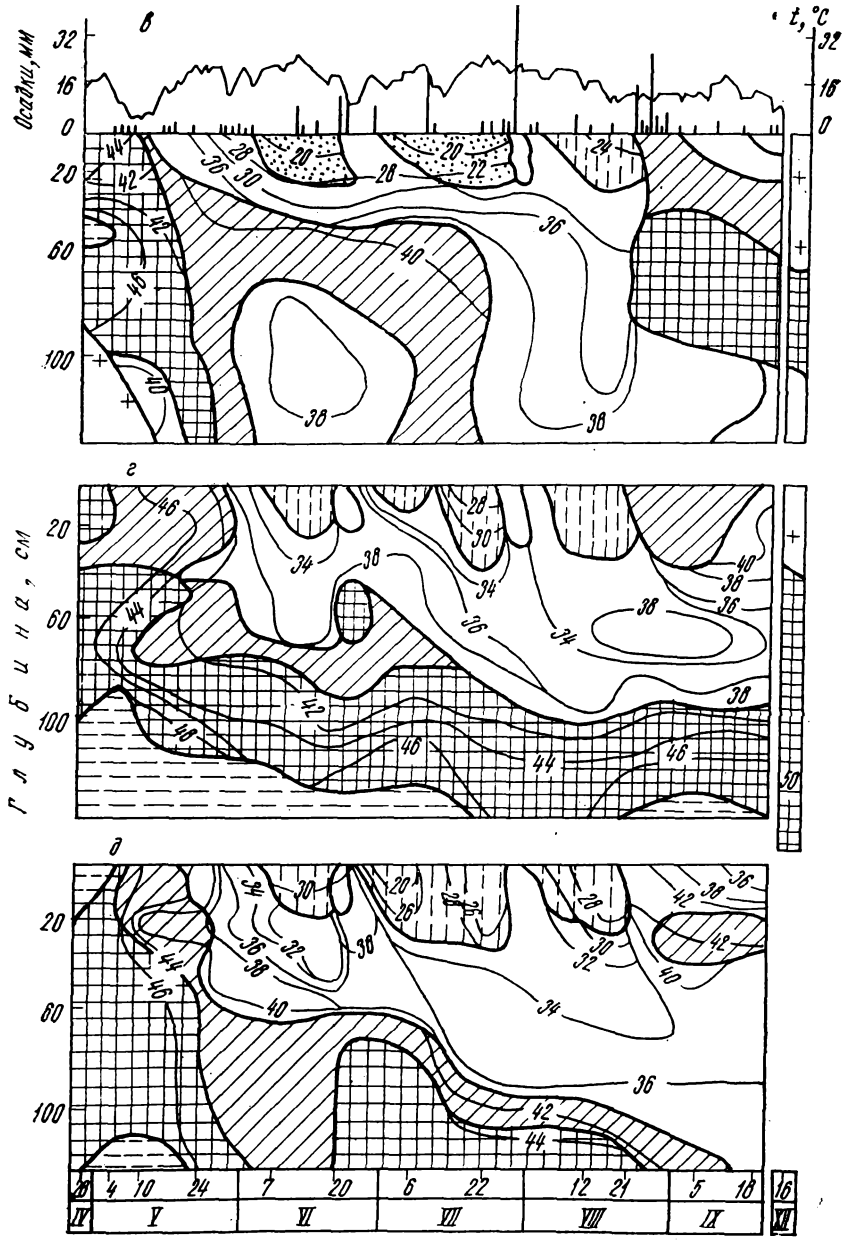


Рис. 6. Хроноизоплеты влажности почв за 1977 г.


в
г
д
Осадки, мм
t, °C
Глубина, см
32
16
0
20
60
100
IV
V
VI
VII
VIII
IX
VII

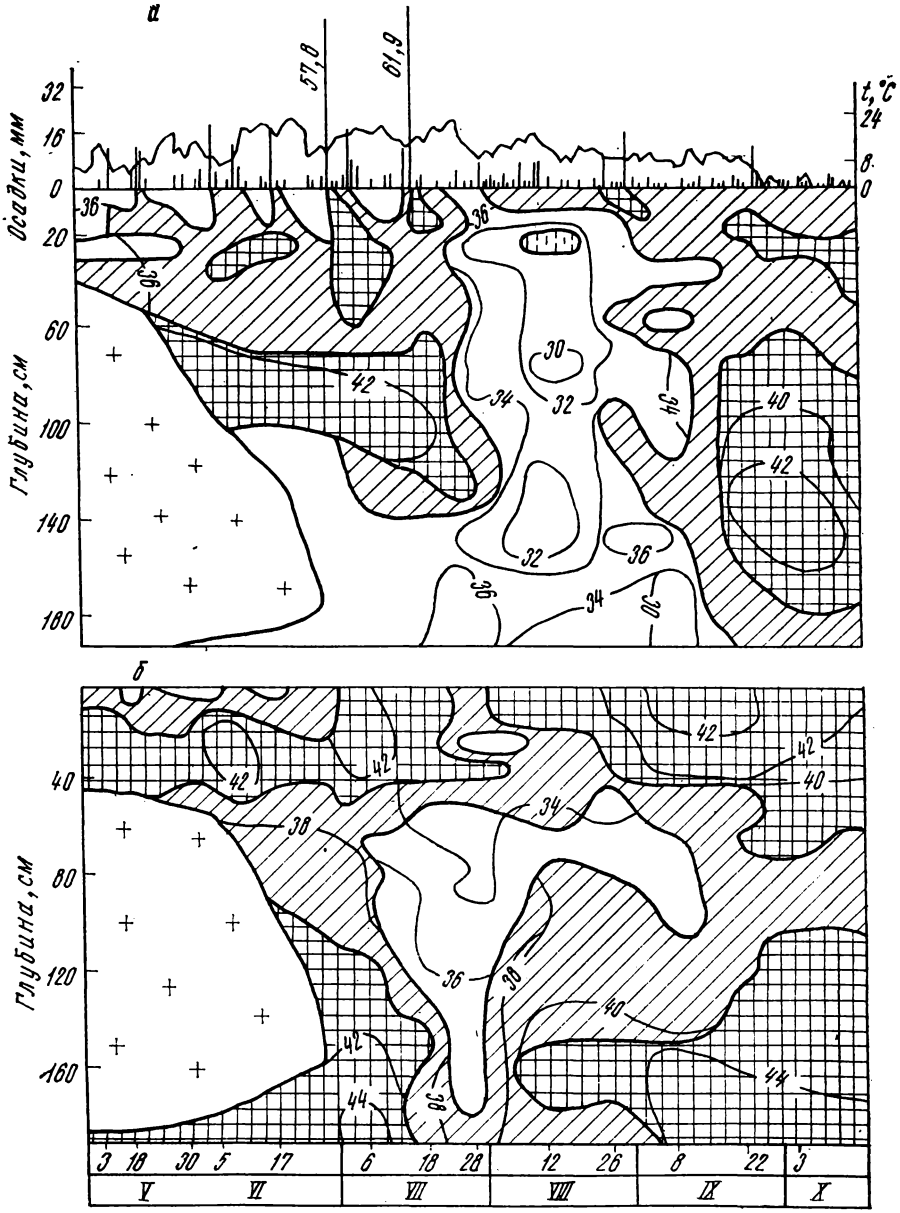
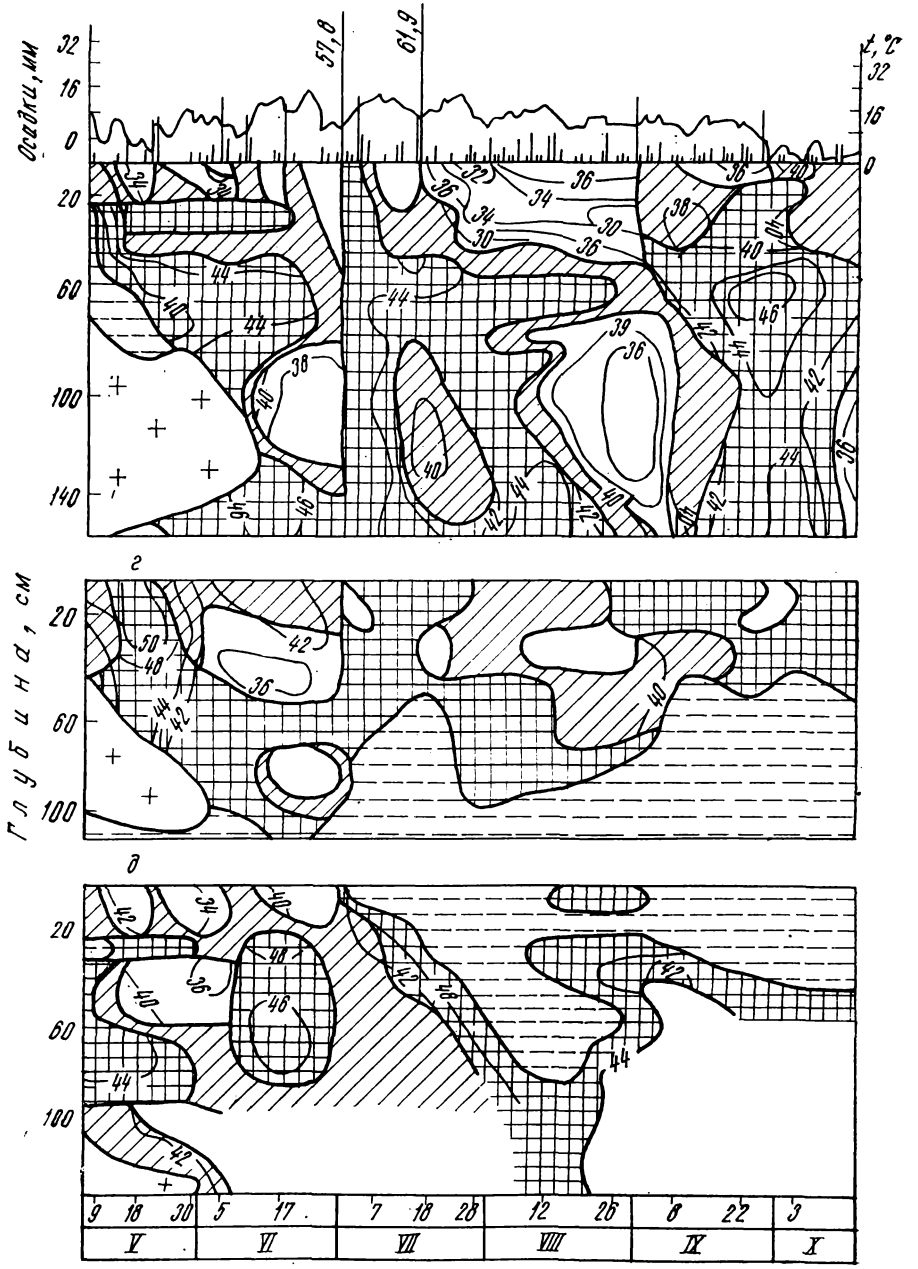


Рис. 7. Хроноизоплеты влажности почв за 1978 г.


Осадки, мм
t, °C
57,8
61,9
Глубина, см
г
д
9 18 30
5 17
7 18 28
12 26
8 22
3
V
VI
VII
VIII
IX
X

Влияние промерзания на влажность почв

Погодные условия зимой, а также влажность, при которой почвы уходили под снег, явились основными факторами, определившими глубину и степень промерзания почв Камышенского стационара. За исследуемый период максимальная глубина промерзания почвы на стационаре составила 192 см (зима 1977—1978 гг.), что значительно превышает наиболее часто повторяющуюся за период 1926—1966 гг. глубину промерзания почв по данным агрометеостанции г. Туринска (ж.-д. станция) — 143 см.

Наиболее глубоко промерзают неоглеенные почвы верхних частей склонов. Вниз по склону глубина промерзания уменьшается, достигая минимальных величин в глеевых почвах, а мощность снежного покрова увеличивается, что согласуется с литературными данными [190, 226, 246].

При медленном промерзании глеевых почв возникают мощные ледяные слои. Короткий и сильный мороз не способствует увеличению ледяных слоев, а лишь приводит к увеличению мерзлого слоя [212]. Глубина промерзания глееватых почв оказалась близкой к таковой неоглеенных. По-видимому, небольшие различия во влажности между неоглеенными и глееватыми почвами в поздневесенний период не оказывают существенного влияния на скорость их промерзания.

Наблюдения, проведенные зимой (декабрь 1977 г.), показывают, что в рассматриваемых почвах резко увеличивается влажность, особенно в верхних горизонтах, где она достигает максимальных значений. Повышение влажности зимой в верхних горизонтах сравниваемых почв выражено по-разному. Мощность более увлажненной (чем в сентябре) толщи почвы возрастает вниз по склону (от 20 см в разрезе 5 до 40 см в разрезах 6, 7 и до 70 см в разрезе 9), что обусловлено как перераспределением по рельефу выпавших осенью осадков, так и особенностями передвижения влаги к фронту промерзания [60, 70, 114, 190, 203, 212].

Оттаивание почв стационара происходило преимущественно сверху и в очень слабой степени — снизу, что согласуется с данными И. С. Васильева [46, 47]. Полное оттаивание почвы в 1976 и 1977 гг. произошло в неоглеенных и глубокоглееватых почвах только к 25—26 июня, тогда как в глееватых почвах — к 15—16 июня, а в глеевых — 23 июня. Более раннее оттаивание глееватых и глеевых почв обеспечивает сброс избытка влаги в нижние горизонты почвы в раннелетний период.

Весной 1978 г. к началу оттаивания всех почв влажность их верхних промерзших слоев была близка к полной влагоемкости, что обусловлено главным образом наличием в верхних слоях ледяных прослоек мощностью до нескольких миллиметров, играющих роль водоупоров для талой воды [153, 240, 241].

Оттаивание почвы на полях стационара весной 1978 г. на-

чалось лишь после схода снега 27—28 апреля. Инфильтрация талых вод была крайне незначительной из-за наличия водонепроницаемого мерзлого слоя, и талые воды почти удалялись поверхностным стоком, способствуя интенсивной эрозии неоглеенных и глубокоглееватых почв.

Динамика запасов влаги

Характеристики послойной динамики запасов влаги в рассматриваемых почвах позволяют количественно оценить ее перераспределение в отдельных горизонтах профиля и обосновать целесообразность мелиорации почв [61, 105, 109]. В неоглеенных темно-серых лесных почвах (рис. 8) в верхнем слое (0—20 см) в средний по осадкам (1976) и засушливый (1977) годы содержание влаги более ППВ наблюдалось только после снеготаяния. Во влажный (1978) год превышение запаса влаги сверх ППВ в слое 0—20 см отмечено в июле после выпадения ливневых осадков. Неоглеенные и глубокоглееватые почвы характеризуются быстрым снижением запасов влаги прежде всего в слое 0—20 см под посевами озимой ржи. Озимые и травы наиболее энергично потребляют влагу в первую половину лета [48]. Резкое падение влагозапасов в пахотном слое при довольно плавном изменении их в подпахотных горизонтах указывает также на слабый подток влаги из влажных глубоких слоев к верхним испаряющим, а значит, малую доступность влаги нижних слоев для многих сельскохозяйственных растений. На последнее обстоятельство обращал внимание И. С. Васильев [48], изучая водный режим дерново-подзолистых почв.

Иной характер динамики запасов почвенной влаги в крайне влажном 1978 г. отмечен на участках, где возделывалась кукуруза: более резкое снижение влажности по сравнению с пахотным горизонтом на глубине 20—50 и 50—100 см.

В отличие от неоглеенных и глубокоглееватых, глееватые почвы характеризуются более резким падением запасов влаги, особенно в пахотном горизонте, в результате чего в почве складываются условия, при которых растения недостаточно обеспечены водой. Во вторую половину лета и осенью влияние различных сельскохозяйственных культур на водный режим почв ослабевает, что связано с уменьшением десукции растений. В этот период почти во всех рассматриваемых почвах стационара запасы влаги превышают ППВ. В глеевых почвах запасы влаги почти в течение всего периода вегетации превышают ППВ. Только в крайне засушливые годы (1977) отмечается определенное иссушение в слое 0—20 см.

Таким образом, запасы влаги в слое 0—20 см неоглеенных, глубокоглееватых и глееватых почв во все годы наблюдений различаются незначительно. Более заметны они в глубоких слоях почвы: на глубине 20—50 см резко выражены различия

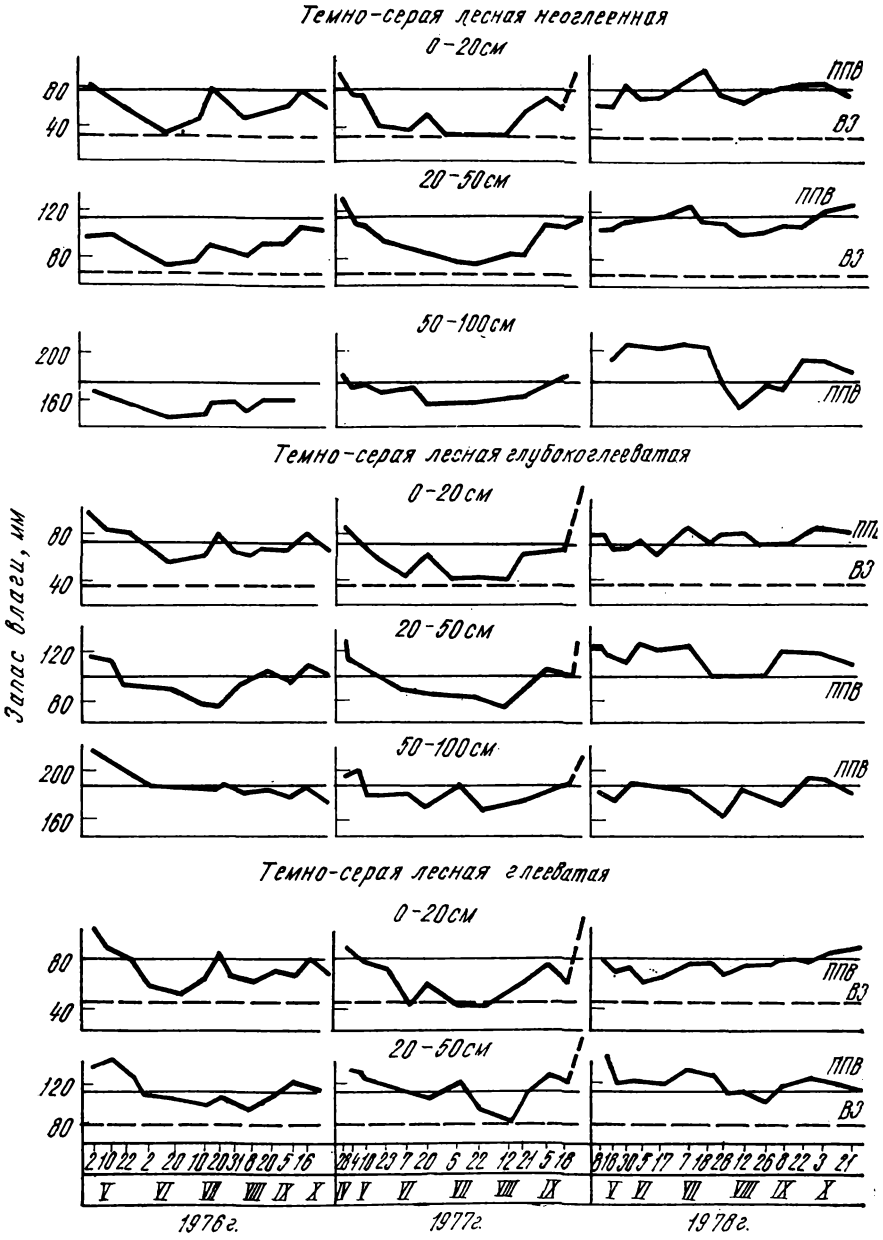
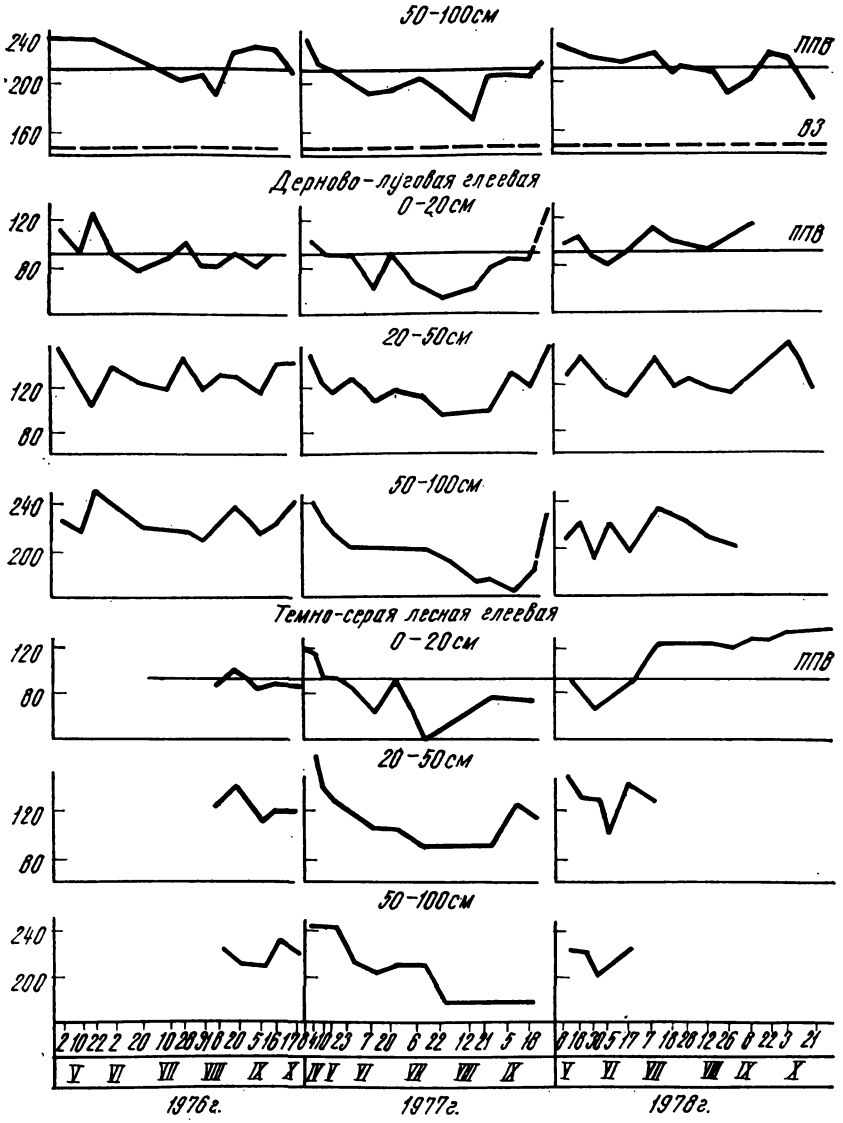


Рис. 8. Колебания запасов влаги в почвах Камышенского стационара (1976—1978 гг.).



между неоглеенными и глубокоглееватыми почвами, с одной стороны, и с глееватыми и глеевыми — с другой. В средние по увлажнению годы (1976) общий запас влаги в метровом слое определяется степенью оглеения почв: так, в метровом слое глеевых почв по сравнению с неоглеенными этот показатель выше в раннелетний период на 150—170 мм (рис. 9).

В засушливые годы запасы влаги в метровом слое почв

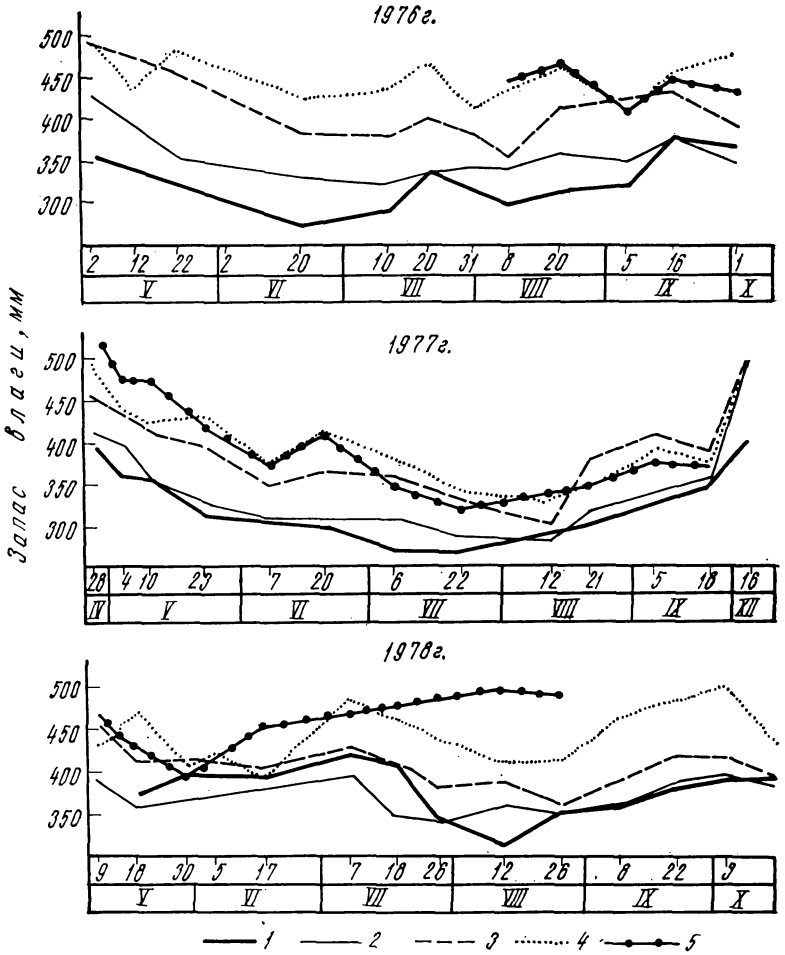


Рис. 9. Запасы влаги в почвах Камышенского стационара неоглеенной (*1*), глубокоглееватой (*2*), глееватой (*3*), дерново-луговой глееватой (*4*), темно-серой лесной глеевой (*5*) в теплый период 1976—1978 гг.

различной степени оглеенности различаются менее резко, особенно в конце июля — начале августа, т. е. к концу вегетации кормовых и силосных культур и луговых трав.

Во влажные годы распределение влаги в метровом слое аналогично в неоглеенных, глубокоглееватых и глееватых почвах. Интенсивное развитие кукурузы в какой-то степени способствует энергичному расходованию свободной влаги в рассматриваемых почвах. Значительное увеличение использования почвенной влаги в посевах подсолнечника и льна при влажности выше ППВ отмечалось ранее [97].

Таблица 29

Элементы водного баланса на полях Камышенского стационара в весенне-летний период, мм

Номер площадки	Культура, угодье	Запас влаги в слое почвы 100 см		Осадки	Расход влаги
		1976 г.			
		2/V	20/VIII		
5	Озимая рожь	353	312	269	310
6	То же	427	358	269	338
7	»	493	408	269	354
9	Луг щучковый	491	456	269	304
		1977 г.			
		28/IV	12/VIII		
5	Озимая рожь	397	305	193	285
6	То же	413	321	193	285
7	»	456	381	193	268
9	Луг щучковый	492	347	193	338
10	Залежь пырейная	529	350	193	372
		1978 г.			
		9/V	26/VIII		
5	Кукуруза	370	354	399	415
6	То же	389	354	399	434
7	»	458	365	399	493
9	Луг щучковый	436	418	399	417
10	Залежь пырейная	466	488	399	377

Влияние растительности на водный режим почв на полях стационара в течение всего весенне-летне-осеннего периода выявляется при анализе различных расходных статей водного баланса (см. табл. 14, 15, 16).

Валовой расход влаги складывается из потребления ее на десукцию растительностью, на физическое испарение, просачивание в глубокие слои, сток (поверхностный и внутрипочвенный). Расчленить на каждой площадке валовой расход влаги на составные части не представляется возможным из-за отсутствия исходных данных. Тем не менее интересно сравнить валовые расходы влаги в почвах различного увлажнения. Из табл. 29 видно, что в засушливый 1977 и нормальный по увлажнению 1976 г. валовые расходы влаги в неоглеенных и глееватых почвах за весенне-летний период близки. Различие между ними состоит в том, что в 1977 г. расход влаги из глееватой почвы (разрез 7) на десукцию и физическое испарение происходил не только за счет выпадающих осадков, но в большой степени и за счет весеннего почвенного запаса, вследствие чего почва к концу периода сильно иссушалась. Значительная разница (око-

ло 98 мм) в валовом расходе влаги в различные по увлажнению годы установлена для глееватых почв. По-видимому, отсутствие поверхностного и внутрипочвенного стока в засушливые годы создает предпосылки для существенного иссушения глееватых почв в летний период. В дождливый 1978 г. валовые расходы влаги (см. табл. 29) на всех рассматриваемых почвах стационара почти в полтора раза превышали расходы ее в предыдущие годы, что связано, очевидно, с увеличением потерь на физическое испарение, а также на сток и просачивание в глубокие слои. И снова максимальные расходы влаги зафиксированы для глееватых почв западин. По-видимому, западины — это те потускулы, через которые происходит достаточно интенсивное (во влажные годы) поступление влаги в грунтовые воды.

Исходя из того, что наибольший расход влаги происходит из пахотного и подпахотного слоев, запасы доступной влаги в этих горизонтах могут служить надежным показателем потребности сельскохозяйственных культур в ней. Главный источник влагообеспеченности сельскохозяйственных растений, по мнению И. С. Васильева [46, 47],— осадки, выпадающие в течение вегетационного периода; весенний запас влаги имеет подчиненное значение. Исключение составляют озимые, которые наиболее продуктивно используют весенний запас влаги. Полученные характеристики запасов влаги в темно-серых лесных почвах в течение трех вегетационных периодов (1976—1978 гг.) указывают на то, что не только в засушливые годы (1977), но и в нормально влажные (1976) нередки случаи, когда в отдельные периоды запасы влаги в пахотных и подпахотных слоях снижаются до величин, характеризующих пониженную или недостаточную влагообеспеченность сельскохозяйственных культур [16, 17, 82]. Очевидно, что в условиях Зауралья для получения высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур необходимо снабжать почвы не только питательными веществами, но и дополнительной влагой в засушливые периоды вегетации.

Таким образом, водный режим исследуемых почв определяется прежде всего годовым соотношением осадков и температуры и геоморфологическими условиями залегания почвы. Характер и скорость изменений влажности в летний период в тех или иных горизонтах почв во многом определяются биологическими особенностями возделываемых культур.

Сезонные колебания влажности почв проявляются в слое до глубины 100—200 см, достигая максимума в неоглеенных и глубокоглееватых почвах во влажные годы. В глеевых почвах, напротив, сезонные колебания возрастают в засушливые годы. По мере нарастания оглеения отмечается сокращение слоя активного влагообмена и биохимических процессов, что, по-видимому, и является предпосылкой сокращения мощности почвенного профиля глеевых почв.

Наиболее контрастный водный режим имеют почвы западин, испытывающие то длительное переувлажнение, то иссушение гумусовых горизонтов. Для глееватых почв развитие сельскохозяйственных культур (особенно озимых) лимитируется режимом верховодки пахотного горизонта. Поэтому возделывание озимых культур возможно только на участках без западин или с незначительным количеством их. В глеевых почвах западин в результате длительного переувлажнения и даже подтопления гумусовых горизонтов во влажные годы может развиваться в естественных условиях только осоковая и тростниковая растительность. Склоновые глеевые почвы обладают более благоприятным по сравнению с западинными водным режимом. В естественных условиях они могут быть использованы как улучшенные сенокосы с подсевом лисохвоста и других влаголюбивых трав.

Длительное существование мерзлоты в неоглеенных и глубокоглееватых почвах Зауралья — одна из причин развития поверхностного стока талых вод. Наиболее интенсивно он проявляется во влажные годы. Раннее оттаивание глееватых и глеевых почв обеспечивает быстрый сброс избытка влаги в нижние горизонты, и возникают условия для проявления в этих почвах элювиальных процессов. Кроме того, глееватые и глеевые почвы западин, как показывают даже упрощенные воднобалансовые расчеты, являются в условиях незаболоченных (хотя и слабодренированных) равнин Зауралья теми потускулами, через которые происходит сброс избытка влаги из профиля почвы в нижележащие слои во влажные годы.

Почвы разной степени оглеения достаточно четко различаются по общим запасам влаги в метровом слое в средние по увлажнению и влажные годы. Определенное сближение запасов влаги в метровом слое в рассматриваемых почвах происходит в позднелетний период засушливых лет. Запасы влаги в слое 0—20 см во всех исследуемых почвах близки между собой и зависят главным образом от метеорологических условий года. Изучение динамики влажности и запасов влаги в темно-серых почвах указывает на то, что для получения устойчивых и высоких урожаев сельскохозяйственных культур в условиях Зауралья необходимо дополнительное снабжение влагой в засушливые периоды вегетации сухих и средневлажных лет. Поэтому озимые, наиболее энергично использующие весенние запасы влаги, имеют преимущество перед яровыми культурами. Исходя из полученных нами данных, рекомендуется всемерно расширить посевы озимых культур в предлесостепной подзоне Зауралья.

Глава 6

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И АКТУАЛЬНОЙ КИСЛОТНОСТИ

В связи с тем, что при глееобразовании складываются условия, благоприятствующие переходу железа в подвижное состояние [51—53, 56, 67, 68, 71, 77, 143, 175, 178, 207, 224, 232, 245, 247, 296, 297 и др.], изучение его различных форм имеет важное значение [59, 100, 102, 115—119, 138, 151, 187, 196, 248, 249, 300 и др.]. Однократные определения подвижных форм железа недостаточны для характеристики процессов оглеения, поэтому вели наблюдения за сезонными изменениями их в оглеенных почвах, преимущественно на территории европейской части СССР [51, 69, 94, 121, 140, 146, 147, 165, 198, 229, 280]. Сведения об аналогичных наблюдениях в глеевых почвах Западно-Сибирской равнины ограниченны [21, 23, 45, 85, 86, 162, 189, 271].

Для характеристики глееобразования нами проведено многолетнее (1976—1980 гг.) изучение сезонных колебаний содержания подвижных форм железа, марганца и pH в темно-серых оглеенных почвах Камышенского стационара. Определения железа и марганца проводили по методике Веригиной [51], дополненной впоследствии Ф. Р. Зайдельманом [109]. В вытяжке по методу Веригиной (1 N H_2SO_4) [52] извлекаются вторичные аморфные и слабоокристаллизованные формы железа [20, 38, 157, 158, 179, 284, 285] и не изменяется соотношение между закисью и окисью железа [51, 52, 59].

Статистический анализ пространственной изменчивости изучаемых свойств в почвах стационара показал, что для достижения достоверных результатов на уровне 80 % необходимо отбирать образцы в шестикратной повторности. Учитывая, что результаты анализа смешанного образца не отличаются существенно от средних арифметических показателей этих же образцов, анализированных отдельно [141—143], определения железа, марганца и pH проводили в свежих смешанных образцах, приготовленных из шести индивидуальных проб.

Для наблюдений выбраны почвы, отличающиеся по характеру проявления оглеения: темно-серая пахотная неоглеенная

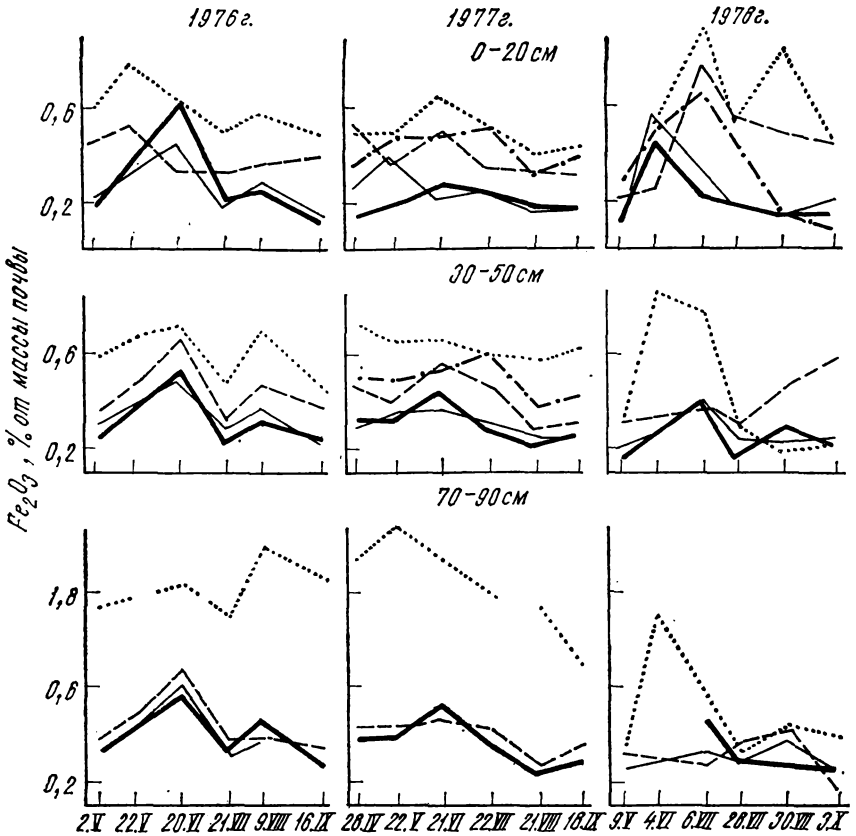


Рис. 10. Динамика содержания кислоторастворимого железа в почвах Камышенского стационара.
Усл. обозначения те же, что на рис. 9.

легкоглинистая (разрез 5), темно-серая пахотная глубокоглееватая тяжелосуглинистая (разрез 6), темно-серая пахотная глееватая легкосуглинистая (разрез 7), дерново-луговая глеевая легкоглинистая (разрез 9) и темно-серая глеевая легкоглинистая (разрез 19).

Динамика содержания подвижных форм железа

Исследованием сезонной динамики установлено, что в темно-серой неоглеенной и глубокоглееватой почвах во влажный (1978) и средний по увлажнению (1976) годы повышенное содержание подвижного железа наблюдалось лишь в начале лета (рис. 10, 11). Позднее количество железа в почвах уменьшилось в несколько раз. Повышение растворимости железа в июне совпа-

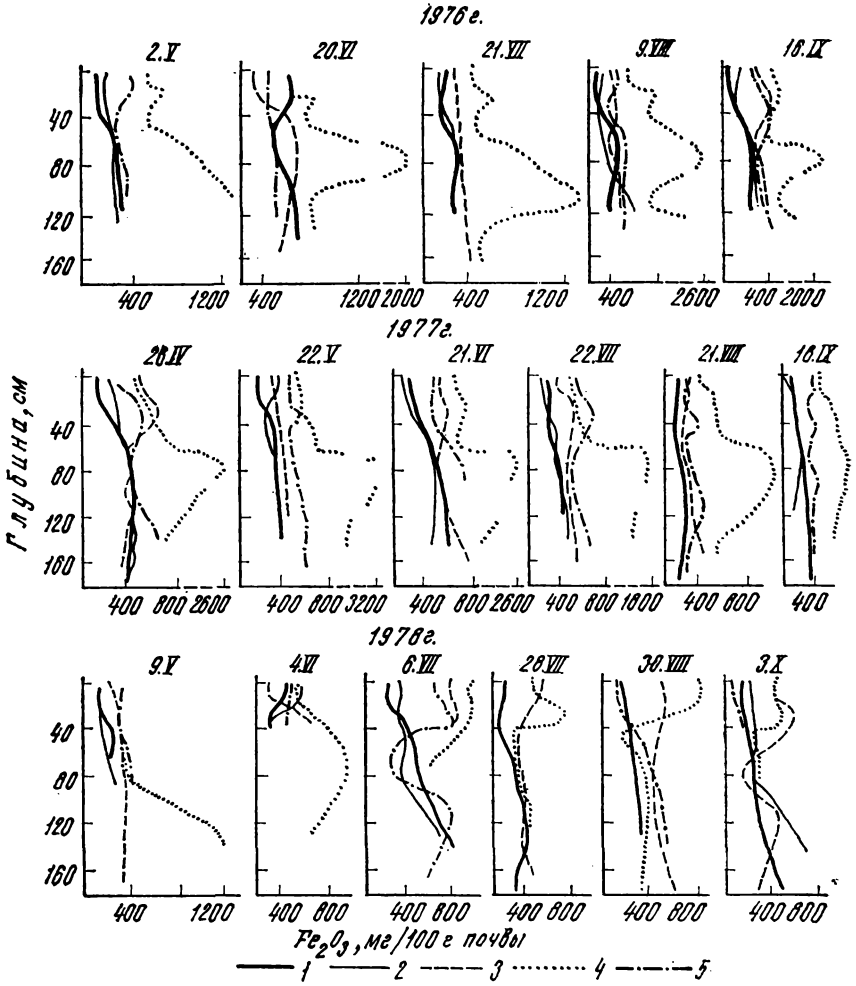


Рис. 11. Содержание кислоторастворимого железа в оглеенных и неоглеенных почвах темно-серой лесной неоглеенной (*1*), темно-серой лесной глубокоглееватой (*2*), темно-серой лесной глееватой (*3*), дерново-луговой глеевой (*4*), темно-серой лесной глеевой (*5*) в средний по увлажненности (1976), засушливый (1977) и влажный (1978) годы.

дало с установлением устойчивого теплого периода со среднесуточной температурой 16—18 °С и началом интенсивного развития культурных растений. В засушливый (1977) год в автоморфных почвах не наблюдалось достоверного увеличения содержания железа, а в глубокоглееватых почвах пик растворимости железа сдвинут на май. Возрастание количества подвижного железа в раннелетний период наблюдений обусловлено,

по-видимому, усилением микробиологической деятельности, носящей ярко выраженный сезонный характер [27—30, 297]. Интенсивное развитие микроорганизмов в пахотных почвах весной В. Д. Непомилуевым и М. А. Козыревым [194, 195] связывалось с обилием легкодоступного органического вещества. К лету легкодоступного вещества остается мало, а накапливаются соединения абиотического характера, что приводит к снижению микробиологической активности и, как следствие,— к уменьшению подвижности железа [25—27, 83, 311].

Снижение содержания растворимого железа в условиях высоких температур июля может быть результатом перевода его в трудномобилизуемое состояние и активного потребления культурными растениями [196, 279], которые в данный период развиваются наиболее интенсивно.

Если в средний по увлажнению и засушливый годы сезонный характер изменений содержания железа аналогичен во всех горизонтах (см. рис. 10, 11), то в условиях поздней и крайне влажной весны 1978 г. пик растворимости железа в иллювиальном горизонте рассматриваемых почв был сдвинут на целый месяц по сравнению с гумусовым горизонтом. Объясняется это, по-видимому, тем, что активные биохимические процессы в средней части профиля в 1978 г. развивались с опозданием по мере повышения температуры [34, 41, 45, 147, 307].

Возрастание количества закисного железа в аккумулятивных горизонтах неоглеенных и глубокоглееватых почв (рис. 12) наблюдалось от весны к лету (июнь). Это хорошо согласуется с результатами М. А. Козырева [166], Б. И. Кочурова, Л. И. Гречушкиной [172], Э. Слюсарчика [232], К. М. Смирновой, Г. И. Глебовой [236, 237], Б. Шенга [299]. Развитие анаэробных процессов в почве при большом содержании органического вещества возможно и без избыточного увлажнения [249, 292, 293].

В темно-серой глееватой почве западины содержание подвижного железа возрастает, особенно в весенний период средних и засушливых лет, а распределение его по профилю почвы в разные сроки наблюдений подвержено значительным изменениям (см. рис. 10). В условиях подтопления пахотного слоя талыми водами развиваются восстановительные процессы [152, 171, 180], сопровождающиеся, как показано и нашими исследованиями (см. рис. 12), образованием закиси железа. Высокая потребность для жизнедеятельности микроорганизмов в Fe^{3+} как окислителе при дыхании в отсутствии кислорода — важнейший фактор мобилизации железа из труднорастворимых соединений, в том числе из силикатов [28—30, 100, 127, 172, 179, 228, 238, 294, 295, 298, 313, 314]. Наряду с этим определенное количество водорастворимого железа поступает в западину с поверхностным стоком. По мере развития растений и в связи с иссушением пахотного слоя глееватых почв, содержание железа

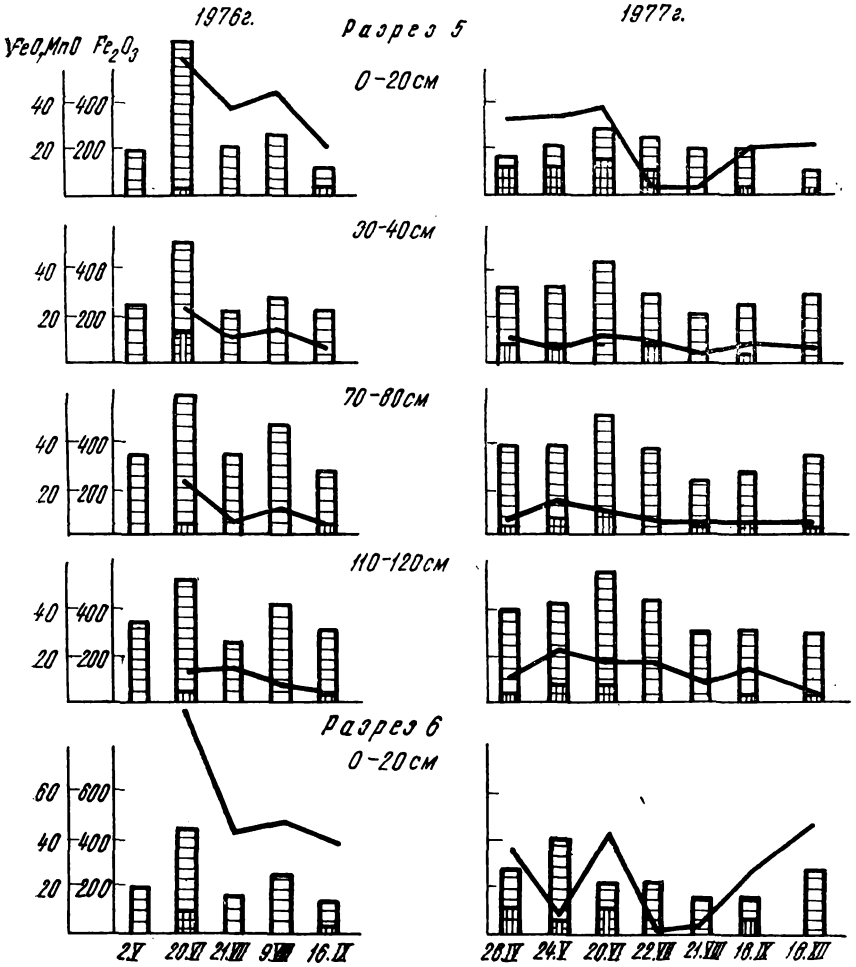
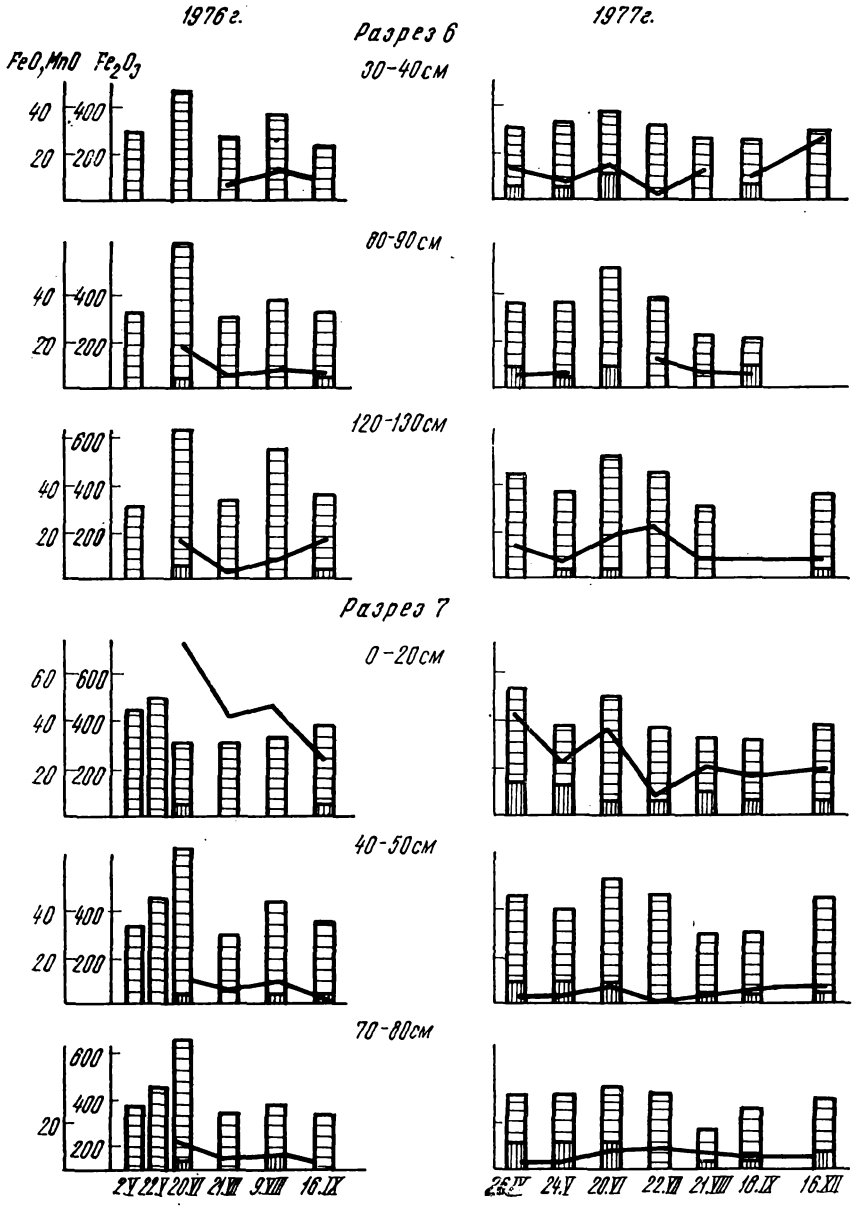


Рис. 12. Динамика содержания (мг/100 г почвы) кислоторастворимого железа окисного (*1*), закисного (*2*) и марганца (*3*) в темно-серых глеевых почвах.

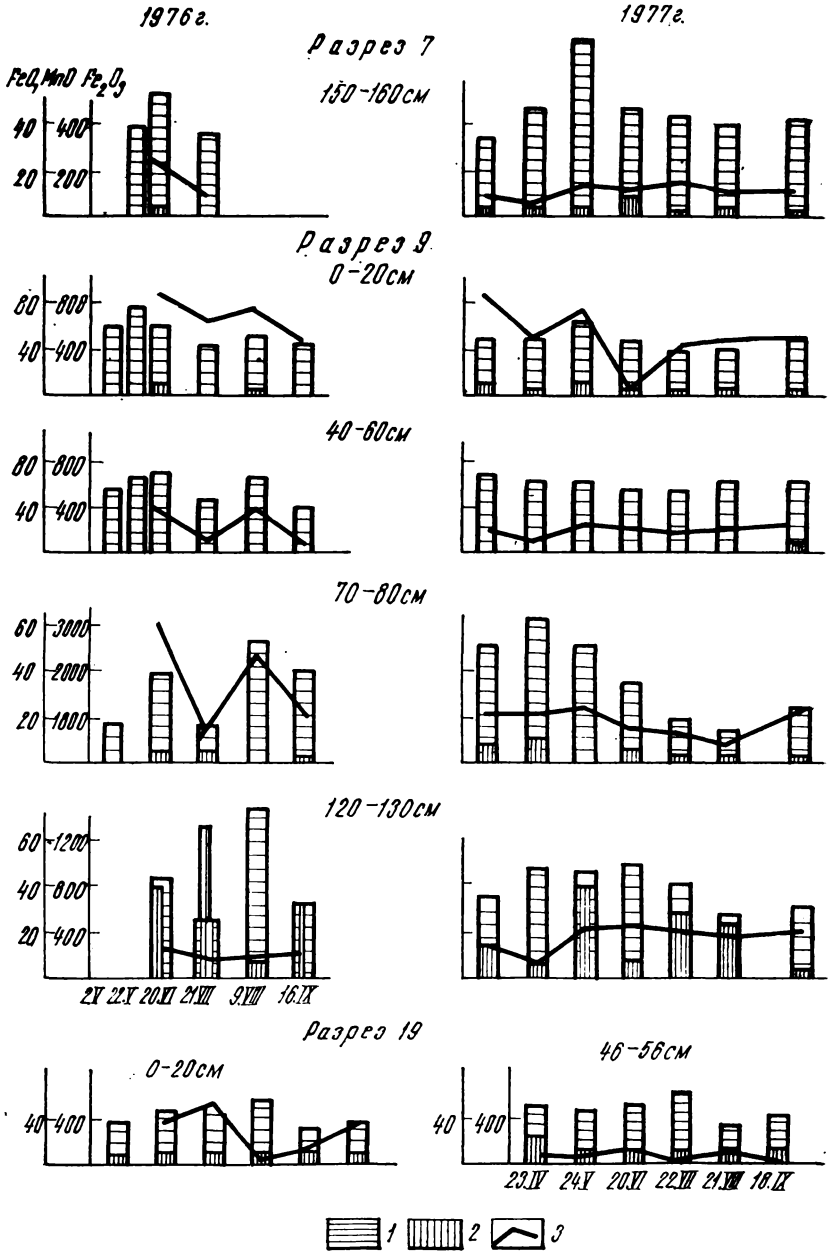
постоянно понижается, а в иллювиальном оглеенном горизонте, наоборот, повышается к концу июня.

Во влажный год содержание кислоторастворимого железа в глееватых почвах нарастает вплоть до июля, достигая максимальных величин в гумусовом горизонте (700 мг/100 г почвы). Плавное снижение содержания железа в гумусовом горизонте в последующие месяцы, по-видимому, связано с постоянным дополнительным поступлением железа с вышележащих склонов. Повышенное содержание подвижного железа во влажные годы с холодным летним периодом в сравнении со средними по ув-



лажнению годами отмечалось ранее [161]. Аналогичное увеличение растворимости железа с повышением влажности наблюдалось и другими исследователями [222].

Усиливающееся оглеение в почвах сопровождается дальней-


1976 г.
1977 г.
Разрез 7
FeO, MnO Fe2O3
150-160 см
40
20
400
200
Разрез 9
0-20 см
80
40
800
400
40-60 см
80
40
800
400
70-80 см
60
40
20
3000
2000
1000
120-130 см
60
40
20
1200
800
400
2V 22.V 20.VI 21.VII 9.VIII 16.IX
Разрез 19
0-20 см
40
400
46-56 см
40
400
23.IV 24.V 20.VI 22.VII 21.VIII 16.IX
1
2
3

шим увеличением количества подвижного железа. В глеевых почвах его содержание колеблется по срокам наблюдений и глубинам от 500 до 3000 мг/100 г почвы (см. рис. 10, 11). Зона с максимумом железа (более 2% от массы почвы) охватывает толщу от 60 до 100 см. Выше и ниже этой толщи содержание подвижного железа уменьшается, особенно в верхних горизонтах.

В гумусовом горизонте растворимость железа возрастает в мае — июне средних и сухих лет, потом она постепенно снижается. Изменение растворимости железа, по-видимому, связано с процессами разложения корневых остатков, опада и т. п., максимальная интенсивность которых наблюдается обычно в мае — июне [227, 233, 265, 266, 269], а также с содержанием в них водорастворимого органического вещества, обладающего высокой растворяющей способностью [145, 150, 216, 230, 231, 281]. Увеличение содержания закисного железа к этому периоду (см. рис. 12) связано с восстановлением окисных форм при разложении растительных остатков. В глеевых почвах, богатых перегноем и органическими остатками, происходит особенно интенсивно сульфат-редукция в нижних горизонтах. Образовавшийся H_2S реагирует с активным Fe^{3+}, распределенным внутри и вокруг органических остатков [305, 306, 320].

Во влажные годы отмечено увеличение как амплитуды колебаний, так и содержания подвижного железа в гумусовом горизонте (см. рис. 10). По нашему мнению, последнее обусловлено подъемом уровня верховодки в конце лета 1978 г. и связанной с этим гидрогенной аккумуляцией железа в результате привноса железоорганических соединений с потоком почвенно-грунтовых вод. Возможность переноса растворимых соединений железа с током верховодки в почвы подчиненных позиций отмечалась ранее [163, 164, 170]. Некоторая часть железа, как правило, в аморфной форме, высвобождается при разложении железоорганических соединений почвы [160, 185, 301].

В эти же сроки наблюдений (конец лета) отмечалось значительное снижение растворимости железа в подпахотном охристом горизонте, отличающемся максимальными значениями подвижного железа в средние и сухие годы. Возможно, что аморфные и слабокристаллизованные формы железа, восстанавливаясь, переходят в водорастворимую форму и перемещаются вместе с током верховодки кверху, в зону окисления, образуя стяжения на границе окислительной и восстановительной толщи почвы из-за неоднородности физико-химической обстановки [19, 62, 113, 144, 170, 208, 209, 223, 242, 292].

Содержание подвижного железа по профилю глеевой почвы западины у южного склона (см. рис. 10), где морфологически оглеение выражено не менее интенсивно, чем в разрезе 9, подвержено значительным колебаниям. Увеличение содержания железа и варьирование его во времени отмечали чаще всего в

Таблица 30

Результаты сравнительного химического и агрохимического анализов до и после промораживания проб

№ разреза	Генетический горизонт	Глубина, см	Исходная влажность, % от массы почвы	pH солевой		Железо в сернокислой вытяжке, мг/100 г почвы	
				до промораживания	после 6-месячного промораживания	до промораживания	после промораживания
5	Апах	0—10	53,0	5,7	5,5	150	208
	Апах	10—20	29,0	5,9	5,2	132	185
	A1	20—28	45,0	5,9	5,7	123	150
6	Апах	0—20	46,0	6,0	5,9	299	198
	A1	20—30	26,0	5,4	5,2	180	211
7	Апах	0—20	36,0	5,5	5,6	380	402
	B	20—30	35,0	5,7	5,5	535	560
9	A1	0—10	59,0	5,7	5,5	406	444
	A1	10—20	63,0	5,7	5,3	386	364
	A	20—30	65,0	5,6	5,5	430	448
	A	30—40	53,0	5,8	5,5	340	476

подгумусовой части профиля, реже — в гумусовом оглеенном горизонте. Кроме того, рассматриваемая почва не обнаруживает в своем профиле горизонта аккумуляции железа, в отличие от дерново-луговой глеевой.

Содержание подвижного железа в гумусовых и оглеенных горизонтах темно-серой глеевой почвы довольно стабильно в засушливый год и резко снижается при подтоплении во влажный год (см. рис. 10). Возможно, что летом при избытке легковосстанавливающихся кислородсодержащих веществ (нитраты и др.) образование Fe^{2+} в затопленной почве не происходит, что хорошо согласуется с аналогичными данными Ю. И. Ежова [100].

Для выяснения зависимости растворимости железа от низких температур были проведены определения железа по методу Веригиной в пробах неоглеенных и оглеенных почв до и после их промораживания в течение шести месяцев при температуре —5 —8° С.

Полученные данные (табл. 30) не подтверждают высказанные ранее предположения [67—69, 199] о снижении растворимости железа в результате криогенной коагуляции коллоидов и частичной кристаллизации. Профильные кривые распределения железа ранневесенних сроков наблюдений (рис. 13) свидетельствуют об увеличении растворимости железа над обводненным горизонтом в дерново-луговых глеевых почвах. Зона интенсивного осаждения гидроокисного железа составляет 50—60 см. В течение всей зимы, начиная с периода промерза-

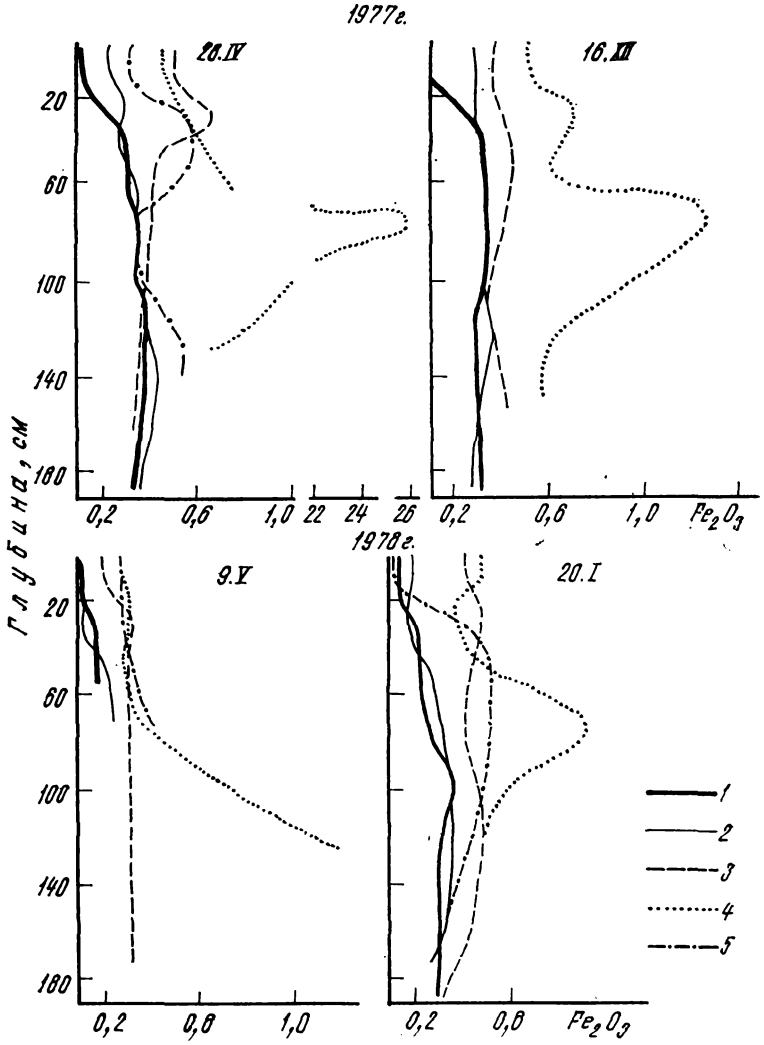


Рис. 13. Содержание кислоторастворимого железа в неоглеенной (*1*), глубокоглееватой (*2*), глееватой (*3*), дерново-луговой глеевой (*4*) и темно-серой лесной глеевой (*5*) почвах в ранневесенний и зимний периоды.

ния гумусовых горизонтов и кончая периодом полного оттаивания дерново-луговой глеевой почвы, ток воды с растворенными в ней железоорганическими соединениями и, возможно, другими солями направлен от болотного массива в сторону приболотного пояса, где железоорганические комплексы разрушаются и образуются водные окиси железа, не обладающие пол-

Таблица 31

Среднеарифметические показатели кислоторастворимого железа по годам наблюдений

№ разреза	Глубина, см	Содержание кислоторастворимого железа						
		1976	1977	1978	1979	1980	Среднее многолетнее	Мерзлых горизонтов
5	0—20	278±94	190±21	200±43	173±17	168±19	208±20	149±22
	30—40	308±54	280±16	242±30	256±21	182±21	267±16	217±27
	40—50	329±46	356±42	182	333±59	Нет свед.	323±24	Нет свед.
	70—80	389±56	351±33	305±49	340±22	332±24	351±17	329±19
	110—120	368±44	395±35	453±110	357±20	379±35	390±21	365±19
	180—190	Нет свед.	304±19	Нет свед.	373±85	370±10	357±29	Нет свед.
6	0—20	258±54	249±31	251±59	213±33	230±0	241±18	236±21
	30—40	325±42	300±16	216±31	258±35	310±34	289±14	259±27
	50—60	343±57	347±22	284±56	340±24	Нет свед.	344±21	260
	70—80	386±58	358	284±27	370±28	393±36	347±22	359±43
	130—140	454±65	395±36	618±107	326±62	383±40	427±29	380±37
	180—190	Нет свед.	323±38	480±130	332±17	239±54	354±42	Нет свед.

7	0—20	393±32	399±32	450±32	489±31	426±43	429±21	380±13
	20—30	446±40	473±46	533±64	520±24	456±52	489±23	419±30
	40—50	430±53	418±34	322±14	476±26	459±24	422±20	450±13
	70—80	429±50	394±24	297±49	395±19	440±30	387±19	390±79
	100—110	442±47	360±21	469±113	478±18	470±48	446±28	420±53
	150—160	435±52	472±51	445±87	Нет свед.	Нет свед.	430±27	Нет свед.
	180—190	Нет свед.	Нет свед.	426±135	344±71	»	372±59	»
9	0—20	595±46	506±30	555±90	509±36	440±106	531±26	441±54
	20—30	706±58	593±31	631±80	497±81	672±308	613±36	525±161
	40—50	594±48	633±19	438±121	500±43	482±65	541±31	548
	70—80	1735±351	Нет свед.	486±90	662±101	Нет свед.	1240±167	Нет свед.
	—	Нет свед.	1836±353	Нет свед.	Нет свед.	1148±436	Нет свед.	535±176
	120—130	842±208	796±65	777±213	730±224	Нет свед.	790±65	Нет свед.
19	0—20	408	430±35	324±101	252±74	354±26	322±37	266±78
	20—30	395	460±57	370±105	402±48	387±63	389±41	386±63
	40—50	436	555	328±17	465±46	343±55	431±23	366±86
	70—80	414	457±58	404	468±41	409±40	398±22	374
	120—130	452	508±40	496	483±47	444±40	480±20	Нет свед.
	150—160	Нет свед.	458±130	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	468±61	»

ной обратимостью [160]. Интенсивное окисление и нарастающее осаждение железа в охристой зоне зимой, наблюдаемое нами, хорошо согласуется с данными З. Н. Арефьевой [22, 23] и результатами опытов И. Б. Арчеговой [32]. В глеевой почве западины зимой 1979 г. также обнаруживалась тенденция к накоплению гидрогенного железа выше уровня верховодки. Но эта тенденция в почвах западин, по-видимому, сохраняется в зимние периоды, следующие за крайне сырыми годами, когда создаются благоприятные условия для длительного существования верховодки в нижней части профиля.

Исходя из полученных данных (см. табл. 30), можно предположить, что в зимние сроки наблюдений сохраняются различия в содержании железа в гумусовых горизонтах между почвами разной степени оглеения, т. е. данные содержания железа в почвах в зимние сроки наблюдения, как и в летние, приобретают определенное диагностическое значение.

Показатели кислоторастворимого железа (табл. 31) имеют тенденцию к увеличению во влажный (1978) и последующие за ним годы. Эта тенденция наиболее четко проявляется в глееватых почвах (разрез 7). Так, во влажный 1978 г. содержание железа в гумусовом горизонте глееватых почв (см. табл. 31) достигает величин, характерных для глеевых почв в засушливые годы. Исключение представляют сильнообводненные с осени (с наледью зимой) горизонты глеевых западинных почв (разрез 19), где содержание железа резко уменьшается во влажные (1978, 1979) годы.

Для представления о подвижности железа в сравниваемых почвах проводилось шестнадцатикратное вытеснение его последовательными кислотными вытяжками из разных генетических горизонтов темно-серой глееватой почвы замкнутой западины (разрез 7) и глеевых почв шлейфов склонов (разрезы 9 и 19). При этом предполагалось, что в результате столь длительной обработки таким энергичным реагентом, как 1 N H_2SO_4, будет вытеснено полностью количество потенциально подвижного железа. Полученные данные (табл. 32) показывают, что первой вытяжкой из темно-серой глееватой почвы извлекается значительно меньше железа, чем из глеевых. Кроме того, в последнем случае железо имеет большую мобильность, так как в первую вытяжку переходит гораздо больше железа от суммарного его количества, извлеченного шестнадцатью вытяжками. Максимум содержания подвижного железа в вытяжке соответствует наиболее оглеенной части профиля этих почв. Данные второй вытяжки показывают, что отмеченные различия между сравниваемыми почвами сохраняются, лишь уменьшается количество извлекаемого железа. Увеличение содержания экстрагируемого железа установлено для четвертой вытяжки. В последующих вытяжках наблюдается противоположная закономерность: в почве западины количество подвижного железа как абсолют-

Таблица 32

Содержание подвижного железа, по Веригиной, в последовательных многократных вытяжках

№ разреза	Глубина, см	1		2		4		8		16		Сумма	
		I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
7	0—20	272	8,9	224	7,1	519	16,6	224	7,1	56	1,8	3133	63,2
	20—30	264	7,7	344	10,1	703	20,7	208	6,1	40	1,2	3397	70,3
	90—100	447	10,2	399	9,1	623	14,2	352	8,0	72	1,6	4380	64,7
	125—135	360	10,6	320	9,4	407	12,1	176	5,2	56	1,6	3380	54,0
9	0—20	347	14,8	301	10,7	360	15,4	107	4,6	32	1,3	2345	41,6
	20—30	359	13,7	272	10,4	399	15,2	160	6,1	40	1,5	2621	44,0
	70—80	1239	24,6	719	14,3	599	11,8	200	3,9	64	1,3	5026	45,6
	140—150	567	13,6	439	10,5	615	14,8	248	5,9	64	1,5	4171	64,7
19	0—10	383	17,6	240	10,9	279	12,7	104	4,7	24	1,1	2198	43,0
	20—30	463	19,2	359	14,9	360	14,9	96	4,0	32	1,3	2414	46,1
	60—70	375	9,6	391	10,2	639	16,4	272	7,0	56	1,4	3992	52,8
	150—160	296	8,6	311	9,1	559	16,2	240	7,0	64	1,9	3436	45,0

Примечание. 1—16 — количество вытяжек; I — мг/100 г почвы, II — % от суммы 16 вытяжек.

но, так и относительно (в % от суммарного количества) извлекается больше, чем в глеевых почвах. В результате суммарное количество железа в верхних горизонтах глееватой почвы становится выше, чем в глеевых, и в 1 N сернокислую вытяжку переходит до 70% железа от валового его количества, тогда как в дерново-глеевой почве на этой же глубине — 44% (см. табл. 13).

По-видимому, эти особенности подвижности железа обусловлены различиями в валовом содержании гумуса (глееватые почвы содержат меньше гумуса почти в два раза по сравнению с глеевыми), ее фракционном составе, а также различными формами связи их с железистыми соединениями [11, 12, 14, 210, 302]. Как показала Л. Н. Александрова [11], подвижность железа зависит как от его концентрации в растворе и кислотности среды, так и от соотношения с гуминовыми кислотами. Чем выше содержание железа в почве, тем выше прочность закрепления гуминовых кислот на поверхности кристаллической решетки минералов [11, 303].

Кривые суммарного содержания железа (рис. 14) показывают изменение растворимости железа в интервале четвертой — седьмой вытяжек. Можно предположить, что в рассматриваемом интервале извлекается все аморфное и связанное с органическим веществом железо [193]. Как было установлено И. Г. Цюрупой [284, 285], окристаллизованное железо не растворяется 1 N H_2SO_4. Известно также, что железо, адсорбиро-

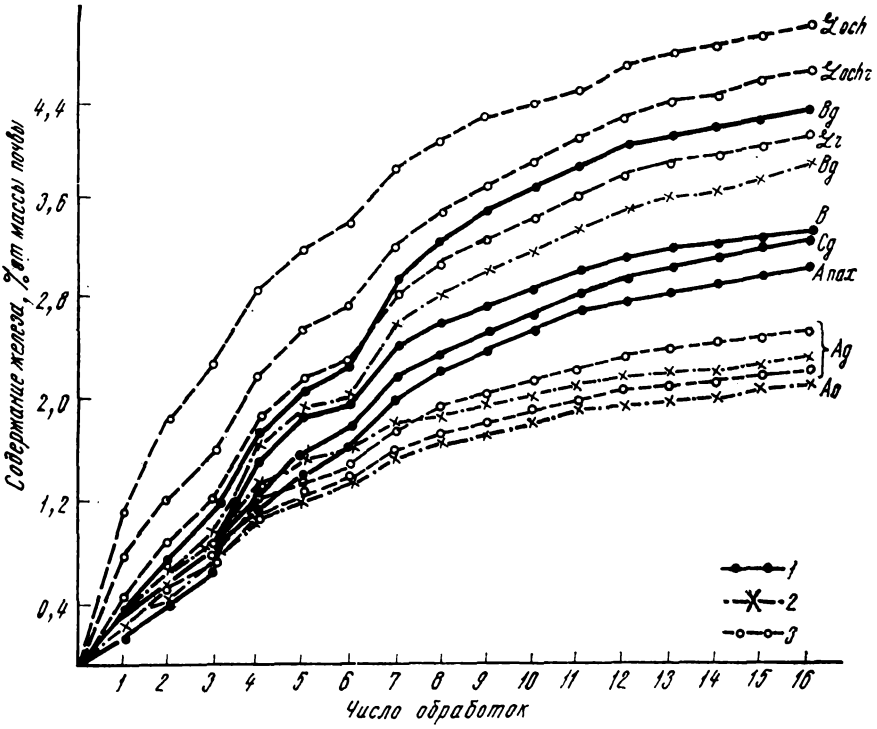


Рис. 14. Суммарное содержание железа в последовательных вытяжках, по Веригиной, в оглеенных темно-серой лесной глееватой (*1*), темно-серой лесной глеевой (*2*), дерново-луговой глеевой (*3*) почвах Камышенского стационара.

ванное на поверхности минералов в виде органоминеральных пленок, а также железогумусовые соли медленно растворяются в минеральных кислотах [13]. По-видимому, в результате воздействия четырех-пяти последовательных сернокислых вытяжек происходит освобождение железа из органоминеральных пленок на поверхности минералов. Общее количество аморфного и органоминерального железа в гумусовых горизонтах глееватых и глеевых почв колеблется в пределах 1,15—1,25% от массы сухой почвы. Эти показатели значительно меньше, чем в почвах гумидных областей Сибири [18]. Максимальное количество аморфного и органокислотного железа отмечено на глубине 90—100 (глееватые почвы) и 60—80 см (глеевые почвы), что хорошо согласуется с современными представлениями о формах железа и их миграции [36—38, 86, 96, 116, 118, 139, 158, 219, 316—318].

Таким образом, в темно-серых оглеенных почвах Зауралья отчетливо выражены сезонные колебания содержания подвижного железа. Полученные нами данные подтверждают вывод

Н. И. Богданова и О. П. Соловей [41] о том, что динамика железа в незаболоченных почвах повторяет изменение температуры почвы, а не влажности. В заболоченных почвах различных регионов в результате глееобразования усиливается растворимость соединений железа, как и было установлено ранее многими исследователями [42, 44, 53, 54, 56, 79, 85, 90, 101, 106, 107, 110, 111, 117, 119, 121, 122, 131, 148, 188, 260 и др.].

В зависимости от соотношения процессов мобилизации и миграции железа оно может накапливаться в верхних горизонтах глееватых почв, перераспределяться по элювиальному и элювиально-иллювиальному типу в глубокоглееватых и неоглеенных почвах или интенсивно осаждаться в дерново-луговых глеевых почвах приболотного пояса. В исследуемых почвах распределение несиликатного железа определяется соотношением следующих процессов: а) биогенным накоплением в гумусовых горизонтах; б) мобилизацией из силикатных соединений, которая наиболее активно протекает в глееватых почвах западин; в) миграцией (элювиально-иллювиальным перераспределением и выносом из почвы), наиболее активно протекающей в глеевых почвах западин; г) гидрогенным накоплением железа в глеевых почвах приболотного пояса. По мере продвижения вниз по уклону местности и увеличения влажности возрастает амплитуда изменений, поскольку какое-то количество веществ постоянно поступает с верхних элементов рельефа. Пока сохраняются условия для выноса железа (горизонтального или вертикального), общая (профильная) зона колебаний его содержания возрастает. Как только верховодка приобретает более или менее стабильный (длительный) характер, такая зона резко сокращается.

Динамика подвижных форм марганца

Определение подвижного марганца как одного из элементов, характеризующих окислительно-восстановительный режим почв, показало значительные различия в его содержании как по срокам наблюдений, так и в пределах сравниваемых почв (см. рис. 12). Наибольшее количество подвижного марганца наблюдается в верхних гумусовых горизонтах и закономерно уменьшается с глубиной, что согласуется с литературными сведениями [40, 164, 177, 250 и др.]. В ряду почв неоглеенные — глееватые — глеевые содержание марганца в гумусовых горизонтах достоверно увеличивается. В оглеенных почвах наряду с биогенным накоплением марганца большую роль играют процессы его гидрогенной аккумуляции.

Максимальное содержание подвижного марганца определено в дерново-луговой глеевой почве (разрез 9), сформировавшейся под осоково-щучковой луговой растительностью. Возможность накопления марганца луговыми и болотными расте-

ниями, особенно осоками, была показана В. К. Бахновым [40].

В связи со значительной пространственной вариабельностью содержания марганца ($v = 37—46\%$) с известной осторожностью необходимо рассматривать данные его сезонной динамики. Все же следует отметить некоторые выраженные тенденции распределения подвижного марганца в изученных почвах по сезонам года. Во всех рассматриваемых почвах исследуемого ряда отмечается увеличение содержания марганца в весенний и раннелетний периоды. Эта особенность в распределении марганца наиболее отчетливо выражена в гумусовых горизонтах (см. рис. 12). С глубиной по профилю эта тенденция выражена слабо. Если предположить, что увеличение подвижного марганца весной обусловлено повышением влажности [39, 78, 177, 200, 229, 283], то трудно объяснить почти равное содержание марганца в иллювиальных и подстилающих горизонтах, различающихся по увлажненности. По-видимому, главную роль в содержании и динамике марганца играют биогенные факторы, хотя не исключено восстановление его химическим путем при определенной роли ферментативных процессов [315].

Итак, сезонные изменения содержания марганца наиболее сильно выражены в гумусовых горизонтах рассматриваемых почв. С увеличением влажности и содержания гумуса возрастает количество подвижных форм марганца. При иссушении почв марганец быстро окисляется и переходит в труднорастворимые формы.

Динамика pH

Полученные данные по кислотности почв (рис. 15, 16) довольно противоречивы и труднообъяснимы. В частности, сезонные колебания величины pH (солевого) с глубиной не всегда уменьшаются, что находится в определенном противоречии со сведениями М. М. Абрамовой [1] и К. М. Смирновой [235]. Отчасти это объясняется наличием карбонатных включений, влияние которых ограничивается участками почвы, непосредственно соприкасающимися с дутиками, и ослабляется по мере удаления от них. По-видимому, большую роль играют и водорастворимые железоорганические соединения [145], количество и состав которых постоянно меняются в зависимости от гидрологических условий года и сезона.

В целом можно отметить, что наибольшей стабильностью величины pH по профилю отличается темно-серая глеевая почва (разрез 19) и несколько меньшей — дерново-луговая глеевая почва (разрез 9). Наибольшей кислотностью по профилю и значительной изменчивостью в течение года отличается темно-серая глееватая почва (разрез 7). В средние по увлажнению годы (1976) величина pH от весны к лету возрастает почти во всех горизонтах рассматриваемого ряда почв, достигая макси-

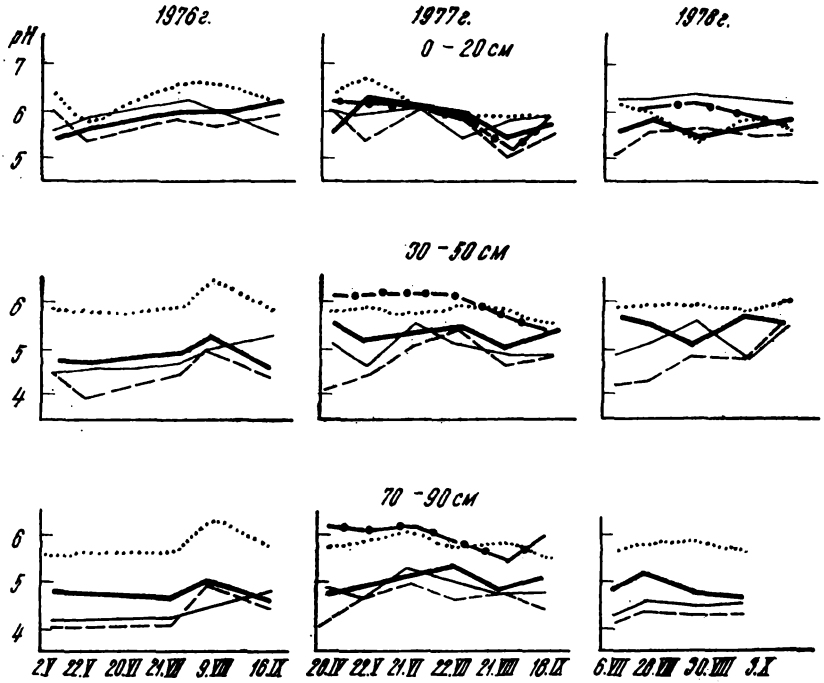


Рис. 15. Динамика pH солевого в почвах Камышенского стационара. Усл. обозначения те же, что на рис. 13.

мальных величин в начале августа. Осенью после запашки растительных остатков в связи с поступлением значительного количества органических соединений кислотность почв повышается, особенно в подпахотных горизонтах. В засушливые годы (1977) изменения pH максимальны. По мере повышения аэрации почвы кислотность гумусовых горизонтов увеличивается, что хорошо согласуется с результатами модельных опытов Л. Ф. Тарариной [248], а в подпахотных горизонтах неоглеенных и глееватых почв уменьшается в результате усиления процессов испарения и перемещения бикарбонатов к зоне испарения. В глеевых почвах величина pH нижней и средней частей почвенного профиля остается почти неизменной в зоне капиллярной каймы длительно существующей верховодки. Во влажные (1978) годы кислотность почв рассматриваемого ряда довольно стабильна в сравнении с другими сезонами.

Таким образом, максимальные изменения кислотности наблюдаются в засушливые годы, когда отмечается определенное сближение кривых pH гумусовых горизонтов неоглеенных, глееватых и глеевых почв. Различия в pH между неоглеенными, глееватыми и глеевыми почвами во все годы наблюдений наи-

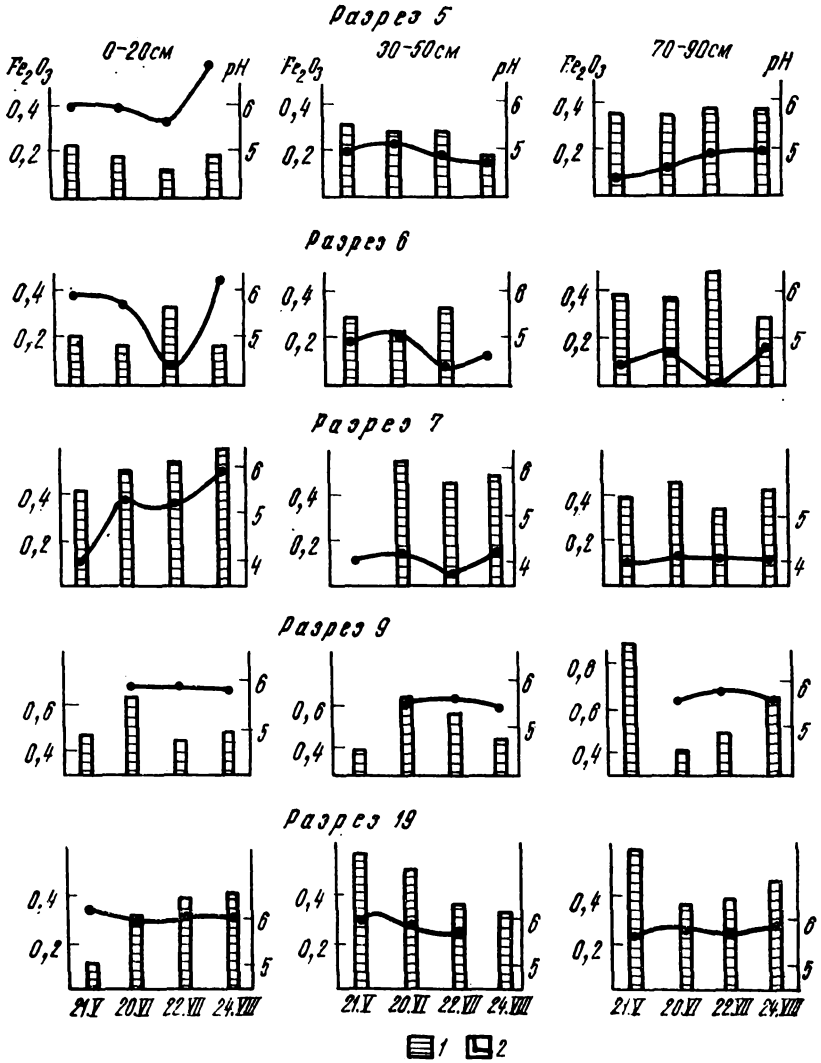


Рис. 16. Колебания содержания кислоторастворимого железа, % (*1*) и pH солевого (*2*) в вегетационный период 1979 г.

более стабильны в иллювиальных горизонтах (см. рис. 15), что обусловлено особенностями водного режима и различной выраженностью оглеения в их профиле.

В заключение отметим следующее: сезонные колебания содержания железа и марганца зависят от гидрологических условий года и степени оглеения почв. В неоглеенных почвах амплитуда колебаний выше во влажные годы. По мере возрастания

оглеения (в глееватых почвах) отмечены максимальные изменения во влажные и средние по увлажнению годы. В глеевых почвах вариабельность возрастает в засушливые годы.

На фоне сезонных изменений подвижных форм железа и марганца выявлена тенденция увеличения подвижности железа в начале лета. Наиболее активно она проявляется в гумусовых горизонтах. Колебания растворимости железа обусловлены цикличностью гидротермического режима почвы и превращения растительных остатков под воздействием микробиологических процессов.

В дерново-луговых глеевых почвах происходит современное гидрогенное накопление железа, что дает основание относить почвы приболотного пояса достаточно крупных болотных массивов к территориям, подверженным заохриванию. Содержание кислоторастворимого железа — достаточно обоснованный диагностический критерий степени оглеения темно-серых лесных почв Зауралья.

Глава 7

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГРУППИРОВКА ПОЧВ, ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ПОВЫШЕНИЯ ПЛОДОРОДИЯ

Мелиоративные условия исследуемой территории определяются мощностью пород, залегающих на первом от поверхности регионально выдержанном водоупоре, особенностями их литологии и строения, характером обводнения, глубиной залегания грунтовых вод и их химическим составом, а также водно-физическими свойствами формирующихся на них почв. Глубина залегания водоупоров определяет мощность толщи, в пределах которой проявляются мелиоративные факторы и распространяется влияние мелиоративных мероприятий [205]. Состав, строение и обводненность мелиорируемой толщи определяют направление и активность процессов водосолеобмена и физико-химические свойства почв.

Надводоупорные толщи в рассматриваемом районе Западно-Сибирской равнины образованы отложениями четвертичного возраста различной мощности, состава, генезиса; их свойства подробно рассмотрены в первой главе. Важнейшие генетические типы отложений, принимающие участие в строении мелиорируемой толщи,— покровные лессовидные и озерно-аллювиальные образования. Гидрогеологическое значение лессовидных покровных отложений различно. На нижних частях притеррасных склонов и на гривах надпойменных террас р. Туры, где лессовидные суглинки перекрывают обводненные озерно-аллювиальные образования, лежащие на первом от поверхности региональном водоупоре, они играют роль относительного водоупорного слоя, способствующего возникновению местного напора почвенно-грунтовых вод. При непосредственном залегании на водоупорных диатомовых глинах их обводненность определяется рельефом кровли водоупора и микрорельефа поверхности. Там, где кровля водоупора приподнята, покровные отложения не обводнены, но на достаточно длинных притеррасных склонах в покровных суглинках могут образоваться слабые потоки почвенно-грунтовых вод. В микро- и мезозападинах водоупорного ложа они скапливаются, образуя небольшие бассейны верховодки.

Почвенно-физические условия мелиорации в Западной Си-

бири довольно подробно рассмотрены В. П. Панфиловым, Н. И. Чащиной, М. М. Ландиной [206]. Они охарактеризовали основные агромелиоративные особенности почв всего региона. Длительное сезонное промерзание и другие черты температурного режима определили укороченность почвенного профиля и малую мощность формирующегося в них гумусового слоя. Эти свойства, а также низкая агрегированность обусловили пониженную водопроницаемость почв. Важная характерная особенность почв — дифференциация физических свойств по почвенному профилю. В целинном состоянии верхние аккумулятивные горизонты почв имеют сравнительно благоприятные водно-физические свойства: рыхлое сложение, высокую водопроницаемость (более 1,2 м/сут), повышенные влажность и диапазон активной влаги (до 110 мм в слое 0—50 см), достаточную порозность аэрации. Вместе с тем нижележащая часть профиля почв (слой 50—100 см) и подстилающая толща характеризуются повышенной плотностью (1,5—1,6 г/см^3), пониженным содержанием воздуха (5—10% от объема почвы при ПВ), низкой водоотдачей и водопроницаемостью. Эти свойства затрудняют нисходящий внутрипочвенный сток избыточной влаги и способствуют переувлажнению почвенного профиля. В агрономическом отношении физические свойства этих почв, особенно их иллювиальных горизонтов, чрезвычайно неблагоприятны [10, 206].

Нами детально рассматриваются агромелиоративные особенности почв Туринского района в связи с их интенсивным сельскохозяйственным использованием. На основе генетического и эколого-гидрологического анализа свойств почв Зауралья [4] и потребности их в тех или иных мелиоративных мероприятиях выделено шесть почвенно-мелиоративных групп [273, 274].

В первую агромелиоративную группу почв (табл. 33) включены неоглеенные и глубокоглееватые почвы, формирующиеся на верхних и средних частях водораздельных и притеррасных склонов правобережной части бассейна р. Туры. Рассматриваемые почвы обеспечены естественным стоком поверхностных вод. Грунтовые воды залегают на глубине 5—10 м и в почвообразовании участвуют мало. В долине р. Туры преобладают почвы легкоглинистого и тяжелосуглинистого механического состава, подстилаемые суглинками и глинами различного генезиса. Неоглеенные почвы занимают верхние позиции склонов. Индекс увлажненности их, подсчитанный нами за май — сентябрь по методике Т. А. Романовой и Ж. А. Капилевич [221], составляет 0,2. Темно-серые лесные неоглеенные почвы обладают благоприятными водно-физическими свойствами, обусловленными высоким содержанием гумуса и иловатых частиц. При уменьшении содержания гумуса свойства их довольно резко ухудшаются, что отмечалось нами ранее [130, 177].

Таблица 33

Агромелиоративные группы почв и их водно-физические свойства

№ группы (подгруппы)	Наименование группы	Преобладающая почва	Мощность слоя, см	ОВ, г/см³	УВ, г/см³	Порозность, % от объема почвы	ППВ, % от объема почвы	Запасы воды, мм: начало мая	Запасы воды, мм: период максимального иссушения	Содержание кислоторастворимого железа, мг/100 г почвы	Фактор дисперсности, по Качинскому	Потребность в осушении
1.1	Неоглеенные	Темно-серая лесная оподзоленная легкосуглинистая	0—20 20—50 50—100	0,93 1,21 1,41	2,34 2,52 2,56	60 52 45	42 37 35	69—88 100—124 169—196	40 76 148	208 280 Нет свед.	4—10 31 Нет свед.	Не нуждаются в осушении
1.2	Глубокоглееватые	Темно-серая лесная оподзоленная глубокоглееватая тяжелосуглинистая	0—20 20—10 50—100	1,00 1,14 1,34	2,36 2,54 2,56	58 55 48	36 34 38	78—95 118—127 199—214	40 45 166	241 289 Нет свед.	4 20 Нет свед.	Нуждаются в осушении только при систематическом орошении
2.1	Глееватые западин	Темно-серая лесная глееватая легкоглинистая	0—20 20—50 50—100	1,14 1,43 1,42	2,44 2,60 2,58	52 45 45	40 38 43	83—110 134—144 231—242	37 96 170	429 456 Нет свед.	5 10 Нет свед.	Нуждаются в агромелиоративных мероприятиях
2.2	Глееватые склонов	Темно-серая лесная глееватая легкоглинистая	0—20 20—50 50—100	1,06 1,30 1,43	2,44 2,56 2,57	57 49 44	37 37 38	84 121 220	61 111 185	311 380 370	10 39 Нет свед.	Не нуждаются в самостоятельном осушении

2.3	Глееватые грив	Темно-серая лесная глееватая осолоделая тяжелосуглинистая	0—20 20—50 50—100	1,31 1,41 1,42	2,52 2,58 2,58	48 45 45	32 33 36	Нет свед. То же »	Нет свед. То же »	500 399 Нет свед.	18 11 Нет свед.	То же
3.1	Глеевые приболотного пояса	Дерново-луговая глеевая легкоглинистая	0—20 20—50 50—100	0,91 1,16 1,27	2,32 2,48 2,58	61 53 51	44 43 39	97—113 129—151 210—240	76 96 166	531 579 1240	10 27 Нет свед.	Нуждаются в осушении и мерах по защите дрен от заохривания
3.2	Глеевые западин	Темно-серая лесная глеевая легкоглинистая	0—20 20—50 50—100	0,95 1,26 1,35	2,37 2,55 2,66	60 51 49	46 42 Нет свед.	92—116 151—169 223—244	40 91 180	322 410 400	3 10 Нет свед.	Нуждаются в осушении и глубоком рыхлении
3.3	Глеевые грив	Дерново-луговая глеевая легкоглинистая	0—20 20—50 50—100	1,00 1,26 1,31	Нет свед. То же »	Нет свед. То же »	40 41 Нет свед.	Нет свед. То же »	Нет свед. То же »	Нет свед. То же »	Нет свед. То же »	Нуждаются в осушении
4.	Болотные	Болотная низинная торфяно-перегнойная мощная	0—20 20—50 50—100	0,22 0,19 0,16	1,57 1,57 1,55	86 88 90	То же » »	160 224 410	» » »	» » »	» » »	То же
5.	Пойменные	Пойменная дерново-глеевая легкосуглинистая	0—20 20—50 50—100	0,96 1,04 1,22	2,51 2,60 2,63	62 60 54	50 45 48	Нет свед. То же »	» » »	» » »	» » »	Нуждаются в осушении и ограждении от затопления

Фактор дисперсности, по Качинскому [154], в пахотном слое темно-серых лесных почв обычно меньше 10. В подпахотных горизонтах микроагрегированность ухудшается, о чем можно судить по величине фактора дисперсности, увеличивающейся с глубиной. Профиль серых лесных почв (так же, как и дерново-подзолистых) представляет собой резко дифференцированный слой 0—50 см, обогащенный гумусом и корнями, имеет объемную массу 1,1—1,2 г/см^3, общую порозность в среднем 54%. В слое 50—100 см объемная масса увеличивается до 1,4 г/см^3; общая порозность снижается до 45%. Исследуемые почвы обладают значительной водоудерживающей способностью. Запасы влаги в метровом слое составляют в среднем 387 мм, из них 150 мм — диапазон активной влаги, по Качинскому [153]. Чем шире диапазон активной влаги, тем устойчивее благоприятные условия для произрастания растений [156]. Хорошая водоудерживающая способность этих почв обусловлена некоторыми их провинциальными особенностями, в частности, высокой гидрофильностью почвенных коллоидов [206, 259]. В связи с этим поровое пространство серых лесных почв не способно вмещать влагу без существенного нарушения воздушных условий во всем корнеобитаемом слое. Рассматриваемые почвы из-за повышенной сорбционной способности и малого объема свободных пор обладают низкой водосточной и резервной водовместимостью. Так, при влажности, соответствующей ППВ, их резервная водовместимость составляет в слое 0—100 см всего 131 мм. Из приведенных данных следует, что влажность почвы, соответствующую ППВ, не всегда можно принимать за оптимальный уровень увлажнения почв. Неблагоприятные агрофизические условия при ППВ складываются в иллювиальной части профиля исследуемых почв.

Таким образом, в агромелиоративном отношении неоглеенные почвы района являются ценными земельными ресурсами, подлежащими наиболее интенсивному использованию. Повышение их продуктивности может быть достигнуто путем широкого развития оросительных мероприятий с соблюдением мер противоирригационной эрозии, применения только агромелиоративных и агротехнических приемов [129].

Темно-серые глубокоглееватые почвы занимают средние части склонов, вершины выположенных грив низких террас. Они обладают наиболее благоприятными водно-физическими свойствами в сравнении со всеми остальными зональными почвами района (см. табл. 33). Повышенное содержание гумуса, хорошая микроагрегированность почвы, высокая общая порозность с воздухосодержанием, превышающим 20% объема почвы, сочетаются с довольно большими значениями водопроницаемости по всему профилю почвы. Ухудшают свойства пахотных глубокоглееватых почв сопутствующие им на равнинах Зауралья оглеенные их компоненты, обладающие неблагоприятными вод-

но-физическими свойствами. Если оглеенных компонентов менее 10 %, их влияние при естественных условиях возделывания сельскохозяйственных культур сказывается только на определенном уменьшении урожайности озимых культур. При увеличении оглеенных западинных почв до 20 % и более, возможно, лучше использовать эти земли под посевы многолетних трав, устойчивых к длительному (18—25 сут) затоплению: лисохвоста лугового, костра безостого, пырея ползучего, канареечника и др. [225].

При развитии оросительной мелиорации отрицательное влияние оглеенных западинных почв как активных очагов заболачивания усилится. Кроме того, как было показано (глава 4), в условиях влажного 1978 г. с обеспеченностью осадками за год 9 % и за теплый период 3,2 % отмечались периоды с длительностью переувлажнения до 24 дней в июле в пахотном слое глубокоглееватых почв, а в условиях среднемноголетнего по осадкам 1976 г.— 5—6 дней. Согласно требованиям «Руководства по проектированию осушительных систем...» [225], расчетная обеспеченность для отвода из корнеобитаемого слоя избытка вод, образуемых летними осадками, составляет 10 % (при выращивании овощей 5 %), т. е. даже в погодных условиях 1976 г. (а тем более в 1978 г.) глубокоглееватые почвы нуждаются в осушительных мероприятиях при возделывании овощей. Поскольку в 1976 г. урожайность на глубокоглееватых почвах была максимальной среди исследуемого ряда почв, т. е. летнее переувлажнение не сказалось отрицательно на развитии озимой ржи, рассматриваемые почвы нуждаются в осушительных мероприятиях только во влажные годы. При оросительных же мероприятиях условия увлажнения пахотного слоя будут приближены к условиям влажного лета и во всем профиле почвы разовьются гидроморфные явления. На основании сказанного можно заключить, что на рассматриваемых пахотных почвах второй подгруппы необходимо устройство дренажной системы для отвода избытка вод при орошении.

Во вторую агромелиоративную группу включены глееватые почвы тяжелого гранулометрического состава, приуроченные к плоским водоразделам и террасам рек, к выположенным склонам, гривам и ложбинам различного генезиса. Условия залегания глееватых почв по рельефу местности обусловливают значительные различия их морфологических и химических свойств [131]. Микрорельеф не только перераспределяет поверхностный и внутрипочвенный сток, но и определяет условия и направленность биохимического разложения органического вещества, существенно влияет на температурный режим почв [58]. По характеру водного режима [217, 218, 220] нами выделены три подгруппы глееватых почв: 1) глееватые почвы западин; 2) глееватые почвы склонов (ложбины); 3) глееватые гривные осолоделые почвы [183]. Глееватые почвы западин обладают

крайне неблагоприятными водными режимами. Периоды весеннего подтопления их сочетаются с длительными периодами иссушения, что подтверждается и индексом увлажненности 0,3, рассчитанным для почв Камышенского стационара.

В гумусовых горизонтах темно-серых глееватых почв (по сравнению с почвами первой группы) заметно возрастает объемная масса (1,12—1,2 г/см^3) и снижается порозность (см. табл. 33), сокращается мощность гумусового горизонта. В глееватых почвах западин резко выражена дифференциация профиля как по гранулометрическому составу, так и по объемной массе и другим водно-физическим показателям. Иллювиальные горизонты этих почв обычно очень плотно сложены, имеют высокую объемную массу: 1,43—1,45 г/см^3 при глинистом гранулометрическом составе. Особенность рассматриваемых почв в том, что их предельная полевая влагоемкость (ППВ) превышает критические значения влажности, лимитирующей нормальную проходимость техники, т. е. величину, равную 70—75 % общей порозности [215]. Поэтому на глееватых западинных почвах необходимо использовать гусеничные тракторы с уменьшенным удельным давлением.

Глееватые почвы западин нуждаются в агромелиоративных мероприятиях по ускорению поверхностного стока: бороздовании с глубиной борозд 20—30 см, планировке поверхности, а в некоторых случаях и открытии западин, а также в улучшении их физических свойств и водно-воздушного режима.

Глееватые почвы склонов по своим водно-физическим свойствам близки к глубокоглееватым. Объемная масса в верхнем гумусовом слое 1,0—1,1 г/см^3, значительна и величина порозности в гумусовых горизонтах — 53—60 %. Рассматриваемые почвы достаточно стабильно переувлажнены в средней и нижней частях профиля; нередко в нижней части профиля почв образуется верховодка. Глееватые почвы склонов, по-видимому, не нуждаются в самостоятельных мелиорациях. При вовлечении их в состав орошаемых массивов необходимо устройство редкой дренажной сети.

Гривные осолоделые глееватые почвы отличаются от почв других подгрупп резкой химической и гранулометрической дифференциацией их профиля. Значительную часть вегетационного периода их иллювиальная толща находится в зоне воздействия восходящих токов воды со стороны прилегающих к гривам понижений. В зависимости от глубины залегания верховодки, высоты капиллярной каймы и гидрологических условий года формируется их карбонатный профиль.

Свойства гривных осолоделых почв (как химические, так и водно-физические) крайне лабильны в зависимости от химизма верховодки, характера почв прилегающих к гривам понижений. В самостоятельных осушительных мелиорациях почвы этой подгруппы не нуждаются.

К третьей агромелиоративной группе (см. табл. 33) отнесены необеспеченные естественным оттоком атмосферных и грунтовых вод глеевые почвы. Они испытывают длительное переувлажнение в весенне-осенний период средних и влажных лет, обладают нередко слабоводопрочной структурой гумусового горизонта. Нами выделены три подгруппы среди глеевых почв.

Глеевые почвы приболотного пояса окаймляют все болотные массивы исследуемого района. Индекс увлажненности их за май — сентябрь составил 1,9. Пульсирующая верховодка в профиле почвы постоянна, стабильное существование ее обусловлено водами торфяной залежи. В связи с преобладанием в почве в летний период восходящих потоков влаги формируются почвы дерново-лугового ряда. Современные аккумулятивные процессы в значительной мере нейтрализуют отрицательное (диспергирующее) влияние глееобразования. И чем активнее процессы аккумуляции гумуса, ила, соединений железа, тем благоприятнее водно-физические свойства формирующихся глеевых почв приболотного пояса. Почвы этой группы нуждаются в осушительных мелиорациях, а также в предохранительных мерах против заохривания дрен даже при самых низких показателях содержания железа в воде.

Глеевые почвы плоских недренированных территорий, ложбин, крупных западин нуждаются в систематических осушительных мелиорациях. Индекс увлажненности их составляет 1,7. Водный режим крайне неблагоприятный для возделывания сельскохозяйственных культур. Осушение их — одна из сложных проблем мелиорации, поскольку эффективность гидротехнических мероприятий в данном случае связана с изменениями физических свойств почв.

Глеевые почвы выположенных грив низких террас р. Туры составляют третью подгруппу. Свойства их также изменчивы и зависят от состава и характера прилегающих к гривам почв, химизма воды. В рассматриваемом районе почвы этой подгруппы обычно карбонатны, иногда даже засолены. По-видимому, глеевые гривные почвы нуждаются в выборочном дренаже, и осушение их должно рассматриваться в совокупности с осушением крупных понижений, ложбин и т. п.

Четвертая группа — это болотные почвы, пригодные для освоения после осушительных мероприятий. Болотные почвы нуждаются в систематическом дренаже и регулировании водно-воздушного режима. Они составляют в среднем 10,6 % общей площади подзоны предлесостепных сосново-березовых лесов Западной Сибири, в районе болота Неймышево — 41,4 %. Сильная заболоченность рассматриваемой подзоны Зауралья обусловлена как климатическими факторами, так и весьма слабой дренирующей ролью рек в условиях плоского рельефа территории и преобладания тяжелых по гранулометрическому составу почвообразующих и подстилающих пород, обладающих очень слабой вер-

тикальной и горизонтальной фильтрацией. По нашим данным, в наибольшей степени заболочена четвертая терраса р. Туры. Причина увеличения заболоченности высоких террас кроется, по-видимому, в усилении роли грунтового питания болот верхних террас, что косвенно подтверждается облегчением гранулометрического состава пород от поймы к водоразделу.

Почвы современных пойм составляют пятую агромелиоративную группу почв подзоны. Значительная часть пойменных почв переувлажнена, часто среди них выделяются различные комбинации болотных и глеевых почв, требующих осушительных и оградительных мероприятий при освоении. В условиях Зауралья освоение пойменных почв в значительной мере лимитируется гидрологическими особенностями рек Туры, Ницы и др. Обильное увлажнение и естественное богатство почв (благодаря ежегодному отложению речного наилка) выделяет их в разряд первоочередных земель, требующих осушения. Но длительное (от четырех-шести недель до двух месяцев в отдельные годы) затапливание поймы р. Туры исключает в ряде случаев организацию высокопродуктивных агроценозов. Ограждение же при ширине поймы до нескольких километров в поперечнике и устройство польдерного осушения делает освоение пойменных почв дорогостоящим и растягивает срок окупаемости до нескольких десятков лет. Целесообразнее использовать пойменные земли под улучшенные сенокосы с систематическим возобновлением и улучшением травостоя путем посева трав, выдерживающих длительное затопление, а также поверхностного улучшения лугов. По способам регулирования водного режима почвы разделяются на нуждающиеся в осушении и нуждающиеся в двойном регулировании водного режима.

К шестой мелиоративной группе отнесены неперспективные для сельскохозяйственного использования земли с низким естественным плодородием: земли водоохранного значения и гослесфонда, боровые пески, верховые и переходные низкозольные торфяные почвы.

В целом мелиоративное освоение земель подзоны предлесостепных сосново-березовых лесов Западной Сибири должно быть направлено на освоение пойменных земель, осушение болотных и глеевых почв, предотвращение эрозионных процессов, известкование и окультуривание земель, орошение овощных культур в зоне крупных городов и создание орошаемых сенокосов и пастбищ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ природных условий Зауралья показал, что первопричиной формирования здесь глеевых почв является слабая дренированность местности как следствие тяжелого гранулометрического состава отложений и равнинного рельефа. К северу возрастает роль мерзлоты в глееобразовании.

На основе сравнительно-географического изучения минеральных избыточно увлажненных почв от лесотундры до лесостепи установлено, что с севера на юг уменьшается кислотность, возрастает содержание гумуса в аккумулятивных горизонтах и усиливается элювиальная дифференциация почвенного профиля. С запада на восток в пределах двух провинций (предуральской и зауральской) лесостепной зоны возрастает доля участия в почвенном покрове избыточно увлажненных почв (особенно застойного увлажнения), уменьшается глубина залегания собственно глеевого горизонта, возрастают кислотность и содержание гумуса.

В результате изучения почв на останцовых палеогеоновых плато Зауралья в западинах разного размера и глубины и на прилегающих к ним склонах оценено влияние режима увлажнения на свойства разной степени оглеенных почв. В случае промывного режима при нарастании оглеения усиливается «отбеливание» гумусового горизонта, формируется иллювиально-глеевый горизонт, повышается кислотность. При застойном режиме увлажнения, где имеет место привнос почвенных частиц в западины со склонов, элювиальные процессы в значительной степени маскируются аккумулятивными. Глеевые почвы в этих условиях характеризуются наименьшей кислотностью и наибольшей стабильностью величины pH по профилю, высоким содержанием гумуса и обменных оснований.

Многолетние стационарные наблюдения за водным режимом, содержанием подвижных форм железа и марганца позволили установить количественные параметры диагностики почв по степени оглеения, которые использованы при разработке мелиоративной группировки почв изученной территории.

Результаты исследований частично внедрены в производство при проведении осушительных мелиоративных работ на площади 18 000 га, прилегающей к болотному массиву «Неймышево» Туринского района Свердловской области. Материалы исполь-

зованы в картах природно-мелиоративного районирования с целью развития мелиорации на двенадцатую и тринадцатую пятилетки.

Разработанные критерии диагностики степени оглеения почв по содержанию кислоторастворимого железа, а также территорий, подверженных заохриванию, использованы при составлении «Временных методических указаний по оценке и учету в проектах гидромелиоративного строительства почвенных условий Среднего Урала», составленных В. В. Каневым совместно с В. Н. Гусевым (УРАЛНИИВХ) под общей редакцией В. П. Фирсовой, и внедрены в производственную практику институтом Свердловскгипроводхоз. Конкретные практические рекомендации даны для каждой группы почв в зависимости от экологических условий их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова М. М. Сезонная изменчивость некоторых химических свойств лесной подзолистой почвы.— В кн.: Генезис и география почв. М.; Л., 1947, с. 228—273. (Тр. / Почв. ин-т им. В. В. Докучаева; Т. 25).

2. Абрамчук А. В. Луга лесостепного Зауралья, их продуктивность и пути рационального использования: Автореф. дис. ...канд. биол. наук. Свердловск, 1980.

3. Абрамчук А. В., Горчаковский П. Л. Формирование и антропогенная деградация луговых растительных сообществ лесостепного Зауралья.— Экология, 1980, № 1, с. 22—34.

4. Авдонин Н. С., Добровольский Г. В., Зайдельман Ф. Р. Научные основы мелиорации, химизации и рационального использования почв нечерноземной зоны РСФСР.— Вестн. МГУ. Сер. 17, Почвоведение, 1982, № 1, с. 3—13.

5. Аверьянов С. Ф. Зависимость водопроницаемости почвогрунтов от содержания в них воздуха.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 2, с. 141—144.

6. Агроклиматический справочник по Свердловской области. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 196 с.

7. Агрометеорологический ежегодник. Вып. 9, Свердловская обл., 1976 год. Свердловск, 1977. 201 с.

8. Агрометеорологический ежегодник. Вып. 9. Свердловская обл., 1977 год. Свердловск, 1978. 195 с.

9. Агрометеорологический ежегодник. Вып. 9. Свердловская обл., 1978 год. Свердловск, 1979. 193 с.

10. Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири / Под ред. В. Н. Панфилова. Новосибирск: Наука, 1976. 544 с.

11. Александрова Л. Н. Процессы взаимодействия гуминовых веществ с минеральной частью почвы.— Почвоведение, 1954, № 9, с. 23—34.

12. Александрова Л. Н. Современные представления о природе гумусовых веществ и их органоминеральных производных.— В кн.: Проблемы почвоведения. М., 1962, с. 77—100.

13. Александрова Л. Н. Процессы гумусообразования в почве.—В кн.: Гумусовые вещества почвы. Л., 1970, с. 26—82. (Тр. / Ленинград. с.-х. ин-т; Т. 142).

14. Александрова Л. Н., Надь М. О природе органо-минеральных коллоидов и о методах их изучения.— Почвоведение, 1958, № 10, с. 21—27.

15. Алексанкин А. В. Проблемы мелиорации земель нечерноземной зоны РСФСР.— Гидротехника и мелиорация, 1975, № 5, с. 8—19.

16. Алифанов В. М., Лошакова Н. А. Водный режим серых лесных почв.— Почвоведение, 1981, № 4, с. 58—70.

17. Алпатьев А. И. Влагооборот культурных растений. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 248 с.

18. Анако Т. В., Соколов И. А. О влиянии климата на соотношение несиликатных форм железа в почвах.— Почвоведение, 1978, № 5, с. 42—47.

19. Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции Fe_2O_3 в виде органических его соединений.— В кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., 1937, с. 93—107.

20. Антипов-Каратаев И. Н., Цюрупа И. Г. О роли материнской

породы в почвообразовании.— В кн.: Исследования в области генезиса почв. М., 1963, с. 5—52.
21. Арефьева З. Н. К изучению сезонной динамики подвижных форм железа в дерново-подзолистых почвах южнотаежного Зауралья.— В кн.: Материалы отчетной сессии лаборатории лесоведения и лаборатории лесного почвоведения и почвенной микробиологии за 1967 год / Ин-т экологии растений и животных УФАН СССР. Свердловск, 1968, с. 23—25.
22. Арефьева З. Н. Мерзлотно-таежные глеевые почвы кедровых лесов бассейна реки Куль-Еган.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного съезда почвоведов. Алма-Ата, 1970, вып. 3, с. 18—19.
23. Арефьева З. Н. Динамика железа в почвах еловых насаждений южнотаежного Зауралья.— Почвоведение, 1973, № 10, с. 32—42.
24. Аринушкина Е. В. Руководство к химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
25. Аристовская Т. В. О разложении фульвокислот микроорганизмами.— Почвоведение, 1958, № 11, с. 40—50.
26. Аристовская Т. В. О принципах экологического анализа в почвенной микробиологии.— Почвоведение, 1962, № 1, с. 7—15.
27. Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М.; Л.: Наука, 1965. 186 с.
28. Аристовская Т. В. Роль микроорганизмов в мобилизации и закреплении железа в почвах.—Почвоведение, 1975, № 4, с. 87—91.
29. Аристовская Т. В., Дагаран А. Ю., Зыкина Л. В., Кутузова Р. С. Микробиологические факторы миграции некоторых минеральных элементов в почвах.— Почвоведение, 1969, № 9, с. 95—104.
30. Аристовская Т. В., Зыкина Л. В. Микроорганизмы как индикаторы процессов аккумуляции железа, алюминия и марганца в почвах.— Почвоведение, 1979, № 1, с. 88—96.
31. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 330 с.
32. Арчегова И. Б. Наблюдения за восходящей миграцией железа и гумусовых веществ под влиянием промораживания в опыте и в природе.— Биол. науки, 1979, № 8, с. 103—107.
33. Афанасиади Л. И. Об изменчивости и некоторых особенностях инженерно-геологических свойств кремнисто-глинистых палеогеновых пород Зауралья.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология Урала. Свердловск, 1970, с. 63—66. (Тр. / Свердл. горн. ин-т им. В. В. Вахрушева; Вып. 126).
34. Афанасьев Я. Н. Из области анаэробных и болотистых процессов.— Почвоведение, 1930, № 6, с. 5—45.
35. Ахтырцев Б. П. Особенности почв западин среднерусской возвышенности и Тамбовской равнины.— Почвоведение, 1974, № 9, с. 14—26.
36. Бабанин В. Ф. О применении измерений магнитной восприимчивости в диагностике форм железа в почвах.— Почвоведение, 1973, № 7, с. 154—160.
37. Бабанин В. Ф., Воронин А. Д., Карпачевский Л. О. и др. О некоторых путях превращения соединений железа в почвах.— Почвоведение, 1975, № 2, с. 35—40.
38. Бабанин В. Ф., Карпачевский Л. О., Опаленко А. А., Шоба С. А. О формах Fe-соединений в конкрециях из разных почв.— Почвоведение, 1976, № 5, с. 132—138.
39. Багинскас Б. П. Содержание и динамика подвижного марганца в лесных почвах Литовской ССР.— В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968, с. 371—376.
40. Бахнов В. К. Биогеохимия и агрохимия меди и марганца в Барабинской низменности.— В кн.: Медь, марганец и бор в ландшафтах Барабинской низменности и Новосибирского Приобья. Новосибирск, 1971, с. 10—54.
41. Богданов Н. И., Соловей О. П. Динамика окислительно-восстановительных процессов в западносибирском черноземе.— Почвоведение, 1972, № 6, с. 75—85.
42. Будина Л. П. Серые лесные длительносезонно-мерзлотные почвы

со вторым гумусовым горизонтом Красноярского края.— Почвоведение, 1961, № 12, с. 29—39.

43. Бурлакова Л. М. Некоторые особенности структуры серых лесных и черноземно-луговых почв.— Биол. науки, 1959, № 3, с. 224—229.

44. Быстров С. В. Материалы к познанию подзолистого процесса.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1936, т. 13, с. 163—211.

45. Васильевская В. Д., Иванов В. В. Тундровые глеевые почвы в долине р. Пясины (Западный Таймыр).— Почвоведение, 1971, № 11, с. 8—19.

46. Васильев И. С. К вопросу о влагообеспеченности сельскохозяйственных культур.— Почвоведение, 1956, № 10, с. 13—23.

47. Васильев И. С. Водный режим дерново-подзолистых почв в травопольном севообороте.— В кн.: Плодородие дерново-подзолистых почв. М., 1958, с. 124—209.

48. Васильев И. С. Водный режим дерново-подзолистых почв под лесом и пашней.— В кн.: Современные почвенные процессы в лесной зоне европейской части СССР. М., 1959, с. 3—49.

49. Ведерченко Ю. П. Некоторые зональные и провинциальные особенности температурного режима системы почва — воздух.— Почвоведение, 1962, № 8, с. 50—58.

50. Веригина К. В. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. 34, с. 190—201.

51. Веригина К. В. К характеристике процессов оглеения почв.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1953, т. 41, с. 152—198.

52. Веригина К. В. Определение подвижного двух- и трехвалентного железа.— В кн.: Агрофизические методы исследования почв. М., 1965, с. 321—322.

53. Веригина К. В., Завалишин А. А., Максимюк Г. П. Первые итоги работ по изучению процессов заболачивания почв.— В кн.: Проблемы советского почвоведения. М.; Л., 1940, сб. XI, с. 189—223.

54. Водяницкий Ю. Н., Багин В. И. Взаимодействие ферромагнитных минералов с дерново-подзолистой суглинистой почвой.— Почвоведение, 1977, № 12, с. 31—38.

55. Воронина Т. В. Режим влажности дерново-подзолистых почв Валдайской возвышенности.— Почвоведение, 1975, № 2, с. 67—81.

56. Высоцкий Г. Н. Глей.— Почвоведение, 1905, № 4, с. 291—327.

57. Гаджиев И. М., Дергачева М. И. К вопросу о водной миграции органических веществ в условиях южной тайги Западной Сибири.— В кн.: О почвах Сибири. Новосибирск, 1978, с. 209—219.

58. Гаджиев И. М., Кленов Б. М. О дерново-подзолистых почвах Свердловской области.— В кн.: География и генезис почв. Новосибирск, 1976, с. 32—47.

59. Гантимуров И. И. Главнейшие свойства почв московских полей фильтрации в связи с окислительно-восстановительными условиями в них. Накопление и вымывание веществ и подвижность железа.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1940, сб. 10, с. 59—78.

60. Гарцман И. Н., Москаев А. П. К изучению динамики влагозапасов в глинистых почвах с поверхностным переувлажнением.— Почвоведение, 1971, № 3, с. 76—87.

61. Гарюгин Г. А. Величина и динамика влагозапасов в почве при поливе.— Почвоведение, 1977, № 12, с. 139—143.

62. Герасимов И. Н. Вопросы генезиса и стратиграфии лессовидных отложений в палеогеографическом освещении.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. 36, с. 25—28.

63. Герасимов И. П. при участии Розова Н. Н. Основные вопросы географии почв в Западной Сибири.— В кн.: Проблемы советского почвоведения. М.; Л., 1940, № 11, с. 17—49.

64. Герасимов И. П. Дерново-подзолистые и серые лесные почвы Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М., 1962, с. 149—169.

65. Герасимов И. П. Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв.— Почвоведение, 1973, № 5, с. 102—113.
66. Герасимов И. П., Зонн С. В. Подзол и глей; лессиве, псевдоглей и псевдоподзол.— Почвоведение, 1971, № 8, с. 118—129.
67. Герасимова М. И. Некоторые особенности глеевых явлений в кислых лесных почвах и их номенклатура (на примере почв Предкарпатья).— Почвоведение, 1970, № 7, с. 14—21.
68. Герасимова М. И. К характеристике поверхностного оглеения дерново-подзолистых почв.— Почвоведение, 1981, № 3, с. 14—20.
60. Герасимова М. И., Ноздрунова Е. Н. Динамика подвижных соединений в глееватых подзолистых почвах и в псевдоглеях.— Почвоведение, 1969, № 1, с. 38—48.
70. Глобус А. М. О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижения воды в промерзающем грунте.— Почвоведение, 1962, № 2, с. 7—18.
71. Горбунов Н. И., Березин Н. В., Зарубина Т. Г. Природа и скорость оглеения почв.— Почвоведение, 1980, № 3, с. 42—49.
72. Горбунов Н. И., Зарубина Т. Г. Экспериментальные исследования вопросов оглеения почв.— Почвоведение, 1982, № 8, с. 44—52.
73. Горчаковский П. Л. Растительность.— В кн.: Урал и Приуралье. М., 1968, с. 211—261.
74. Горшенин К. П. Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала). М.: Изд-во АН СССР, 1955. 592 с.
75. Горшенин К. П. Провинциальные особенности основных почв южной Сибири.— В кн.: Вопросы генезиса и географии почв. Памяти акад. Л. И. Прасолова. 1875—1954. М., 1957, с. 110—127.
76. Градусов Б. П., Дзядевич Г. С. Химический и минералогический состав илистых фракций сильноподзолистой почвы в связи с миграцией элементов.— Почвоведение, 1961, № 7, с. 59—65.
77. Гречин И. П. Влияние аэробных и анаэробных условий на изменение свойств дерново-подзолистой почвы.— Изв. ТСХА, 1960, вып. 3, с. 85—97.
78. Гриценко Л. И. Содержание подвижного марганца в связи с условиями водно-воздушного режима на минеральных почвах поймы р. Москвы.— Почвоведение, 1956, № 10, с. 108—109.
79. Грицун А. Т., Васичева А. Д. Влияние переувлажнения на динамику полуторных окислов в лугово-бурой оподзоленной почве Приморского края.— Почвоведение, 1971, № 3, с. 31—40.
80. Гусев В. П. Динамика скорости кислотопотребления корневой системой растений в связи с динамикой внешних условий.— В кн.: Мелиорация земель Урала. Красноярск, 1976, вып. 3, с. 114—123.
81. Гусев В. П. Водный, воздушный и химический режим склоновых почв Зауралья и их мелиоративная оценка: Автореф. дис. ...канд. биол. наук. Л., 1978.
82. Гусев В. П. Влияние водного, воздушного и химического режимов на урожай и потребность в гидромелиорациях.— В кн.: Осушение и осушительно-увлажнительные системы. Мелиорация земель Урала. Красноярск, 1979, вып. 6, с. 27—61.
83. Дараган А. Ю. Разложение железосодержащих минералов почвенными микроорганизмами.— Почвоведение, 1971, № 9, с. 35—40.
84. Дедков В. С. Динамика температуры и влажности в глеевых и болотных почвах лесотундры (участок МБП Харп).— В кн.: Материалы отчетной сессии лаборатории лесоведения и лаборатории лесного почвоведения и почвенной микробиологии за 1967 год / Ин-т экологии растений и животных УФАН СССР. Свердловск, 1968, с. 25—28.
85. Дедков В. С. Миграция и дифференциация железо-органических соединений в суглинистых и супесчаных почвах Приобской лесотундры.— В кн.: Тезисы докладов IV Всероссийского съезда почвоведов. Алма-Ата, 1970, кн. II, с. 111—112.
86. Дедков В. С. Изменение свойств поверхностно-глеевых почв При-

обской лесотундры в связи с процессами пятнообразования.— Экология, 1971, № 2, с. 35—44.

87. Дедков В. С. Специфика глееобразования в автономных почвах Приобской лесотундры.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного съезда почвоведов. Минск, 1977, вып. 4, с. 85—86.

88. Дергачева М. И. Сравнительная характеристика состава гумуса бурых и серых лесных почв Среднего Урала.— В кн.: Химия, генезис и картография почв. М., 1968, с. 90—93.

89. Дзядевич Г. С. Глинистые минералы в оглеенных дерново-подзолистых почвах.— В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к VIII Междунар. конгр. почвоведов. М., 1964, с. 350—357.

90. Дзядевич Г. С. Минералогический состав и свойства дерново-подзолистых оглеенных почв.— Почвоведение, 1972, № 12, с. 114—123.

91. Димо В. Н. Агрофизическая характеристика дерново-подзолистых почв разного механического состава.— В кн.: Плодородие дерново-подзолистых почв. М., 1958, с. 5—123.

92. Дмитриев Е. А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1972. 292 с.

93. Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 238 с.

94. Добровольский В. В., Алещукин Л. В. Биологический круговорот и формы миграции железа и алюминия в почвах еловых лесов Карелии.— Биол. науки, 1977, № 9, с. 120—125.

95. Добровольский Г. В. Научные и практические проблемы почвоведения в свете новых задач мелиорации, охраны и устойчивого повышения плодородия почв.— Вестн. МГУ. Сер. 17, Почвоведение, 1986, № 1, с. 3—10.

96. Добровольский Г. В., Терешина Г. В. Марганцевисто-железистые новообразования в почвах южной тайги.— Почвоведение, 1970, № 12, с. 16—25

97. Долгов С. И., Житкова А. А., Виноградова Г. Б. Продуктивность использования растениями почвенной влаги при различной влажности почвы.— Почвоведение, 1979, № 11, с. 88—93.

98. Долгова Л. С. Почвы Зауральской лесостепи в пределах восточных районов Свердловской области.— В кн.: Почвенно-географические исследования на Урале. М., 1954, с. 199—289. (Тр. / Почв. ин-т им. В. В. Докучаева; Т. 43).

99. Долгова Л. С., Гаврилова И. П. Особенности почв средне- и северотаежных подзон Западной Сибири (в пределах Тюменской области).— В кн.: Природные условия Западной Сибири. М., 1971, вып. 1, с. 77—90.

100. Ежов Ю. И. Значение восстановительных процессов в почвах при культуре риса.— Почвоведение, 1962, № 2, с. 51—56.

101. Забоева И. В. Глеево-подзолистые почвы.— Почвоведение, 1958, № 3, с. 24—23.

102. Завалишин А. А. Несколько наблюдений к познанию почв с близким глеевым горизонтом.— В кн.: Памяти акад. К. А. Глинки. М., 1928, с. 45—90.

103. Зайдельман Ф. Р. Мелиоративное районирование заболоченных почв нечерноземной зоны и некоторые вопросы их изучения.— Почвоведение, 1961, № 12, с. 5—17.

104. Зайдельман Ф. Р. Минеральные гидроморфные почвы лесной зоны.— Почвоведение, 1965, № 12, с. 34—47.

105. Зайдельман Ф. Р. Водный режим тяжелых оглеенных и неоглеенных дерново-подзолистых почв.— Почвоведение, 1968, № 8, с. 120—136.

106. Зайдельман Ф. Р. Диагностика, общность и различия подзолистых и лессивированных почв, оглеенных подзолов, псевдоподзолов и псевдоглеев.— Почвоведение, 1970, № 12, с. 169—183.

107. Зайдельман Ф. Р. Проблема мелиорации тяжелых заболоченных почв нечерноземной зоны.— Гидротехника и мелиорация, 1974, № 12, с. 61—66.

108. Зайдельман Ф. Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.
109. Зайдельман Ф. Р. Режим и условия мелиорации заболоченных почв. М.: Колос, 1975. 320 с.
110. Зайдельман Ф. Р., Нарокова Р. П. Моделирование глееобразования на разных породах в условиях промывного и застойного режимов.— В кн.: Проблемы почвоведения (советские почвоведы к XI Международному конгрессу в Канаде). М., 1978, с. 79—86.
111. Зайдельман Ф. Р., Оглезнев А. К. Изменение химических свойств дерново-подзолистых почв под влиянием оглеения.— Почвоведение, 1965, № 5, с. 1—12.
112. Зайдельман Ф. Р., Оглезнев А. К., Нарокова Р. П. Глееобразование и псевдогенез.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного съезда почвоведов. Минск, 1977, вып. 4, с. 11—13.
113. Зверева Т. С., Карнаухова Е. В. О минералогическом составе железисто-марганцевистых конкреций в почвах лесной зоны.— Биол. науки, 1979, № 5, с. 99—103.
114. Зелингер Ф. Ф., Лоскутников Н. А., Сенников С. И., Келлер В. Ф. Промерзание и оттаивание мерзлых грунтов и торфов.— Гидротехника и мелиорация, 1979, № 2, с. 30—33.
115. Зимовец Б. А. Особенности накопления и перераспределения железа в лесных почвах Приамурья.— Почвоведение, 1965, № 5, с. 27—36.
116. Зонн С. В., Ерошкина А. Н., Карманова Л. А. О группах и формах железа как показателях генетических различий почв.— Почвоведение, 1976, № 10, с. 3—12.
117. Зонн С. В., Костенкова А. Ф., Мусорок Г. П., Хавкина Н. В. Псевдооподзоливание свободных форм железа (на примере почв Дальневосточного Приморья).— Почвоведение, 1975, № 10, с. 3—18.
118. Зонн С. В., Маунг Вин-Хтин. О формах железа, методах определения и значении диагностики тропических почв.— Почвоведение, 1971, № 5, с. 7—20.
119. Зонн С. В., Шония Н. К. Псевдооподзоливание в субтропических почвах Западной Грузии.— Почвоведение, 1971, № 1, с. 103—115.
120. Зубарева Р. С. Леса южной тайги равнинного Зауралья.— Тр. Ин-та экологии растений и животных УФАН СССР, 1970, вып. 67, с. 22—70.
121. Зырин Н. Г., Гриндель Н. М. Сезонная динамика окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-растворимого железа Fe_2O_3 и FeO в дерново-подзолистых почвах.— Биол. науки, 1963, № 2, с. 175—181.
122. Иванов Г. И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 200 с.
123. Иванова Е. Н. Почвы южной тайги Зауралья.— В кн.: Почвенно-географические исследования на Урале. М., 1954, с. 5—128. (Тр. /Почв. ин-т им. В. В. Докучаева; Т. 43).
124. Иванова Е. Н. Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре побережья Обской губы.— В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М., 1962, с. 49—116.
125. Инженерная геология СССР. Т. 2. Западная Сибирь /Под ред. Е. М. Сергеева и др. М.: Изд-во МГУ, 1976. 496 с.
126. Кайгородов А. И. Естественная зональная классификация климатов земного шара. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 119 с.
127. Калакуцкий Л. В. О роли микроорганизмов в процессах восстановления железа в почве.— Биол. науки, 1959, № 1, с. 225—229.
128. Канев В. В. Мелиоративная оценка болот в районах перспективного земледелия Свердловской области.— В кн.: Человек и биосфера. Свердловск, 1973. с. 28.
129. Канев В. В. Использование серых лесных почв под орошение.— В кн.: Состояние и развитие научных исследований по решению актуальных проблем мелиорации и водного хозяйства Урала. Свердловск, 1974, с. 37—38.
130. Канев В. В. Влияние оглеения на физические свойства темно-серых лесных почв Западной Сибири.— В кн.: Осушение и осушительно-увлажнительные системы. Красноярск, 1979, вып. 6, с. 62—67.

131. Канев В. В. Динамика подвижных форм железа и марганца и pH в темно-серых глеевых почвах Зауралья.— В кн.: Серые лесные почвы Предуралья и их рациональное использование. Свердловск, 1982, с. 74—90.

132. Канев В. В. Свойства темно-серых глееватых почв западин Западной Сибири.— В кн.: Серые лесные почвы Предуралья и их рациональное использование. Свердловск, 1982, с. 104—115.

133. Канивец В. И. Об источнике накопления обменного алюминия восстановителями при оглеении.— Почвоведение, 1975, № 12, с. 45—50.

134. Канивец В. И. Буроземообразование и глеевые процессы в лесных почвах Украинских Карпат: Автореф. дис. ...докт. биол. наук. М., 1985.

135. Караева И. А. Роль оглеения в дифференциации профиля таежных почв Западной Сибири.— В кн.: Труды X Международного конгресса почвоведов. М., 1974, т. 6, ч. 1, с. 180—187.

136. Караева Н. А. Дерново-глеевые почвы Западной Сибири.— В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск, 1979, с. 69—79.

137. Каретин П., Сулимов Н., Ермакова А. Внутрипочвенные режимы гидроморфных почв Тобол-Ишимского междуречья.— Тр. ВНИСХ Северного Зауралья, Тюмень, 1978, вып. 26, с. 10—28.

138. Карманов И. И., Цюрупа И. Г. Влияние оглеения на спектральную отражательную способность и цвет почвы.— Почвоведение, 1975. № 4, с. 15—26.

139. Карманова Л. А. О влиянии почвообразующих пород и типовых различий почв на состав и распределение форм железа.— Почвоведение, 1975, № 2, с. 27—34.

140. Карпухин А. И., Шестаков Е. И., Чепурина Т. А. Исследование миграции и трансформации железа в подзолистых почвах.— Изв. ТСХА, 1980, вып. 258, с. 49—54.

141. Кауричев И. С. Особенности генезиса почв временно избыточного увлажнения: Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. М., 1965.

142. Кауричев И. С. Подзолообразование и поверхностное оглеение почв.— Изв. ТСХА, 1967, вып. 2, с. 119—127.

143. Кауричев И. С. Подзолообразование и поверхностное оглеение почв.— В кн.: Химия, генезис и картография почв. М., 1968, с. 58—61.

144. Кауричев И. С. Типы окислительно-восстановительного режима почв.— Почвоведение, 1979, № 3, с. 35—43.

145. Кауричев И. С., Карпухин А. И., Степанова Л. П. Водорастворимые железоорганические соединения подзолистых и дерново-подзолистых почв.— В кн.: Тезисы докладов V делегатского съезда ВОП. Минск, 1977, вып. 2, с. 13—14.

146. Кауричев И. С., Кулаков Е. В., Ноздрунова Е. М. К вопросу об образовании и миграции железоорганических соединений в почвах.— Почвоведение, 1958, № 12, с. 1—8.

147. Кауричев И. С., Малий И. Н. Характеристика окислительно-восстановительных процессов в мерзлотно-таежных и мерзлотных полуболотных почвах.— Почвоведение, 1973, № 7, с. 19—28.

148. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Общие черты генезиса почв временного избыточного увлажнения.— В кн.: Новое в теории оподзоливания и осолодения почв. М., 1964, с. 45—61.

149. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. К характеристике окислительно-восстановительных процессов в глеесолодях.— Изв. ТСХА, 1965, вып. 109, ч. 2, с. 99—105.

150. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М., Евсеева Р. П. О содержании и формах воднорастворимых соединений алюминия в почвенных растворах.— Почвоведение, 1969, № 8, с. 68—78.

151. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М., Цюрупа И. Г. Халатные железоорганические соединения в почвах.— В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. Докл. к. VIII Междунар. конгр. почвоведов. М., 1964, с. 158—167.

152. Кауричев И. С., Тарарина Л. Ф., Бирюкова В. А. Влия-

ние органического материала на ОВ-процессы в почве при ее капиллярном насыщении.— Почвоведение, 1975, № 8, с. 32—39.

153. Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., 1927. 147 с.

154. Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 191 с.

155. Качинский Н. А. Сущность структурообразования в почвах.— В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к. VIII Междунар. конгр. почвоведов. М., 1964, с. 7—18.

156. Качинский Н. А. Физика почвы. Ч. II. Водно-физические свойства и режимы почв. М.: Высш. шк., 1970. 358 с.

157. Келлерман В. В., Цюрупа И. Г. К вопросу о прочности связи железистых пленок с минералами, встречающимися в почве.— Почвоведение, 1962, № 1, с. 74—83.

158. Келлерман В. В., Цюрупа И. Г. Источники подвижного железа в почве.— Почвоведение, 1965, № 10, с. 53—61.

159. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.

160. Ковалев В. А., Генералова В. А. О взаимодействии гуминовых и фульвокислот торфяных почв с железом.— Почвоведение, 1967, № 9, с. 135—143.

161. Ковалев Р. В., Рупасова Ж. А., Корсунова Т. М. Морфология, химические, физико-химические и водно-физические свойства почв колочных западин.— В кн.: Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Новосибирск, 1974, т. 1, с. 125—133.

162. Ковалев Р. В., Рябова Т. Н., Рупасова Ж. А. Влияние изменения окислительно-восстановительного потенциала, содержания закисного и окисного железа и актуальной реакции на почвообразование.— В кн.: Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Новосибирск, 1976, т. 2, с. 67—76.

163. Ковда В. А., Зимовец Б. А., Амчиславская А. Г. О гидрогенной аккумуляции соединений кремнезема и полуторных окислов в почвах Приамурья.— Почвоведение, 1958, № 5, с. 1—11.

164. Ковда В. А., Якушевская И. В., Тюрюканов А. Н. Микроэлементы в почвах Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1959. 67 с.

165. Козловский Ф. И., Роде А. А. Выбор участков для стационарных исследований, их первичное изучение и организация наблюдений на них.— В кн.: Принципы организации и методы стационарного изучения почв. М., 1976, с. 62—94.

166. Козырев М. А. Динамика содержания подвижного железа в дерново-подзолистых оглеенных и торфянисто-подзолисто-глеевых почвах.— Изв. ТСХА, 1976, вып. 218, с. 17—22.

167. Колесников Б. П. Естественно-историческое районирование (на примере Урала).— В кн.: Вопросы лесоведения и лесоводства: Докл. на V Всемир. конгр. М., 1960, с. 51—57.

168. Колесников Б. П. Генетическая классификация типов леса и ее задачи на Урале.— В кн.: Вопросы классификации растительности. Свердловск, 1961, с. 47—59. (Тр. / Ин-т биологии УФАН СССР; Вып. 27).

169. Копосов Г. Ф. О почвообразовании на тяжелых породах в таежной зоне северо-запада европейской части СССР.— Почвоведение, 1974, № 10, с. 8—17.

170. Корнблюм Э. А., Зимовец В. А. О происхождении почв с белесым горизонтом на равнинах Приамурья.— Почвоведение, 1961, № 6, с. 55—66.

171. Костенков Н. М. Генетические и химические особенности луговых глеевых почв рисовых полей Приморья.— Почвоведение, 1975, № 6, с. 23—31.

172. Кочуров Б. И., Гречушкина Л. И. Бурые лесные и буропсевдоподзолистые почвы Западного Саяна.— Почвоведение, 1980, № 11, с. 29—41.

173. Кошелева И. Т., Толстухина А. С. К вопросу об окультуривании почв северного Приобья.— Почвоведение, 1957, № 2, с. 72—82.
174. Крылов Г. В. Леса Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 255 с.
175. Крым И. Я. Содержание и перераспределение железа в подзолистой поверхностно-оглеенной почве.— Почвоведение, 1981, № 11, с. 124—130.
176. Кузнецова И. В. К вопросу о механической прочности почвенной структуры.— Почвоведение, 1967, № 8, с. 88—96.
177. Кулешов Г. Т. О содержании марганца в почвах Ростовской области.— Биол. науки, 1959, № 1, с. 216—221.
178. Кураев В. И. О влиянии восстановительных процессов в почве на переход железа из Fe_2O_3 в подвижное состояние.— Бюл. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1968, вып. 2, с. 45—51.
179. Кураев В. Н. Особенности окислительно-восстановительных условий в оглеенных дерново-подзолистых почвах.— Почвоведение, 1969, № 3.
180. Лабенец Е. М. Химико-минералогический состав солоди луговой.— В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к VIII Междунар. конгр. почв. М., 1964, с. 358—364.
181. Лабенец Е. М., Горбунов Н. И., Шурина Г. Н. Прогноз изменений свойств почв и разрушения минералов под влиянием воды и растворов.— Почвоведение, 1974, № 4, с. 130—146.
182. Лебедева И. И., Семина Е. В. О серых лесных почвах, формирующихся на опоках.— Почвоведение, 1967, № 4, с. 32—43.
183. Ливеровский Ю. А., Дзедевич Г. А. Глеевые почвы некоторых геохимических ландшафтов южной тайги.— В кн.: География почв и геохимия ландшафтов. М., 1967, с. 3—37.
184. Ливеровский Ю. А., Росликова В. И. О генезисе некоторых луговых почв Приморья.— Почвоведение, 1962, № 8, с. 36—49.
185. Ливеровский Ю. А., Рубцова Л. П. Схема классификации почв равнинных территорий Дальнего Востока.— Почвоведение, 1959, № 4, с. 60—70.
186. Маковский В. И. Заболоченные леса и болота южнотаежного Зауралья.— В кн.: Материалы отчетной сессии лаборатории лесоведения и лаборатории лесного почвоведения и почвенной микробиологии / Ин-т экологии растений и животных УНЦ АН СССР. Свердловск, 1968, с. 5—7.
187. Матинян И. Н., Толчельников Ю. С., Хитров Н. Б. Формы железа и алюминия во временно переувлажненных почвах таежной зоны.— Почвоведение, 1980, № 7, с. 58—65.
188. Мишустин Е. Н., Сидоренко О. Д. Влияние соломы на микробиологические процессы и продуктивность растений риса.— В кн.: Повышение плодородия почв рисовых полей. М., 1977, с. 31—49.
189. Мищенко Л. Н., Прудникова В. М. Особенности диагностики и некоторые химические свойства автоморфных и полугидроморфных серых лесных почв Омской области.— В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск, 1979, с. 181—186.
190. Мосиенко Н. А. Промерзание и оттаивание почвы в условиях Кулундинской степи.— Почвоведение, 1957, № 1, с. 45—51.
191. Москвитин А. И. Лесс и лессовидные отложения Сибири. М., 1940, 81 с. (Тр. / Ин-т геол. наук АН СССР; Вып. 14).
192. Надеждин Б. В. Об условиях почвообразования в Припышминских борах Свердловской области.— В кн.: Природные условия и леса лесостепного Зауралья. Свердловск, 1960, с. 37—49. (Тр. / Ин-т биологии УФАН СССР; Вып. 19).
193. Наумов Е. М., Цюрупа И. Г., Андреева Н. А. О влиянии вулканического тепла на накопление и распределение подвижных соединений в мерзлотно-подзолистых почвах Магаданской области.— Почвоведение, 1964, № 12, с. 71—84.
194. Непомилуев В. Ф., Козырев М. А. Микробиологическая и агрохимическая характеристика дерново-подзолистых глееватых почв.— Изв. ТСХА, 1965, вып. 115, с. 151—157.

195. Непомилуев В. Ф., Козырев М. А. Глеевый процесс почвообразования и участие в нем микроорганизмов.— Почвоведение, 1970, № 10, с. 56—61.
196. Никитин Е. Д. Миграция железа в почвах таежно-лесных ландшафтов.— Почвоведение, 1980, № 9, с. 23—33.
197. Николаев Н. И. О проблеме происхождения покровных суглинков.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 4, с. 34—45.
198. Николаева С. А., Дерюжинская В. Д. Динамика подвижных соединений железа в лугово-глеевых почвах рисовых полей дельты Кубани.— Почвоведение, 1981, № 2, с. 49—58.
199. Ногина Н. А., Рожков А. И. Динамика оксалатно-растворимых форм железа и алюминия в горных мерзлотно-таежных почвах Забайкалья.— Почвоведение, 1974, № 10, с. 56—70.
200. Ноздрунова Е. М., Рытикова М. Н., Шемякина А. Д. К вопросу о сезонных изменениях содержания подвижного и обменного марганца в дерново-подзолистых почвах.— Изв. ТСХА, 1958, вып. 34, с. 155—159.
201. Оглезнев А. К. Диагностическое значение ила корочек и почвы в связи с оценкой подзоло- и глееобразования.— Почвоведение, 1971, № 12, с. 12—23.
202. Оглезнев А. К., Зайдельман Ф. Р. Количественная диагностика степени оглеения профиля элювиально-иллювиальных почв.— В кн.: Труды X Международного конгресса почвоведов. М., 1974, т. 6, ч. 1, с. 164—169.
203. Орловский Н. И. Сезонная мерзлота и ее влияние на генезис и плодородие почв Сибири.— Почвоведение, 1970, № 10, с. 3—13.
204. Паас А. Ю. Диагностика избыточного увлажнения по водному режиму и свойствам почв.— Почвоведение, 1975, № 12, с. 75—83.
205. Панин Н. С., Угланов И. Н., Казанцев В. А., Сеньков А. А., Мелеск Х. Х. Западная Сибирь как объект мелиорации.— В кн.: Особенности мелиорации земель Западной Сибири. Новосибирск, 1979, с. 3—8.
206. Панфилов В. П., Чащина Н. И., Ландина М. М. Физические свойства почв и прогноз их изменения на мелиорируемой территории.— В кн.: Особенности мелиорации земель Западной Сибири. Новосибирск, 1979, с. 77—101.
207. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк. 1966. 342 с.
208. Полтева Р. Н., Соколова Т. А. Исследование конкреций из сильноподзолистой почвы.— Почвоведение, 1967, № 7, с. 37—48.
209. Польский Б. Н. К вопросу о химизме ортштейнов дерново-подзолистых почв.— Почвоведение, 1961, № 2, с. 93—95.
210. Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. М.; Л.: Наука, 1964. 379 с.
211. Прокаев В. И., Колесников Б. П. О соотношении между физико-географическим и специализированным природным районированием (на примере Свердловской области).— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1963, т. 95, № 6, с. 486—495.
212. Пустовойтов Н. Д. О влиянии сезонной мерзлоты на водный режим почв Приамурья.— Почвоведение, 1962, № 6, с. 1—10.
213. Разорвин И. В., Окулов И. М., Койнов П. И. Мелиорация и луговое кормопроизводство. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1974. 288 с.
214. Разорвин И. В., Дормидонтов М. П., Федоткин В. А. Эффект мелиорации земель. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1979. 180 с.
215. Рекомендации по диагностике степени заболоченности минеральных почв нечерноземной зоны РСФСР и оценке целесообразности их осушения. М., 1982. 53 с.
216. Роде А. А. Несколько данных о физико-химических свойствах водорастворимого вещества лесных подстилок.— Почвоведение, 1941, № 3, с. 103—128.
217. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т. I. Водные свойст-

ва почв и передвижение почвенной влаги. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 663 с.
218. Роде А. А. Почвенные гидрологические горизонты и почвенный гидрологический профиль.— Почвоведение. 1969, № 3, с. 93—101.
219. Романова Н. П., Балако П. Н. Формы железа в почвах центральной части Среднерусской возвышенности.— Биол. науки, 1981, № 1, с. 94—99.
220. Романова Т. А., Ивахненко Н. П. Генезис и водный режим полугидроморфных почв на покровных суглинках Центральной Белоруссии.— Почвоведение, 1981, № 5, с. 16—27.
221. Романова Т. А., Капилевич Ж. А. Водный режим как элемент генетической характеристики почв.— Почвоведение, 1981. № 12, с. 5—15.
222. Романова Т. А., Пучкарева Т. Н. Принципы объективной диагностики степени увлажнения почв.— В кн.: Тезисы докладов. VI Всесоюзного съезда почвоведов. Тбилиси, 1981, вып. 5, с. 129—130.
223. Росликова В. И. Марганцево-железистые конкреции в почвах Суйфуно-Ханкайской низменности.— Почвоведение, 1961, № 4, с. 82—90.
224. Рубцов Д. М. Подзолисто-болотные почвы.— Почвоведение, 1960, № 7, с. 20—30.
225. Руководство по проектированию осушительных систем сельскохозяйственного назначения ВТР — П—8—76. М., 1976. 138 с.
226. Саввинов Д. Д. Гидротехнический режим мерзлотных почв и его регулирование (на примере Якутии): Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Новосибирск, 1982.
227. Сапожников А. П. О восстановительной способности подстилок в хвойно-широколиственных лесах Супутинского заповедника.— В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968, с. 234—239.
228. Сердобольский И. П. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия глееобразования.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. 31, с. 73—81.
229. Сердобольский И. П. Влияние почвенных условий на превращение соединений марганца в почве.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. 33, с. 192—216.
230. Скрынникова И. Н. Почвенные растворы южной части лесной зоны и их роль в современных процессах почвообразования.— В кн.: Современные почвенные процессы в лесной зоне европейской части СССР. М., 1959, с. 50—169.
231. Скрынникова И. Н. Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах (на примере исследований окультуренных многозольных торфяных почв долины р. Яхромы). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 248 с.
232. Слюсарчик Э. К динамике подвижных форм железа в дерново-подзолистых почвах Подольского района Московской области.— Изв. ТСХА, 1958, вып. 39, с. 187—194.
233. Смирнов В. Н. Динамика питательных веществ и биологической активности подзолистых почв южной полосы лесной зоны.— Почвоведение, 1958, № 7, с. 58—65.
234. Смирнов А. Н., Жернакова В. В. Агрохимические свойства и распределение форм фосфатов по профилю пахотных серых лесных почв Среднего Урала.— Почвоведение, 1976, № 10, с. 70—77.
235. Смирнова К. М. Сезонные изменения в свойствах почв хвойных и лиственных лесов.— Почвоведение, 1956, № 12, с. 1—16.
236. Смирнова К. М., Глебова Г. И. Содержание подвижных соединений в почвах Подмосковья.— Почвоведение, 1958, № 8, с. 45—52.
237. Смирнова К. М., Глебова Г. И., Королева Л. И. Динамика современных почвенных процессов под хвойными лесами южной тайги.— В кн.: Исследования в области генезиса почв. М., 1963, с. 139—163.
238. Сорокин Н. Д., Горбачев В. Н. Экспериментальное изучение процессов биологического превращения железа в почвах.— В кн.: Исследование и моделирование почвообразования в лесных биогеоценозах. Новосибирск, 1979, с. 53—61.

239. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. Вып. 9. 371 с.
240. Сребрянская П. И. Промерзание и оттаивание почвогрунта в Барабе.— Тр. Убинской опытно-мелиоративной станции, Новосибирск, 1946, вып. 1, с. 27—38.
241. Сребрянская П. И. Явление сезонного замерзания и оттаивания почв Центральной Барабы.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1954, т. 42, ч. 2, с. 172—232.
242. Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР.— М., 1971. 622 с. (Тр. Геол. ин-т АН СССР; Вып. 228).
243. Субботин А. С., Дыгало В. С. Верховодка и внутрипочвенный сток в южной части лесной зоны.— Почвоведение, 1971, № 5, с. 46—57.
244. Сухоруков А. М. Речные террасы и возврат слагающего их аллювия на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала.— М., 1965, с. 142—154.
245. Сюта Я. Влияние восстановительных процессов и подкисления на растворимость минеральных соединений почвы.— Почвоведение, 1962, № 5, с. 62—72.
246. Тайчинов С. Н., Файзуллин М. М. Динамика влажности почвы по элементам рельефа.— Почвоведение, 1958, № 10, с. 46—53.
247. Тарарина Л. Ф. Динамика ОВП подвижного железа при затоплении и высушивании серой лесной почвы.— Почвоведение, 1973, № 9, с. 30—39.
248. Тарарина Л. Ф. Влияние органических добавок на кислотность почвы.— Почвоведение, 1974, № 9, с. 71—78.
249. Тарарина Л. Ф., Бирюкова В. А. Влияние органических добавок на содержание подвижных форм железа в серой лесной почве.— Почвоведение, 1976, № 5, с. 127—131.
250. Трейман А. А. Медь и марганец в почвах, растениях и водах ландшафтов Салаира и Присалаирской равнины.— В кн.: Медь, марганец и бор в ландшафтах Барабинской низменности и Новосибирского Приобья. Новосибирск, 1971, с. 55—138.
251. Трофимов В. Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1977. 278 с.
252. Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1949. 464 с.
253. Тюрин И. В. Вопросы генезиса и плодородия почв. М.: Наука, 1966. 288 с.
254. Угланов И. Н., Панин П. С. Мелиоративное районирование юга Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Особенности мелиорации земель Западной Сибири. Новосибирск, 1979, с. 116—133.
255. Удонго Э. Т. Сравнительная характеристика физических свойств автоморфных и гидроморфных почв Владимирского Ополья.— Изв. ТСХА, 1980, вып. 258, с. 64—68.
256. Уфимцева К. А. Своеобразие почвенного покрова лесной зоны Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Генезис и география почв. М., 1966, с. 45—57.
257. Уфимцева К. А. Современные и реликтовые свойства почв Западно-Сибирской низменности.— Почвоведение, 1968, № 5, с. 24—34.
258. Уфимцева К. А. Почвы южнотаежной подзоны Западно-Сибирской низменности.— Почвоведение, 1970, № 4, с. 13—24.
259. Уфимцева К. А. Почвы южной тайги таежной зоны Западно-Сибирской равнины. М.: Колос, 1974. 206 с.
260. Ферсман А. Е. Геохимические параметры железа.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л., 1937, с. 7—30.
261. Федорова Н. М. Температурный режим суглинистых почвогрунтов водоразделов Сосьвинского Приобья Западной Сибири и некоторые ас-

пекты современного почвообразования.— Почвоведение, 1970, № 3, с. 74—91.
262. Федорова Н. М., Ярилова Е. Н. Гидротермический режим и морфология суглинистых почвогрунтов средней тайги Западной Сибири.— Почвоведение, 1972, № 7, с. 79—88.
263. Фильрозе Е. М. Схема генетической классификации типов леса восточного микросклона Южного Урала и северной лесостепи восточно-уральского пенеплена.— Тр. Ин-та биологии УФАН СССР, 1967, вып. 53.
264. Фирсова В. П. Покровные суглинки северо-востока и центральной части Русской равнины как почвообразующие породы.— Почвоведение, 1960, № 11, с. 32—40.
265. Фирсова В. П. Влияние огневой очистки лесосек на водно-физические свойства почв сосновых лесов юго-востока Свердловской области.— Тр. Ин-та биол. УФАН СССР, 1963, вып. 36, с. 29—38.
266. Фирсова В. П. Динамика воднорастворимых веществ в лесных дерново-подзолистых почвах Припышминского борового массива.— Почвоведение, 1964, № 9, с. 59—69.
267. Фирсова В. П. Влияние рубок леса и огневой очистки лесосек на содержание и динамику воднорастворимых веществ в дерново-подзолистых почвах.— Почвоведение, 1965, № 6, с. 32—40.
268. Фирсова В. П. К характеристике лесных почв Северного Зауралья.— Почвоведение, 1967, № 3, с. 23—31.
269. Фирсова В. П. Лесные почвы Свердловской области и их изменение под влиянием лесохозяйственных мероприятий. Свердловск, 1969, 152 с. (Тр. / Ин-т экологии растений и животных УФАН СССР; Вып. 63).
270. Фирсова В. П. Почвы таежной зоны Урала и Зауралья. М.: Наука, 1977. 145 ч.
271. Фирсова В. П., Дедков В. С. Почвы стационара «Харп».— В кн.: Биомасса и динамика растительного покрова и животного населения в лесотундре. Свердловск, 1974, с. 13—27. (Тр. / Ин-т экологии растений и животных УНЦ АН СССР; Вып. 88).
272. Фирсова В. П., Дедков В. С., Канев В. В. Поверхностно-глеевые почвы лесотундры и северной тайги Западной Сибири.— В кн.: О почвах Сибири: (К XI Междунар. конгр. почвоведов). Новосибирск, 1978, с. 145—154.
273. Фирсова В. П., Канев В. В. К обоснованию почвенно-мелиоративного районирования Свердловской области.— В кн.: Осушение и осушительно-увлажнительные системы. Мелиорация земель Урала. Красноярск, 1979, вып. 6, с. 17—24.
274. Фирсова В. П., Канев В. В., Сигнаевский Р. К. Земельные ресурсы Свердловской области и пути их рационального использования.— В кн.: Проблемы повышения эффективности использования земельных ресурсов СССР и защиты земель от разрушения: Материалы конференции. М., 1979, с. 249—255.
275. Фирсова В. П., Канев В. В., Ужегова И. А. Влияние оглеения на свойства темно-серых лесных тяжелосуглинистых почв Западной Сибири.— В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск, 1979, с. 143—156.
276. Фирсова В. П., Нечаева В. А. Изменение свойств пахотных почв Предуралья и Зауралья при оглеении.— В кн.: Антропогенные воздействия на свойства почв. Свердловск, 1987, с. 62—82.
277. Фирсова В. П., Павлов Б. И. Особенности северотаежного почвообразования на песчаных и глинистых породах Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Генетические особенности и вопросы плодородия почв Западной Сибири. Новосибирск, 1972, с. 36—47.
278. Фирсова В. П., Сигнаевский Р. К. Сравнительная характеристика свойств серых лесных почв Предуральской и Зауральской провинций в пределах Свердловской области.— В кн.: Серые лесные почвы Предуралья и их рациональное использование. Свердловск, 1982, с. 59—73.
279. Фокин А. Д. Радиоиндикаторные исследования переноса железа

и фосфора в подзолистой тяжелосуглинистой почве.— Почвоведение, 1976, № 6, с. 66—75.
280. Фокин А. Д., Черникова И. Л., Ибрагимов К. Ш., Сюняев Х. Х. Роль растительных остатков в обеспечении растений зольными элементами на подзолистых почвах.— Почвоведение, 1979, № 6, с. 58—61.
281. Фролова Л. Н. Особенности почвообразования на вырубках еловых лесов Коми АССР.— В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968, с. 253—258.
282. Хан Д. В. Влияние перегнойных веществ, состава минералов и обменных катионов на образование водопрочных агрегатов в черноземных почвах.— Почвоведение, 1957, № 4, с. 63—70.
283. Цыпанова А. Н. К вопросу о сезонной динамике подвижного марганца в некоторых почвах подзоны средней тайги Коми АССР.— Почвоведение, 1967, № 3, с. 121—127.
284. Цюрупа И. Г. Влияние степени окристаллизированности соединенений железа на их растворимость.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1958, т. 53, с. 113—130.
285. Цюрупа И. Г. К вопросу выделения свободного (несиликатного) железа и алюминия из почв и глин.— Почвоведение, 1961, № 4, с. 96—106.
286. Чань Юньшен. Влияние аэробных и анаэробных условий на структуру почвы.— Изв. ТСХА, 1958, вып. 34, с. 188—192.
287. Чижиков П. Н. О покровных лессовидных суглинках области последнего оледенения Русской равнины.— В кн.: Жизнь земли. М., 1964, с. 130—148.
288. Шашко Д. И. Климатические ресурсы сельского хозяйства СССР.— В кн.: Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель). М., 1962, с. 336—380.
289. Шашко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР. М.: Колос, 1967. 335 с.
290. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.; Л., 1957. 337 с. (Изв. Всесоюз. геогр. о-ва; Т. 16).
291. Шорыгина Л. Д. Туринская меридиональная депрессия Среднего Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946. т. XXI (5), с. 45—55.
292. Ярков С. П. Образование подзолистых почв.— В кн.: Доклады на V Международном конгрессе почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 5—83.
293. Ярков С. П. Сезонная динамика некоторых процессов почвообразования.— Почвоведение, 1956, № 6, с. 30—44.
294. Borthelin J., Kogblevi A. Influence de lengorgemenent sur l'alteration microbinne des minéraux dans les sols.— Rev. Ecol. Biol. Sol., 1974, v. 11, N 4, p. 499—509.
295. Bloomfield C. Experiments on the mechanism of gley formation.— J. Soil. Sci., 1951, v. 2, N 2, p. 196.
296. Bloomfield C. A study of podzolization Pt 1. The mobilization of iron and aluminium by Skots pine needles.— J. Soil. Sci., 1953, v. 4, N 5, p. 95.
297. Bromfield S. The reduction of iron oxide by bacteria.— J. Soil. Sci., 1954, v. 5, N 1, p. 15—18.
298. Bromfield S. The reduction of ferric compounds by soil bacteria.— J. Gen. Microb., 1954, v. 11, p. 1—7.
299. Cheng B. T., Quellette G. J., Bourget S. J. Interaction of temperature and moisture on iron mangenese availability in soils.— Natur. Can., 1972, v. 99, N 5, p. 516—521.
300. Ficher W. R. Differenzieruhng oxalatlöslicher Elsenoxide.— Zs. Pflanzenernähr und Bodenk., 1976, N 5, S. 641—646.
301. Ficher W. R., Ottow I. G. C. Abbau von Eisen (III) — Citrat in durchlüfteter wäßriger Lösung durch Bodenbacterien.— Zs. Pflanzenernähr und Bodenk., 1972, v. 131, N 3, S. 243—253.
302. Chosh S. N., Kar A. K., Dhua S. P. Studien on Eh, pH and available phosphorus, iron and manganese in saturated and submerged soils.— Fertil. Technol., 1975, v. 12, N 4, p. 360—363.

303. Giovannini G., Segui P. Iron and aluminium as sementing substances of soil aggregates. II Changes in stabilitu of soil aggregates following exgraction of iron and aluminium by acetylacetone in a non-polar solvent.— J. Soil. Sci., 1976, v. 27, N 2, p. 148—153.
304. Grupe O. Die Brücher des Sollings, ihre geologische Beschaffenheit und Entstehung.— Zs. Forst. und Landwirtschaft, 1909.
305. Harmsen K., Van Bremen N. A model for the simultaneous production and diffusion of ferrous iron in submerged soils.— J. Soil. Sci., 1975, v. 39, N 6, p. 1063—1068.
306. Harmsen K., Van Bremen N. Translocation of iron in acid sulfate soils. II. Production and diffusion of dissolved ferrous iron.— J. Soil. Sci., 1975, v. 39, N 6, p. 1148—1153.
307. Jeffery I. W. O. Defining the state of reduction of paddy soil.— J. Soil. Sci., 1961, v. 12, p. 172—179.
308. Krauss C. Die sogenanten Bodenerkrankungen.— In: Jb. Dtsch. Forstvereins, 1928. 129 S.
309. Kubiena W. L. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart, 1953. 392 S.
310. Jatsch W. Dynamik der deutschen Acker und Waldboden, 2. Aufl. Dresden; Leipzig: Steinkoptt, 1944. 299 S.
311. Matsumoto S., Wada H. Oxidation of the absorbed ferrous iron and its effect on subseguent retention of ferrous iron in subsoil. Pt 6. Development of morphological characteristics of subsurface horizons of paddy soils Abstr.— J. Soil. Sci. and Plant Nutr., 1974, v. 20, N 4, p. 425.
312. Mohr H. Durhwurzelung von Böden Abhängigkeit von wichtigen Bodeneigenschaften.— Kali — Briefe (Buntehof), Hannover, 1978, v. 14, N 2, S. 103—113.
313. Ottow J. C. G., Glathe H. Pedohemie und Pedomicrobiologie hydromorpher Boden. Merkmall, Vorauesetzungen und Ursache der Eisenreduction.— Chem. Erde, 1973, v. 32, N 1—2, S. 1—44.
314. Roberts J. Reduction of ferric hydroxide by strains of Bac. polymyxa.— Soil. Sci., 1947, v. 63, p. 135.
315. Schweisfurth R. Mangan und Eisenoxydierende Microorganismen.—Landw. Forsch., 1978, Bd 31, N 2/3, S. 127—132.
316. Starkoy R., Halvorson H. Studies on the transformation of iron in nature. II. Concerning the importance of microorganisms in the solution and precipitation of iron.— J. Soil. Sci., 1927, v. 24, p. 381—402.
317. Van Breemen N., Harmsen K. Translokation of iron in acid sulfate soils. J soil morphology and the chemistry and mineralogy of iron in a chronoseguence of acid sulfate soils.— J. Soil. Sci., 1975, v. 39, N 6, p. 1140—1148.
318. Vlek R. L. G., Blom Th. J. M., Blek J., Lindsay W. L. Determination of the solubility product of various iron hydroxides and jarosite by the chelation method.— J. Soil. Sci., 1974, v. 38, N 3, p. 429—432.
319. Vogel von Falkenstein. Die Molkenboden des Brem und Rheinhardwalds im Buntsendsteingebit der Oberweser.— Internat Mitt Bodenkunde, 1914, N 4.
320. Wada Hidenori. Ohemucul and biologische changes at microsites of submerged soil. Pt 2. Formation of ferrous sulfide and reduction of NTB and TB. Asstr.— J. Soil. Sci. and Plant Nutz., 1976, v. 22, N 3, p. 351.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЛЕЕОБРАЗОВАНИЯ В ЗАУРАЛЬЕ 5

Глава 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ 25

Глава 3. ЗОНАЛЬНЫЕ И ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ ЗАУРАЛЬЯ 43

Глава 4. ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ ЗАПАДИН 76

Глава 5. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ 85

Глава 6. ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И АКТУАЛЬНОЙ КИСЛОТНОСТИ 102

Глава 7. МЕЛИОРАТИВНАЯ ГРУППИРОВКА ПОЧВ, ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ПОВЫШЕНИЯ ПЛОДОРОДИЯ 122

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 131

ЛИТЕРАТУРА 133

Вера Павловна Фирсова,
Владимир Васильевич Канев

МЕЛИОРАТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗБЫТОЧНО УВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ ЗАУРАЛЬЯ

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института
экологии растений и животных
и РИСО УрО АН СССР

Редактор **А. И. Пономарева**
Художник **М. Н. Гарипов**
Технический редактор **Н. Р. Рабинович**
Корректоры **И. В. Лавренчук, Е. М. Бородулина**

Сдано в набор 22.09.87. Подписано в печать 18.04.88. НС 18120. Формат 60×90 1/16 Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10,5. Тираж 600. Заказ № 450. Цена 1 р. 60 к.

620008, Свердловск, ГСП-511, ул. 8 Марта, 202.
Институт экологии растений и
животных УрО АН СССР.
Типография изд-ва «Уральский рабочий».
Свердловск, пр. Ленина, 49.