

В.П. Середина

КАЛИЙ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ



В.П. Середина

КАЛИЙ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Учебное пособие

*Рекомендовано Учебно-методическим советом
по почвоведению при УМО по классическому
университетскому образованию в качестве
учебного пособия для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению высшего профессионального
образования 020700 «Почвоведение»*



УДК 631.416/4
ББК 40.3
С 32

Рецензенты:

доктор географических наук *А.Г. Дюкарев*
доктор биологических наук *Н.Н. Терещенко*

Середина В.П. Калий и почвообразование: Учеб. пособие. –
С32 Томск: Изд-во Том. ун-та, 2012. – 354 с.

ISBN 978-5-7511-2119-8

В пособии представлены результаты многолетних исследований автора калийного состояния различных по генезису почв бореального и суббореального пояса Западно-Сибирской равнины. Рассмотрены связи трансформаций калийсодержащих минералов с интенсивностью и направленностью почвообразовательных процессов, закономерности распределения валового калия и его форм в зависимости от типовой принадлежности почв, степени дисперсности и минералогического состава гранулометрических фракций. Изучены особенности географического, внутриландшафтного и внутривидового распределения основных показателей калийного состояния. Рассмотрены факторы и механизмы процессов сорбции, десорбции, фиксации калия в зависимости от типа почвообразования, свойств почв и условий, влияющих на режим калия в почвах, термодинамические показатели калийного состояния почв. Даны оценка современного состояния и прогноз поведения калия под влиянием агрогенных и техногенных факторов.

Для специалистов – почвоведов, агрохимиков, геохимиков, экологов, а также аспирантов и студентов высших учебных заведений, обучающихся по этим специальностям.

УДК 631.416/4
ББК 40.3

ISBN 978-5-7511-2119-8

© В.П. Середина, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Среди множества элементов, принимающих участие в почвенно-геохимических процессах, калию отводится особая роль. Во-первых, его поведение в почвах адекватно отражает как динамические, так и статические изменения в условиях почвообразования и направленности трансформационных преобразований почвы, в том числе и тех, которые вызваны антропогенной деятельностью. Во-вторых, калий – активный участник всех почвенно-биологических процессов, поэтому его поведение в почвах в значительной степени определяет качество и уровень состояния экосистем. Вот почему калий, несмотря на широкое распространение калийсодержащих минералов в почвах и высокий кларк в литосфере, относится к тем элементам, которые всегда были в поле внимания теоретиков и практиков.

Важнейший теоретический и практический интерес в плане понимания поведения калия в почвах представляют вопросы зависимости динамики калийного состояния почв от меняющихся почвенных режимов. В частности, остаются неясными аспекты поведения калия, определяемые чередованием процессов иссушения – увлажнения почв и их промерзания. Эта сторона проблемы особенно актуальна для почв земледельческой зоны Сибири, контрастность погодных условий и континентальность климата которой общеизвестны. Следовательно, изучение калийного состояния почв, основных параметров и факторов, его определяющих, необходимо для решения фундаментальных и прикладных вопросов в области почвоведения, агрохимии, экологии, сельского и лесного хозяйства, мониторинга и охраны окружающей среды.

Для совершенствования подготовки специалистов данного профиля возникла необходимость создания учебного пособия, в котором представлены результаты многоуровневого и многопланового исследования калийного состояния наиболее распространенных почв бореального и суббореального поясов Западно-Сибирской равнины. Спектр почвенных типов и подтипов, представленных в рабо-

те, достаточно широк: от автоморфных (дерново-подзолистых, серых лесных и черноземных почв) до полугидроморфных и гидроморфных (лугово-черноземных, луговых, дерново-глеевых) и аллювиальных.

В предлагаемом учебном пособии на материале собственных исследований автора и анализа литературных источников рассматриваются механизмы функционирования калийных систем почв, процессов трансформации и дифференциации этих систем и факторов, их контролирующих. Особое внимание акцентируется на то, что центральным блоком калийной системы почв являются калийсодержащие минералы. Их роль в формировании калийного состояния почв определяется кристаллохимическими особенностями, содержанием и степенью дисперсности. Теоретически и экспериментально обосновано, что калийное состояние является результатом функционирования совокупности калийсодержащих компонентов (калийной системы), характер которой определяется генетическими, геохимическими, физико-химическими особенностями почвы. Калийное состояние почв есть результат трансформационных преобразований калийсодержащих компонентов почвы, объединенных причинно-следственными связями в единую калийную систему. На основе экспериментальных данных показано, что природа каждой формы калия индивидуальна: валовой и негидролизующий калий определяется генезисом почвообразующей породы, степенью выветрелости, способом отложения; необменный (гидролизующий 2 н. HCl) калий и тем более его обменные формы – генетическими особенностями почв, интенсивностью и направленностью почвообразовательных процессов, гранулометрическим составом.

Особое внимание в данном пособии уделяется выявлению особенностей географического, внутриландшафтного и внутрипрофильного распределения основных показателей калийного состояния различных типов почв Западно-Сибирской равнины. Применительно к определенным геохимическим условиям и соответствующим им группам почв показаны темпы и направленность трансформационных изменений основных параметров калийного состояния (содержание валового калия и его форм, термодинамических показателей, калийфиксирующей способности), с учетом которых даны оценка современного калийного состояния, характер и прогноз поведения калия под влиянием агрогенных и техногенных факторов.

Впервые приводятся экспериментальные исследования и оценка специфичности влияния техногенного фактора (нефти) на трансформацию форм калия в почвах нефтегазоносных районов Западной Сибири. Показана роль углеводов нефтяного происхождения в блокировании ионообменных позиций почвенного поглощающего комплекса и в изменении, следовательно, характера протекания процессов сорбции – десорбции калия. Эти явления всегда рассматривались как с теоретических позиций – в аспекте геохимических превращений калия, так и с практических – в аспекте выявления особенностей калийного режима почв.

Представленные в пособии пространственно-географические закономерности природы разнокачественности калийного состояния различных типов почв Западной Сибири дают возможность реализации дифференцированного подхода к обоснованию масштабов применения калийных удобрений и различных видов почвоулучшителей. Комплексная оценка калийного состояния почв на основе экстенсивных и термодинамических показателей, а также буферных свойств почв по отношению к калию может быть использована в качестве одного из критериев обоснования ландшафтно-адаптивной системы земледелия. Результаты изучения калийного режима фоновых и загрязненных почв месторождений углеводородного сырья могут быть полезными в целях диагностики степени нефтяного загрязнения, при проведении почвенно-экологического мониторинга и рекультивации нефтезагрязненных почв.

Работа выполнена на кафедре почвоведения и экологии почв Национального исследовательского Томского государственного университета. При создании учебного пособия использованы в основном оригинальные авторские материалы, полученные в ходе многолетних исследований по проблеме калия, а также литературные источники. Автор выражает искреннюю благодарность и признательность коллегам за ценные советы и консультативную помощь при подготовке рукописи к печати.

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

1.1. Химия и биогеохимия калия

Химический элемент калий был открыт в 1807 г. английским исследователем Хэмфри Дэви. В европейских языках применяется название *potassium*, означающее «выделенный из поташа». Русское название данного элемента было введено в химическую номенклатуру профессором Харьковского университета Г.И. Гессом в 1831 г., и происходит оно от арабского слова, означающего «зола растений».

По величине кларка (2,6 %) калий находится на шестом месте, следуя за натрием (2,64 %). Коррективы в поведение калия вносят живое вещество и почвенные коллоиды. Водная миграция калия, равно как и фосфора, ограничена быстрым его вовлечением в биологический круговорот и поглощением живыми организмами. Исключительная активность и подвижность данного химического элемента объясняются наличием во внешнем электронном слое одного электрона (валентностью 1^+).

В природе калий встречается в виде трех изотопов: двух стабильных (^{39}K и ^{41}K) и одного радиоактивного (^{40}K) с периодом полураспада около 1,3 млрд лет. Последний изотоп, хотя и находится в почве в сильно рассеянном состоянии, обуславливает (наряду с ураном, радием и торием) естественную радиоактивность почв.

Калий – щелочной металл. Его атом устроен следующим образом: $1s^2 2s^2 2p^6 3p^2 3d^6 4s^1$. Это значит, что на внешней *s*-орбитали находится один электрон, который легко передается другим элементам при различных химических реакциях. Поэтому во всех химических соединениях калий ведет себя как одновалентный металл. Он характеризуется низкой энергией ионизации, равной 4,34 эВ для реакции $\text{K}^0 \rightarrow \text{K}^+ + e^-$.

Величина ионного радиуса калия равна 0,133 нм ($\text{Li} - 0,068$, $\text{Na} - 0,098$ нм). По сравнению с Li и Na , калий обладает значительно меньшей энергией гидратации (относительные числа гидратации: $\text{K}^+ - 1,8$, $\text{Na}^+ - 3,3$, $\text{Li}^+ - 5,5$). Уменьшение относительного числа гидратации и энергии гидратации при переходе от Li^+ к K^+ связано с тем, что с ростом размера катионов плотность заряда на внешнем s -уровне снижается и связь с молекулами воды ослабляется. Поэтому в водных растворах ион калия гидратирован в значительно меньшей степени, чем ионы Na^+ и Li^+ .

Отношения K и Na , вычисленные по массовым процентам содержания этих элементов, близко к 1 для земной коры в целом и кислых изверженных пород. Это отношение существенно возрастает в осадочных породах (3,5) и снижается на 1–2 порядка в речных и морских водах (0,3 и 0,7 соответственно). Резкое снижение отношения $\text{K} : \text{Na}$ в природных водах и возрастание в осадочных породах, по сравнению с изверженными, связано, главным образом, с тем, что поступающий в природные воды ион калия фиксируется, т.е. необменно закрепляется кристаллическими решетками глинистых минералов. Этому явлению способствуют низкая энергия гидратации и соответствие размера ионного радиуса калия размеру гексагональных пустот в тетраэдрических сетках слоистых силикатов.

Благодаря фиксации калия глинистыми минералами и его активному вовлечению в биологический круговорот лишь небольшая доля калия попадает в большой геологический круговорот, поэтому содержание калия в природных водах обычно не превышает 1–2 мг/л. Суммарный ежегодный вынос калия в грунтовые воды в условиях гумидных ландшафтов измеряется величинами 2–30 кг/га.

Как указывает В.В. Добровольский (2002), калий вместе с другими щелочными и щелочноземельными химическими элементами аккумуляровался в земной коре в процессе ее выплавления. Основная масса элемента включается в кристаллическое вещество на последних стадиях магматической кристаллизации. Калий входит в состав наиболее распространенных силикатов: полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, слюд. В гранитном слое континентального блока земной коры средняя концентрация K_2O равна 2,89 %, а масса калия – $198 \cdot 10^{15}$ т, в осадочном слое средняя концентрация K_2O равна 2,00 %, масса – $38,5 \cdot 10^{15}$ т.

При гипергенной перестройке кристаллохимических структур силикатов большая часть калия остается в составе новообразованных глинистых минералов и освобождается постепенно, на протяжении длительного периода времени по мере образования конечных продуктов выветривания силикатов. Свободные ионы вовлекаются в водную миграцию, а также активно адсорбируются дисперсным минеральным веществом и поглощаются высшими растениями. По этим причинам калий более прочно удерживается в пределах Мировой суши, чем кальций и натрий.

Калий – один из наиболее важных биогенных макроэлементов, жизненно необходимых живым организмам, участвующий в осадочных биогеохимических циклах с неполной замкнутостью. Калий в гораздо большей степени, чем натрий, вовлекается в биологический круговорот. Содержание калия в биомассе составляет значительную величину – от 20 кг/га в пустынях до 2000 кг/га в дубовых лесах. При этом от нескольких килограммов до 300 кг калия на гектар возвращается ежегодно в почву с растительным опадом (табл. 1.1).

Таблица 1.1. Содержание калия в биомассе растений и в опаде различных растительных ассоциаций (Родин, Базилевич, 1965), кг/га

Растительная ассоциация	Биомасса	Опад
Ельник-черничник	460	100
Дубрава	2000	310
Луговая степь	120	–
Пустыня	20	–
Тропический лес	900	60

Сопоставление интенсивности вовлечения калия в биологический круговорот и его вынос в геологический выявило несколько интересных фактов (Гришина, 1974; Богатырев, Рыжова, 1994). В тундровой зоне отношение величины биологического круговорота к геологическому более узкое, чем в сообществах других природных зон. Это связано как с относительно малой емкостью биологического круговорота, так и с высокой подвижностью калия в тундровых ландшафтах. Калий в этой зоне значительно менее интенсивно вовлекается в биологический круговорот, чем выносятся в геологический.

В лесной зоне, где почвы интенсивно используются в сельском хозяйстве, вовлечение калия в круговороты не одинаково для раз-

ных угодий. Так, непосредственно лесной растительностью наиболее интенсивно вовлекаются для создания биомассы N и Ca, K занимает лишь третье место. В целом в лесной зоне складывается отрицательный калийный баланс, особенно острый дефицит калия наблюдается на пашне.

В лесостепной зоне возврат калия в почву с опадом растительности сокращается более чем в два раза из-за продукции, отчуждаемой с урожаем, а геологический круговорот возрастает во много раз вследствие эрозии. Потери калия за счет эрозии и отчуждения примерно равны, а внесение удобрений компенсирует потери этого элемента лишь на 12 %.

В сообществах целинных степей, а также сенокосов и пастбищ характер биологического круговорота натриево-кальциевый, а на пашне – натриево-калиевый. В целинной степи с ненарушенным растительным покровом баланс калия складывается по типу положительного, в отличие от культурных ценозов. Главная статья расхода калия складывается из отчуждения его с урожаем и выноса с твердым и жидким стоком вследствие сильно развитых процессов эрозии. Потери калия от эрозии в 3 раза превышают величину его отчуждения с урожаем.

Хозяйственная деятельность человека приводит к нарушению баланса калия в естественных циклах, и из природных они превращаются в природно-антропогенные, незамкнутость которых увеличивается. При этом происходят накопление или обеднение почв калием и, как следствие, изменение их воздействия на экосистемы.

В условиях агроландшафтов с урожаем отчуждается от 30–40 до 500 кг/га калия. Содержание натрия в растительной биомассе (за исключением галофитной растительности) примерно на порядок ниже, чем содержание калия (Титлянова, Тесаржова, 1991; Минеев, 1999).

Таким образом, сельскохозяйственная деятельность человека часто сопровождается коренными изменениями баланса калия и других элементов. Поэтому при освоении и использовании территорий необходимо знать особенности накопления и миграции калия (так и других элементов), поддерживать природную среду в равновесном состоянии.

Кларк калия в живом веществе такой же высокий, как у азота, – 0,3 %. Средняя концентрация калия в сухом веществе фитомассы

суши оценивается от 0,7 до 1,4 % . В сухом веществе морских водорослей содержится 5,2 % калия. Можно предполагать (Добровольский, 1998), что в растительности Мировой суши до активного воздействия на нее человека содержалось около $25 \cdot 10^9$ т калия, в сухой биомассе фотосинтетиков океана — $0,176 \cdot 10^9$ т. В мертвом органическом веществе педосферы средняя концентрация калия близка к 0,1–0,2 %. Следовательно, содержащаяся в органическом веществе масса калия в несколько раз меньше, чем в живом веществе, и ориентировочно составляет около $(3–6) \cdot 10^9$ т.

Часть освобождающегося при выветривании калия захватывается растительностью суши и частично сохраняется в мертвом органическом веществе. Некоторое количество солей калия и весьма крупные его массы, связанные в глинистых минералах, образуют главный запас этого элемента в педосфере. Как считает В.В. Добровольский (2002), обоснованная оценка масс калия в настоящее время затруднительна. Несмотря на то, что живое вещество суши и высокодисперсные продукты выветривания прочно удерживают значительную часть освобождающегося калия на суше, некоторая его часть вовлекается в водную миграцию и поступает в океан, где содержится $0,53 \cdot 10^{15}$ т элемента в форме растворенных ионов. В осадочной оболочке находится $38,2 \cdot 10^{15}$ т калия.

Если суммировать все количество калия, содержащееся в гранитном слое, осадочной толще, океане и других резервуарах, то оно составит $236,7 \cdot 10^{15}$ т. Это значение должно характеризовать исходную массу калия в гранитном слое литосферы. Нетрудно подсчитать, что на протяжении фанерозоя в процессе развития биосферы из гранитного слоя было извлечено примерно 16 % калия. Вынос этого элемента осуществлялся с большим трудом, чем натрия, которого за тот же период времени было извлечено большее количество.

В биологический круговорот на суше на протяжении года вовлекается около $1,8 \cdot 10^9$ т калия. В океане через многократно возобновляемую массу фотосинтетиков проходит около $121 \cdot 10^7$ т/год калия. Освобождающаяся из системы биологического круговорота на суше масса калия частично задерживается в мертвом органическом веществе и сорбируется педосферой, частично вовлекается в водную миграцию. Ежегодно с континентальным водным стоком выносятся в океан более $61 \cdot 10^6$ т свободных ионов калия. Значительно большая

масса элемента переносится в составе дисперсных, преимущественно глинистых частиц в форме взвесей – около $283 \cdot 10^6$ т/год.

Калий активно мигрирует в системе поверхность океана – атмосфера – поверхность океана в составе аэрозолей. Средняя концентрация элемента в океанических атмосферных осадках над океаном около 0,15 мг/л. На протяжении года с атмосферными осадками на поверхность океана выпадает примерно $65 \cdot 10^6$ т калия. Вместе с 20 % сухого осаждения это составляет $78\text{--}10^6$ т калия, ежегодно вовлекаемого в обмен между океаном и атмосферой.

Концентрация ионов калия в континентальных атмосферных осадках в среднем близка к 0,7 мг/л, что составляет $0,05 \cdot 10^9$ т элемента. С учетом 20 % сухого осаждения ($0,01 \cdot 10^9$ т) в атмосферу суши захватывается около $0,060 \cdot 10^9$ т ионов калия, а выпадает несколько больше за счет переноса океанических масс – $0,065 \cdot 10^9$ т. Значительное количество элемента выносится с суши в океан с пылью. Приняв концентрацию калия в пыли равной концентрации в глинистых отложениях, можно ориентировочно оценить пылевой вынос элемента в $0,043 \cdot 10^9$ т.

Калий, поступив в раствор, может использоваться растениями, но часть его (большая или меньшая в зависимости от условий) может просачиваться вниз по профилю, т.е. калий теряется из почвы в результате инфильтрации. Значительных размеров эти потери достигают на почвах легкого гранулометрического состава. Увеличению этих потерь способствует парование почвы. По данным А.П. Щербакова и И.Д. Рудого (1983) среднее количество калия, вымытого из почвы в условиях нечерноземной зоны, составляет 7 кг/га, в черноземной зоне – 4,0 кг/га. Особенно ярко процесс выщелачивания калия проявляется в таежных почвах. Фиксация калия в почвенном профиле за счет сорбции и осаждения затруднена в связи с низкой поглотительной способностью почв в кислых условиях и высокой растворимостью большинства солей щелочных металлов, в том числе и калия (Красильников, Фомин, 2000).

Помимо подземного стока, значительные количества калия теряются с поверхностными водами. Результаты исследований стока растворенных веществ в земной поверхности отражены в табл. 1.2.

Таблица 1.2. Средние величины состава воды, вес. % (Алексин, Бражникова, 1961)

Ионы	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
Воды всех мате- риков	35,15	12,14	5,68	0,9	20,39	3,41	5,79	2,12	11,67

Еще одним из факторов потери калия из почвы является водная и ветровая эрозия. В результате эрозии разрушается и сносится верхний плодородный слой почвы. Интенсивность смыва зависит от распределения осадков, рельефа, свойств почв, растительного покрова и деятельности человека. В нашей стране в результате водной эрозии из почвы ежегодно теряется 3 млн т валовых запасов азота, 1,5 млн т фосфора и 30 млн т калия. С каждого гектара теряется в среднем на пахотных склонах ~ 800 кг калия, ~ 240 кг фосфора, ~ 76 кг азота. Чтобы восполнить эти потери, в почву необходимо внести 19–29 т/га сульфата аммония, 8,5–21 т/га суперфосфата, 74–104 т/га 30 %-ной калийной соли (Щербаков, Рудой, 1983).

Изучая потери гумуса и макроэлементов из дерново-палево-подзолистых почв Белоруссии, В.В. Жилко с соавт. (1999), получили следующие данные: ежегодные потери с жидким и твердым стоком калия могут колебаться от 0,3 до 25 кг/га. Больше всего обменного калия теряется за счет выноса илистых частиц, обогащенных этим элементом. При возделывании пропашных и яровых зерновых культур, размещенных по зяблевой вспашке, на южных склонах рельефа ежегодно терялось обменного калия соответственно 6,9–3,4 кг/га. Под озимыми зерновыми культурами потери были существенно ниже и составили 2,1 кг/га. Возделывание многолетних трав практически предотвращало смыв питательных веществ. На пропашных культурах основная масса обменного калия (64 %) терялась в период выпадения стокообразующих дождей, а на яровых зерновых, наоборот, 73 % калия выносилось во время снеготаяния. На многолетних травах незначительное количество потерь питательных элементов наблюдается, главным образом, во время снеготаяния. Обменный калий выносятся с мелкоземом в большей степени на пропашных и яровых зерновых культурах, а на озимых зерновых и многолетних травах его основные потери происходили с жидким стоком.

Подобная ситуация складывается на пахотных почвах в США, где ежегодная потеря калия в результате эрозии составляет 158 кг/га.

Но калий имеется во всем профиле, и потеря калия из верхнего слоя почвы отчасти компенсируется новым источником калия более глубоких слоев, которые оказываются ближе к поверхности (Блэк, 1973).

Калий относится к элементам группы биофилов. Судьба ряда основных элементов биофилов в биогеохимических циклах определяется степенью захвата их живыми организмами. Элементы высокой степени биофильности (биогенности) – P, Ca, K, S, C, N (Ковда, 1985; Фокин, 2007) защищены от прямого выноса грунтовыми и речными водами. Поэтому они обладают суммарно меньшей миграционной способностью, чем элементы, не играющие существенной роли в химическом составе организмов (Cl, Na, Mg). Необходимо отметить существенную роль геохимических барьеров относительно калия. По мнению А.И. Перельмана (1989), главным геохимическим барьером для калия является сорбционный (глинистые минералы) и биогеохимический (живое вещество); меньшую роль играет испарительный барьер (соленые озера, приморские лагуны и подземные воды) и еще меньшую – сульфатный (ярозит, алунит и т.д.).

1.2. Роль калия в жизни растений

Калий играет важную роль в жизни растений и животных. Он принимает участие в фотосинтезе, влияет на обмен углеводов, азота, фосфора. В растениях он концентрируется в плодах, семенах и интенсивно растущих органах. При недостатке калия в почве урожай сельскохозяйственных культур резко снижается. Калий – незаменимый элемент в питании растений. Его физиологическая роль весьма многообразна. Находясь в растительной ткани преимущественно в ионной форме, он легко передвигается в растении и накапливается, главным образом, в вегетирующих частях. Здесь он принимает активное участие в регулировании физического состояния коллоидов клетки. Повышая степень их набухания, он увеличивает гидрофильность протоплазмы и проводимость ее стенок, способствует поступлению воды в растение и уменьшает ее испарение и тем самым создает нормальные условия для развития процессов внутриклеточного синтеза. Исследователи отмечают и другие функции элемента, например его большую роль в фотосинтезе, где он непосредственно участвует в формировании АТФ, обеспечивающей энергией процесс

ассимиляции CO_2 в листьях растений, синтез крахмала, сахаров, белков. При недостаточном поступлении калия фотосинтез в растении из-за задержки оттока его продуктов замедляется. Известна также роль калия в поддержании процессов метаболизма при слабой освещенности и низкой температуре воздуха. В обобщенном виде роль калия в жизни растений можно представить в виде схемы (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Основные функции калия в жизни растений (Минесв, 1999)

Таким образом, обеспеченность растений калием является одним из факторов, определяющих величину и качество урожая. При его достаточном содержании в почве повышаются устойчивость растений к низким температурам, засухоустойчивость, сопротивляемость различным заболеваниям и вредителям, увеличивается срок хранения и транспортабельность овощей и плодов.

Исследование содержания и соотношения различных форм калия в почве, его доступности растениям и способности почв сохранять и поддерживать определенное количество калия в почвенном растворе имеет важное теоретическое и практическое значение.

1.3. Минералы – источники калия в почвах

Калий является одним из наиболее распространенных элементов земной коры. В составе горных пород он распределяется следующим образом: основные (базальт, габбро, диабаз) содержат 0,8–1,52 % калия, кислые (гранит, гранодиорит, липарит) – 2,75–4,46 %, средние (трахит, андезит, диорит, сиенит) – 2,04–5,74 %, осадочные (глины, сланцы) – 2,28–3,24 % (Горбунов, 1974; Виноградов, 1957, 1962). Основными минералами, источниками калия в земной коре и в почвах, являются калиевые полевые шпаты, слюды и иллиты (табл. 1.3).

Таблица 1.3. Основные калийсодержащие минералы почв

Минерал	Формула	Содержание калия, %
Слюды:		
биотит	$K_2Al_2Si_6(Fe^{2+}Mg)_6O_{20}(OH)_4$	8,7
мусковит	$K_2Al_2Si_6Al_4O_{20}(OH)_4$	9,8
Полевые шпаты:		
ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	13,7
микроклин	$KAlSi_3O_8$	13,8
Глины: иллит		~7

Калиевые слюды в почвах и почвообразующих породах представлены мусковитом, биотитом и флогопитом. В слюдах содержание K_2O варьирует в широких пределах, составляя в среднем 9–10 %. Слюды присутствуют, главным образом, в составе пылеватых фракций. В почвах на рыхлых суглинистых почвообразующих породах основными носителями калия являются слюдopodobные минералы – иллиты, в которых содержание калия колеблется в пределах 5–8 %. Иллиты приурочены к наиболее высокодисперсным фракциям – илистой и тонкопылевой. Кроме того, в составе тонкодисперсных фракций почв часто присутствуют смешанослойные минералы с участием иллитовых пакетов, которые тоже являются важным источником калия в почвах.

Калиевые полевые шпаты (ортоклаз и микроклин $KAlSi_3O_8$) принадлежат к группе наиболее распространенных минералов и составляют около 60 % минералогического состава поверхностного слоя земной коры, при выветривании которой формируется почва.

Полевые шпаты в почвах присутствуют преимущественно в песчаной и крупнопылеватой фракциях, имеют небольшую удельную поверхность и очень мало влияют на катионообменные свойства почв и их буферность.

По данным С.А. Кудрина (1955), И.Г. Важенина и Г.И. Карасевой (1959), Н.И. Горбунова (1974), содержание калия в этих фракциях находится в пределах 7–9 %, в работе В.У. Пчелкина (1966) отмечается более высокое его содержание (10–12 %), С.А. Барбер (1988) указывает на 13,7 %. Таким образом, в калиевых полевых шпатах содержание K_2O достигает 11–14 %. В каркасной структуре полевого шпата калий находится в очень плотной упаковке из четырех кислородов, вследствие чего калиевые полевые шпаты в условиях гумидного бореального климата устойчивы против процесса выветривания и высвобождение (мобилизация) калия из них происходит медленно в результате гидролиза, обменных реакций и биохимического выветривания. Поэтому калий из микроклина и ортоклаза усваивается только при сильном их измельчении ($< 0,001$ мм). В этом случае в раствор будет поступать и легко усваиваться растениями обменный калий с поверхностных слоев частиц минералов, содержание которого может достигать 312 мг/100 г почвы (Горбунов, Воронина, 1968; Градусов, 1995; Середина, 2000; Schorroeder, 1979).

В процессе выветривания калиевые полевые шпаты, имеющие каркасную структуру, превращаются в минералы со слоистой структурой (серицит вторичный мелкочешуйчатый мусковит) только после предварительного разрушения до аморфной фазы. Но поскольку кристаллы полевого шпата встречаются преимущественно в песчаной и пылеватой фракциях, то основное значение в питании растений играют слюды, гидрослюды и смектиты, преобладающие в тонких фракциях почвы.

Слюды широко распространены в породах и почвах. Они относятся к трехслойным минералам, структура которых состоит из чередования двух слоев кремнекислородных тетраэдров и одного октаэдра. Тетраэдрические слои двух смежных пакетов расположены так, что гексагональные кольца двух сеток совмещены, образуя гексагональные пустоты, радиус которых близок к радиусу иона K^+ . В этих пустотах и расположены ионы K^+ , компенсирующие отрицательный заряд пакета, который возникает в тетраэдрическом слое за

счет замещения Si^{4+} на Al^{3+} (Горбунов, Воронина, 1968, 1974; McLean, Brydon, 1963).

Содержание калия в мусковите составляет 2,3–13,9 %, биотите – 8,1 %, флогопите – 9,9 %. Поскольку триоктаэдрические слюды менее устойчивы, чем диоктаэдрические, калий биотита и флогопита является менее связанным и более доступным к обмену, чем калий мусковита. Это обусловлено некоторыми различиями в их химическом составе и строении кристаллической решетки. При анализе гранулометрического состава слюды попадают в неодинаковые по размерам фракции, в том числе в предколлоидные и коллоидные.

В связи с тем, что в диоктаэдрических слюдах (мусковит) часть гидроксид-ионов замещена на ион фтора, то возникают дополнительные силы притяжения между положительно заряженным ионом калия и отрицательно заряженным ионом фтора, что способствует стабильности кристаллической решетки. Наличие ионной связи между пакетами объясняет высокую твердость слюд и устойчивость их к выветриванию (Соколова, 1985; Берри и др., 1987). Кроме того, диоктаэдрические слюды содержат в октаэдре преимущественно трехвалентные катионы – алюминий, железо, поэтому поддаются трансформации с большим трудом и очень медленно отдают ионы калия. Промывной режим, кислая среда, диспергирование и высокая биологическая активность почв ускоряют этот процесс. Триоктаэдрические слюды (биотит, флогопит) содержат в октаэдрах значительное количество двухвалентного железа и магния, которые легче выщелачиваются, и при выветривании значительная часть необменного калия становится подвижной (Середина, 2000). Большую доступность необменного калия слюдистых минералов по сравнению с гидрослюдами в почвах отмечают М.М. Zubillaga и М.Е. Conti (1996).

По данным Т.А. Соколовой (1985), в процессе физического выветривания биотит постепенно превращается в вермикулит и смешанослойные слюда-сметитовые минералы, при этом в отдельных участках пластин выветрелого биотита резко (в 3–5 раз) уменьшается содержание калия. Подобное явление рассматривается как один из возможных механизмов процесса оглинивания, т.е. образования илистой фракции *in situ*.

На скорость высвобождения калия из слюд влияет и окислительно-восстановительная обстановка в почвенном профиле. В горизон-

тах с преобладанием восстановительных условий доступность калия триоктаэдрических слюд выше, чем в горизонтах с постоянным окислительным режимом. Причиной этого служит протекающий в анаэробной обстановке процесс превращения трехвалентного железа октаэдров в двухвалентное, что приводит к изменению ориентации гидроксильных групп и ослаблению электростатических связей в решетке и, соответственно, к повышению доступности межслоевого калия (Barshad et al., 1968; Schroeder, 1979).

Определенное влияние на доступность калия оказывает и размер частиц. Более крупные слюдистые частицы легче отдают калий при реакциях обмена, что связано с большим количеством нарушений в кристаллической решетке, которые приводят к ослаблению К–О-связей (Ross, Rich, 1973).

Преобразование слюд в гидрослюды происходит в результате гидратации последних и замещения в них щелочей на ион гидроксония. Подвижность и доступность калия при этом увеличиваются, а общее содержание его несколько снижается. Так, по данным Н.И. Горбунова (1974), гидромусковит содержит 6,55 % калия. Содержание обменного калия, расположенного на краях кристаллической решетки в слюдах и гидрослюдах, колеблется от 79,4 до 567,3 мг/100 г почвы (Кудрин, 1955; Горбунов, Воронина, 1968). Гидрослюды также относятся к трехслойным минералам. Калий, компенсирующий заряд на поверхности структурного слоя, вследствие того что гидрослюды обладают нерасширяющейся решеткой, считается необменным. Обменными являются ионы калия, расположенные на краях разрушенной кристаллической решетки.

Гидрослюды очень широко встречаются в осадочных породах и почвах, преимущественно в илистой, предколлоидной и коллоидной фракциях. Высокое содержание гидрослюд и степень их дисперсности оказывают большое влияние на поглонительную способность почв и ее буферные свойства. В почвах на рыхлых суглинистых почвообразующих породах основными носителями калия являются слюдopodobные минералы – иллиты, в которых содержание калия колеблется в пределах 5–8 %. Иллиты приурочены к наиболее высокодисперсным фракциям – илистой и тонкопылеватой.

Источником калия в почвах могут служить также глинистые минералы с лабильными решетками типа монтмориллонита (сметкита) и вермикулита, образующихся при дальнейшем выщелачивании

гидрослюд и понижении заряда решетки. Вермикулиты чаще всего развиваются по триоктаэдрическим гидрослюдам, а смектиты – по диоктаэдрическим. Трехслойная решетка этих минералов обладает способностью к расширению, а большое пространство между слоями позволяет проникать в них обменным основаниям (в том числе и ионам калия) за счет диффузии и переходить в необменную форму при сближении этих слоев. На основании своих опытов М.Т. Аиде с соавт. (1999) указывают, что наибольшей способностью к необменной фиксации обладают гумусовые горизонты с преобладанием вермикулитов в илистой фракции. Диоктаэдрический вермикулит, так же, как и диоктаэдрические слюды, играет важную роль в удержании калия почвой. Так, в почвах в условиях гумидного климата из диоктаэдрического вермикулита, даже если его кристаллическая решетка находится в расширенном состоянии, ионы калия практически не переходят в обменную форму.

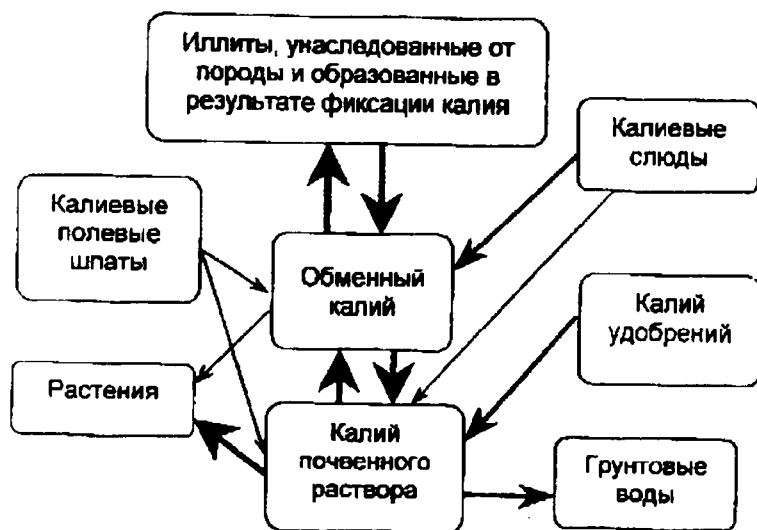


Рис. 1.2. Модель калийного состояния почв (Соколова, 1987)
(толщина стрелок условно отображает важность связей между отдельными компонентами системы)

На содержание и поведение калия оказывают влияние и широко распространенные в почвах смешанослойные минералы (слюда-монтмориллонитовые, гидрослюда-каолинитовые, слюда-вермикулитовые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые). Смешанослойные минералы не тождественны по свойствам минералам из мономинеральных месторождений и даже из материнской породы. Чем больше в составе илистой фракции почвы глинистых минералов со слюдистой структурой, тем выше в ней содержание необменного калия. Если же преобладают минералы с монтмориллонитовой структурой, то в таких почвах отмечается большее содержание обменных форм калия (Горбунов, 1974; Середина, 2000). Модель калийного состояния почв показана на рис. 1.2.

От содержания в почве глинистых минералов, сосредоточенных преимущественно в илистой фракции (иллитов, вермикулитов, смектитов, смешанослойных минералов), зависят в той или иной степени все показатели калийного состояния почвы. Наиболее доступным для растений является калий на внешних планарных гранях глинистых кристаллов. Калий каолинитов и низкозарядных разбухающих монтмориллонитов с невысокой энергией связи, расположенный на боковых сколах, более доступен растениям, чем калий вермикулитов, высокозарядных монтмориллонитов, иллитов. Последняя группа минералов обладает специфическими (клинообразными) позициями, обеспечивающими более прочное закрепление калия и снижение содержания легкообменных его соединений, а также уменьшение активности иона калия. Данные позиции в первую очередь заполняются при внесении удобрений. Поэтому внесение удобрений на истощенных по калию почвах с преобладанием минералов, селективно сорбирующих калий, не даст эффекта до тех пор, пока ионами калия не будут заняты межпакетные позиции. Только после этого можно ожидать увеличения содержания той категории ионов калия, которая определяет его концентрацию в почвенном растворе (Градусов, 1995; Носов и др., 1997; Соколова и др., 1999; Прокошев, Дерюгин, 2000). Количество высвобождаемого калия зависит не только от общего количества конкретного минерала, но и от степени выветривания. Так, на конечных стадиях выветривания минералов практически нет различий в общем содержании калия в илистых и песчаных фракциях слюд и гидрослюд.

Доступность растениям калия определяется, прежде всего, прочностью его связи с минеральной основой почвы. Все калийсодержащие минералы могут, в той или иной степени, служить непосредственными источниками калийного питания растений. В опыте О.А. Репиной (1978) с использованием полевых шпатов (ортоклаза и микроклина) в качестве источника питания растений калием величина частиц (от $<0,001$ до $0,01$ мм) не влияла на урожай (трав), вынос и коэффициент использования (5–7 %) калия. В других исследованиях (Важенин, Карасева, 1959) из микроклина илистой фракции было вынесено кукурузой и овсом 28 % общего калия, а из фракций песка и пыли — 3 % (табл. 1.4).

Таблица 1.4. Вынос K_2O растениями из разных минералов, %
(Важенин, Карасева, 1959)

Минерал	Размер частицы, мм	Процент K_2O
Микроклин	$<0,001$	28
	$0,01-0,1$	3
Мусковит	$<0,001$	56
	$0,01-0,1$	9
Биотит	$<0,001$	70
	$0,01-0,1$	28

Значительно хуже, независимо от степени измельчения, усваивался калий из полевых шпатов травами в вегетационных опытах А.В. Петербургского и А.В. Кузнецова (1972).

Во всех исследованиях доступность калия слюд и гидрослюд была значительно выше. Коэффициент использования калия из слюд (мусковит, биотит, флогопит) доходил до 39,2 % (Репина, 1978), причем они хорошо обеспечивали растения калием при размере фракции от илистой до песчаной. Глинистые минералы (иллит, глауконит) могут в некоторых случаях непосредственно использоваться в качестве калийных удобрений (Грим, 1956). Для частиц одинакового размера относительная скорость высвобождения калия возрастает в ряду: микроклин $<$ ортоклаз $<$ мусковит $<$ биотит. Количество высвобождаемого калия зависит не только от общего количества конкретного минерала, но и от содержания в нем калия, зависящего от степени выветрелости. Так, на конечных стадиях выветривания минералов практически нет различий в

общем содержании калия в илистых и песчаных фракциях слюд и гидрослюд.

На основании проведенных исследований В.У. Пчелкин (1966) пришел к следующим выводам: 1. Наилучшим источником калия для питания растений служит биотит, из слюдястых минералов мусковит уступает биотиту; микроклин плохо отдает калий растениям. 2. Из биотита растения льна используют обменные и трудноподвижные формы калия, из микроклина – только обменную его форму. 3. Содержание наиболее подвижных форм калия в минералах не находится в пропорциональной зависимости с валовым калием. 4. Для характеристики форм калия в минералах предложены солянокислые вытяжки различной концентрации (0,2 и 2 н. НС1).

По количеству калия, переходящего во вторую вытяжку (2 н. НС1) по сравнению с первой (0,2 н. НС1), калийсодержащие минералы распределяются по группам: а) минералы с очень низкой растворимостью калия, обе его вытяжки извлекают одинаковое его количество – полевой шпат, выщелоченный каолин; б) минералы с низкой растворимостью калия (в 2 н. НС1 вытяжке отмечается небольшое увеличение концентрации калия по сравнению с 0,2 н. НС1 вытяжкой) – мусковит; в) минералы со средней растворимостью калия. Во второй вытяжке (2 н. НС1) количество калия в 2–2,5 раза больше, чем в первой вытяжке, – монтмориллонит, каолинит, гидрослюды; г) минералы с высокой растворимостью калия – например биотит. Количество калия в 2 н. НС1 вытяжке приблизительно равно его валовому запасу.

По этой методике можно установить возможность пополнения обменного калия из резерва необменных форм.

Таким образом, присутствие в почвах различных калийсодержащих минералов обуславливает неодинаковое общее количество калия в субстрате, тем самым создавая совершенно различные условия калийного питания растений. Доступность растениям калия определяется, прежде всего, прочностью его связи с минеральной основой почвы. Позиции, занимаемые ионами калия в его почвенных носителях, по возрастанию степени энергии связи можно классифицировать следующим образом (Якименко, 2003):

а) калий, адсорбированный на минеральных и органоминеральных коллоидных частицах ППК. Обменные катионы удерживаются вокруг внешних краев кремнезем-глиноземных

элементов структурных слоев глинистых минералов с различной энергией, которая зависит от положения адсорбированного катиона на поверхности минерала (Грим, 1956), концентрации ионов и других факторов. По степени селективности к калию выделяют три типа обменных позиций (Rich, Black, 1964; Nemeth et al., 1970): *p* (planar, внешние поверхности кристаллитов), *e* (edge, боковые сколы, и wedge-shaped, клинообразные, межпакетные промежутки) и *i* (interlattice, краевые зоны расширенных межпакетных промежутков трехслойных минералов). Прежде всего, растения используют экстрамицеллярно поглощенный калий с обменных позиций с меньшей энергией связи (*p*). Интрамицеллярно поглощенный калий занимает высокоселективные к нему позиции (*e* и особенно *i*) и в гораздо меньшей степени доступен растениям;

б) калий, необменно поглощенный (не экстрагируется раствором нейтральной соли) межслоевым пространством почвенных минералов с расширяющимся типом решетки (монтмориллонитового типа). Поглощенные катионы, проникающие между силикатными слоями этих минералов, переходят в менее подвижную, по сравнению с обменной, форму при сжатии решетки (Горбунов, 1965). Данная реакция, как правило, обратима – при гидратировании коллоидов катионы могут снова переходить в раствор;

в) калий, расположенный в межплоскостном пространстве глинистых минералов с ненабухающей решеткой (гидрослюд). Ионы калия уравнивают дефицит заряда, вызванный изоморфными замещениями внутри кристаллической решетки, и поэтому удерживаются электростатическими силами достаточно прочно (Грим, 1956). Удаление такого калия будет устранять силы, связывающие между собой силикатные слои, и вызовет деградацию гидрослюды в минерал монтмориллонитового типа;

г) калий, входящий в кристаллическую структуру минералов с листовой решеткой (слюд);

д) калий минералов с каркасным типом кристаллической решетки (полевых шпатов).

В соответствии с изложенными общими представлениями о калийном состоянии почв, его химических и минералогических формах разработана система показателей, с помощью которых можно охарактеризовать калийное состояние почв.

1.4. Основные показатели калийного состояния почв

Для объективной характеристики калийного состояния почв определяющее значение имеет система показателей, которые предусматривают одновременное использование параметров, характеризующих как валовое содержание калия и количественный состав форм и запасов данного элемента (экстенсивные показатели), так и термодинамических, определяющих мобилизационные способности почвы, – активность ионов калия, калийный потенциал, потенциальная буферная способность почв в отношении калия (интенсивные показатели).

В питании растений принимают участие разные по доступности формы калия. Наименее доступен для растений калий, входящий в состав минерального скелета почв, однако в процессе выветривания и особенно при измельчении минералов небольшая часть этого элемента становится подвижной и может быть усвоена растениями. Наилучшим источником для питания растений являются триоктаэдрические слюды (биотит, флогопит), что обусловлено менее прочной связью калия в этих минералах. Возможность усвоения обменного калия подтверждена многочисленными исследованиями. Непосредственным источником питания растений является обменный и водорастворимый калий. Установлено, что усвояемость растениями обменного калия зависит в основном от способности почв десорбировать калий, т.е. от его подвижности. Максимальное количество обменного калия содержится в наиболее дисперсной части почв – илистой фракции. В результате интегрального действия различных факторов уровень форм калия, в том числе обменного, колеблется во времени благодаря постоянно идущим процессам мобилизации и фиксации этого элемента. Установлено, что независимо от механизма фиксации главным фиксатором калия являются глинистые минералы.

Многие исследователи предпринимали ряд попыток сгруппировать калийные соединения по химическому средству и усвояемости их растениями. В этой связи вопросам классификации форм почвенного калия были посвящены работы многих исследователей (Петербургский, 1957; Важенин, Карасева, 1959; Пчелкин, 1966; Горбунов, 1974). В зависимости от степени доступности растениям большинство из них выделяют

водорастворимый, обменный, необменный и валовой калий. Такое разделение носит весьма условный характер, поскольку ионы калия находятся в непрерывном диффузионном движении. Общее содержание калия в почвах почти целиком определяется количеством и качеством почвенных калийсодержащих минералов и степенью их выветрелости. Однако валовое содержание элемента не характеризует количество, которое может быть усвоено растениями. Неоднократно было показано отсутствие корреляции между валовым калием и его фракциями, экстрагируемыми из почвы теми или иными из используемых растворителей (Важенин, Карасева, 1959; Пчелкин, 1966; Середина, 1984), что связано прежде всего с неодинаковыми позициями, занимаемыми ионами калия в структуре различных минералов.

Начало разделения форм калия принадлежит К.К. Гедройцу (1955). Он группирует калий следующим образом: 1) калий почвенного раствора; 2) калий поглощающего комплекса; 3) интенсивно обменивающийся; 4) экстенсивно обменивающийся; 5) калий почвенного скелета. Этот принцип построения лег в основу многих последующих разработок.

А.Л. Маслова (1938), взяв за основу критериев выделения форм калия активность, подвижность и его отношение к растворителям, подразделяет его на: 1) высокоактивный – калий почвенного раствора и обменный; 2) активный – калий коллоидной фракции почвы, выделенный при обработке нейтральной солью; 3) малоактивный – калий коллоидной фракции, выделенный при дополнительной обработке остатка почвы разведенными щелочами или кислотами; 4) «мертвый запас» – калий, входящий в состав крупных частиц. Как указывает В.Н. Якименко (2003), определения калия – «доступный», «усвояемый», «подвижный» – вообще весьма условны; при рассмотрении уровня калийного питания растений, может быть, и допустимо их использование, но при оценке калийного режима почв они неприемлемы. Термины «усвояемый» и «доступный» калий имеют смысл только в связи с конкретной культурой в определенных условиях ее выращивания. Подвижность – это свойство ионов калия переходить из одного состояния, более прочно связанного с минеральной основой почвы, в другое – с меньшей степенью связи; подвижность является качественным признаком, характеризующим все формы калия.

Д.Н. Прянишников (1952) все соединения калия делит на три фракции по отношению к различным растворителям: а) растворимый, или калий водной вытяжки; б) обменный, или калий поглощающего комплекса; в) необменный, или калий, входящий в состав безводных силикатов и почвенных минералов, из которых калий не вытесняется растворами нейтральных солей. Выделение данных фракций почвенного калия в целях оценки условий калийного питания растений нашло широкое применение.

Анализ литературного материала по вопросу о принципах выделения форм калия свидетельствует о разнохарактерном подходе к нему вышеуказанных авторов. На наш взгляд, наиболее полным, отвечающим современным представлениям о природе данного элемента, является выделение форм калия И.Г. Важениным, Г.И. Карасевой (1959):

- 1) калий почвенного раствора;
 - 2) калий почвенного поглощающего комплекса:
 - а) интенсивно обменивающиеся ионы,
 - б) экстенсивно обменивающиеся ионы,
 - в) необменные ионы;
 - 3) калий почвенного скелета:
 - а) экстенсивно обменивающиеся ионы,
 - б) необменные ионы;
 - 4) калий органических остатков в почве;
- а также В.У. Пчелкиным (1966):

- 1) водорастворимый,
- 2) обменный,
- 3) труднообменный,
- 4) необменный,
- 5) калий нерастворимых силикатов,
- 6) калий органической части почвы.

При этом необходимо заметить, что если в отношении выделения наиболее доступных форм калия (обменного и водорастворимого) мнения авторов совпадают, то в отношении расчленения необменных его форм (равно как и методов их определения), нет достаточной четкости и ясности. Кроме того, подразделение калия на калий почвенного раствора (водорастворимый) и калий почвенного поглощающего комплекса довольно условно, так как между двумя этими фазами происходит непрерывное взаимодействие. Выделение

водорастворимого калия может быть оправдано лишь как показателя наиболее подвижной фракции обменного калия. Связанный с гумусом калий органической части почвы в силу очень невысокого его содержания имеет в основном теоретическое значение.

Западноевропейские исследователи (Дюшофур, 1970; Кук, 1970; Rich, 1972; Soil testing..., 1973; Bertsch, Thomas, 1985 и др.) выделяют четыре формы соединений калия в почве: 1) калий почвенного раствора; 2) калий обменный (обе формы указанных соединений образуют в почве единый «обменный» или усвояемый растениями калий); 3) калий, входящий в состав адсорбционного комплекса, — плохо усвояемый растениями, так называемый калий, фиксированный в необменной форме; 4) калий материнской породы, иначе инертный калий, удерживаемый глубоко внутри кристаллической решетки глинных минералов или в крупных минеральных частицах. Этот калий не может быть освобожден иным путем, кроме выветривания минералов.

В соответствии с изложенными общими представлениями о калийном состоянии почв, его химических и минералогических формах разработана система показателей, с помощью которых можно охарактеризовать калийное состояние почв.

Валовой калий. Поведение калия в почве определяется в основном минералогическим составом, а именно наличием калийсодержащих минералов: слюд, гидрослюд, полевых шпатов и др., интенсивностью происходящих процессов выветривания и присутствием в почвенной толще калийфиксирующих глинистых структур (Середина, 1984).

При определении валового калия для перевода калия алюмосиликатов почвы в растворимое состояние навеску почвы спекают с хлористым аммонием и углекислым кальцием. В результате спекания калий переходит в форму легкорастворимых хлоридов (Важенин, 1975). Влияние гранулометрического состава почв на содержание калия проявляется постольку, поскольку это отражает перераспределение по гранулометрическим фракциям калийсодержащих минералов. В общем случае этих минералов (особенно гидрослюд) мало в составе песка и крупной пыли и больше в составе мелкой пыли и ила. Поэтому, как правило, в песчаных почвах содержание валового калия в несколько раз меньше, чем в почвах глинистых. В некоторых случаях, например в почвах на молодом элювии грани-

тов, отмечается высокое содержание калия и в крупно-песчаных фракциях за счет остаточных зерен ортоклаза и слюд. Колебания в содержании валового калия в почвах, кроме того, обусловлены и другими причинами: химическими изменениями первичных минералов в процессе выветривания и почвообразования, в том числе образованием, накоплением или потерей глинистых минералов.

Среднее содержание валового калия в почвах России выражается величинами, представленными в табл. 1.5.

Таблица 1.5. Валовое содержание калия в пахотном слое различных почв

Почвы	Число разрезов	Содержание K_2O , % ($M \pm m$)
Дерново-подзолистые:		
песчаные и супесчаные	47	1,20±0,14
легкосуглинистые	61	1,77±0,07
среднесуглинистые	53	2,17±0,09
тяжелосуглинистые и глинистые	55	2,23±0,01
Серые лесные:		
светло-серые и серые	32	1,92±0,10
темно-серые	20	2,03±0,15
Черноземы:		
типичные	53	2,15±0,09
оподзоленные и выщелоченные	41	2,23±0,10
обыкновенные и южные	53	2,01±0,08
Каштановые	22	2,27±0,17
Сероземы Средней Азии	33	2,29±0,09
Бурые	82	2,09±0,09
Красноземы Западной Грузии	12	0,70±0,11

Валовое содержание калия в почве является показателем потенциального богатства ее этим элементом и в основном зависит от типа почвы и ее гранулометрического и минералогического составов. В почвах, развитых на различных почвообразующих породах, прослеживается четкая связь валового калия с составом материнских пород.

Среднее содержание валового калия в почвах, развитых на рыхлых суглинистых отложениях, обычно составляет 2,5–3 %, что соответствует 75–90 т на гектар. Существуют группировки почв по валовому содержанию калия, однако большого практического значения они не имеют, поскольку в почвах обычно не наблюдается зависимости содержания доступных для растений форм калия от валового содержания этого элемента.

Обычно общее содержания калия в почве почти всегда выше, чем азота и фосфора, вместе взятых. По данным Д.С. Орлова (1992), в среднем оно составляет 1,3 %, хотя в различных почвах может варьировать в пределах от 0,2 до 4,0 %, что определяется, главным образом, минералогическим составом почв. А.М. Уре и М.Л. Ветгов (1982), проанализировав сведения о более чем 2000 образцах почв различных регионов мира, приводят цифру 1,83 % с размахом варьирования от 0,005 до 7,9 % и указывают на то, что наибольшее его количество находится, как правило, в пылеватой и илистой фракциях.

Водорастворимый калий – основной источник этого элемента для растений, представлен в почве различными солями калия: нитратами, фосфатами, карбонатами, сульфатами и т.д., находится в относительно несвязанном почвенным поглощающим комплексом состоянии. Содержание его в большинстве почв очень невелико, не более 5 мг на 100 г почвы, что соответствует десятым и сотым долям процента от валового содержания калия (Минеев, 1999) и зависит, по мнению В.У. Пчелкина (1966), как от общей концентрации солей в почвенном растворе, так и от степени насыщения почвы калием. Согласно исследованиям А.В. Петербургского (1967, 1973), появление водорастворимого калия в почве является следствием ряда процессов: гидролиза калийных минералов; разрушения минералов корневыми выделениями растений; действия на минералы кислых продуктов жизнедеятельности микроорганизмов (особенно нитрифицирующих бактерий); вытеснения обменного калия катионами вносимых удобрений и корневых выделений растений (главным образом, углекислоты). Для незасоленных почв, вследствие кратковременности взаимодействия воды с почвой, водная вытяжка в определенной мере отражает содержание калия в почвенном растворе. Водорастворимый калий определяют в водной вытяжке при соотношении почва : раствор, равном 1:5. Считается, что количество водорастворимого калия примерно соответствует содержанию калия в почвенном растворе. Такое сопоставление носит, несомненно, условный характер (Трофимов, Караванова, 2009), поскольку естественная влажность почвы обеспечивает обычно совершенно иное соотношение твердой и жидкой фазы, чем 1:5. По содержанию водорастворимого калия О.Г. Ониани (1981) предложена группировка почв на малообеспеченные (< 1 мг на 100 г почвы), среднеобеспеченные (1–3 мг/100 г) и высокообеспеченные (> 3 мг/100 г почвы).

Обменный калий представлен ионами, находящимися на поверхности отрицательно заряженных коллоидных частиц. Эти ионы удерживаются силами электростатического притяжения и вытесняются катионами нейтральных солей. Как и другие обменные катионы, калий занимает разнородные по энергии связи обменные позиции, носителями которых являются органическое вещество и глинистые минералы – тонкодисперсные слоистые силикаты. На поверхности глинистых минералов можно выделить не менее трех типов обменных центров, с разной силой удерживающих калий (рис. 1.3).

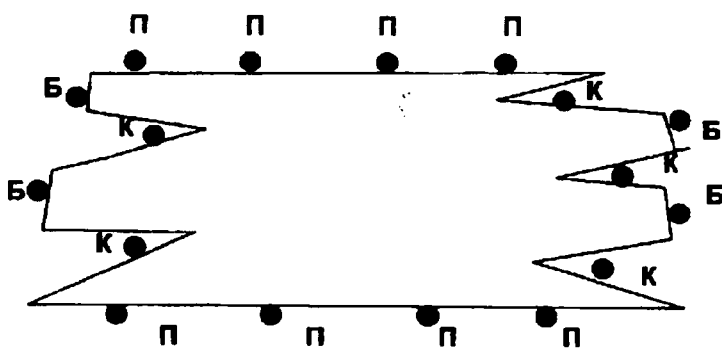


Рис. 1.3. Различные типы обменных позиций на поверхности иллитов: П – планарные; Б – боковые; К – клинообразные (Соколова, 1987)

Наиболее прочно удерживается калий в краевых частях межпакетных позиций иллитов, которые в этом случае иногда называют клинообразными. Менее прочно удерживается калий на внешней поверхности глинистых кристаллитов – на базальных гранях (планарные позиции) и на сколах (боковые позиции). Прочность связи обменного калия на всех типах обменных позиций, особенно в клинообразных межпакетных промежутках, при прочих равных условиях возрастает с увеличением отрицательного заряда минерала. На обменных позициях органического вещества калий удерживается менее прочно, чем на глинистых минералах.

Содержание обменного калия в почвах колеблется от десятых долей до нескольких миллиэквивалентов, т.е. от нескольких миллиграммов до нескольких десятков миллиграммов на 100 г почвы и

составляет 1–5 % от валового содержания, что соответствует 300–3000 кг/га. Доля калия в почвенном поглощающем комплексе обычно невелика – от 1 до 5–7 % от емкости катионного обмена.

Таблица 1.6. Содержание гидрослюды и запасы обменного калия в почвах (Чижикова, Королева, 1998)

Почвы, развитые на разных породах	Гидрослюды, %	**Запасы обменного калия, кг/га		Степень обеспеченности растений обменным калием
		кислые	*нейтральные	
Подзолистые, дерново-подзолистые на песчаных отложениях	1–3	<220		Низкая
Степные, полупустынные на песчаных, супесчаных отложениях	2–4		220–330	Средняя
Дерново-подзолистые на моренных отложениях	3–7	220–330		Средняя
Дерново-подзолистые, серые лесные на покровных отложениях	7–10	330–470		Повышенная
Серые лесные черноземы на лессовидных бескарбонатных суглинках	10–15		330–500	Высокая
Черноземы каштановые на карбонатных лессовидных суглинках	15–25		>500	Очень высокая

Примечания:

*Содержание гидрослюды илестых фракций, рассчитанное на почву в целом с учетом содержания илестых фракций.

При вычислении запасов обменного калия учитывалась толщина слоя 0–25 см, содержание в нем калия (* – по методу Кирсанова, **** – по методу Чирикова).

Н.П. Чижикова и И.Е. Королева (1998) сделали попытку связать содержание гидрослюды в илестых фракциях как источника ближнего резерва калия в почве (по Н.И. Горбунову) с запасами обменного калия как интегрального показателя калийного состояния почв по

обеспеченности растений этим элементом. Авторы установили, что оценки территорий по запасам обменного калия и степени обеспеченности растений калием совпадают с ареалами, различающимися по количественным показателям содержания илистых гидрослюдов в почвах (табл. 1.6).

При оценке калийного состояния почв по содержанию обменного калия ряд исследователей придает основное значение абсолютно-ному содержанию обменного калия и прочности связи обменного калия с почвой на различных обменных позициях. Введено понятие «достаточный уровень» содержания обменного калия, выше которого дополнительное внесение калийных удобрений уже не оказывает влияния на урожай сельскохозяйственных культур. Этот уровень непосредственно определяется на основании полевых или вегетационных опытов и для некоторых почв может быть рассчитан на основании эмпирической формулы (Соколова, 1987):

Достаточный уровень содержания калия = $110 + 2,5 \text{ ЕКО почвы (мкг/г)}$.

Следует отметить, что принципы оценки калийного состояния почв всегда были предметом значительного разногласия между исследователями. Эти разногласия определяются не только методической сложностью изучения калия и его форм, но и большой неопределённостью теоретических посылок, с помощью которых анализируется получаемая информация. В связи с тем что обменная форма калия имеет не только особое значение в агрохимических исследованиях для установления доз калийных удобрений, но и большой почвенно-генетический смысл, существенное значение имеет метод ее определения. Несмотря на разнообразие реагентов, используемых для определения обменного калия, предпочтение отдаётся вытяжке уксуснокислого аммония (Важенин, 1975; Novozamsky, Houba, 1987).

Применяемые на её основе методы отличаются простотой, хорошей воспроизводимостью и универсальностью. В нашей стране с помощью уксусноаммонийной вытяжки была проведена группировка почв по обеспеченности калием для расчёта доз калийных удобрений под различные культуры. Однако начиная с 1977 г. в системе агрохимической службы (Шаймухаметов, Травникова, 2000) оценка обеспеченности почв доступным калием производится на основе

кислотных вытяжек. В указанные вытяжки переходит значительная часть обменного калия, однако это ещё не свидетельствует о равнозначности кислотных и уксусноаммонийных вытяжек. В соответствии с литературными данными (Орлова и др., 1974), в кислотные вытяжки в зависимости от типа почвы переходит от 45 % (из чернозёмных почв) до 60–80 % (из дерново-подзолистых почв) калия, извлекаемого 1,0 н. раствором уксуснокислого аммония. Для получения сопоставимых данных были введены поправочные коэффициенты.

В основе различий величин обменного калия, получаемых различными методами, лежат особенности экстрагентов, применяемых для извлечения данного иона из почвенного поглощающего комплекса. Ионы аммония, обладая большим сходством с ионами калия, могут вытеснять не только легкоподвижные формы калия, расположенные на планарных позициях минералов, но и те, которые удерживаются с большой прочностью, т.е. расположенные на *e*- и *i*-позициях. Для характеристики степени обеспеченности почв калием западных и центральных штатов Америки используют преимущественно раствор уксуснокислого аммония, который отличается большей вытесняющей способностью по сравнению с разбавленными кислотами (McLean, Watson, 1985).

Использование иона аммония в качестве вытеснителя имеет еще и то преимущество, что после вхождения его в межпакетные промежутки некоторых глинистых минералов (иллитов, смешанослойных минералов с участием иллитовых пакетов) решетка минерала сжимается и прекращается выход в раствор калия, находящегося в кристаллической решетке. При применении для вытеснения калия многих других катионов – натрия, кальция, магния – даже после многократного экстрагирования в растворе сохраняется некоторая концентрация калия за счет его освобождения из кристаллической решетки слюд и иллитов. Кроме того, высокая буферность нейтрального раствора уксуснокислого аммония исключает отрицательное действие его на почвенный поглощающий комплекс, а близкая величина ионных радиусов аммония NH^+ и калия K^+ в сочетании с небольшой величиной гидратной оболочки этих ионов позволяет иону аммония входить в кристаллическую решетку трехслойных минералов и вытеснять в раствор прочносвязанный межслоевой калий. Этой способностью не обладают ионы водорода, имеющие большую гидратную оболочку, вследствие чего в процессе экстракции они вступают

в обмен преимущественно с ионами калия, расположенными на планарных позициях решетки (Медведева, 1987). Поэтому количество калия, извлеченного по методу Л.А. Масловой, выше, чем определяемое по методу Кирсанова в 0,2 н. соляной кислоте.

Кроме того, при однократной обработке почвы раствором уксуснокислого аммония из нее извлекается примерно одинаковое количество обменного калия от общего его содержания из различных по гранулометрическому составу почв (Важенин, Карасева, 1959). Ион аммония в большинстве стран мира признан как катион, наиболее полно вытесняющий калий с обменных позиций различных типов. Помимо этого, отмечается, что количество обменного калия, извлекаемого данной вытяжкой, хорошо коррелирует с количеством калия, перешедшего в растения (Wihardjaka et al., 1999). Необходимо отметить, что данная вытяжка имеет равновесные значения pH, мало отличающиеся от таковых в водных суспензиях почвенных образцов и существенно не изменяющиеся в зависимости от буферных свойств почв (Козлова и др., 2003). Обменная форма, определенная по методу Л.А. Масловой, лежит в основе группировки почв различного гранулометрического состава по степени обеспеченности калием, необходимой для расчета доз минеральных удобрений (табл. 1.7).

Таблица 1.7. Группировка почв по содержанию подвижного калия (0,2 М HCl) с учетом гранулометрического состава

Уровень обеспеченности	Песчаные и супесчаные	Легко- и среднесуглинистые	Тяжелосуглинистые и глинистые
Очень низкий	≤ 3	≤ 4	≤ 5
Низкий	4–7	5–9	6–11
Средний	8–12	10–15	12–17
Оптимальный	13–17	16–20	18–25
Выше оптимального	≥ 18	≥ 21	≥ 25

Аналогичные методики широко используются в мировой практике, что позволяет сравнивать данные различных исследователей.

Иногда отдельно определяют так называемый «легкообменный калий», вытесняя его ионом кальция 0,025 М раствора CaCl₂. Вероятно, это калий, находящийся на обменных позициях органического вещества и на планарных обменных позициях низкозарядных глинистых минералов. В зависимости от минералогического состава тон-

кодисперсных фракций обработка почвы 0,025 М раствора CaCl_2 извлекает от 40 до 80 % обменного калия.

На результаты определения обменного калия оказывает влияние предварительное высушивание образца. В большинстве случаев после высушивания снижается количество обменного калия в почвах с высоким его содержанием и несколько повышается в почвах, истощенных по калию.

В почвах количество обменной формы калия находится в пределах от 4 до 50 мг/100 г почвы (Барбер, 1988). Обменный калий является непосредственным резервом для растений и признается в настоящее время основной формой, по содержанию которой судят об обеспеченности растений этим элементом питания (Маслова, 1938; Горбунов, 1974; Jackson, Luo, 1986).

По мнению Н.О. Авакяна (1969), калийное питание растений обусловлено не величиной содержания обменного калия, а его долей в почвенном поглощающем комплексе. При насыщении обменной емкости почв в пределах 1,8–3,0 % независимо от величины обменного калия, содержащегося в почвах, происходит наилучшее снабжение растений калием; ниже этих значений наблюдается недостаток данного элемента. Результаты исследований К.М. Забавской и Н.К. Панковой (1975) подтверждают тот факт, что применение калийных удобрений более эффективно на почвах с низким насыщением емкости обмена калием.

На содержание обменного калия оказывает влияние влажность почвенного образца. Высушивание почвы при комнатной температуре может изменить содержание обменного калия как в сторону увеличения, так и сторону снижения в зависимости от степени удобренности почвы калием или ее калийного истощения (Воробьева, Кривицкая, 1964; Кораблева, Слуцкая, 1972). Исследованиями В.П. Серединой (Почвы поймы, 1981) было установлено, что в верхних горизонтах почв, регулярно подвергающихся высушиванию в течение вегетационного периода, содержание обменного калия при высушивании изменяется мало, с глубиной количество обменного калия при высушивании значительно возрастает, особенно при невысоком содержании его в почве.

Высушивание может ускорять процессы как трансформации обменного калия в необменный за счет заземления его в микроагрегатах, цементированных коллоидами, и в межслоевом пространстве

кристаллической решетки глинистых минералов, так и мобилизации его из резервных форм (Горбунов, 1974; Панников, Минеев, 1979; Ляхов, Фещенко, 1984). К.А. Блэк (1973) связывает переход калия из необменной формы в более доступную форму при длительном высушивании со стремлением почвы достичь уровня только ей присущего динамического равновесия. При высушивании пластинки глинистых минералов коробятся, в результате чего края становятся более доступными для ионов и воды, а обмен между катионами раствора и калием, удерживаемым сетками глинистых минералов, упрощается. Расщепление выветренных краев биотитовых пластинок при высыхании также способствует выходу межслоевого калия и повышению усвояемости его растениями.

При оценке обеспеченности растений доступным калием по обменной форме необходимо учитывать способность ионов калия десорбироваться из твердой фазы почвы в жидкую, названную Н.П. Карпинским (1965) подвижностью обменного калия. Степень подвижности калия рассчитывается как отношение обменного калия к легкоподвижному, экстрагированному 0,005 н. раствором хлористого кальция при соотношении почва : раствор 1 : 2 и часовом взбалтывании по методике ВИУА (Важенин, 1975). Чем уже соотношение менее доступной формы к более доступной, тем больше подвижность калия, и наоборот. Подвижность обменного калия играет большую роль в обеспечении растений этим элементом питания и позволяет вносить изменения в систему удобрений культур калием (Жукова, 1967).

На более легких по гранулометрическому составу почвах, где из-за высокой подвижности обменного калия он быстрее используется растениями, эффективно дробное внесение удобрений во избежание потерь от выщелачивания. На почвах с низкой подвижностью обменного калия оправдано запасное внесение удобрений при более высоком содержании обменного калия (Paul, 1991). По данным О.П. Медведевой (1987), на дерново-подзолистых суглинистых почвах с высокой подвижностью калия внесение удобрений сопровождается дополнительной мобилизацией почвенного калия. На черноземах с низкой подвижностью калия внесение удобрений, напротив, снижает его доступность.

Подвижность обменного калия в большой степени зависит от содержания в почве катионов, влияющих на переход его из почвен-

ного поглощающего комплекса в почвенный раствор, главным образом кальция. Систематическое внесение калийных удобрений и навоза повышает подвижность обменного калия, что связано с увеличением числа ионов калия в почвенном поглощающем комплексе и снижением в связи с этим энергии, с которой каждый из них удерживается твердой фазой почвы. Известкование же, наоборот, способствует снижению подвижности обменного калия (Дьяков, 1991). После внесения извести в почвах, содержащих глинистые минералы типа монтмориллонита и иллита, значительная часть прежде обменного калия становится фиксированной, а скорость высвобождения необменного калия снижается из-за наличия большого количества ионов кальция.

При расчете доз минеральных удобрений, как правило, учитывается только содержание подвижных форм элементов питания растений. Однако многолетними опытами с калийными удобрениями показано, что существенная доля калия в выносе его сельскохозяйственными культурами приходится на необменный калий (Важенин, Карасева, 1959; Пчелкин, 1966). Причиной этого часто является низкая подвижность обменного калия даже при относительно высоком его содержании. Интенсивностью процессов мобилизации из необменных форм контролируется количество доступного для растений подвижного калия (Степанов, 1986).

Необменный почвенный калий включает в себя природный необменный калий, прочно связанный с кристаллической решеткой минералов, и необменно-фиксированный калий удобрений, более доступный растениям, причем доступность его тем выше, чем больше калия фиксировано почвой (Медведева, 1976; Петербургский, Никитишен, 1983). Необменный калий в большинстве случаев извлекают путем растворения и гидролиза горячей соляной кислотой калийсодержащих минералов почвы, при этом происходит разрушение почвенного поглощающего комплекса и части первичных минералов (слюд, полевых шпатов). Количество его рассчитывают по разнице между содержанием калия, извлеченного после кипячения почвы с раствором 2,0 н. соляной кислоты по методике Почвенного института им. В.В. Докучаева, и обменным калием (Важенин, 1975). Данный метод в наибольшей степени отражает изменение содержания калия в почве в связи с выносом его растениями и степенью удобренности. Кроме того, в кипящую 2,0 н. солянокислую вытяжку переходит примерно равное количество того труднодоступного ка-

ля, за счет которого идет питание растений (Дерюгин, Башков, 1974; Степанов, 1986).

Подробной градации количества в почвах необменного калия пока не существует, оно считается высоким при содержании более 100, средним – от 50 до 100 и низким – при менее 50 мг/100 г почвы (Забавская, Панкова, 1975). При прогнозировании изменения почвенного плодородия необходимо учитывать, что накопление калия может происходить как за счет остаточного калия удобрений, так и за счет мобилизации природного необменного калия при внесении удобрений (Прокошев, Соколова, 1990; Patiram, Prasad, 1991). Выявить источник накопления калия можно с помощью его баланса в системе растение – удобрение. Накопление калия в достаточных дозах при отрицательном балансе указывает на мобилизацию природного резервного калия, что может привести к снижению почвенного плодородия (Прокошев, Соколова, 1990; Чижикова, 1990).

Таблица 1.8. Содержание калия в пахотном слое различных почв (Минска, 1999)

Почвы	Почвообразующая порода и преобладающий тип глинистого минерала	Валовое содержание калия, K_2O , %	Обменный калий, K_2O , мг/100 г почвы	Необменный калий, K_2O , мг/100 г почвы
Дерново-подзолистые:				
песчаные и супесчаные	Каолинит	1,20	4–9	35–50
легкосуглинистые	Монтмориллонит и каолинит	1,77	7–12	50–70
среднесуглинистые	Монтмориллонит	2,17	15–20	70–130
тяжелосуглинистые и глинистые	Монтмориллонит	2,23	20–25	130–180
Серые лесные:				
светло-серые и серые	Лессовидные суглинки, гидрослюды	1,92	4–10	180–250
темно-серые		2,03	8–15	180–250
Черноземы:				
оподзоленные и выщелоченные типичные обыкновенные и южные	Лессовидные суглинки, гидрослюды, монтмориллонит	2,23	12–30	200–300
		2,15	25–35	350–450
		2,01	40–50	350–450
Каштановые	Лессовидные суглинки, гидрослюды	2,27	25–40	300–450
Сероземы		2,29	50–60	300–550
Бурые		2,09		
Красноземы		0,70		

В табл. 1.8 представлены обобщенные данные по содержанию валового калия и его форм в основных типах почв.

Использование необменно-фиксированного калия удобрений может происходить даже при высоком содержании обменного калия, хотя его доступность во времени снижается за счет увеличения прочности фиксации. Многолетние исследования N.E. Nielsen et al. (1997) показали, что на почвах с одинаковым исходным содержанием калия, гранулометрическим и минералогическим составом, в которые в течение 30 лет регулярно вносили калийные удобрения, содержание доступных форм калия (как обменного, так и необменно-го) увеличилось примерно на треть, по сравнению с вариантами без удобрений. При увеличении содержания остаточного калия удобрений его роль в питании растений возрастает (Кук, 1970). Но, по мнению К.А. Дзиковича с соавт. (1978), внесение калийных удобрений в этом случае становится малоэффективным, приводит к экономически неоправданному «люкс-питанию» растений.

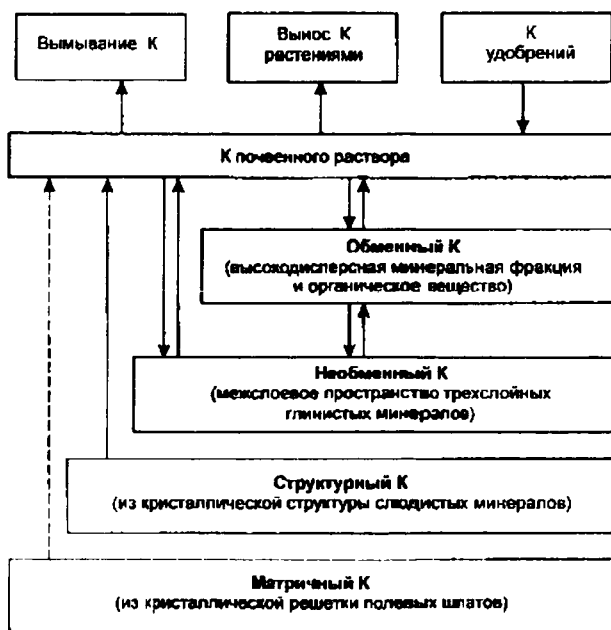


Рис. 1.4. Взаимосвязь форм почвенного калия в агроценозе (Якименко, 2003)

Взаимосвязь форм почвенного калия схематически показана на рис. 1.4.

При потреблении растениями калия почвенного раствора его уровень стремится к восстановлению за счет обменных форм: в то же время снижение содержания обменного калия восполняется до исходного катионами калия, перешедшими из необменного состояния. Процессы внутрипочвенного выветривания способствуют высвобождению некоторого количества калия почвенного скелета (Середица, 1984).

При внесении удобрений на легких пойменных почвах и мощном черноземе в необменной форме может накапливаться от 40 до 90 % внесенного калия (Медведева, 1975, 1976), в этом случае урожай на участках с низким и высоким содержанием обменного калия были одинаковыми. Количество необменного калия зависит от величины калийфиксирующей способности почвы, которая определяется как внешними факторами (температура, влажность, внесение удобрений, содержание ионов кальция и аммония и т.д.), так и свойствами твердой фазы почвы (минералогический состав, содержание органического вещества, присутствие в межслоевых промежутках глинистых минералов гидроксидов железа и алюминия). Фиксация калия, по определению Т.А. Соколовой (1985), – это необменное его закрепление в межпакетных гексагональных пустотах с одновременным вытеснением с этих позиций других катионов. Основными факторами, определяющими величину калийфиксирующей способности, являются количество и минералогический состав илистой фракции, содержание в ней минералов, сорбирующих ионы калия на селективных позициях (Rich, 1964). Фиксация ионов калия обусловлена присутствием в почве трехслойных глинистых минералов. В минералах с расширяющейся решеткой (монтмориллонит) связь между заряженным слоем и межпакетным катионом сравнительно слабая; в межпакетные промежутки легко проникают молекулы воды и некоторые органические вещества, вызывающие расширение решетки. Катионы, компенсирующие избыток отрицательного заряда решетки и связывающие пакеты, вступают в обменные реакции.

В минералах с высоким отрицательным зарядом решетки межплоскостные катионы образуют прочные связи между пакетами. Например, в слюдах ион калия расположен между пакетами так, что он заполняет гексагональные пустоты расположенных выше и ниже его

гексагональных сеток. Силы взаимодействия между положительно заряженным ионом калия и отрицательно заряженными пакетами так велики, что ни вода, ни органические молекулы не могут проникать в межпакетные промежутки. Решетки не способны расширяться, поэтому слюды относятся к ненабухающим минералам, а ион калия в них не вступает в обменные реакции. В гидрослюдах и вермикулите заряд решетки чуть ниже, чем в слюдах, но выше, чем в монтмориллоните, поэтому они способны к частичному набуханию. Ионы калия в межпакетных промежутках находятся в необменном, фиксированном состоянии.

Фиксация калия зависит не только от свойств кристаллической решетки минералов, но и от свойств самого катиона калия. Диаметр иона K^+ равен 2,66 Å, это немного меньше размеров гексагональной полости между пакетами кремнекислородных тетраэдров в трехслойных минералах (2,8 Å). Поэтому ионы калия плотно входят в гексагональные пустоты и расстояние между положительно заряженным катионом и отрицательными зарядами связываемых им пакетов является минимальным, катионы удерживаются наиболее прочно и при обычных условиях не вытесняются другими катионами.

Таким образом, на внешних поверхностях кристаллов, на сколах находятся обменные катионы калия, внутри межпакетных промежутков располагаются фиксированные ионы, а близ сколов образуются промежуточные (переходные) зоны, области частичного расширения решетки. Наибольшей способностью к фиксации катионов K^+ обладает вермикулит, поведение иллитов зависит от степени их выветрелости и насыщения решетки калием, монтмориллонит во влажном состоянии слабо фиксирует калий, а каолинит относят к группе нефиксирующих катионы минералов.

Минералы с экстрамицеллярным типом поглощения (только на наружной поверхности кристаллической решетки) обладают невысокой емкостью поглощения (каолинит 3–15 мг·экв/100 г почвы, иллит 20–40 мг·экв/100 г) и, следовательно, низкой калийфиксирующей способностью. Минералы с интрамицеллярным типом поглощения (в межпакетных промежутках подвижной кристаллической решетки) характеризуются наибольшей емкостью поглощения (монтмориллонит 60–150 мг·экв/100 г почвы, вермикулит 65–145 мг·экв/100 г) и вследствие этого значительной калийфиксирующей способностью (Соколова и др., 2005).

Величина калийфиксирующей способности и, как следствие, содержание необменного калия в значительной степени зависят как от величины общего отрицательного заряда решетки минерала, фиксирующего калий, так и от локализации этого заряда (Куйбышева, 1985; Соколова, 1985). При замещении четырехвалентного кремния в тетраэдрических слоях глинистых минералов на трехвалентный алюминий оставшийся отрицательный заряд в кристаллической решетке компенсируется другим катионом, в частности калием. Прочно связанный электростатическими силами, этот фиксированный калий становится труднодоступным для растений. Средне- и низкозарядные монтмориллониты фиксируют калия меньше, чем высокозарядные. Монтмориллониты с преимущественной локализацией заряда в тетраэдрическом слое обладают большей способностью к фиксации калия, чем монтмориллониты, у которых заряд сосредоточен в октаэдрическом слое (Wear, White, 1951; Weaver, 1958; Weir, 1965).

Кроме того, калий сильно фиксируется в тех почвах, которые не были ранее кислыми и не содержат на своей поверхности оксидов железа и алюминия. Пленки осажденных окислов могут разъединять глинистые пластинки, в связи с чем они не способны «захлопываться» около калия и удерживать его в гексагональных полостях. Механизмом фиксации калия служит количество внесенного калия, которое не обменивается на аммоний (Барбер, 1988).

Постепенный переход калия из необменного состояния в доступную для растений обменную форму возможен благодаря ряду процессов, прежде всего вследствие процессов выветривания. В процессе химического выветривания (благодаря кислым выделениям корней и микроорганизмов) высвобождение калия происходит при переходе минералов группы слюд в минералы группы монтмориллонита. При механическом выветривании, т.е. по мере дробления кристаллов глинистых минералов, высвобождаются ионы калия, занимающие место на внутренних плоскостях их кристаллической решетки.

В условиях длительного возделывания растений, особенно при дефиците калия и снижении концентрации калия, в почвенном растворе происходит переход необменного калия из межслоевого пространства глинистых минералов в доступное для растений состояние; при этом отмечаются трансформации слюдяных минералов в

разбухающие разновидности. Многолетними опытами было доказано, что калийное истощение может вызывать превращение биотита в вермикулит и иллитовых минералов в смектиты (Nielsen et al., 1997). При этом значительно возрастают количество высокоселективных к калию позиций и, соответственно, калийфиксирующая способность почв. При внесении достаточного количества органического вещества подобных трансформаций не наблюдается, поскольку органические удобрения, помимо снабжения растений калием, оказывают стабилизирующее влияние на почвенный иллит (Шаймухаметов, Мамадалиев, 2003).

Между всеми формами калия существует динамическое равновесие, однако вследствие постоянного перераспределения ионов калия в системе почва – почвенный раствор, а также изменения их положения в твердой фазе почвы в процессе вегетации или при внесении удобрений оно может нарушаться. Это приводит к варьированию степени усвояемости их растениями (Кораблева, Слуцкая, 1972). На основании многолетних вегетационных опытов показано, что в наибольшей степени необменный калий усваивается в почвах с минимальным содержанием обменного калия. В этом случае растения полностью поглощают из почвы легкодоступный калий в течение одного периода вегетации, а в дальнейшем питание идет за счет высвобождения прочнозакрепленных ионов калия.

Равновесие между водорастворимым и обменным калием обычно достигается за несколько минут. Для установления равновесия между необменным и обменным калием требуется намного больше времени – от нескольких дней до нескольких месяцев. Калий, входящий в состав минералов, высвобождается очень медленно и, по мнению С.А. Барбера (1988), в течение одного вегетационного периода не играет существенной роли в обеспечении растений. Следовательно, судить о содержании калия в почвах, а тем более прогнозировать поведение данного элемента по количеству только одной из его форм некорректно. Необходим целый комплекс взаимодополняющих показателей, учет всех его форм.

В этом отношении наглядную схему совокупности почвенных калийсодержащих позиций можно изобразить в виде системы сообщающихся сосудов (рис. 1.5).

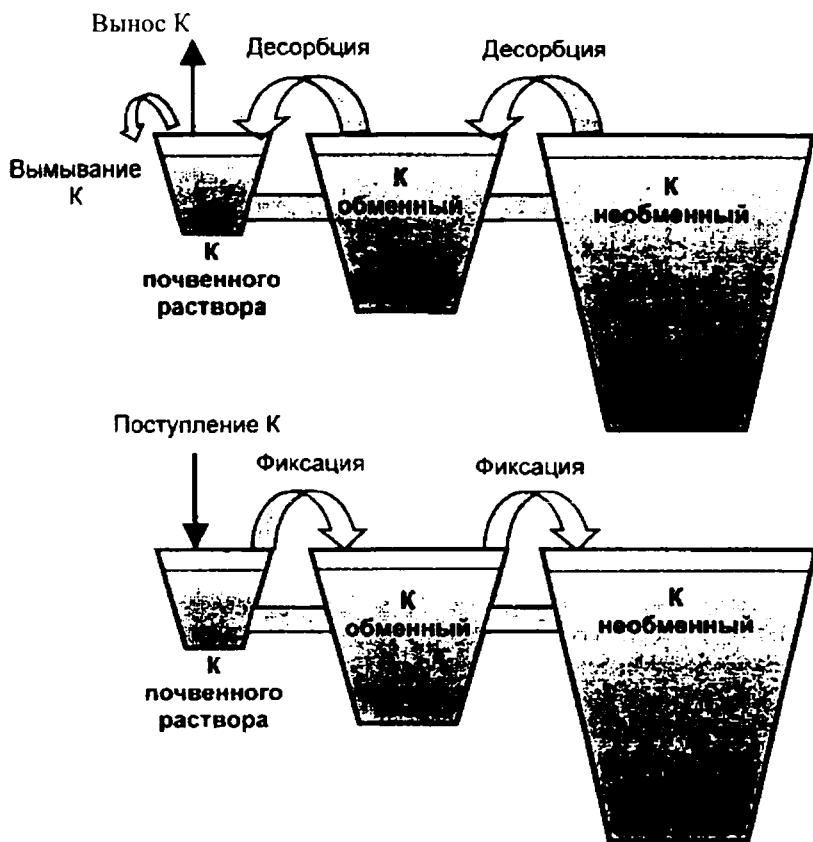


Рис. 1.5. Взаимосвязь форм почвенного калия в процессах фиксации – десорбции элемента (Якименко. 2003)

Их соединение осуществляется выше дна, так что при любом снижении общего уровня в каждом сосуде остается некоторый «мертвый» минимальный запас. Распределение поступающего извне калийного потока осуществляется через процесс фиксации, или адсорбции, снижение общего уровня при потреблении калия растениями – через процесс мобилизации, или десорбции. Контакт данной системы с окружающей средой осуществляется практически только через наименьший сосуд – почвенный раствор: из него происходит сброс избыточного калия при заполнении всех сосудов, в

него же поступают потоки калия извне. Различия между почвами обусловлены относительными размерами сосудов и пропускной способностью соединяющих их путей.

Калийный режим почвы и складывающиеся на текущий момент условия калийного питания растений определяются направленностью и интенсивностью процессов адсорбции – десорбции калия. В случае смещения равновесия в системе в сторону преобладания процессов фиксации трансформация вносимого калия удобрений и имеющегося мобильного почвенного фонда будет направлена в сторону высокоселективных калийных позиций, прочность связи которых с почвой может превышать усваивающую способность растений, т.е. условия питания растений будут ухудшаться, а эффективность удобрений – снижаться. Если вектор превращений калия сместится в сторону десорбции, то и имеющиеся подвижные фракции элемента и вносимый калий удобрений будут легко доступны растениям.

Таким образом, важнейшие почвенные свойства – адсорбция и десорбция – наряду с запасом калия определяют особенности калийного состояния почв. Регулируя потоки поступающего в почвы и отчуждаемого из них калия, процессы его фиксации и мобилизации обеспечивают сохранение эволюционно сложившихся пропорций между формами калия. Эти процессы взаимосвязаны и обратимы, но, в зависимости от текущего преобладания какого-либо из них, складывается соответствующий почвенный калийный режим и условия калийного питания растений. Следовательно, характер и специфика процессов фиксации – десорбции калия в почвах обязательно должны учитываться при оценке калийного состояния почв и при проведении мероприятий по его оптимизации. Детальное изучение содержания и профильного распределения валового и доступных для питания растений форм калия совместно с выявлением степени его подвижности позволяют произвести дифференцированную оценку почвенного плодородия в отношении данного элемента питания для различных типов почв. Полученные данные могут служить научным обоснованием для проведения практических мероприятий по улучшению калийного режима почв.

1.5. Современные представления о потенциальной буферной способности почв в отношении калия

Методологические подходы использования термодинамики к почвенным реакциям позволили применить для характеристики калийных систем почв термодинамические показатели: калийный потенциал (КП) и потенциальную буферную способность почв в отношении калия (ПБС^К). Наиболее углубленные разработки теории калийной буферной способности почв по отношению к калию, а также метод определения этой характеристики были предложены английским исследователем Бекеттом (Beckett, 1971). Показатель буферности был определен как то количество калия, которое должно быть отдано (или поглощено) твердой фазой почвы (x_k), чтобы равновесное отношение активностей ионов в растворе ($a_k / \sqrt{a_{Ca}}$) изменилось на единицу. Такая формулировка означает, что определение показателя калийной буферности по Бекетту (Медведева, 1975) сводится к измерению производной адсорбированного калия по равновесному отношению активностей обменивающихся катионов в растворе, т.е. величины $dx / d(a_k / \sqrt{a_{Ca}})$.

В основу измерения показателя буферности был положен анализ изотермы адсорбции калия из раствора, содержащего калий и кальций. Изотерму адсорбции калия строят в координатах: изменение адсорбционного калия почв (Δx_k) – ось ординат и отношение активностей обменивающихся ионов ($a_k / \sqrt{a_{Ca}}$) – ось абсцисс. Оси координат обозначают как Δk и AR. Изотерму называют «изотермой Q/J », а показатели буферности – «отношением фактора ёмкости к фактору интенсивности». Вычисленные таким образом значения ПБС^К для данной почвы соответствуют количеству обменного калия, которое почва может отдать в раствор или поглотить из раствора в ответ на изменение $a_{k^+} / \sqrt{a_{Ca^{2+} + Mg^{2+}}}$ в равновесном растворе на определённую величину. ПБС^К выражают через отношение фактора ёмкости Q и фактора интенсивности J (quantity/intensity):

$$Q = \frac{m \cdot \text{экв} / 100 \text{г}}{(M / \text{л})^{1/2}}$$

где Q – фактор ёмкости, т.е. запасы подвижного калия, выраженные в мг·экв/ 100 г почвы, или $\pm \Delta k_0$; J – фактор интенсивности, отношение активностей ионов, или AR_0 .

Таким образом, данный показатель предназначен для количественной связи между запасом доступной для растений формы калия в твёрдой фазе почвы (quantity) и отношением термодинамических активностей ионов в почвенном растворе. Величина AR рассматривается как мера «текучей» обеспеченности растений питательным элементом в почве. Отношение активностей однозначно связано с химическим потенциалом элемента питания, в данном случае калия, в системе твёрдая фаза почвы – почвенный раствор и является интенсивной величиной (intensity), характеризующей способность питательного вещества к диффузии, межфазным переходам и поступлению в корни растений.

Построение изотермы имеет особенности: ось абсцисс проходит изотерму в точке, для которой почва не десорбирует и не поглощает калий, AR_0 . В результате этого ось делит изотерму на две характерные области: адсорбционную (верхнюю), форма которой близка к прямой, и десорбционную (нижнюю), имеющую криволинейную форму и асимптотически приближающуюся к оси ординат (рис. 1.6).

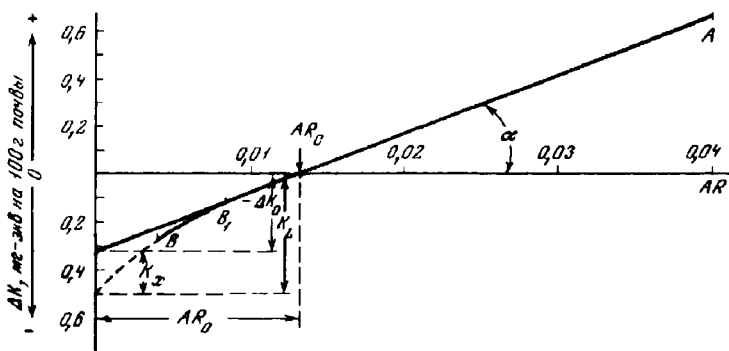


Рис. 1.6. Теоретическая кривая для определения ПБС^к по Беккету (Beckett, 1971): ΔK_0 – непосредственно доступный калий; K_0 – общие запасы подвижного калия; K_x – труднодоступный подвижный калий

Точка пересечения прямолинейного участка кривой с осью абсцисс (горизонтальная ось, проведенная для $\Delta k = 0$) соответствует величине AR_0 – отношению активностей ионов калия к корню квадратному из активностей ионов кальция и магния в равновесном растворе, при котором $\Delta k = 0$, т.е. количество калия, переходящее из почвы в раствор, равно количеству калия, переходящего из раствора в почвенный поглощающий комплекс:

$$AR_0 = \sqrt{\frac{a_k}{a_{Ca+Mg}}},$$

где AR_0 – отношение активностей, выраженное в $(м/л)^{1/2}$; a_k – активность иона калия; $a_{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$ – суммарная активность ионов $Ca^{2+} + Mg^{2+}$.

Отношение активностей $a_k : \sqrt{a_{Ca}}$ само по себе является одним из важнейших параметров калийного состояния почв. Оно называется фактором интенсивности (J). Специальными экспериментами показано, что значения фактора интенсивности не зависят от суммарной концентрации K^+ и Ca^{2+} в растворе, по крайней мере, в том диапазоне концентраций, которые свойственны реальным почвенным растворам. Фактор интенсивности AR_0 не зависит также от пропорции, в которой находятся в растворе $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Поэтому данные катионы можно рассматривать вместе при исследовании обменных реакций с участием K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

Зная AR_0 , можно вычислить также значение свободной энергии реакции обмена:

$$\Delta F = -RT \left[\ln a_k - \frac{1}{2} \ln(a_{Ca^{2+}+Mg^{2+}}) \right].$$

Чем больше эта величина, тем больше энергии нужно затратить на то, чтобы вытеснить обменный калий катионом кальция. Поскольку численные значения калийного потенциала рассчитываются с учетом активности в равновесном растворе не только калия, но и кальция, прямая оценка подвижности по величинам калийного по-

тенциала возможна только для почв с близкими значениями активности кальция в равновесном растворе.

Для расчёта калийного потенциала в вытяжке 0,002 М CaCl₂ при соотношении почвы к раствору 1:2 определяются концентрации ионов калия на пламенном фотометре, кальция и магния – комплексометрическим методом (Медведева, 1975). Исходя из концентраций, рассчитывается ионная сила раствора:

$$\mu = 3 C_{\Sigma Ca^{2+} + Mg^{2+}} + C_{K^+} \quad (1)$$

Коэффициент активностей рассчитывается по II приближению Дебая – Хюккеля:

$$\lg f = - \frac{0,5Z^2 \sqrt{\mu}}{1 + \sqrt{\mu}}, \quad (2)$$

где f – коэффициент активности; μ – ионная сила раствора.

Активности калия и суммы кальция и магния вычисляются по формуле

$$a = f \cdot C, \quad (3)$$

где a – активность иона; f – коэффициент активности; C – концентрация иона, моль/л.

Калийный потенциал определяется как разность отрицательных логарифмов активностей ионов калия и суммы кальция и магния:

$$KП = pK^+ - 0,5pCa^{2+} + Mg^{2+}, \quad (4)$$

где $pK^+ = -\lg \alpha_{K^+}$; $pCa^{2+} = -\lg \alpha_{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$.

По современным представлениям почва является открытой термодинамической системой, пребывающей в стационарном состоянии. При этом сохраняются постоянными значения ее термодинамических функций, а обменные реакции в почве есть типичный случай гетерогенного химического равновесия (Савич, 1986).

Использование законов химической термодинамики позволяет, по мнению Н.А. Канунниковой (1989), с помощью расчетных методов прогнозировать многие стороны химического состояния почв,

включая изменение их при антропогенном воздействии. Развитие теоретических основ химии почв дает возможность значительно глубже и точнее вскрывать механизмы протекающих в почве химических процессов. Выявление факторов, регулирующих эти процессы, позволяет разрабатывать эффективные методы контроля и управления ими в целях повышения плодородия почв и их охраны, что особенно важно в практической деятельности.

По мнению Ю.А. Кокотова с соавт. (1986), почва является одним из сложнейших объектов теории ионного обмена, смесью многих неорганических и органических ионитов и инертных компонентов, главными из которых являются глина (ил), гумус и песок (инертная составляющая). Главные неорганические иониты – глинистые минералы, твердые мелкокристаллические вещества со слоистой решеткой и способностью к набуханию. Ионный обмен и сорбция на них проходят в основном в межпакетных промежутках и связаны с проникновением молекул и ионов между элементарными пакетами кристаллитов с образованием прослоек между ними. При этом наблюдаются многие сложные явления, специфические для слоистых кристаллов, ведущие, в частности, к ступенчатости изотерм. Особенно сложны явления при сорбции и ионном обмене крупных ионов, в частности калия, что связано с тем, что в почвах глинистые минералы образуют сложные смеси, не равноценные по свойствам минералам из мономинеральных месторождений и даже из минералов материнской породы.

Поскольку интенсивность поступления калия, находящегося в почве в обменно-поглощенном состоянии, из твердой фазы в раствор зависит от энергии реакции обмена, то считается, что оптимизацию калийного режима следует осуществлять на основе не только экстенсивных (содержание различных форм калия), но и термодинамических параметров (Петербургский, Репина, 1981).

Основной термодинамической функцией для описания почвенных процессов является свободная энергия Гиббса – та энергия, за счет уменьшения которой система может выполнять полезную работу. Чем ниже значения свободной энергии Гиббса, тем заметнее недостаток калия в почвенном растворе, тем в большей степени реакция протекает в указанном направлении, т.е. в сторону образования конечных продуктов. Процесс идет очень интенсивно, и равновесие наступает при образовании большого количества продуктов реак-

ции. Более упрощенной характеристикой энергетического баланса калия в почве и его доступности растениям является калийный потенциал (КП), характеризующий интенсивность перехода калия из твердой фазы почвы в раствор и обратно, независимо от того, в какой форме он содержится.

Разработаны следующие градации изменения свободной энергии (калийного потенциала), соответствующие определенным условиям питания растений калием: 1) от -3500 до -4000 кал (2,5–2,9) – недостаток калия для нормального развития растений; 2) от -2500 до -3000 кал (1,8–2,2) — оптимальные условия питания растений калием; 3) -2000 кал и ниже (около 1,5) — избыток калия для питания растений (Woodruff, 1955). Отечественными исследователями по результатам многолетних опытов установлены несколько иные градации обеспеченности почв калием. Для серых лесных почв благоприятные условия для питания растений складываются при значениях калийного потенциала 1,8–2,4, калийная недостаточность наступает при значениях КП 2,5–2,84, истощение – при 3,27–3,54 (Петербургский, Репина, 1981). Для дерново-подзолистых почв О.П. Медведева (1968) считает оптимальными значения КП 1,4–1,5, уменьшение же величины калийного потенциала до 0,9–1,2 приводит к неоправданному «люкс-питанию» растений, что проявляется в повышении процентного содержания и выноса калия растениями при уменьшении урожая. М.Ш. Шаймухаметов с соавт. (1991) показали, что оптимальная величина калийного потенциала для каждого типа почв зависит от их гранулометрического состава. Так, для песчаных и легкосуглинистых дерново-подзолистых почв признаком хорошей обеспеченности калием является калийный потенциал 1,8–2,1, а для средне- и тяжелосуглинистых дерново-подзолистых почв оптимальными значениями следует считать значения КП от 2,1 до 2,4.

По мнению О.П. Медведевой (1975), калийный потенциал не свидетельствует об абсолютном содержании калия в почве в той или иной форме, а дает качественную оценку, обуславливает способность калия ППК переходить в почвенный раствор, позволяет учитывать антагонизм ионов, преобладающих в почвенном комплексе. Это мера обеспеченности растений питательным элементом в почве, характеризующая способность питательного вещества к диффузии, межфазным переходам и поступлению в корни растений. Каждой почве свойственно свое оптимальное значение калийного потенциа-

ла, отвечающее наиболее благоприятным условиям питания растений калием.

Величина КП тесно связана с запасом питательных веществ в твердой фазе почвы, насыщенностью ППК другими катионами, т.е. свойствами почвы как ионообменника (Башкин, Репина, 1984; Петербургский, Репина, 1981). Калийный потенциал почвы характеризует подвижность не всего запаса усвояемого калия, а наиболее доступной растениям его части. Так как в формуле ($pK - 0,5 pCa$) используется отрицательный логарифм активности ионов, то между содержанием калия в растворе и величиной калийного потенциала существует обратная зависимость. Чем меньше калия в почвенном поглощающем комплексе, т.е. чем ниже его подвижность, тем больше энергии потребуется, чтобы перевести его в почвенный раствор, тем выше будет калийный потенциал почвы. Поэтому известкование способствует снижению активности ионов калия (Прокошев, Дерюгин, 2000).

Для оценки условий калийного питания растений недостаточно учитывать только фактор интенсивности (КП) без учета фактора емкости (содержание в почвах кальция и калия). Оба этих фактора дополняют друг друга, характеризуя состояние ионов в почве с разных сторон. Связующим звеном между ними является такой важный показатель обеспеченности растений доступным калием, как потенциальная калийная буферная способность почв (ПБС^К). Буферность, по определению А.Д. Фокина (1995), это «способность почвы и наземной экосистемы к самовосстановлению структурных свойств и функциональных параметров, нарушенных в результате возмущающих действий. Она проявляется в свойстве системы активно реагировать на любые внешние воздействия, не характерные для данной системы. Это свойство максимально быстро реагировать на воздействие противоположно направленным действием, «нейтрализующим» возмущающее воздействие» (с. 75). Буферность почв является важнейшим из факторов, обеспечивающих гомеостатическую способность почв как компонентов биогеоценоза. Она способствует сохранению состояния почвы при невысоких химических и физических воздействиях.

Буферность почв на коллоидно-кристаллохимическом уровне связана, прежде всего, с действием сорбционно-десорбционных механизмов. Она считается очень низкой при величине менее 20, низ-

кой – от 20 до 50, средней – при величине от 50 до 100, повышенной – от 100 до 200 и высокой – более 200. Потенциальная буферная способность почвы для калия является отношением между двумя величинами – фактором емкости (Q), под которым понимают количество непосредственно доступного растениям калия (извлекаемого 0,002 М раствором хлористого кальция), и фактором интенсивности (L) – равновесной активности ионов калия в почвенном растворе. Изотерма сорбции имеет характерную форму. Ось абсцисс проходит кривую в точке, для которой почва не десорбирует и не поглощает калий (AR_0), и делит ее на два участка: криволинейный нижний (десорбционный) и прямолинейный верхний (адсорбционный) (см. рис. 1.6).

Различаются две группы адсорбционных мест в почвенном поглощающем комплексе (ППК). Это энергетически однородные места с меньшей энергией связи (вероятно, отвечающие обменным катионам на неспецифических позициях в почвенном поглощающем комплексе, расположенным на внешних поверхностях кристаллов, р-места) и места с большей, но не идентичной энергией связи (е-места, вероятно, на ребрах, углах, выступах поверхности, «специфические» обменные позиции) (Медведева, 1975; Nemeth et al., 1970). Калий, адсорбируемый на р-местах, считают непосредственно доступным растениям ($-\Delta K_0$). Занимающий е-места калий относят к труднодоступному подвижному калию ($-K_x$). В сумме два эти параметра дают количество общих запасов подвижного (лабильного) калия в данной почве ($-K_L$). В легких по гранулометрическому составу почвах преобладают р-позиции, и величина $-\Delta K_0$ близка к $-K_L$, в тяжелых превалируют е-места и значительно становится содержание $-K_x$.

Изотермы буферной способности почв позволяют оценить свойства ППК со стороны энергии связи обменных катионов с твердой фазой, так как определены при постоянной ионной силе раствора. Увеличение угла наклона изотермы от верхних горизонтов вглубь почвенного профиля свидетельствует о росте поглотительной способности почв при переходе к нижележащим слоям. Форму кривой ПБС^К по всему профилю определяет минералогический состав тонкодисперсных фракций (Куйбышева, 1985).

Илистые фракции с превалированием смектитов обладают очень высокими значениями буферности (400–500), характеризуются большим углом наклона кривой из-за большого числа обменных по-

зиций и слабо выраженным криволинейным участком изотермы вследствие малой специфичности обменных позиций. Илистые фракции с преобладанием гидрослюдов и высокозарядных лабильных структур имеют более пологую изотерму обмена и меньшие значения ПБС^К (200–300) из-за меньшего количества обменных позиций; прямолинейный и криволинейный участки отчетливо выражены, поскольку кристаллические структуры иллитов и вермикулитов обладают как специфическими, так и неспецифическими обменными позициями. В случае преобладания в илистой фракции каолинита значения буферности еще ниже (100–200) из-за небольшого количества обменных позиций. Высокое содержание несиликатных форм железа и алюминия способно значительно снижать величину ПБС^К, так как они блокируют обменные позиции. S-образная форма кривой ПБС^К указывает на наличие двух типов неспецифических обменных позиций, что связано с присутствием монтмориллонита и вермикулита или монтмориллонита, имеющего различный заряд (Соколова и др., 1991).

ПБС^К показывает, что в зависимости от минералогического состава почвы с одинаковым ARo (отношение активностей, при котором почва десорбирует или сорбирует одинаковое количество калия) способны отдавать в раствор разное количество легкодоступного калия. Эта величина зависит от содержания в почве обменных и необменных форм калия, количества тонкодисперсных фракций и, прежде всего, илистой (Канивец, Бергулева, 1975; Середина, Ревушкина, 1986; Канунникова, Ковриго, 1986; Roy et al., 1991). В значительной степени ПБС^К зависит от свойств внешней поверхности почвенных частиц, на которой протекает обмен ионов, от ее площади и степени насыщенности калием (Петербургский, Репина, 1981). Величину потенциальной буферной способности по отношению к калию следует учитывать при оценке «критической концентрации калия в почвенном растворе», т.е. такой концентрации, ниже которой внесение калийных удобрений вызывает заметную прибавку урожая. Чем выше ПБС^К, тем ниже критическая концентрация калия в растворе. Эта зависимость установлена для почв различных природных зон с широко варьирующими показателями минералогического и гранулометрического состава, разными значениями pH и содержания органического вещества (Соколова и др., 1991).

Параметры потенциальной калийной буферной способности в пределах одного почвенного типа обусловлены, по данным

Г.М. Юрьевой (1985), главным образом, гранулометрическим составом. Чем выше ПБС^К, тем устойчивее равновесие между калием твердой фазы почвы и почвенного раствора, тем больше способность почвы сохранять присущий ей уровень плодородия. Глинистые почвы обладают более высокими параметрами ПБС^К, чем песчаные и супесчаные, т.е. способны более длительный срок поддерживать динамическое равновесие между различными формами калия и обеспечивать соответствующую потребностям растений концентрацию калия в почвенных растворах в течение вегетационного периода. Если в верхних горизонтах почв, подверженных активному выветриванию, величина ПБС^К зависит преимущественно от содержания органического вещества и количества илистой фракции, то в глубине профиля, в горизонтах слабовыветрелых, она определяется составом преобладающих минералов (Hamdan et al., 1999).

Однако увеличение ПБС^К не всегда является положительным фактором, так как при сильном калийном истощении свидетельствует о мобилизации малодоступных резервных форм калия, ведущей к снижению плодородия (Башкин и др., 1984; Канунникова и др., 1981; Мееровский и др., 1991). При истощении запасов калия в результате длительного возделывания без применения удобрений увеличивается содержание минералов с разбухающей кристаллической решеткой, что приводит к увеличению значений ПБС^К. Анализ причин отклонения ПБС^К от характерного для данной почвы уровня дает возможность судить о направленности изменения почвенного плодородия (Jimenez, Parra, 1991; Conti et al., 1993).

На основании своих исследований Р.Н.Т. Beckett (1964, 1971) пришел к выводу о том, что ПБС^К является стабильным для данной почвы показателем, не зависящим от внешних условий. Однако дальнейшими многочисленными работами установлено, что величина потенциальной буферной способности способна изменяться в течение вегетационного периода, при внесении удобрений и известковании почв (Авакян и др., 1972; Канунникова и др., 1981; Гринченко и др., 1985; Середина, 2002а; Жарикова, 2006). Более того, на основании термодинамических параметров возможно прогнозирование негативного процесса калийного истощения, которое не обнаруживается при использовании только экстенсивных параметров.

Глава 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ

Гетерогенность состава почвы в отношении органических и минеральных компонентов определяет многоаспектность исследований протекающих в ней химических процессов. Неорганическая часть почвы содержит частицы диаметром от нескольких миллиметров до десятых долей микрона, причем минералы – ее ингредиенты, весьма различны по химизму и реакционной способности. Многие важные процессы в почвах контролируются химическими реакциями на поверхности раздела и взаимодействия (интерфейсах) почвенных минералов и почвенных растворов. Главные среди них – выветривание минералов и перемещение химических элементов и соединений. Выветривание минералов, поставляющее ионы для синтеза вторичных минералов и высвобождающее химические элементы – элементы питания, начинается с «атаки» протонами или органическими анионами поверхности твердофазного субстрата. Перенос элементов и соединений в почве часто ограничивается адсорбцией (аккумуляцией вещества на интерфейсе минерал – раствор). Элементы и соединения могут поступать в почвы в результате выветривания, внесения удобрений. Удержание подобных соединений, даже и временное, поверхностью частиц способствует их вовлечению в последующие химические реакции, а также их трансформации (Возможности современных..., 2000). Поэтому современные представления о генезисе почвы, ее экологических функциях и плодородии должны основываться на данных почвенно-минералогических исследований. О необходимости изучения минералогического состава при решении основных вопросов почвоведения указывали В.И. Вернадский (1954), Б.Б. Польшов (1956), Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова (1962), Р.В. Волобуев (1974). С агрохимической точки зрения важность этой проблемы подчеркивают также Д.Н. Прянишников (1952), Н.И. Горбунов (1959, 1965), А.В. Петербургский, А.В. Кузнецов

(1972), Б.П. Градусов (1980), Н.П. Чижикова (1991, 2002, 2005), J.B Dixon, D.G. Sculze (2002).

Знание закономерности распространения в почве минералов, обладающих специфическими, достаточно хорошо изученными свойствами, позволяет решать вопросы генезиса и классификации почв, расширяет сведения о вещественном составе почв, их потенциальном плодородии и ближайших резервах минеральных веществ, в том числе калия, для питания растений.

Попытки оценить почвенное плодородие в отношении калия на основании изучения минералогического состава почв предпринимались многими исследователями (Важенин, Карасева, 1959; Горбунов, 1969, 1970). В настоящее время тесная связь между наличием калийсодержащих минералов в почвах и обеспечением растений калием доказана (Градусов, Яковлева, 1997; Чижикова, Королева, 1998).

Минералогический состав почв оказывает непосредственное влияние на общее содержание калия в почве и гранулометрические фракции, доступность его для растений (Кудрин, 1955; Чириков, 1956; Важенин, Карасева, 1959; Горбунов, Воронина, 1968; Лабенец и др., 1974). От природы и состояния минералов, особенно глинистых, а также физико-химических условий среды зависит фиксация калия в необменной или обменной форме (Горбунов, 1936; Зырин, 1946; Mortland, Gieseking, 1951; Wear, White, 1951; Van der Marel, 1954; Mumbum, 1958; Weaver, 1958; Rich, 1972; Градусов, Яковлева, 1997; Соколова и др., 2005; Трофимов и др., 2007).

Поскольку минералогический состав почв в значительной степени наследуется от материнской породы, то он определяется генезисом почвообразующих пород. Происхождение и минералогия поверхностных осадочных образований Западной Сибири изучены, к сожалению, недостаточно. Имеющиеся исследования посвящены, главным образом, стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений (Волков и др., 1969; Волкова и др., 1970). И даже в этом отношении меньше всего изучены осадочные отложения водоразделов и верхних частей склонов, т.е. тех элементов рельефа, с которыми связаны наиболее типичные проявления автоморфного почвообразования.

Можно полагать, что формирование материала, из которого состоят почвообразующие породы, осуществлялось при частичном перемывании отложений водами, стекавшими с Алтая и Северо-

Казахской возвышенности (Ильин, 1930). Поэтому характерной чертой обломочной части лессовидных отложений равнинной территории Западной Сибири в отличие от районов предгорной зоны является высокое содержание кварца, доминирующего в составе частиц $>0,001$ мм (Авдусин, 1956). Дальнейшее преобразование почвообразующих пород связано с длительной транспортировкой, отложением аккумуляций, диагенетическими трансформациями минералов.

Развитие почвообразовательного процесса также влечет за собой изменения в минералогическом составе почвообразующей породы. Почвообразование сопровождается разрушением и синтезом минералов, изменением дисперсности и их передвижением как в латеральном, так и в радиальном направлении. Все это вызывает дифференциацию минералогического состава по профилю почв. Для выявления скорости и направления этих процессов и оценки соотношения, унаследованных почвой от пород первичных и вторичных минералов, необходимо знать качественную и количественную характеристику минералов материнских пород и генетических горизонтов почв. Опубликованные сведения о минеральном составе почв изучаемого региона Западной Сибири фрагментарны (Градусов, Палецек, 1968; 1960; Шоба, 1972; Чижикова и др., 1974). Особенно это относится к сопряженным минералогическим исследованиям всех фракций гранулометрического состава почв, выяснению роли калийных минералов в почвообразовании и питании растений.

Содержание и состав минеральной основы почвы, степень выветрелости калийсодержащих минералов определяют калийный уровень в почвах. Минералы являются основным источником пополнения почвенного раствора и поглощающего комплекса калием, из которых он освобождается в результате гидролиза и трансформационных процессов. Глинистые минералы играют решающую роль в процессах фиксации этого элемента. Кроме того, понимание процессов сорбции на уровне молекул служит ключевым моментом для оптимизации поведения элементов и соединений в почвенной среде. Учитывая определяющее значение минералогического состава в многоуровневой оценке калийных резервов, его ведущую роль в процессах сорбции, десорбции и фиксации калия, нами уделено особое внимание изучению первичных и вторичных минералов и распределению их в профиле почв.

2.1. Содержание и состав первичных минералов

Крупнодисперсная часть почвенной массы, по выражению В.В. Добровольского (1975), отнюдь не является инертным «скелетом» почвы. Тем не менее до настоящего времени минералогический состав крупнодисперсной части почв изучен недостаточно. Кроме того, намечается тенденция к изучению в основном тонкодисперсных частиц, роль которых хотя и велика как в почвообразовании, так и питании растений, но учет только этой фракции недостаточен для выяснения тех процессов, которые происходят в почве в ее естественном состоянии, при ее обработке, при внесении тех или иных минеральных удобрений, при разных видах мелиорации. Необходимо знать состав и свойства всей почвенной минеральной массы в целом и ее гранулометрических фракций в отдельности. Изучение минералогического состава крупнодисперсной части почв дает возможность установить реальные формы нахождения химических элементов, в частности калия, выяснить степень их устойчивости и доступности для растений и тем самым конкретизировать представления о потенциальном плодородии почв.

Изучение минералогического состава крупных фракций (0,25–0,1 и 0,1–0,01 мм) показало (табл. 2.1), что основная масса частиц представляет собой легкие минералы с удельным весом менее 2,75. Их количество колеблется от 97,3 до 99,7 %. Эта закономерность свойственна всем исследованным автоморфным почвам, принадлежащим к различным генетическим типам: подзолистым, серым лесным почвам и черноземам. Она характеризует, с одной стороны, исходное состояние почвообразующей породы (рис. 2.1), обладающей значительным потенциальным резервом легкоподвижных минеральных компонентов, в том числе элементов минерального питания, а с другой – сложную историю формирования, диагенетического и почвенного преобразования отложений, участие в их транспортировке водных потоков. Именно поэтому среди минералов легкой фракции преобладает кварц – один из наиболее устойчивых к выветриванию. Доминируют изометричные зерна кварца неправильной формы, разной степени окатанности: от остроугольных до хорошо окатанных; в единичных зернах сохраняются кристаллографические очертания. Зерна бесцветны, иногда с микровключениями тончайшей рудной пыли. Известно, что это явление широко распространено в природе

Таблица 2.1. Содержание и состав минералов легкой фракции (уд. вес < 2,75)

Горизонт	Глубина, см	Размер фракций, мм	Легкая фракция, % от веса почвы	Содержание минералов, % на легкую фракцию							
				Кварц	Полевые шпаты		Хлорит	Мусковит, серицит	Биотит	Опал	
					ортоклаз, микроклин	плагио-клазы					
Дерново-подзолистая, р. 59											
A ₁	3-13	0,25-0,1 0,1-0,01	97,5 97,7	80,6 65,3	19,4 30,9	-	-	-	2,0	-	1,8
A ₂	23-33	0,25-0,1 0,1-0,01	97,3 98,4	76,3 62,5	23,7 31,3	-	+	-	3,1	-	3,1
B ₁	65-75	0,25-0,1 0,1-0,01	97,8 96,9	76,0 60,5	23,0 36,7	-	-	1,0	-	-	0,5
C	180-190	0,25-0,1 0,1-0,01	97,8 97,6	78,0 61,8	21,4 36,2	+	0,6	-	-	-	0,7
Светло-серая лесная, р. 3											
A ₁	0-10	0,25-0,1 0,1-0,01	98,0 99,5	77,4 61,2	16,3 30,1	-	-	1,1	2,1	3,1	+
A ₁ A ₂	20-30	0,25-0,1 0,1-0,01	98,4 99,4	80,8 59,4	15,2 32,2	-	-	-	1,0	1,0	2,0
B ₁	75-85	0,25-0,1 0,1-0,01	97,7 99,4	77,2 59,8	18,6 35,2	+	-	1,0	0,5	2,2	0,5
C	180-190	0,25-0,1 0,1-0,01	97,9 99,9	75,3 60,2	22,0 37,3	-	-	1,7	-	-	1,0
Серая лесная, р. 7											
A ₁	0-10	0,25-0,1 0,1-0,01	97,9 99,9	75,5 60,3	21,9 32,6	0,6	-	-	2,0	-	-
A ₁ A ₂	28-38	0,25-0,1 0,1-0,01	98,5 99,9	77,8 61,1	19,3 32,2	0,7	0,2	-	-	1,1	0,9
B ₁	68-78	0,25-0,1 0,1-0,01	98,1 99,9	72,8 59,4	21,9 33,9	0,8	-	-	4,8	4,5	-
									6,3	-	0,4

C _к	180-190	0,25-0,1 0,1-0,01	97,7 99,7	77,6 63,5	20,2 33,0	0,5	1,7	-	3,5	-	-
Темно-серая лесная, р. 103											
A ₁	0-10	0,25-0,1 0,1-0,01	99,0 98,6	60,2 57,0	25,2 34,4	-	1,8	-	-	-	12,8 6,6
A ₁ :A ₂	33-43	0,25-0,1 0,1-0,01	98,7 99,7	67,6 58,9	23,1 34,7	-	-	-	1,5 2,1	0,8	7,0 4,3
B ₁	60-70	0,25-0,1 0,1-0,01	98,4 99,3	68,3 61,0	26,7 36,2	0,7	2,2	-	-	0,7	1,4
C _к	140-150	0,25-0,1 0,1-0,01	99,2 98,7	70,0 60,0	26,0 38,0	-	2,4	-	-	-	1,6
Чернозем оподзоленный, р. 13											
A	0-10	0,25-0,1 0,1-0,01	99,5 97,3	66,5 57,5	26,7 36,0	-	0,8	-	-	+	6,0 4,2
A B	40-50	0,25-0,1 0,1-0,01	99,7 98,0	69,7 56,5	22,4 38,8	-	2,1	-	-	-	5,8
B	65-75	0,25-0,1 0,1-0,01	99,1 97,7	59,0 57,0	31,0 38,0	-	-	-	10,0 5,0	-	+
C _к	140-150	0,25-0,1 0,1-0,01	98,2 98,4	63,0 60,0	28,0 38,0	-	2,4	-	6,6 2,0	-	-
Чернозем выщелоченный, р. 51											
A	0-10	0,25-0,1 0,1-0,01	99,8 99,5	64,3 55,3	26,0 35,5	-	3,9	-	-	-	5,8 6,6
A B	50-60	0,25-0,1 0,1-0,01	98,8 95,5	74,2 53,7	22,2 31,0	-	1,1	-	-	-	2,5 10,2
B	65-75	0,25-0,1 0,1-0,01	99,0 98,8	59,2 61,0	34,5 35,0	-	1,6	-	1,9 2,4	-	2,8 1,6
C _к	180-190	0,25-0,1 0,1-0,01	99,7 99,2	61,8 61,0	36,5 34,0	-	0,6	-	0,9 4,0	-	0,2 1,0

Примечание. + единичные зерна, - минерал отсутствует.

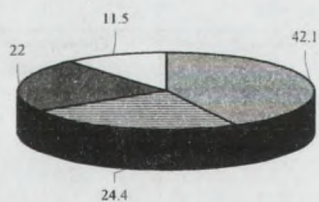
и что микровключения указанных минералов, в том числе циркона, апатита, турмалина, монацита, сфена, эпидота, граната, присущи большинству породообразующих минералов (Ляхович, 1968). Наблюдения под микроскопом показали, что в зависимости от размера фракций меняется и форма зерен кварца. Во фракции крупнее 0,1 мм кварц представлен окатанными зернами. Для более тонкой фракции 0,1–0,01 мм характерны угловатые обломки кварца неправильной формы, в основном с чистой поверхностью.

Изменение содержания кварца в исследуемых почвах происходит следующим образом: максимальная величина как во фракции 0,25–0,1 мм, так и во фракции 0,1–0,01 мм наблюдается у дерново-подзолистых почв; несколько меньше кварца содержат серые лесные почвы; минимальное количество кварца характерно для соответствующих фракций выщелоченного чернозема. Следовательно, величина накопления кварца, закономерно повышаясь от черноземов выщелоченных к дерново-подзолистым почвам, иллюстрирует нарастание и усиление агрессивности выветривания.

В такой же последовательности происходит увеличение общего содержания кремнекислоты. Размер фракций, их абсолютное содержание в почве определенным образом влияют на характер распределения и концентрацию кварца. В распределении кварца по гранулометрическим фракциям почв наблюдается следующая закономерность: наиболее высоким содержанием кварца характеризуется фракция 0,25–0,1 мм. Во фракции 0,1–0,01 мм наблюдается уменьшение его количества (см. табл. 2.1).

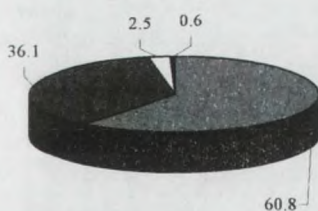
Для выяснения интенсивности выветривания алюмосиликатов содержание минералов легкой фракции рассчитано в процентах от веса почвы с учетом общего веса гранулометрической фракции 0,1–0,01 мм (табл. 2.2).

Произведенный пересчет свидетельствует об уменьшении количества кварца в черноземах по сравнению с дерново-подзолистыми почвами, что связано с утяжелением гранулометрического состава и снижением степени выветрелости алюмосиликатов, прежде всего полевых шпатов в ходе почвообразования.



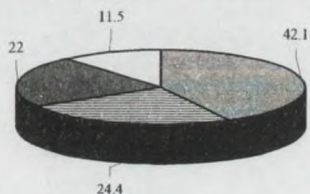
С

А

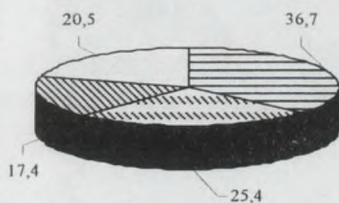


Б

I



С

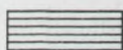


Д

II



Полевые шпаты



Группа эпидота



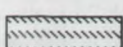
Слюды



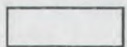
Амфиболы



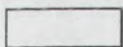
Кварц



Рудные



Прочие



Прочие

Рис. 2.1. Соотношение минералов в лёссовидных суглинках (n=6): I – минералы лёгкой фракции (А – 0,25–0,1 мм, Б – 0,1–0,01 мм); II – минералы тяжелой фракции (С – 0,25–0,1 мм, Д – 0,1–0,01 мм)

Таблица 2.2. Содержание кварца, полевых шпатов и кварцевосиликатный коэффициент (фракция 0,1–0,01 мм)

Горизонт	Глубина, см	% от массы почвы		Кварцево-силикатный коэффициент
		Кварц	Полевые шпаты	
Дерново-подзолистая, р. 59				
A ₁	3–13	42,8	19,8	2,2
A ₂	23–33	44,4	22,1	2,0
B ₁	65–75	37,2	22,6	1,6
C	180–190	40,6	23,8	1,7
Светло-серая лесная, р. 3				
A ₁	0–10	35,4	17,4	2,0
A ₁ A ₂	20–30	34,8	18,9	1,8
B ₁	74–84	29,0	17,1	1,7
C	180–190	29,7	18,5	1,6
Серая лесная, р. 7				
A ₁	0–10	33,7	18,2	1,9
A ₁ A ₂	28–38	37,9	20,2	1,9
B ₁	68–78	33,8	19,5	1,7
C _x	180–190	35,3	18,4	1,9
Темно-серая лесная, р. 103				
A ₁	0–10	25,3	15,3	1,7
A ₁ A ₂	23–33	25,9	15,3	1,7
B ₁	60–70	23,9	13,9	1,7
C _x	140–150	25,2	15,9	1,6
Чернозем оподзоленный, р. 13				
A	0–10	20,2	12,8	1,6
AB	40–50	23,8	16,3	1,5
B	65–75	22,8	15,2	1,5
C _x	140–150	21,9	13,9	1,6
Чернозем выщелоченный, р. 51				
A	0–10	20,3	13,5	1,5
AB	50–60	20,6	11,9	1,7
B	65–75	23,3	13,4	1,7
C _x	180–190	23,0	12,0	1,9

Полевые шпаты, наряду с кварцем, являются основными породообразующими минералами. По распространенности в почвенном скелете полевые шпаты занимают второе место после кварца (30,2–36,0 % от общего содержания первичных минералов легкой фракции). Хотя содержание легкой фракции в почвенном скелете значительное, отмеченное количество полевых шпатов можно считать невысоким и почвообразующие породы в петрографическом отношении следует отнести к кислым (Полынов, 1956).

Характер распределения полевых шпатов по гранулометрическим фракциям противоположен тому, который наблюдается при распределении кварца. С уменьшением размера фракции их содержание увеличивается от 19,4–26,7 % во фракции 0,25–0,1 мм до 30,9–36,0 % во фракции 0,1–0,01 мм. Как указывают некоторые исследователи (Ананьев, 1956), максимальное содержание полевых шпатов в почве отмечается во фракции крупной пыли, и при отклонении в сторону уменьшения или увеличения размера фракций происходит резкое уменьшение их количества. Данная закономерность подтверждается результатами исследования минералогического состава илистой фракции, в которой полевые шпаты содержатся в ничтожных количествах и не подвергаются количественному определению рентгендифрактометрическим методом. Следует также отметить, что в тонких фракциях полевых шпатов содержится значительно больше, чем кварца, что объясняется меньшей стойкостью полевых шпатов к выветриванию (Алексеев, 1973).

Для суждения о процессах выветривания полевых шпатов проведен пересчет их содержания в процентах от веса почвы. Отмечается понижение содержания полевых шпатов в верхних горизонтах почв по сравнению с нижележащими и увеличение в этих горизонтах кварца, что обусловлено, по всей вероятности, более интенсивно протекающими процессами выветривания в верхних горизонтах почв.

Полевые шпаты в исследуемых почвах представлены, главным образом, калиевыми (ортоклаз и микроклин) и в незначительном количестве кальциевыми (плагиоклазы) разновидностями. По схеме С.С. Гольдича (Горбунов, 1974; Добровольский, 2002) ряд устойчивости полевых шпатов возрастает в такой последовательности: кальциевые плагиоклазы < кальциево-натриевые плагиоклазы < натриево-кальциевые плагиоклазы < натриевые плагиоклазы < калиевые полевые шпаты. Согласно этой схеме наиболее стойкими к процессам выветривания являются калиевые полевые шпаты. В этой связи невысокое общее содержание в исследованных почвах полевых шпатов при резком преобладании в их составе калий-натриевых представителей можно рассматривать как показатель выветрелости исходной породы, а уменьшение доли полевых шпатов в составе скелета почвы, особенно в их верхних горизонтах, как свидетельство внутрисочвенного выветривания. Особенно это заметно в дерново-

подзолистых почвах – с высокой напряженностью кислотного гидролиза и развития элювиальных процессов (см. табл. 2.2).

Плагиоклазы встречаются в виде зерен призматической или неправильной формы. Значительная часть плагиоклазов выветрелая и подвержена сосюритизации (образованию сложного агрегата, состоящего из альбита, цоизита, хлорита, кальцита и других вторичных минералов).

Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином. Ортоклаз устанавливается в виде неправильных, призматических и таблитчатых зерен разной степени окатанности. Зерна обычно свежие, иногда буроватые вследствие выветрелости и скопления на поверхности и прежде всего по трещинам спайности продуктов разрушения в виде пелитового материала. Микроклин присутствует в виде зерен неправильной формы. Отличается от ортоклаза наличием микроклиновой решетки. Зерна микроклина обычно более выветрелые, чем зерна ортоклаза.

Продукты разрушения и изменения полевых шпатов определяются не всегда легко. Тем не менее можно заметить, что зерна калиевых полевых шпатов – ортоклаза и микроклина – в большей или меньшей степени подвержены пелитизации (переход в тонкий глинистый материал). По наблюдениям Л.Г. Черняховского (1966), подобные новообразования имеют монтмориллонитовую природу. На педогенное происхождение этого материала указывает тот факт, что пелитизированных зерен полевых шпатов значительно больше в верхних горизонтах исследуемых почв, чем в материнской породе.

Слюдистые минералы присутствуют во всех почвах, однако их содержание заметно варьирует по фракциям. Наблюдается увеличение слюд от крупных фракций к более тонким. В более крупной фракции 0,25–0,1 мм слюды представлены в виде единичных чешуек и отмечаются не во всех горизонтах почв, в то время как во фракции 0,1–0,01 мм они составляют 2,0–5,2 %. Слюдистые минералы представлены биотитом и мусковитом. Обычно это тонкие угловатые и полуугловатые пластинчатые зерна. Форма зерен преимущественно неправильная, реже сохраняются гексагональные пластинки. Среди слюд преобладает мусковит в виде бесцветных прозрачных пластинок округлой формы, иногда с загнутыми краями. Биотит в исследованных почвах встречается в весьма незначительных количествах вследствие его малой устойчивости к процессам выветривания. Цвет

биотита бурый, желто-бурый, но из-за сильной выветрелости он часто обесцвечивается, листочки его становятся закрученными и изрезанными.

Хлоритовые минералы отмечаются редко или совершенно отсутствуют. Представлен хлорит тонкими светло-зелеными пластинками неправильной формы и в виде тонкочешуйчатых агрегатов. Часто его очень трудно отличить от биотита из-за сильной выветрелости. Опал приурочен в основном к верхним горизонтам, что связано с поступлением в почву аморфного кремнезема в виде спикулей губок и фитолитарий. Спикули губок встречаются в обломочках в виде трубок (иногда с заостренным концом). Фитолитарии представляют собой минерализованные клетки растительных организмов и относятся к типичным новообразованиям. Морфология фитолитов свидетельствует о принадлежности их, главным образом, к остаткам злаковых растений. Некоторые авторы (Парфенова, Ярилова, 1956; Кутузова, 1968) считают, что фитолитарии являются также и источником вторичного кварца, пройдя стадию халцедона. Биогенные опаловые образования характерны для многих почв, в том числе для почв южно-таежной подзоны Западной Сибири (Шоба, 1972).

Содержание тяжелой фракции минералов (табл. 2.3–2.8) довольно низкое – 0,1–2,7 %. В ее составе аутигенные минералы представлены почти полностью гидроксидами железа. Среди терригенных минералов в исследуемых почвах преобладают минералы нескольких групп: эпидота, амфиболов, рудных и титанистых.

Минералы группы эпидота представлены собственно эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом. Эпидот-цоизитовая группа самая представительная среди тяжелых минералов как во фракции 0,25–0,1 мм, так и во фракции 0,1–0,01 мм и составляет 25,0–47,0 %. Преобладание минералов этой группы в тяжелой фракции почв южно-таежной подзоны Западной Сибири было отмечено ранее (Шоба, 1972) и является характерным для четвертичных отложений Западной Сибири (Волков, 1971; Сулакшина, Рождественская, 1966; Добровольский, 1967). Эти минералы происходят из метаморфических и выветрелых магматических пород. Зерна эпидота зеленовато-желтые или темно-зеленые, неправильной и угловатой формы, преимущественно полукатанные или слабоокатанные. Обломки часто с неровными краями, иногда корродированы. Цоизит бесцветный, встречается в виде зерен неправильной формы, редко в виде призматических кристал-

лов, в разной степени окатанных. Клиноцоизит отмечается редко, в виде бесцветных зерен. Распределение этой группы минералов по профилю почв довольно равномерное, с некоторым увеличением в верхних горизонтах по сравнению с нижележащими, что связано с возможной эпидотизацией полевых шпатов.

Амфиболы представлены базальтической и обыкновенной роговыми обманками, последняя в почвах преобладает. Это призматические и удлиненно-призматические полуугловатые зерна с зазубренными краями, часто полуокатанные и реже хорошо окатанные. Цвет обыкновенной роговой обманки зеленый или сине-зеленый с заметным плеохроизмом. Базальтическая роговая обманка бурая или темно-бурая. Окраска амфиболов неравномерная, что может быть связано с выносом железа и магния из кристаллических решеток. Амфиболы составляют 5,2–24,6 % во фракции 0,1–0,01 мм и 10,9–33,8 % во фракции 0,25–0,1 мм. Особых закономерностей в распределении амфиболов в исследуемых почвах не наблюдается.

Таблица 2.3. Состав тяжелых минералов дерново-подзолистой почвы, % на тяжелую фракцию (р. 59)

Минералы	A ₁ 3–13 см		A ₂ 23–33 см		B ₁ 65–75 см		C 180–190 см	
	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01
Циркон	0,4	2,9	1,1	3,5	0,5	1,6	0,4	2,4
Апатит	2,1	1,4	3,4	0,5	2,3	1,8	1,8	0,7
Гранат	4,2	2,0	2,7	1,1	3,6	0,9	3,1	1,5
Турмалин	+	0,4	+	0,3	1,8	0,7	0,9	0,7
Группа эпидота	39,3	43,1	40,1	42,8	39,8	40,1	40,0	38,8
Амфиболы	33,8	19,8	29,1	19,7	32,1	18,4	30,9	28,0
Пироксены	1,4	2,9	1,3	7,6	–	3,6	1,7	5,3
Дистен	0,2	0,8	–	0,4	–	+	–	0,9
Силлиманит	0,4	0,4	0,4	–	0,9	–	0,4	–
Андалузит	0,2	–	0,5	–	0,2	–	–	–
Ставролит	–	0,8	0,3	0,4	0,2	1,4	–	1,8
Рутил	0,4	1,8	0,8	2,1	–	1,1	0,4	2,2
Анатаз	0,4	2,4	1,1	1,9	–	1,3	–	0,5
Сфен	0,6	0,4	–	0,8	–	1,8	–	1,3
Сидерит	–	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит, ильменит	15,8	19,1	17,1	17,6	15,9	24,6	17,3	14,0
Гидроокислы железа	–	0,6	0,8	0,5	1,8	1,1	1,8	–
Лейкоксен	0,8	1,2	1,3	0,8	0,9	1,6	1,3	1,9

Таблица 2.4. Состав тяжелых минералов светло-серой лесной почвы, % на тяжелую фракцию (р. 3)

Минералы	A ₁ 0-10 см		A ₁ A ₂ 20-30 см		B ₁ 75-85 см		C 180-190 см	
	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01
Циркон	2,7	3,6	2,4	4,4	0,6	3,4	-	6,7
Апатит	1,9	2,6	2,6	2,3	2,2	3,8	0,8	+
Гранат	2,5	1,8	2,4	2,3	2,0	0,8	2,3	3,3
Турмалин	0,5	0,9	1,0	0,8	1,7	0,4	1,6	+
Группа эпидота	43,5	39,5	43,1	42,0	44,0	44,5	52,4	37,8
Амфиболы	26,5	20,8	26,5	12,7	27,7	12,3	10,9	7,0
Пироксены	0,6	0,8	0,6	0,7	-	1,2	-	-
Дистен	+	0,3	0,2	1,2	+	0,6	+	0,8
Силлиманит	0,3	-	0,2	-	1,2	0,3	-	-
Андалузит	-	0,3	0,2	0,2	0,2	1,2	-	-
Ставролит	+	-	-	0,7	0,2	1,2	-	-
Рутил	0,5	3,0	0,7	2,5	0,6	1,5	0,8	6,3
Анагаз	0,8	2,7	1,2	2,6	-	1,7	-	3,7
Сфен	-	0,8	0,2	0,5	-	1,2	-	-
Сидерит	-	-	-	-	-	-	+	0,5
Пирит	-	-	-	-	-	-	-	-
Магнетит, ильменит	17,4	20,7	17,0	25,2	17,3	24,2	28,1	30,2
Гидроокислы железа	1,4	-	0,5	-	1,4	-	2,3	-
Лейкоксен	1,4	2,2	1,2	1,9	0,9	1,7	0,8	3,7

Таблица 2.5. Состав тяжелых минералов серой лесной почвы, % на тяжелую фракцию (р. 7)

Минералы	A ₁ 0-10 см		A ₁ A ₂ 28-38 см		B ₁ 68-78 см		C ₁ 190-200 см	
	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01	0,25-0,1	0,1-0,01
Циркон	-	2,0	2,7	4,2	1,2	4,0	1,9	3,2
Апатит	1,9	1,0	2,3	1,5	3,2	0,2	-	0,6
Гранат	4,5	2,3	1,2	1,7	1,6	1,6	1,9	3,2
Турмалин	-	0,5	1,0	0,2	0,9	+	0,9	0,4
Группа эпидота	53,6	41,0	39,4	41,3	40,6	39,9	37,7	40,7
Амфиболы	13,4	102	31,5	5,8	33,1	5,2	37,3	13,4
Пироксены	+	-	-	3,1	-	1,5	+	2,2
Дистен	+	0,6	0,6	0,4	-	0,6	0,2	-
Силлиманит	-	0,6	1,6	-	0,9	0,3	-	-
Андалузит	-	-	-	-	-	-	0,2	-
Ставролит	-	-	0,2	1,9	-	0,9	0,4	0,5
Рутил	0,6	2,0	0,4	1,0	0,3	1,2	0,9	1,3
Анагаз	-	1,0	0,4	1,5	-	0,9	-	4,5
Сфен	-	0,6	-	1,2	0,9	0,9	-	0,9
Сидерит	-	-	-	-	-	-	-	-
Пирит	-	-	-	-	-	-	-	-
Магнетит, ильменит	15,8	36,9	16,7	35,6	15,5	42,3	13,4	28,2
Гидроокислы железа	8,3	-	1,2	-	0,9	-	3,3	-
Лейкоксен	1,9	1,3	0,8	0,6	0,9	0,5	1,9	0,9

Таблица 2.6. Состав тяжелых минералов темно-серой лесной почвы, % на тяжелую фракцию (р. 103)

Минералы	A ₁ 0–10 см		A ₁ A ₂ 20–30 см		B ₁ 75–85 см		C 180–190 см	
	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01
Циркон	1,1	2,6	3,4	5,2	1,1	2,6	2,9	4,0
Апатит	0,6	3,2	+	2,6	3,4	2,9	0,6	3,5
Гранат	0,6	1,3	2,8	2,4	2,2	1,3	2,4	1,4
Турмалин	1,7	1,4	1,1	0,5	2,2	1,1	1,2	1,6
Группа эпидота	57,3	33,0	36,7	37,0	51,4	40,7	55,0	25,0
Амфиболы	13,1	18,8	13,6	10,3	15,3	15,8	11,2	24,6
Пироксены	–	1,1	–	1,1	–	+	–	1,8
Дистен	–	+	–	0,6	–	0,3	–	–
Силлиманит	–	0,6	1,1	–	–	–	0,6	0,6
Андалузит	–	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	0,1	0,6	–	1,7	0,2	1,1	0,4	1,2
Рутил	0,6	3,1	0,6	1,7	1,1	3,1	1,8	3,5
Анастаз	0,6	4,2	0,6	1,7	–	2,7	–	2,1
Сфен	–	1,7	–	1,2	0,2	0,6	–	1,2
Сидерит	+	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит, ильменит	18,0	26,2	26,1	31,7	18,4	25,2	19,1	27,2
Гидроокислы железа	4,0	–	9,5	–	3,4	–	2,4	–
Лейкоксен	2,3	2,2	4,5	2,1	1,1	1,6	2,4	2,3

Таблица 2.7. Состав тяжелых минералов чернозема оподзоленного, % на тяжелую фракцию (р. 13)

Минералы	A 0–10 см		AB 40–50 см		B 65–75 см		C _к 140–150 см	
	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01	0,25–0,1	0,1–0,01
Циркон	2,5	5,5	1,8	3,4	0,9	3,5	–	2,2
Апатит	2,6	3,3	2,2	3,0	0,7	2,0	–	1,3
Гранат	1,6	1,5	1,8	1,7	2,0	1,6	+	2,6
Турмалин	1,6	1,1	1,3	1,1	2,0	1,6	–	0,9
Группа эпидота	47,2	36,0	40,6	37,8	42,0	31,3	45,1	34,2
Амфиболы	16,0	20,2	18,1	20,4	30,4	23,5	26,4	15,6
Пироксены	–	0,8	–	2,2	–	+	–	1,4
Дистен	+	0,7	+	–	–	1,3	+	+
Силлиманит	0,2	–	0,9	–	+	0,2	0,7	–
Андалузит	–	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	0,2	0,2	+	1,8	+	+	0,2	2,1
Рутил	0,5	3,3	0,9	3,6	1,1	3,9	–	2,8
Анастаз	0,8	2,7	–	2,1	0,9	3,1	–	3,9
Сфен	–	–	–	–	–	0,4	–	+
Сидерит	–	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит, ильменит	19,5	23,0	16,7	20,1	12,3	26,0	23,3	29,3
Гидроокислы железа	5,7	–	13,5	–	6,2	–	1,4	–
Лейкоксен	1,6	1,8	2,2	2,8	1,5	2,2	2,9	3,7

Таблица 2.8. Состав тяжелых минералов чернозема выщелоченного, % на тяжелую фракцию (р. 51)

Минералы	А 0–10 см		АВ 55–65 см		В 65–75 см		С _к 180–190 см	
	0,25–	0,1–	0,25–	0,1–	0,25–	0,1–	0,25	0,1–
	0,1	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	–0,1	0,01
Циркон	2,1	1,1	3,7	2,4	3,9	1,7	3,6	2,4
Апатит	0,6	2,7	1,5	1,5	1,2	0,6	0,6	1,9
Гранат	1,2	1,4	2,2	1,5	2,7	0,6	1,2	1,9
Турмалин	0,6	1,8	1,5	1,3	2,0	0,4	+	1,2
Группа эпидота	55,9	47,0	49,0	35,8	41,0	44,6	22,6	43,4
Амфиболы	11,2	18,8	13,8	18,3	21,3	15,6	29,2	15,6
Пироксены	–	0,9	–	–	–	+	–	1,2
Дистен	0,2	–	+	0,5	+	0,8	+	0,6
Силлиманит	–	–	+	–	0,8	0,4	1,8	+
Андалузит	–	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	0,2	–	–	0,2	+	0,4	–	0,6
Рутил	1,8	3,0	0,7	2,5	2,7	1,6	1,2	2,5
Анагаз	1,8	2,3	1,0	4,4	1,6	2,4	4,2	3,4
Сфен	–	+	–	–	–	+	–	+
Сидерит	–	–	–	–	–	–	–	–
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–
Магнетит, ильменит	16,6	19,2	22,7	29,4	21,2	28,5	30,8	23,6
Гидроокислы железа	6,0	–	1,5	–	–	–	–	–
Лейкоксен	1,8	1,8	2,4	2,2	1,6	2,4	4,8	1,7

Пироксены присутствуют в основном во фракции 0,1–0,01 мм в виде бесцветных и бледно-зеленых призматических зерен, часто с зазубренными краями. Во фракции 0,25–0,1 мм встречаются спорадически. В исследуемых почвах представлены ромбическими железомagneзиальными (гиперстен) и моноклинными кальциевыми (диопсид и авгит) разновидностями. Пироксены отмечены в виде угловато-окатанных зерен, часто разрушены.

Апатит содержится в небольшом количестве (0,5–3,8 %) во фракции крупной пыли в виде бесцветных округлых призматических и короткостолбчатых зерен с пирамидальными ограничениями. Гранаты присутствуют в песчаной и крупнопылевой фракции почв в количестве 0,6–5,4 %. Зерна гранатов чистые, края нередко изрезанные, неровные, главным образом, в верхних горизонтах почв.

Группа рутила представлена рутилом и анатазом. Поверхность зерен рутила тонкоштрихованная, иногда слаболейкоксенизированная, особенно в верхних горизонтах почв. По анатазу часто развива-

ется лейкоксен. Преобладающим минералом в этой группе является рутил. Минералы группы рутила присутствуют в количестве от 3,0 до 7,5 % в крупнопылевой фракции верхних горизонтов исследованных почв. Песчаная фракция отличается меньшим содержанием этих минералов. Анатаз во многих горизонтах встречается в виде единичных зерен.

Группа дистена представлена дистеном, силлиманитом, андалузитом. Последний встречается очень редко. Содержание дистена во всех почвах во фракции 0,1–0,01 мм колеблется от 0,4 до 1,8 %, во фракции 0,25–0,1 мм встречается в виде единичных зерен. Силлиманит отмечается во всех почвах. В песчаных фракциях он содержится в больших количествах, чем во фракции крупной пыли.

Сидерит присутствует только во фракции крупной пыли в незначительных количествах и представлен в виде микрозернистых агрегатов. Ставролит содержится в количестве 0,2–0,9 % во фракции крупной пыли и 0,1–0,4 % в песчаной фракции. Отмечается во всех горизонтах исследованных почв. Сфен встречается в основном во фракции крупной пыли, в песчаной фракции – спорадически. Содержание сфена возрастает в верхних горизонтах почв, очевидно, за счет взаимных переходов титансодержащих минералов. Турмалин присутствует во всех почвах в незначительных количествах (0,2–2,2 %). Циркон, главным образом, концентрируется во фракции 0,1–0,01 мм (до 6,7 %).

В более крупных фракциях его содержание уменьшается. Распределение циркона довольно стабильно в пределах почвенных профилей. Отмечается некоторое увеличение к почвообразующей породе.

К числу непрозрачных минералов относятся ильменит, магнетит, лейкоксен, пирит, гидроксиды железа. Преобладающими компонентами в группе непрозрачных минералов исследованных почв являются ильменит и магнетит. Лейкоксен, пирит и гидроксиды железа присутствуют в малых количествах. Содержание ильменита и магнетита доходит до 30 % во фракции 0,1–0,01 мм и до 27,2 % – во фракции 0,25–0,01 мм, причем преобладающий минерал в этой группе ильменит. Лейкоксен является продуктом изменения титанистых минералов: рутила, анатаза и особенно ильменита. Эти минералы часто встречаются в одном зерне, где лейкоксен в отраженном свете имеет желтовато-серую окраску, а ильменит – стально-серую с

металлическим блеском. Содержание лейкоксена в почвах составляет 0,5–4,7 %. Пирит присутствует в очень малых количествах и отмечен только в горизонте А₁ дерново-подзолистой почвы, где он образуется, по-видимому, под восстанавливающим воздействием разлагающегося растительного материала. Гидроксиды железа – продукты разрушения богатых железом минералов (слюда, магнетиты, пироксены, амфиболы). Они содержатся в почвах в виде хрупких тонкозернистых агрегатов, а также в виде пленок, натеков на поверхности некоторых минералов. Гидроксиды железа представлены в основном лимонитом, который при потере воды превращается в гидрогематит и гематит. Содержание аутигенных минералов в исследованных почвах колеблется в незначительных количествах (0,5–9,5 %) и приурочено к более крупной фракции – 0,25–0,1 мм.

Полученные данные минералогического состава крупных фракций автоморфных почв отражают минералогический состав четвертичных отложений (Добровольский, 1967; Волков и др., 1969). Характерная особенность минерального состава изученных почв, также как и лессовидных суглинков, являющихся почвообразующими породами для данного ряда почв, заключается в высоком содержании кварца, доминирующего в составе частиц больше 0,01 мм. Количество полевых шпатов и слюд значительно меньше. По преобладающим компонентам минералогического состава изученные почвы и породы относятся к кварцево-полевошпатовым, иногда с заметной примесью слюдястых компонентов. Обычной ассоциацией минералов тяжелой фракции является эпидот-амфиболовая при довольно значительном содержании ильменита.

Качественный и количественный состав первичных минералов почв обусловлен составом материнских пород. Однако под воздействием процессов выветривания и почвообразования происходят вторичные изменения минералов. Характер изменений, наиболее отчетливо прослеживающийся в верхних частях почвенных профилей, заключается в различной степени выраженности процессов окисления, корродированности, глинизации.

Таким образом, анализ крупнодисперсной фракции очень распространённых в различных почвенно-биоклиматических зонах Западной Сибири лёссовидных отложений, выступающих в роли почвообразующих пород, позволяет сделать два важных почвенно-генетических заключения. Во-первых, при относительно малой доле

в лёссовидных отложениях крупнопылеватых и песчаных фракций доля минералов, приходящихся на калийсодержащие виды, в конечном счёте оказывается невысокой. Во-вторых, в составе калийсодержащих минералов названных фракций преобладают трудновыветриваемые представители алюмосиликатов. Следовательно, даже при интенсивном внутрипочвенном выветривании данных минералов, диагностируемом при микроморфологических исследованиях, вклад этих процессов в систему механизмов, обеспечивающих внутрипочвенное калийное состояние, по сравнению со вкладом тонкодисперсных глинистых минералов, можно считать незначительным.

Как было отмечено ранее, на территории Западно-Сибирской равнины наряду с субэральными отложениями широкое распространение в качестве почвообразующих пород получили континентальные озерно-аллювиальные отложения карасукской свиты. Озерно-аллювиальные фации особенно характерны для лесостепной и степной зон. Минералогические исследования песчаных и супесчаных озерно-аллювиальных отложений, являющихся почвообразующими породами почв Центральной Кулунды (табл. 2.9), обнаруживают полимиктовый состав и значительное количество калийсодержащих минералов – полевых шпатов, первичных слюд.

Таблица 2.9. Содержание кварца и полевых шпатов в песчаных фракциях почв, развитых на озерно-аллювиальных отложениях, % на лёгкую фракцию

Горизонт	Глубина, см	Фракция > 0,25 мм		Фракция 0,1–0,25 мм	
		Кварц	Полевые шпаты	Кварц	Полевые шпаты
Темно-каштановая, р. 7					
A _{пах}	0–10	80	20	65	35
C _к	90–100	75	25	70	30
Солонец лугово-степной, р. 5					
A	0–10	70	30	85	15
C _к	65–75	70	30	75	25
Солончак луговой, р. 6					
A _к	0–10	70	30	75	25
C _к	68–78	85	15	65	35
Луговая солончаковая, р. 4					
A _{дсп}	0–3	70	30	80	20
C _к	90–100	70	30	65	35

Полученные результаты изучения первичных минералов почв, развитых на озерно-аллювиальных отложениях, подтверждают исследования Б.П. Градусова (1976), проведенные для сопредельной с Кулундой территории Барабинской лесостепи. Они свидетельствуют о том, что количество в почвах кварца, полевых шпатов, первичных слюд в большей степени зависит от гранулометрического состава, особенностью которого в исследуемых почвах являются слоистость и увеличение доли песчаных фракций вниз по профилю и особенно в почвообразующей породе.

Почвенный покров долин рек, пересекающих Западно-Сибирскую низменность, в значительной мере отражает специфику прилегающих к ним природных зон. Пойма р. Оби как своеобразный и оформленный в литолого-морфологическом отношении развивающийся природный комплекс формируется в результате деятельности всей разветвленной гидросети, размывающей, транспортирующей и отлагающей твердые наносы (Шепелев, Шепелева, 1995). Поэтому временное развитие процесса поймообразования приводит к формированию определенной последовательности напластований аллювия – формированию литологических толщ: песков-супесей; суглинков, залегающих на песках-супесях; тяжелых суглинков (глин). В общем виде все пространственное разнообразие почвообразующих пород в пойме сводится к указанной схеме напластований аллювия.

Минералогический состав аллювиальных отложений, слагающих пойму р. Оби, приведен в работе А.В. Минервина (1959). Первую группу осадков зоны прирусловых валов образуют русловые, довольно неоднородные разнозернистые пески и супеси с небольшим количеством более легких фракций, в основном крупной пыли и ила. В минералогическом отношении пески и супеси имеют преимущественно кварцевый состав (содержание кварца 62–89 %, полевых шпатов – 2–4 %, слюд – 0,5–1 %) с обломками эффузивных и метаморфических пород (Мизеров и др., 1971). Русловой аллювий имеет небольшое количество органического вещества, невысокую емкость катионного обмена, характеризуется близкой к нейтральной реакцией среды.

В гранулометрическом составе пойменного аллювия (суглинков, глин) заметно уменьшается содержание фракции песка за счет увеличения мелких фракций, особенно крупной пыли и ила. Поэтому

минералогический состав пойменного аллювия по сравнению с русловым более неоднороден. Наиболее крупные фракции пойменного аллювия представлены кварцем, а пылеватая (алевроитовая) фракция состоит на 50–70 % из кварца и на 50–30 % – из полевых шпатов, а также обломков других слабыветрелых минералов (мусковита, биотита, хлорита) и тяжелых рудных минералов (эпидота, роговой обманки, циркона).

Различный генезис, гранулометрический и минералогический состав почвообразующих пород отражаются на свойствах почв. Поскольку первичные минералы служат источником зольных элементов питания растений и в частности калия, представляло интерес выяснить степень устойчивости минералов к выветриванию. Из всей группы рассмотренных минералов воздействие почвенных агентов заметнее всего проявилось на кристаллах пироксенов, амфиболов, хлоритов, минералах группы эпидота, слюдах и полевых шпатах. Большая часть тяжелых минералов весьма устойчива и не изменяется или очень слабо изменяется в процессе почвообразования. К наиболее устойчивым минералам можно отнести циркон, турмалин, сфен, ильменит, которые почти совсем не несут на себе следов разрушения. Эпидот, гранаты, пироксены, амфиболы, рутил, анатаз затронуты в незначительной степени процессами выветривания, выражающимися в том, что зерна рутила и анатаза часто лейкоксенизированы, зерна эпидота корродированы, у гранатов и амфиболов наблюдаются изрезанные края, а пироксены часто разрушены. Изменения этих минералов незначительны и выражаются преимущественно в изрезанности краев, слабой лейкоксенизации и корродированности зерен.

Более заметно выветривание проявилось на полевых шпатах и особенно слюдах. Зерна калиевых полевых шпатов в большей или меньшей степени подвержены пелитизации, плагиоклазы соссюритизированы. Среди слюд наибольшая выветрелость характерна для биотита, который отличается невысоким содержанием, а в отдельных горизонтах почв почти совсем отсутствует. Признаки наиболее интенсивного разрушения и превращения минералов отмечаются в верхних, особенно элювиальных горизонтах почв. Следовательно, почвообразование проявляет свое действие как в дифференциации минералогического состава, так и в характере изменения минералов.

Изучение минералогического состава крупнодисперсных фракций свидетельствует о том, что в ходе почвообразовательного процесса происходит выветривание первичных минералов. Это подтверждает и величина кварцево-силикатного коэффициента (см. табл. 2.2), представляющего отношение содержания кварца к сумме обломочных силикатов. Этот коэффициент, как указывает В.В. Добровольский (1975), дает представление о соотношении главных обломочных минералов в почве и одновременно характеризует степень сохранности потенциальных запасов элементов питания растений. Сопоставление величины кварцево-силикатных коэффициентов различных регионов указывает на возможность оценки и сравнения резервов питательных элементов в почвах на большой территории. Однако результаты исследований свидетельствуют о том, что выветривание первичных минералов, в том числе и калийсодержащих (полевых шпатов и слюд), в условиях бореального и суббореального почвообразования осуществляется слабо. Это приводит к весьма медленному высвобождению калия первичных минералов. Следовательно, основной источник подвижного калия нужно искать не в первичных, а во вторичных минералах. В связи с этим представляется важным рассмотреть минералогический состав илистой фракции, в которой вторичные минералы играют главенствующую роль.

2.2. Минералогический состав илистой фракции

Однообразие состава первичных минералов исследованного ряда почв и однотипный характер их внутрипочвенных преобразований обуславливают сходство ассоциаций вторичных минералов. Как вытекает из экспериментальных материалов, данные почвы имеют качественно близкий минералогический состав. Сходны и структурные особенности основных глинистых компонентов фракции меньше 0,001 мм.

Основными компонентами глинистого материала почв являются слюда-сметитовые неупорядоченные смешанослойные образования, гидрослюда. В значительно меньшем количестве содержатся хлорит и каолинит. Из первичных минералов встречаются кварц и полевой шпат. Представлению о подобной ассоциации глинистых минералов соответствуют также данные валового химического анализа гранулометрических фракций и в особенности илистой фрак-

ции (Середина, 1979 а, б). Высокое содержание калия в илистой фракции, согласно данным Р.Е. Грима (1956), указывает, в частности, на присутствие гидрослюдистого минерала. Величина молекулярных отношений $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ в илистых фракциях исследуемых почв, колеблющаяся в пределах 3,1–3,7, свидетельствует о преобладании в составе фракций глинистых минералов со структурой 2:1.

Слюда-сметитовые смешанослойные минералы исследованных илистых фракций определены по широкому дифракционному пику в пределах 10,5–15,0 Å с максимумом 14–15 Å в воздушно-сухом состоянии. Дифракционный пик смещается к 17–18 Å на рентгенодифрактограммах препаратов, сольватированных этиленгликолем, а после прокаливания имеет значение в пределах 10 Å, что отражает соответственно набухание и сокращение сметитового компонента. Измеряя параметры межслоевых промежутков связующих прослоек или их изменения при определенных воздействиях, мы так или иначе характеризуем трехэтажный силикатный слой, к которому они примыкают (Градусов, 1976).

Анализ рентгенодифрактограмм илистых фракций исходных Mg-замещенных комплексов и образцов, насыщенных этиленгликолем, позволил выявить не только природу межслоевых промежутков смешанослойных образований, но и степень упорядоченности компонентов слюда-монтмориллонитовых образований. Так, отсутствие максимума на рентгенодифрактограммах исходных Mg-замещенных препаратов в области 2–3 θ 17 Å говорит о неупорядоченном переслаивании межслоевых промежутков слюдистого и монтмориллонитового типов в составе изученных образований (Градусов, 1967; Reynolds, 1967; Горбунов, 1968).

Гидрослюда отчетливо проявляется на дифрактометрических кривых исходных образцов по серии базальных рефлексов, кратных 10 Å (10,0; 4,97; 3,34 Å). Последующая химическая и термическая обработка илистых фракций, т.е. насыщение этиленгликолем и прокалывание, не изменяет значений базальных рефлексов первого, второго, третьего и более высоких порядков, что характерно для гидрослюды и является для них диагностическим признаком. Гидрослюда и смешанослойное слюда-сметитовое образование, судя по сильному рефлексу (002) при 5 Å, относятся к диоктаэдрическим минералам.

Гидрослоистые компоненты, представленные диоктаэдрическими разновидностями, относятся согласно русской почвенно-минералогической номенклатуре к иллиту (гидромусковиту).

Хлориту принадлежат рефлексы 4,7 и 3,53–3,54 Å на рентгендифрактограммах воздушно-сухих препаратов, которые сохраняются после насыщения образцов этиленгликолем. Вследствие несовершенства бруситовых прослоек или наличия некоторого количества лабильных (сметкитовых) межслоевых промежутков на рентгендифрактограммах препаратов фракций, прокаленных при температуре 500°, фиксируется небольшое сокращение структуры, что следует из значения d/n первого базального рефлекса 13,5–13,8 Å.

Каолиниту принадлежит дифракционный максимум с d/n 3,57–3,58 Å. Отражение от (001) этого минерала совпадает с рефлексом (002) хлорита.

Тонкодисперсный кварц, представленный в составе илистых фракций в качестве примеси к основной массе глинистых минералов, достаточно надежно диагностируется на рентгендифрактограммах по рефлексам 4,26 и 3,34 Å. Последний совпадает с рефлексом (003) гидрослюды при 3,33 Å. Полевые шпаты идентифицированы по рефлексам d/n 3,2 Å.

Для оценки количественных изменений минералогического состава фракций меньше 0,001 мм исследуемых почв рентгендифрактометрические кривые были обработаны следующим образом. Планиметром измерялись площади дифракционных максимумов на рентгендифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, в области 17–18, 10, 7 Å, что отвечает вкладам интенсивностей от первого базального рефлекса смешанослойных образований, гидрослюды (001), каолинита (001) и хлорита (002) соответственно. Далее вычислялись коэффициенты относительных вкладов (КОИ). Значения КОИ, как указывает Н.П. Чижикова и др. (1974), удобны для получения сравнительного представления о небольших изменениях фазового и структурного типа (по соотношению межслоевых промежутков) при условии, если основной мотив структур учитываемых минералов остается одним и тем же.

Определение примерного содержания фаз осуществляли с помощью методики П. Бискайя (Biskaye, 1964). При интерпретации расчетных данных полагали, что 18 и 10 Å максимумы отражают в основном содержание монтмориллонита (слюда-монтмориллонит) и

гидролюид соответственно, а величина уравненных процентов 7 Å пика отражает содержание не только каолинита, но и хлоритовой компоненты. Как показывают результаты количественного определения минералогического состава илистой фракции (табл. 2.10), в различных горизонтах каждой почвы соотношение вышеперечисленных минералов неодинаково. Оно отражает, главным образом, степень проявления элювиально-иллювиальных процессов. В связи с этим минералогический состав илистой фракции каждой почвы рассмотрим раздельно.

Таблица 2.10. Минералогический состав фракций <0,001 мм, уравненные % интенсивностей дифракционных максимумов

Горизонт	Глубина, см	7 Å	10 Å	17 Å
		Хлорит + каолинит	Гидролюида	Слюда-монтмориллонит
Дерново-подзолистая, р. 59				
A ₁	3-13	12	45	43
A ₂	23-33	25	49	26
B ₁	65-75	14	46	40
C	180-190	11	59	30
Серая лесная, р. 7				
A ₁	0-10	10	42	48
A ₁ A ₂	28-38	10	53	37
B ₁	68-78	10	44	46
C _x	180-190	11	50	39
Чернозем выщелоченный, р. 51				
A	0-10	7	55	38
AB	50-60	15	46	39
B	65-75	15	45	40
C _x	180-190	11	51	38

Дерново-подзолистая почва (р. 59) отличается резкими изменениями минералогического состава фракций меньше 0,001 мм по профилю. Подзолистый горизонт, а также почвообразующая порода имеют глинистый минерал с низким содержанием смектитового компонента. При этом в горизонте A₂ этого компонента меньше, чем в горизонте C. Верхний A₁, а также иллювиальный B₁ горизонты содержат больше смектитового компонента, чем оподзоленная часть профиля и почвообразующая порода.

Суммарная доля минералов со структурой 2:1 в элювиальном горизонте этой почвы также ниже, чем в горизонтах A_1 и B_1 , а доля каолинита несколько возрастает. Можно, по-видимому, предположить наличие двух процессов, обуславливающих обеднение горизонта A_2 дерново-подзолистой почвы минералами со структурой 2:1 и особенно с разбухающей решеткой. Во-первых, наиболее дисперсная часть илистой фракции может быть перенесена процессами лессыважа из элювиального в иллювиальный горизонт (Градусов, Палечек, 1968). Этот механизм удовлетворительно объясняет пониженное содержание разбухающей фазы минералов со структурой 2:1 при сохранении доли неразбухающей. Во-вторых, разбухающая компонента процессами кислотного гидролиза может трансформироваться в каолинит. Этот механизм определяет повышение доли каолинита в горизонте A_2 дерново-подзолистой почвы и суммарной доли минералов со структурой 2:1 в этом же горизонте. Второму механизму следует, видимо, отдать предпочтение, так как суммарные концентрации глинистых минералов со структурой 2:1 в иле иллювиального горизонта и почвообразующей породы близки.

В соответствии с представлениями многих исследователей (Градусов, 1964; Таргульян и др., 1974; Соколова, Таргульян, 1978) о механизмах выветривания минералы могут быть разделены на две большие группы. В первую группу входят слоистые, в том числе глинистые силикаты, а также цепочечные минералы, во вторую — полевошпатовые минералы. Наиболее высокая интенсивность выветривания и стадийного преобразования минералов, по данным вышеуказанных авторов, характерна для подзолистых горизонтов почв. Здесь выветривание происходит на фоне интенсивного выноса освобождающихся элементов в условиях агрессивной среды.

Процесс выветривания минералов первой группы (слюды, амфиболы) сопровождается потерей калия, магния и других элементов и характеризуется появлением последовательных фаз из минералов типа вермикулита, хлорита, монтмориллонита. На более зрелых стадиях появляется каолинит. Главнейшей особенностью превращений минералов, как указывает Б.П. Градусов (1964), является то, что вторичные минералы наследуют элементы исходных структур. Разрушение и выветривание минералов второй группы (полевые шпаты) сопровождаются замещением катиона на оксоний, что приводит к полному разрушению кристаллической решетки с выделением гид-

роокиси кремния, титана, алюминия, железа. Разрушение полевых шпатов может протекать в этих горизонтах с образованием аморфных веществ и слюдогенного материала.

Минералогический состав ила серой лесной почвы также характеризуется преобладанием минералов со структурой 2:1. Серая лесная почва в целом имеет больше смектита, чем дерново-подзолистая вследствие меньшего содержания 7 Å хлоритовых и каолининовых фаз. Распределение по профилю смектитового компонента такое же, как в разрезе дерново-подзолистой почвы, т.е. с минимумом в горизонте A_1A_2 и почвообразующей породе, что в целом совпадает с обеднением указанных горизонтов глинистым материалом. Причины этого явления, видимо, те же, что и в дерново-подзолистой почве. Слабокислая реакция среды и промывной водный режим почв вызывают разрушение силикатной части, передвижение коллоидов и неравномерное распределение высокодисперсных частиц по профилю (Горбунов, 1974). Интенсивность процессов дифференциации глинистого материала по профилю почв и распада смектитовых, а также смешанослойных минералов нарастает с увеличением степени оподзоленности. В связи с этим в серых лесных почвах дифференциация минералогического профиля хотя и четкая, но менее выражена, чем у дерново-подзолистых почв. Основные процессы превращения глинистых минералов связаны не с коренной структурной перестройкой 2:1 минералов в минералы со структурой 1:1, а с трансформациями в системе гидрослюда \leftrightarrow монтмориллонит.

Для всех генетических горизонтов исследованного чернозема, выщелоченного преобладающими минералами, также характерны гидрослюды и неупорядоченные слюда-смектитовые смешанослойные образования с небольшим количеством хлорита и каолинита, что согласуется с данными других авторов (Горбунов, 1963; 1974; Чижикова, 1965, 1968). Характер распределения этих минералов в черноземах выщелоченных отличается от рассмотренных дерново-подзолистых и серых лесных почв. В черноземе выщелоченном отмечается равномерное распределение глинистых минералов по профилю. В верхнем горизонте наблюдается увеличение содержания гидрослуд, с глубиной происходит некоторое их уменьшение. Подобное изменение содержания гидрослуд по профилю характерно и для черноземов других фаций. Уменьшение смектитовой фазы в гумусовом горизонте черноземов отмечалось ранее (Горбунов, 1963;

Чижилова, 1968). Такой характер изменения содержания смектитовой компоненты объясняется «иллитизацией» набухающих минералов в результате необменной фиксации калия и энергичным процессом гидратации слюды в верхних горизонтах (Чижилова, 1968). Увеличение же CO_2 с глубиной способствует разрушению гидрослюды с дальнейшим их постадийным переходом в другие минералы (Афанасьева, 1966). Вопрос о возможности превращения гидрослюды в монтмориллонит обсуждается в литературе (Гинзбург, 1953; Weaver, 1958; Горбунов, 1974). Присутствие смешанослойных слюда-смектитовых образований можно, по-видимому, рассматривать как переходную фазу в ряду превращений гидрослюды \leftrightarrow монтмориллонит.

В выщелоченных черноземах обращают на себя внимание широкие пики слюда-монтмориллонитовых смешанослойных образований первого вида, имеющие в воздушно-сухом Mg-замещенном состоянии повышенное значение d_{001} , равное $\sim 16 \text{ \AA}$, а в сольватированном этиленгликолем состоянии $18,9 \text{ \AA}$. Возможно, что они отражают присутствие слюда-смектитовых смешанослойных образований в состоянии очень высокой дисперсности, подобные тем, которые отмечены в работах некоторых исследователей (Чижилова и др., 1974; Антипов, 1975), или наличие органических соединений в подвижных межслоевых промежутках набухающей фазы. Интересно отметить, что Н.П. Чижилова и др. (1974) наблюдали исключительно высокое значение d_{001} смешанослойного слюда-монтмориллонитового образования в гидроморфных засоленных и солонцеватых почвах Барабы. Повышенное значение d_{001} слюда-монтмориллонита отмечалось также И.К. Антиповым (1975) в малонатриевых солонцах и солонцеватых южных черноземах Павлодарской области. Авторы считают, что наиболее вероятной причиной повышения значений d_{001} слюда-монтмориллонитового минерала является очень высокая степень его дисперсности. Для черноземных почв характерны незначительные колебания количества основных компонентов минералогического состава по профилю, что коренным образом отличает эти почвы от дерново-подзолистых и серых лесных.

Таким образом, исследование минералогического состава илистых фракций различных типов автоморфных почв (дерново-подзолистой, серой лесной и чернозема) выявило принципиально сходный состав глинистых минералов. В основе минерального состава ила как в почвах, так и породе преобладают глинистые мине-

ралы с трехслойной решеткой. Унаследованность почвой качественного состава минералов характерна, следовательно, не только для крупных фракций, но и для ила. Ослабленные процессы внутрпочвенного выветривания проявляются только в трансформациях минералов в системе гидрослюда \leftrightarrow монтмориллонит, т.е. не приводят к коренной структурной перестройке исходных глинистых минералов. Внутрпрофильные миграционные процессы несколько нарушают однородность почвенного профиля, поэтому в почвах с развитыми элювиально-иллювиальными процессами заметна дифференциация глинистого материала по генетическим горизонтам, обуславливающая генетическое своеобразие изученных почв. Профильной дифференциации подвержены в основном наиболее дисперсные минералы с набухающей решеткой. Главный же калийсодержащий минерал илистой фракции – гидрослюда – в профиле всех изученных почв оказывается малоподвижен, что при большом количестве гидрослюд в составе ила обеспечивает высокий уровень ближнего калийного резерва.

Гранулометрический состав почвообразующего материала во многом обусловлен особенностями седиментогенеза, определяемыми различиями в становлении поверхности. Так, если в пределах возвышенных предгорно-субаэральных равнин распространены преимущественно средние (реже тяжёлые) суглинки иловато-пылеватые (Агрофизическая характеристика..., 1976; Панфилов, Ландина, 1977; Хмелёв, Танасиенко, 1983; Хмелёв, 1984; Генезис, эволюция..., 1988), то в южной сухой степи, совпадающей с Кулундинской озёрно-аллювиальной недренированной равниной (с множеством мелких и единично крупных озёр, обычно засоленных), служившей зоной активной аккумуляции аллювиальных осадков в период смены субкавального режима на субаэральный, гранулометрический состав почвообразующих пород изменяется на легкосуглинистый и супесчаный с явным преобладанием (до 60–70 % и более) песчаных фракций. Минералогические исследования, проведённые Н.П. Чижиковой (1974) в Барабинской лесостепи, сопредельной с территорией Центральной Кулунды, указывают на то, что глинистые минералы почв, формирующихся на песчаных и супесчаных озёрно-аллювиальных отложениях, представлены преимущественно калийсодержащими минералами – гидрослюдами и смеша-

нослойными иллит-монтмориллонитовыми образованиями с высоким содержанием неразбухающих фаз.

Фазовый качественный состав илистой фракции аллювиальных почв однотипен (Балабко, Чижикова, 1974). В глинистом материале данных почв обнаружены неупорядоченные смешанослойные образования слюда-сметитового типа, гидрослюда, каолинит, хлорит; присутствует высокодисперсный кварц. Неупорядоченные смешанослойные минералы относятся к сложным образованиям первого и второго вида. Образования первого вида весьма характерны для покровных суглинистых отложений и развитых на них почв крупных равнин умеренного пояса. Минералогический состав илистого материала аллювиальных почв, относящихся к типу луговых, существенно не дифференцируется в зависимости от процесса почвообразования. Отмечено лишь некоторое снижение содержания сметитовых пакетов в смешанослойных образованиях и относительное увеличение содержания каолинита, а также гидрослюды в дерновом горизонте.

В профиле почв болотного типа наблюдается более отчетливая дифференциация глинистого материала. В верхнем горизонте резко возрастает содержание каолинита по сравнению с этим же горизонтом луговых почв. В илистых фракциях пойменных почв смешанослойные слюда-сметитовые образования содержат больше сметитовых пакетов, чем эти же образования почв водоразделов. Данными авторами выявлено, что по химическому и минералогическому составу, структурным особенностям глинистых минералов и характеру их распределения по профилю глинистый материал почв пойм несет в себе признаки зонального почвообразования, а также отражает провинциальные особенности. Слоистость пойменного аллювия сопровождается и неупорядоченной дифференциацией по профилю калийсодержащих минералов. Песчаные слои с малым содержанием полевых шпатов чередуются с глинистыми и суглинистыми прослоями, обогащенными гидрослюдами.

Состав минералов крупнодисперсной части почвенной массы, а также минералогия глинистого материала, как будет показано далее, определяют калийный статус почв и поведение калия в почвенных процессах.

Глава 3. ЭКСТЕНСИВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ И ПРОЦЕССЫ ТРАНСФОРМАЦИИ КАЛИЯ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ И ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Основными калийсодержащими минералами в почвах, как было показано выше, являются полевые шпаты, слюды и иллиты. Большинство этих минералов (калиевые полевые шпаты, мусковит) относятся к группе трудновыветриваемых, поэтому скорость выхода калия из их структуры невелика, хотя с учетом времени почвообразования количество мобилизованного из первичных минералов калия может быть значительным. Дальнейшая «судьба» калия определяется свойствами почв, минералогическим составом и кристаллохимическими особенностями минералов тонкодисперсной фракции, содержащей калийфиксирующие (деградированный иллит, высокозарядный монтмориллонит, вермикулит) и калийсорбирующие (собственно монтмориллонит, каолинит, хлорит) минералы. На фоне указанных фундаментальных факторов формирование запасов доступного калия в значительной степени зависит от направленности и интенсивности элементарных почвообразовательных процессов и физико-химических свойств почв.

В соответствии с современными представлениями о почве как особом типе сложных иерархических и многоуровневых систем одним из наиболее перспективных подходов является структурно-системный. В последние десятилетия он широко применяется при изучении закономерностей организации почв на различных уровнях, начиная с почвенных ареалов и заканчивая вещественно-фазовым уровнем, основными объектами которого являются компоненты индивидуальных почвенных фаз (Орлов, Воробьева, 1982; Розанов, 1983; Мотузова, 1999; Соколова, Трофимов, 2009; Трофимов, Караванова, 2009).

Под калийной системой (как частного случая систем) в настоящей работе понимается иерархически связанная и внутренне упорядоченная совокупность калийсодержащих компонентов почвы, характером функционирования которой является калийное состояние

почв, обусловленное дифференциацией вещества в ходе почвообразования и в результате геохимических реакций. Калийное состояние почв может быть охарактеризовано набором различных показателей. Для объективной характеристики калийного статуса почв определяющее значение имеет система оценочных показателей, которые предусматривают одновременное использование параметров, характеризующих как валовое содержание калия и количественный состав форм и запасов данного элемента (экстенсивные показатели), так и термодинамических параметров, определяющих мобилизационные способности почвы – активность ионов калия, калийный потенциал, потенциальная буферная способность почв в отношении калия (интенсивные показатели).

3.1. Валовой калий и его связь с минералогическим составом почв

Калий и натрий – щелочные металлы и по своим химическим свойствам чрезвычайно близки между собой, однако в распределении этих элементов по гранулометрическим фракциям и по профилю почв наблюдаются существенные различия. Они обусловлены особенностями геохимии данных элементов и неодинаковой ролью в геологическом круговороте. Так как отделение калия от натрия начинается уже на первых стадиях выветривания (Красинцева, 1962; Добровольский, 1998, 2002), то по мере прохождения различных стадий натрий выносится из пород значительно быстрее, чем калий. Другими словами, калий активно сорбируется тонкодисперсными минеральными системами суши (биологический захват), а натрий, имеющий более высокую энергию гидратации, сорбируется слабо. В результате этого для натрия характерна миграция в водных растворах, для калия – закрепление во вторичных алюмосиликатах и органическом веществе. Сказанное, как будет показано далее, и определяет содержание и характер накопления калия в почвах, а также обуславливает дифференциацию этого элемента по гранулометрическим фракциям почв.

Содержание и распределение валового калия в почвах определяются, главным образом, минералогическим составом почвообразующих пород, возрастом почв, элементарными процессами почвообразования и гранулометрическим составом. Сопряженное изуче-

ние минералогического состава почв, содержания и соотношения валового калия в почвах различного типа почвообразования и их гранулометрических фракциях позволит не только оценить значение этого элемента с биологической и агрохимической точек зрения, но и даст представление о геохимической роли калия в процессах выветривания и почвообразования. В этом аспекте вопрос о содержании валового калия в почвах данного региона требует более детального освещения.

Содержание валового калия в автоморфных почвах, развитых на лессовидных суглинках, высокое (табл. 3.1), что объясняется значительным количеством первичных (калиевые полевые шпаты) и вторичных (гидрослюды) калийсодержащих минералов.

Таблица 3.1. Вариационно-статистические показатели содержания валового калия в гумусовых горизонтах автоморфных почв, %

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	K _э
Дерново-подзолистые	12	1,73±0,04	0,13	7,5	1,01
Светло-серые лесные	10	1,55±0,04	0,12	7,7	0,95
Серые лесные	15	1,70±0,05	0,19	11,2	0,95
Темно-серые лесные	11	1,82±0,03	0,11	6,0	1,02
Черноземы оподзоленные	7	1,93±0,04	0,09	4,4	1,18
Черноземы выщелоченные	10	2,02±0,02	0,07	3,5	1,06
Черноземы обыкновенные	5	2,25±0,04	0,09	4,0	1,10
Черноземы южные	4	2,12±0,02	0,04	2,0	1,21

Таблица 3.2. Химический состав лессовидных суглинков и их гранулометрических фракций, % на прокаленную бескарбонатную навеску (n=6)

Компонент валового состава	Фракции, мм				Порода в целом
	< 0,001	0,001–0,005	0,005–0,01	0,01–0,1	
	M±m				
ППП	8,63±0,14	8,02±0,30	0,63±0,02	0,58±0,04	3,16±0,61
SiO ₂	57,28±0,29	70,92±0,23	80,91±0,23	86,61±0,49	72,45±0,74
Al ₂ O ₃	24,44±0,18	14,37±0,20	9,65±0,22	6,42±0,54	13,72±0,66
Fe ₂ O ₃	10,89±0,09	9,12±0,14	4,37±0,23	2,66±0,07	5,61±0,14
CaO	0,92±0,03	1,21±0,12	1,78±0,05	3,00±0,19	2,11±0,11
MgO	2,75±0,09	2,02±0,02	1,41±0,02	0,59±0,02	1,53±0,06
K ₂ O	2,82±0,02	2,81±0,00	1,53±0,01	1,42±0,01	1,76±0,06
Na ₂ O	0,42±0,00	1,04±0,02	1,41±0,06	1,63±0,03	1,10±0,04
R ₂ O ₃	0,16±0,01	0,17±0,01	0,11±0,00	0,03±0,00	0,09±0,01
SiO ₂ /R ₂ O ₃	3,10	5,97	11,70	19,50	7,17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,98	8,38	14,26	22,95	8,98
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	14,04	20,72	49,41	86,96	34,40

Таблица 3.3. Оценка достоверности различий содержания валового калия в его форм в различных почвах

Валовой	Негидролизуемый	Гидролизуемый 10 % HCl	Гидролизуемый 2 н. HCl	Обменный	Водорас- творимый
Дерново-подзолистые – светло-серые лесные Fst = {4,3–8,1–14,8}					
12,3	18,8	6,9	1,9	0,3	0,2
Светло-серые лесные – серые лесные Fst = {4,3–7,9–14,2}					
5,3	2,2	44,0	27,4	2,7	0,2
Серые лесные – темно-серые лесные Fst = {4,3–7,8–14,0}					
3,8	0,1	147,2	29,9	24,1	6,7
Темно-серые – черноземы выщелоченные Fst = {4,4–8,1–15,2}					
21,6	0,1	184,9	43,7	1,6	3,0
Дерново-подзолистые – серые лесные Fst = {4,2–7,8–13,9}					
0,2	7,5	67,3	14,2	4,1	0,8
Серые лесные – черноземы выщелоченные Fst = {4,3–7,9–14,2}					
24,6	0,01	891,5	159,5	28,5	15,0
Дерново-подзолистые – черноземы выщелоченные Fst = {4,3–8,1–14,8}					
38,0	8,3	1715,0	160,0	62,2	16,8
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые – легкосуглинистые Fst = {4,5–8,7–16,6}					
20,9	15,4	5,4	32,4	7,4	3,8
Легкосуглинистые – супесчаные Fst = {5,1–10,6–22,9}					
14,2	16,4	8,2	4,0	23,0	8,5
Тяжелосуглинистые – супесчаные Fst = {4,5–8,5–16,1}					
100	52,8	11,4	51,4	16,3	16,9
Серые лесные пахотные – целинные Fst = {4,2–7,6–13,5}					
0,2	2,8	2,2	3,8	2,8	1,3

Примечание. Fst – стандартное значение критерия Фишера.

Величина валового калия в изученных почвах близка к содержанию этого элемента в аналогичных почвах, развитых на лессовидных суглинках европейской части России (Абызов, 1965; Адерихин, Беляев, 1973; Перевалов, Поддубный, 1977; Градусов, Яковлева, 1997; Минеев, 1999; Шаймухаметов, Травникова, 2000). Макси-

мальные и минимальные величины среднего содержания валового калия колеблются в довольно узком интервале. Общее содержание калия в материнских породах составляет 1,63–2,03 %, что подтверждается близостью химико-минералогического состава почвообразующих пород (табл. 3.2)

При условии относительной однородности минералогического, химического и гранулометрического состава почвообразующих пород почвы изученного ряда имеют некоторые различия в содержании и характере распределения валового калия, что является, по-видимому, следствием почвообразовательного процесса. Для суждения о достоверности различия по содержанию валового калия отдельных типов и подтипов почв, а также генетических горизонтов дана оценка средних величин (табл. 3.3) на основе критерия Фишера.

О наличии биогенной аккумуляции судили по накоплению валового калия в гумусовом горизонте по сравнению с материнской породой (в серых лесных и дерново-подзолистых почвах горизонт С принят условно за материнскую породу в связи с глубокой промытостью профиля от карбонатов), элювиальности – по выносу калия из горизонтов A_2 , A_1A_2 , АВ, иллювиальности – по накоплению калия в иллювиальном горизонте В.

Между рассматриваемыми дерново-подзолистыми, серыми лесными почвами и черноземами при обычном способе сравнительно-аналитического анализа различия по содержанию валового калия недостаточно четкие. Однако определение достоверности различий по этому признаку между типами почв позволило выявить с высокой степенью надежности существенное различие в содержании валового калия между серыми лесными почвами и черноземами, с одной стороны, и между дерново-подзолистыми почвами и черноземами – другой. В типе серых лесных почв достоверным оказалось различие между подтипами светло-серых и серых лесных почв.

Распределение валового калия по профилю почв определяется содержанием и распределением первичных и вторичных калийсодержащих минералов и характером проявления почвообразовательного процесса (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Содержание и распределение валового калия в профиле автоморфных почв, %

Горизонт	Глубина, см	M \pm m	K _{эк}	$\pm\delta$	V, %
1	2	3	4	5	6
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n = 12					
A ₁	4-14	1,73 \pm 0,04	1,01	0,13	7,5
A ₂	16-26	1,78 \pm 0,04	1,04	0,14	7,9
A ₂ B ₁	35-45	1,80 \pm 0,05	1,05	0,16	8,9
B ₁	68-78	1,86 \pm 0,03	1,09	0,11	5,9
B ₂	107-117	1,85 \pm 0,05	1,08	0,19	10,3
BC	160-170	1,78 \pm 0,06	1,04	0,20	11,2
C	200-210	1,71 \pm 0,07	1,00	0,24	14,0
Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10					
A ₁	0-10	1,55 \pm 0,04	0,95	0,12	7,7
A ₁ A ₂	22-32	1,52 \pm 0,03	0,93	0,10	6,6
A ₂ B ₁	40-50	1,55 \pm 0,03	0,95	0,08	5,2
B ₁	65-75	1,63 \pm 0,04	1,00	0,12	7,4
B ₂	90-100	1,67 \pm 0,06	1,02	0,19	11,4
B ₃	120-130	1,66 \pm 0,06	1,04	0,20	12,1
BC	145-155	1,64 \pm 0,05	1,00	0,15	9,2
C	170-180	1,63 \pm 0,04	1,00	0,14	8,6
Серые лесные тяжелосуглинистые, n = 15					
A ₁	0-10	1,70 \pm 0,05	0,95	0,19	11,2
A ₁ A ₂	28-38	1,67 \pm 0,03	0,93	0,10	6,0
A ₂ B ₁	43-53	1,68 \pm 0,03	0,95	0,12	7,1
B ₁	60-70	1,71 \pm 0,03	1,00	0,11	6,4
B ₂	80-90	1,76 \pm 0,04	1,02	0,14	8,0
B ₃	110-120	1,71 \pm 0,04	1,02	0,15	8,8
BC	140-150	1,68 \pm 0,04	1,01	0,16	9,5
C _к	165-175	1,66 \pm 0,04	1,00	0,15	9,0
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 11					
A ₁	0-10	1,82 \pm 0,03	1,02	0,11	6,0
A ₁	10-20	1,77 \pm 0,03	1,01	0,16	9,0
A ₁ A ₂	30-40	1,70 \pm 0,03	1,01	0,11	6,5
A ₂ B ₁	45-55	1,69 \pm 0,03	1,03	0,09	5,3
B ₁	65-75	1,74 \pm 0,03	1,06	0,09	5,2
B ₂	90-100	1,76 \pm 0,04	1,03	0,12	6,8
BC _к	120-130	1,75 \pm 0,05	1,03	0,15	8,6
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	1,93 \pm 0,04	1,18	0,09	4,4
A	10-20	1,85 \pm 0,03	1,13	0,06	3,4
AB	35-45	1,69 \pm 0,02	1,04	0,04	2,4
B ₁	65-75	1,74 \pm 0,04	1,07	0,09	5,2
B ₂	100-110	1,71 \pm 0,05	1,05	0,12	6,9
BC	130-140	1,64 \pm 0,03	1,01	0,07	4,5
C _к	185-195	1,63 \pm 0,03	1,00	0,07	4,5

Продолжение табл. 3.4

1	2	3	4	5	6
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, $n = 10$					
A	0-10	2,00±0,02	1,06	0,07	3,5
A	20-30	1,95±0,01	1,03	0,04	2,1
AB	45-55	1,90±0,03	1,01	0,09	4,7
B	70-80	1,87±0,04	0,99	0,12	6,4
BC _x	100-110	1,89±0,03	1,00	0,11	5,8
C _x	145-155	1,89±0,03	1,00	0,09	4,8
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, $n = 5$					
A	0-10	2,25±0,04	1,11	0,09	4,0
A	20-30	2,22±0,06	1,09	0,14	6,4
AB _x	45-55	2,17±0,09	1,07	0,21	9,9
B _x	70-80	2,11±0,09	1,04	0,20	9,6
BC _x	110-120	2,03±0,08	1,00	0,19	9,2
C _x	150-160	2,03±0,07	1,00	0,15	7,4
Черноземы южные тяжелосуглинистые, $n = 4$					
A _x	0-10	2,12±0,02	1,21	0,04	2,0
AB _x	25-35	2,02±0,02	1,15	0,04	1,9
B _x	60-70	2,96±0,04	1,69	0,09	4,4
BC _x	90-100	1,88±0,03	1,07	0,06	3,3
C _x	140-150	1,75±0,05	1,00	0,10	5,8

В иллювиальных горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв, по сравнению с элювиальными, наблюдается некоторое увеличение валового калия, о чем свидетельствуют значения элювиально-аккумулятивных коэффициентов. Однако ярко выраженного элювиально-иллювиального характера распределения валового калия по профилю этих почв выявить не удалось.

Значительный интерес представляет тот факт, что в дерново-подзолистых почвах элювиальный горизонт A₂, который является обедненным по сравнению с перегнойно-аккумулятивным в отношении многих компонентов валового состава, существенно не отличается или содержит даже больше валового калия, чем горизонт A₁. Такое своеобразное распределение валового калия в профиле почв связано с минералогическим составом горизонта, в частности со значительным содержанием первичных и вторичных калийсодержащих минералов – калиевых полевых шпатов, слюд, гидрослюд.

В черноземных почвах наблюдается постепенное уменьшение средней величины валового калия в материнской породе. Повышенные значения элювиально-аккумулятивных коэффициентов в верхних гумусовых горизонтах черноземов указывают на накопление

этого элемента в гумусовом горизонте по сравнению с материнской породой, однако достоверная аккумуляция калия в перегнойно-аккумулятивном горизонте отмечается только для черноземных почв.

В литературе накопление валового калия объясняется его биологической аккумуляцией. Отмирание корневой системы травянистой растительности ведет к ежегодному поступлению в почву значительного количества органического вещества, которое подвергается разложению. Вместе с ним поступает в почву и калий. При среднем содержании калия в хвое сосны и ели 6,5 %, в листьях бука – 15 %, в золе травянистой растительности – 20 % количество поступающего в почву калия соответственно составит 2–9, 16–30 и 25–50 кг/га (Ковда, 1956). Так как калий в растительных остатках находится в форме растворимых соединений, то основная часть его выщелачивается и энергично поглощается илистой фракцией верхнего горизонта почвы. Поглощение корнями калия происходит из всей почвенной массы, а освобождение – преимущественно в верхнем горизонте. После минерализации остатков растений здесь аккумулируются такие элементы, как калий, т.е. те, у которых коэффициент биологического поглощения превышает единицу.

Биогенная аккумуляция и последующая фиксация, таким образом, препятствуют выщелачиванию химических элементов, в том числе калия. Как указывает А.И. Перельман (1989), в этом заключается механизм обратной биокосной связи, способствующей стабилизации химического состояния почвы. Биогенное накопление калия особенно выражено в почвах с пышной травянистой растительностью и сравнительно слабым выщелачиванием. К таким почвам относятся черноземы. Роль биологического фактора в накоплении калия верхними горизонтами черноземных почв Западной Сибири отмечалась и ранее (Горшенин, 1955). Почвы, более или менее интенсивно промываемые, в верхних горизонтах обеднены калием, кальцием, магнием и другими легкоподвижными элементами. Таковы исследованные дерново-подзолистые и серые лесные почвы.

Совершенно очевидно, что неодинаковое распределение валового калия по генетическим горизонтам дерново-подзолистых, серых лесных и черноземных почв указывает в какой-то мере на различные условия генезиса и эволюции этих почв. Так, формирование калийного профиля дерново-подзолистых и серых лесных почв протекало

под влиянием двух противоположных процессов. С одной стороны, происходило биологическое накопление этого элемента в верхнем горизонте, а с другой – под влиянием промывного режима этих почв осуществлялось перемещение калия сверху вниз. При этом процесс перемещения данного элемента у дерново-подзолистых, светло-серых лесных почв протекает, как указывает П.Г. Адерихин (1968), более интенсивно, чем у серых и темно-серых лесных. В черноземах в ходе почвообразования происходило непрерывное биологическое накопление калия в аккумулятивных горизонтах, вследствие чего наблюдается максимум калия в горизонте А.

Не отрицая роли биологической аккумуляции в увеличении количества валового калия в перегнойно-аккумулятивном горизонте черноземов, следует отметить, что важное значение при этом имеет и повышенное содержание здесь гидрослюд. Накопление гидрослюд в верхних горизонтах черноземов (Чижикова, 1974, 2002) происходит в результате аградационных изменений смектитовых структур. «Иллитизация» набухающих минералов осуществляется в результате фиксации биогенного калия, ежегодное поступление которого в поверхностные горизонты черноземов достигает 100 кг/га (Базилевич, 1962). Подобное увеличение содержания гидрослюды происходит и в верхних горизонтах исследованных черноземов, что, естественно, влечет за собой увеличение валового калия как в илистой фракции, так и в почве в целом.

В пределах одного типа или подтипа почв колебания в содержании валового калия в аккумулятивно-гумусовом горизонте небольшие. Об этом свидетельствуют невысокие значения коэффициентов вариации (см. табл. 3.4). Однако в средней и нижней части почвенного профиля степень вариабельности содержания валового калия увеличивается по сравнению с верхними горизонтами и составляет 4–14 %. Значительное варьирование содержания валового калия наблюдается в дерново-подзолистых и серых лесных почвах. Менее всего варьирование этого признака выражено в черноземах, что в определенной мере подтверждает особенность процесса черноземообразования – отсутствие существенных изменений валового состава алюмосиликатной части и слабую дифференцированность их профиля.

В своеобразных биоклиматических условиях Западной Сибири, где на отдельных почвах калий переходит в разряд элементов, лим-

тирующих урожайность агроценозов, большое значение имеет выяснение вопросов, связанных с трансформацией калийных соединений не только в почвах автономных ландшафтов, но и геохимически подчиненных – супераквальных и субаквальных, широко распространенных на данной территории. Важнейшим генетическим отличием этих почв от автоморфных, в какой-то степени влияющим на калийное состояние почв, является наличие процессов гидрогенной аккумуляции и аккумуляции жидкого и твердого стока.

Как показывают исследования, содержание валового калия в полугидроморфных и гидроморфных почвах, также как и в автоморфных, сравнительно высокое (табл. 3.5).

Таблица 3.5. Вариационно-статистические показатели содержания валового калия в гумусовых горизонтах полугидроморфных и гидроморфных почв, %

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	K _м
Лугово-черноземные	5	1,97±0,03	0,07	3,4	1,08
Луговые	5	2,05±0,05	0,05	2,3	1,07
Лугово-болотные	3	0,35±0,04	0,07	20,1	0,26
Солонцы	4	1,94±0,03	0,08	4,3	1,13
Солончаки	3	1,89±0,02	0,03	1,6	1,01
Солоди	3	1,98±0,04	0,07	3,8	1,11

Максимальные и минимальные величины валового калия исследованного ряда почв варьируют в довольно узком интервале, что свидетельствует об однотипности минералогического состава почвообразующих пород и слабой роли процессов гидрогенной аккумуляции калия.

Наблюдается количественная зависимость между содержанием валового калия и содержанием фракции физической глины. Особенно хорошо выражена эта зависимость в луговых почвах, солонцах и луговых солончаках. Распределение валового калия по профилю почв довольно равномерное, однако в верхних горизонтах лугово-черноземных почв наблюдается его увеличение по сравнению с материнской породой, о чём свидетельствуют элювиально-аккумулятивные коэффициенты, указывающие на относительное накопление калия (табл. 3.6).

Таблица 3.6. Содержание и распределение валового калия в профиле полугидроморфных и гидроморфных почв, %

Горизонт	Глубина, см	M±m	K _{ка}	±δ	V, %
Лугово-черноземные, n = 5					
A	0-10	1,97±0,03	1,08	0,07	3,4
A	20-30	1,88±0,06	1,03	0,12	6,4
AB	40-50	1,89±0,38	1,03	0,17	8,9
B _{1кг}	65-75	1,87±0,07	1,02	0,15	8,0
B _{2кг}	80-90	1,84±0,04	1,00	0,09	4,7
BC _{кг}	125-135	1,87±0,03	1,02	0,08	4,3
C _{кг}	160-170	1,83±0,03	1,00	0,08	4,7
Луговые, n = 5					
A	0-10	2,05±0,02	1,07	0,05	2,3
A _{FC}	10-20	1,99±0,05	1,04	0,12	6,1
AB _{FCg}	45-55	2,01±0,06	1,05	0,13	6,5
B _{FCg}	70-80	1,98±0,05	1,03	0,12	6,2
BC _{FCg}	90-100	1,93±0,06	1,00	0,14	7,4
C _{FCg}	105-115	1,92±0,05	1,00	0,12	6,1
Лугово-болотные, n = 3					
A _{FCg}	0-10	0,35±0,04	0,26	0,07	20,1
AB _{FCg}	30-40	1,16±0,03	0,87	0,05	4,1
B _{FCg}	50-60	1,27±0,01	0,95	0,01	0,8
C _{FCg}	90-100	1,33±0,05	1,00	0,09	6,8
Солонцы черноземно-луговые, n = 4					
A	5-15	1,94±0,03	1,13	0,08	4,3
B ₁	25-35	1,89±0,09	1,10	0,20	10,6
B _{2x}	40-50	1,96±0,18	1,14	0,41	20,9
BC _x	70-80	1,78±0,07	1,03	0,17	9,4
C _{FCg}	100-110	1,72±0,07	1,00	0,17	9,7
Солончаки луговые, n = 3					
A _x	0-10	1,89±0,02	1,01	0,03	1,6
B _{1x}	10-20	2,04±0,04	1,09	0,07	3,5
B _{2x}	20-30	2,13±0,06	1,14	0,10	4,7
B _{3кг}	40-50	1,85±0,03	0,99	0,06	3,5
BC _{кг}	60-70	1,87±0,02	1,00	0,04	2,3
Солоди луговые, n = 3					
A ₁	0-8	1,98±0,04	1,11	0,07	3,8
A ₂	8-16	1,90±0,11	1,06	0,19	10,0
B ₁	25-35	1,91±0,16	1,07	0,28	14,5
B ₂	50-60	1,84±0,08	1,03	0,14	7,5
BC	80-90	1,79±0,09	1,00	0,16	9,1
C _x	120-130	1,79±0,05	1,00	0,09	5,3

Как известно, такое накопление калия связывают с биологической аккумуляцией. Подобный тип распределения валового калия был отмечен нами ранее (Середина, 1984) для почв автоморфного

почвообразования, в частности, выщелоченных черноземов Преддальнейшей почвенной провинции. Это объясняется тем (Чижикова, 1968; Корнблум и др., 1972; Генезис, эволюция..., 1988), что в минералогическом составе илистой фракции отложений пониженных равнин (с преобладанием в них циркулирующих растворов, содержащих кальций и магний) возможны трансформационные преобразования смектитовых минералов в гидрослюды, так называемый процесс «иллитизации» набухающих минералов в результате необменной фиксации калия, и более энергичный процесс гидратации слюд. При активизации процессов осолонцевания – осолодения вероятны деградиционные преобразования слюдистых пакетов в монтмориллонитовые структуры вследствие выщелачивания калия из хлоритов при разрушении бруситовых прослоек.

Элювиально-иллювиальный профиль глинистого материала в полугидроморфных солонцах формируется вследствие того, что в элювиальных горизонтах происходят деградиционные преобразования слюдистых пакетов в монтмориллонитовые структуры вследствие выщелачивания калия (Чижикова и др., 1974). Под воздействием агрессивных растворов происходит лептизация и диспергация слюда-монтмориллонитовых смешанослойных образований и вынос их с нисходящими токами в иллювиальные горизонты. Описанный механизм дифференциации глинистых материалов в профиле солонцов помогает понять, какие причины обуславливают увеличение содержания валового калия в иллювиальных горизонтах солонцов. Увеличение содержания ила в солонцовом горизонте по сравнению с надсолонцовым, происходящим вследствие некоторого выноса продуктов разрушения из горизонта А в горизонт В, отражается и на повышении содержания валового калия в иллювиально-глинисто-гумусовом горизонте.

Специфичность поймы как природной системы, в отличие от водораздельной территории, состоит не только и не столько в пространственной и временной неоднородности литолого-морфологических образований и периодическом проявлении аллювиальности и поемности, сколько в существовании сложных временных взаимозависимостей процессов современного формирования поймы и прошлых (реликтовых и предшествующих) процессов, овеященных в развивающейся материальной субстанции. С этих позиций исследования аллювиальных почв представляют особую сложность,

так как они, являясь активным компонентом поймы, представляют собой результат как самого процесса поймообразования, так и в известной степени и его причину (Шепелев, Шепелева, 1995).

Содержание валового калия, а также отдельных его форм обусловливается в основном качественным и количественным составом современных взвешенных аллювиальных наносов, в составе которых он попадает в поймы рек и представляет собой продукты разрушения первичных и вторичных минералов рыхлых четвертичных отложений бассейна р. Оби. Совершенно очевидно, что содержание валового калия аллювиальных почв будет в значительной мере определяться степенью выраженности поемных и аллювиальных процессов, их минералогическим и гранулометрическим составом, обуславливающими специфику пойменного почвообразования.

В связи с этим представляется необходимым выявить закономерности изменения гранулометрического состава аллювиальных почв различных частей поймы (табл. 3.7).

Таблица 3.7. Гранулометрический состав аллювиальных почв

Горизонт	Глубина, см	Потеря от HCl, %	Размер фракций, мм, содержание, %						
			1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Аллювиальная дерново-слоистая, р. 85									
A _{пах}	0-16	Не опр.	0,43	46,05	26,30	6,98	11,24	9,00	27,22
A _{а/пах}	18-28	“	0,82	45,60	28,10	4,22	9,38	11,88	25,48
AB _{1g}	33-43	“	0,78	48,15	31,85	7,00	4,54	7,68	19,22
A ^I _h	50-60	“	0,28	37,00	35,00	9,20	7,40	11,12	27,72
A ^{II} _h	70-80	“	0,36	48,70	23,40	13,70	2,30	11,54	27,54
B _{1g}	100-110	“	0,26	70,64	13,70	3,00	1,60	10,80	15,40
B _{2g}	125-135	“	0,25	59,45	19,19	2,41	8,53	10,17	19,21
D	165-175	“	0,35	26,96	48,70	3,00	8,80	12,19	18,70
Аллювиальная луговая, р. 68									
A _{пах}	0-18	Не опр.	0,58	21,32	34,20	16,45	10,87	16,58	43,90
A _{а/пах}	20-30	“	0,36	32,22	33,20	5,41	11,91	16,90	34,22
AB _к	40-50	“	0,10	19,20	39,10	7,50	18,30	15,80	41,60

Продолжение табл. 3.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
A _b	85-95	“	0,62	21,80	10,80	15,08	35,54	16,16	66,78
AB _h	107-117	“	0,35	34,65	22,51	9,12	21,13	12,24	42,49
B _g	125-136	“	0,19	51,71	28,10	2,90	6,10	11,00	20,00
D	150-160	“	0,30	32,09	37,00	8,50	11,01	11,10	30,61
Аллювиальная луговая, р. 44									
A ^I _г	0-10	Не опр.	24,93	18,99	25,24	16,72	8,04	6,08	30,84
A ^{II} _г	18-28	“	34,20	20,72	13,20	16,24	8,84	6,80	31,88
A ^{III} _г	37-47	“	30,55	24,28	13,17	18,86	8,64	4,50	32,00
AB _г	67-77	“	5,82	29,68	15,06	21,12	11,644	16,68	49,48
B _{1FCg}	85-95	“	1,20	22,08	26,44	16,32	14,60	19,36	50,28
B _{2FCg}	105-115	“	0,25	28,76	29,31	11,28	16,00	14,40	41,68
D	140-150	“	0,25	12,56	74,99	1,48	6,72	6,72	12,20
Аллювиальная луговая, р. 41									
A ^I	5-15	Не опр.	24,63	18,87	13,02	16,36	16,84	10,28	43,48
A ^{II} _г	24-34	“	32,69	1,79	22,04	15,28	11,08	17,12	43,48
A ^{III} _г	45-55	“	5,07	27,13	21,12	15,71	20,13	10,84	46,68
AB _{FCg}	65-75	“	4,32	32,76	20,52	12,60	23,40	6,40	42,40
B _{1FCg}	90-100	“	1,39	33,04	18,05	13,28	11,40	22,84	47,52
B _{2FCg}	125-135	“	0,56	40,44	26,64	5,88	6,76	19,72	32,36
BC _{FCg}	155-165	“	0,31	40,76	24,53	8,16	9,72	16,52	34,40
Аллювиальная лугово-болотная, р. 29									
A ^I _г	0-10	Не опр.	39,27	14,19	11,69	10,12	13,26	11,47	34,89
A ^{II} _г	11-21	“	40,45	13,36	15,03	11,16	10,24	9,76	31,16
AB _{FCg}	27-37	“	16,57	31,61	14,98	12,92	12,64	11,28	36,84
B _{FCg}	50-60	“	0,49	26,32	9,63	17,28	29,28	17,00	63,56
B _{FCg}	73-83	“	2,04	0,52	25,12	23,20	23,48	25,64	72,32
Аллювиальная болотная иловато-торфяно-глеевая, р. 26									
A _{0A1}	0-12	Не опр.	4,48	9,17	25,32	5,42	20,03	25,11	50,56
B _г	70-80	“	7,18	3,64	24,54	8,44	16,60	32,57	57,61
BC _г	100-110	“	0,20	0,69	21,47	15,00	19,53	39,76	74,29

Гранулометрический состав аллювиальных почв тесно связан со скоростью движения воды во время весеннего разлива: чем больше скорость течения, тем крупнее размер оседающих частиц. По мере замедления скорости происходит выпадение частиц меньшего диаметра. Установлено, что скорость потока падает по мере удаления от русла к области притеррасной поймы. Поэтому большое влияние на характер аллювия и его состав оказывает удаленность той или иной части поймы от русла реки. В прирусловой части поймы оседают песчаные частицы с преобладанием фракции мелкого песка. В области центральной и притеррасной пойм, где скорость водного по-

тока становится медленнее и увеличивается длительность затопления, аллювиальные наносы приобретают тяжелый гранулометрический состав, представленный преимущественно пылеватыми и илистыми частицами.

Отмеченная закономерность в отложении аллювия определяет особенности гранулометрического состава аллювиальных почв отдельных частей поймы. Так, почвы прирусловой поймы (р. 18), а также переходной части от прирусловой к центральной пойме (р. 85) характеризуются супесчаным и легкосуглинистым гранулометрическим составом. Почвы центральной поймы, а также притеррасной относятся в основном к тяжелосуглинистым разновидностям.

В зависимости от условий весеннего паводка скорость потока воды и длительность затопления на одних и тех же участках поймы будут различными. В связи с этим в профиле исследуемых аллювиальных почв часто наблюдается изменение гранулометрического состава: суглинистые отложения сменяются песчаными и наоборот. Особенности изменения гранулометрического состава почв основных геоморфологических частей поймы, а также резкие различия в гранулометрическом составе профиля аллювиальных почв оказывают существенное влияние на содержание и характер распределения валового калия и его форм как в латеральном (табл. 3.8), так и в радиальном (табл. 3.9) направлениях.

Таблица 3.8. Вариационно-статистические показатели содержания валового калия в гумусовых горизонтах аллювиальных почв, %

Почвы	<i>n</i>	$M \pm m$	$\pm \delta$	<i>K</i> , %	K_m
Дерново-слоистые	4	1,31±0,15	0,31	23,7	1,21
Луговые	8	1,68±0,08	0,22	13,4	1,21
Лугово-болотные	3	1,31±0,25	0,42	32,1	0,81

Содержание валового калия в аллювиальных почвах р. Оби варьирует в широких пределах, что связано с неоднородностью их гранулометрического и минералогического состава (табл. 3.9).

Наиболее резкие различия наблюдаются между аллювиальными почвами, сформированными на песчаных и суглинистых отложениях. Аллювиальные дерново-слоистые почвы, приуроченные к прирусловой пойме, содержат в верхнем горизонте всего 0,93 % валового калия. Большой аккумуляцией калия (1,53 %) отличаются аллю-

виальные луговые почвы, занимающие равнинные участки прирусловой поймы или переходные к центральной пойме.

Таблица 3.9. Содержание и распределение валового калия в профиле аллювиальных почв, %

Горизонт	Глубина, см	M±m	K _{ка}	±δ	V, %
Дерново-слоистые, n = 4					
A _д	0-10	1,31±0,15	1,21	0,31	23,7
I	10-20	1,35±0,17	1,25	0,34	25,3
II	32-42	1,41±0,21	1,30	0,42	29,6
III	50-60	1,32±0,25	1,22	0,50	38,3
IV	70-80	1,39±0,29	1,29	0,59	42,7
V	100-110	1,34±0,14	1,24	0,29	21,4
VI	125-135	1,45±0,18	1,34	0,34	23,5
VII	155-165	1,25±0,18	1,16	0,37	29,5
D	165-170	1,08±0,24	1,00	0,48	44,9
Луговые, n = 8					
A'	0-10	1,68±0,08	1,21	0,22	23,7
A' _г	15-25	1,59±0,09	1,21	0,26	16,3
AB _г	30-40	1,49±0,10	1,04	0,28	19,4
AB _г	50-60	1,48±0,13	1,06	0,36	24,1
A _h	67-77	1,49±0,11	1,06	0,30	20,3
B _г	85-95	1,45±0,10	1,03	0,29	20,0
B _г	105-115	1,42±0,09	1,01	0,24	17,1
D	150-160	1,40±0,04	1,00	0,08	5,7
Лугово-болотные, n = 3					
A' _г	0-10	1,31±0,25	0,81	0,42	32,1
A' _г	12-24	1,37±0,13	0,84	0,22	15,9
AB _{FCg}	30-40	1,53±0,26	0,94	0,45	29,4
B _{FCg}	55-65	1,56±0,28	0,96	0,48	30,8
B _{FCg}	70-80	1,51±0,25	0,93	0,43	28,4
C _{FCg}	100-110	1,62±0,27	1,00	0,47	29,2

По мере утяжеления гранулометрического состава аллювиальных отложений при продвижении от прирусловой поймы к центральной содержание калия постепенно увеличивается. Такая закономерность прослеживается как в аллювиальных почвах южного, так среднего и северного отрезков р. Оби. Почвы центральной части поймы, представленные аллювиальными луговыми, отличаются высоким содержанием валового калия (1,68 %), величина которого сохраняется на таком уровне почти по всей глубине почвенного профиля.

Типичный для аллювиальных почв умеренного пояса процесс гидрослюдизации (иллитизации) монтмориллонитовых структур, обусловленный значительным содержанием калия в природных во-

дах и золе пойменной растительности и протекающий при слабокислый и нейтральной реакции среды, определяет стабильно повышенное содержание валового калия в гумусовых горизонтах пойменных почв и довольно высокие общие запасы калия почв центральной части поймы, колеблющиеся в пределах 159–174 т/га. Около половины всех запасов калия приходится на полуметровую толщу.

Для аллювиальных болотных почв, формирующихся в притеррасной части поймы р. Оби, характерно сочетание болотного процесса почвообразования с процессами затопления полыми водами. Особенностью этих почв является их высокая биогенность (Славнина и др., 1990). В связи с вышеотмеченными особенностями почв притеррасной части поймы находится содержание валового калия. Исследуемые аллювиальные лугово-болотные и болотные почвы характеризуются довольно низким содержанием данного элемента. В верхних горизонтах лугово-болотных почв количество валового калия в среднем составляет 1,31 %. Вниз по профилю вместе с утяжелением гранулометрического состава происходит значительное увеличение средних значений общего калия.

Профильное распределение валового калия аллювиальных почв зависит, прежде всего, от гранулометрического состава отдельных горизонтов и обогащенности их илистой фракцией. Почвы, сформированные на двухчленных отложениях, по содержанию и распределению валового калия дифференцируются на две толщи: верхнюю суглинистую, относительно обогащенную валовым калием, и нижнюю песчаную, в которой аккумулируется калия в 1,5–2,0 раза меньше. Для аллювиальных почв, сформированных на однородных суглинистых отложениях или песчано-суглинистых наносах, характерно равномерное распределение валового калия вниз по профилю, иногда с некоторым увеличением в нижних горизонтах.

Известно, что пойменные почвы и почвы водораздельных территорий отличаются по всему комплексу свойств. Специфика пойменного почвообразования, в отличие от зональных процессов, обусловлена поёмностью и аллювиальностью. В то же время аллювиальные почвы, в частности почвы центральных пойм, имеют некоторое сходство с почвами террас и водораздельных пространств, которое объясняется проявлением зонального почвообразования, изменением свойств поймы в ее различном течении, сходством кли-

матических условий, геохимической сопряженностью, генетическим родством почвообразующих пород.

Несмотря на принципиальное различие генезиса пойменных и сопредельных территорий, по содержанию валового калия аллювиальные почвы различных отрезков поймы р. Оби не имеют существенных отличий. Смена выщелоченных черноземов и темно-серых лесных почв, формирующихся на водораздельных пространствах бассейна южного отрезка р. Оби, серыми, светло-серыми, дерново-подзолистыми и подзолистыми почвами в бассейне ее среднего и северного отрезков, не оказывает заметного влияния на содержание валового калия и его форм. Полученные нами данные подтверждаются факторным анализом большого массива данных пойменных и сопредельных почв бассейна Средней Оби (Воробьев, Евдокимов, 2002). Очевидно, в этих условиях миграция калия осуществляется под воздействием природных вод, роль которых заключается в смыве верхних слоев почв бассейна и отложении аллювиальных наносов в пойме.

Несмотря на сказанное, в целом в содержании и профиле распределения валового калия не наблюдается четкой связи с типовой принадлежностью почв. Такой же вывод был сделан И.И. Снягиным (1940) для почв сероземной зоны, Т.П. Славниной (1949) – для лесостепных почв Томской области, И.Г. Абызовым (1965) – для почв Татарии, П.Г. Адерихиным, А.Б. Беляевым (1973) – для почв Центрально-черноземных областей, Е.Г. Пивоваровой (1990) – для почв умеренно засушливой и колочной степи Алтайского края, М.Ш. Шаймухаметовым, Л.С. Травниковой (2000) – для почв европейской территории России, Е.А. Жариковой (2006) – для почв равнинных территорий юга Дальнего Востока. Это объясняется, очевидно, тем, что и процессы биологической аккумуляции, и процессы вторичной фиксации калия в кристаллических решетках глинистых минералов ни по своей направленности, ни по интенсивности не укладываются в узкие рамки таксономического ранга – тип почвы.

Полученный материал по содержанию валового калия в почвах подтверждает вывод многих русских и зарубежных исследователей о том, что валовое содержание калия в почвах с сиаллитным характером выветривания весьма значительное. Тем не менее валовое содержание калия может рассматриваться для целей прогноза калийного питания растений лишь в качестве общего ориентира. Причина

заключается в том, что эффективное плодородие почв в отношении этого элемента часто не соответствует общему содержанию калия. Как показали результаты оценки достоверности различных форм калия, в почвах с одинаковым или даже большим содержанием валового калия может наблюдаться уменьшение его подвижных форм. Данное обстоятельство подтверждается отсутствием корреляции между валовым калием и его формами. Гораздо большее значение имеют различия в формах соединений этого элемента в почвах, соотношение которых определяется интенсивностью процессов выветривания первичных калийсодержащих минералов, скоростью и характером их трансформации во вторичные, составом и свойствами илстой фракции.

3.2. Формы калия и процессы их трансформации в почвах

Калий в почвах представлен, главным образом, минеральной формой. Лишь незначительная часть его находится в составе органических веществ и плазме микроорганизмов. Обобщая имеющиеся в научной литературе материалы и учитывая принципиальное сходство взглядов отдельных авторов (Важенин, Карасева, 1959; Пчелкин, 1966) в расчленении валового калия на его формы, мы сочли необходимым выделить следующие его группы: 1) калий нерастворимых алюмосиликатов, или негидролизуемый 10 % HCl (в дальнейшем для краткости изложения мы будем называть этот калий негидролизуемым); 2) необменный, в том числе фиксированный: а) гидролизуемый 10 % HCl (по Гедройцу), б) гидролизуемый 2 н. HCl (по Пчелкину); 3) обменный; 4) водорастворимый. В основу выделения данных форм калия положено отношение калия к различным реагентам, которое отражает степень доступности отдельных форм калия для питания растений (Горбунов, Воронина, 1968; Горбунов, 1969; Петербургский, Кузнецов, 1972). Следует иметь в виду, что определение необменного калия по методу В.У. Пчелкина (1966) действием 2 н. соляной кислоты предполагает извлечение более легкогидролизуемых соединений этого элемента из вторичных минералов.

Все вышеперечисленные фракции почвенного калия взаимно связаны между собой и в различной степени участвуют в питании растений. Даже калий кристаллической решетки минералов, например ортоклаза (если созданы условия для разрушения – измельчения

минерала до состояния пыли и ила, гидролиза и растворения частиц), может усваиваться растениями (Важенин, Карасева, 1959; Горбунов, Воронина, 1968), хотя в процессе питания они используют, прежде всего, наиболее подвижные его формы. Опыты С.А. Кудрина (1955) и Ф.В. Чирикова (1956) подтверждают положение о том, что увеличение дисперсности минералов способствует мобилизации калия негидролизующихся соединений. К такому же заключению приходит и В.В. Носов с соавт. (1997) при изучении влияния содержания и состава глинистого материала на калийное состояние дерново-подзолистых почв. На основании обработки большого массива информации методом многомерной статистики Б.П. Градусов и О.А. Яковлева (1997) пришли к выводу о том, что в дерново-подзолистых почвах источником обменного калия являются преимущественно грубозернистые фракции, при переходе к черноземным почвам доля их участия снижается, уступая место минералам илистой фракции.

Все формы калия в почве подвергаются постоянному изменению под влиянием физико-химических процессов и деятельности организмов, т.е. находятся в динамическом равновесии. Динамика этих процессов вызывает изменение соотношения между различными соединениями почвенного калия и обуславливает трансформацию одних соединений калия в другие, приводя к их перегруппировке. О том, что интенсивность и направленность почвообразовательных процессов существенным образом определяют содержание и подвижность отдельных форм калия, убедительно свидетельствуют многочисленные результаты неодинаковой эффективности калийных удобрений в агроценозах различных биоклиматических зон, в том числе и на территории Западной Сибири (Ковалев, Трофимов, 1968; Кочергин, 1968; Трофимов, 1968; Маслова, 1971; Синягин, 1974; Гамзиков и др., 1985; Жуков, 1985; Пивоварова, 1993; Титова, 2000; Якименко, 2003).

Как было показано выше, калий, усваиваемый растениями в первую очередь, сосредоточен в основном в илистой фракции. Однако известно, что в калийном питании принимают участие и крупные фракции. Поэтому калий, входящий в состав алюмосиликатов, представленных полевыми шпатами (ортоклаз и микроклин), может характеризовать потенциальные запасы доступных для растений соединений этого элемента. Абсолютные величины негидролизую-

Таблица 3.10. Вариационно-статистические показатели содержания негидролизующих форм калия в гумусовых горизонтах автоморфных почв, мг/100 г

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	% от валового
Негидролизующий 10 % НСI					
Дерново-подзолистые	12	1687±57	198	11,7	92,37
Светло-серые лесные	10	1393 ±37	116	8,3	89,87
Серые лесные	15	1488 ±48	186	12,5	87,53
Темно-серые лесные	11	1466 ±55	184	12,6	70,45
Черноземы оподзоленные	5	1548 ±43	97	6,3	80,20
Черноземы выщелоченные	10	1480 ±46	144	9,7	74,00
Черноземы обыкновенные	5	1746 ±38	85	4,9	77,60
Черноземы южные	4	1695 ±23	45	2,7	79,95
Гидролизующий 10 % НСI (по Гедройцу)					
Дерново-подзолистые	12	85,57±5,77	19,98	23,4	4,94
Светло-серые лесные	10	102,84± 3,03	9,57	9,3	6,63
Серые лесные	15	154,59 ± 6,31	24,43	15,8	9,09
Темно-серые лесные	11	277,25± 8,79	29,17	10,5	15,23
Черноземы оподзоленные	5	282,68± 7,00	15,69	5,6	14,64
Черноземы выщелоченные	10	418,54±6,12	19,34	4,6	20,93
Черноземы обыкновенные	5	347,83±25,57	57,28	16,5	15,46
Черноземы южные	4	302,18±7,13	14,27	4,7	14,25
Гидролизующий 2 н. НСI (по Пчелкину)					
Дерново-подзолистые	12	35,49±2,22	7,68	21,6	2,05
Светло-серые лесные	10	31,05 ±2,64	8,33	26,8	2,00
Серые лесные	15	44,41 ±1,30	5,03	3,3	2,61
Темно-серые лесные	11	56,86±2,14	7,09	12,5	3,12
Черноземы оподзоленные	5	76,96±2,09	4,68	6,0	3,99
Черноземы выщелоченные	10	79,86±3,03	9,59	12,0	3,99
Черноземы обыкновенные	5	123,82±4,62	10,34	8,3	5,50
Черноземы южные	4	98,72±3,49	6,98	7,1	5,84
Обменный (по Масловой)					
Дерново-подзолистые	12	10,09±1,11	3,84	38,1	0,58
Светло-серые лесные	10	10,83 ±0,72	2,26	20,9	0,70
Серые лесные	15	13,08 ±1,05	4,06	31,0	0,77
Темно-серые лесные	11	19,22 ±0,50	1,67	8,7	1,06
Черноземы оподзоленные	5	20,80±0,87	1,95	9,4	1,08
Черноземы выщелоченные	10	20,18±0,62	1,95	9,7	1,01
Черноземы обыкновенные	5	29,79±1,07	2,40	8,1	1,32
Черноземы южные	4	21,84±1,04	2,09	9,6	1,03
Водорастворимый					
Дерново-подзолистые	12	1,03±0,10	0,33	32,0	0,06
Светло-серые лесные	10	1,08 ±0,09	0,28	25,9	0,07
Серые лесные	15	1,13±0,07	0,27	23,9	0,07
Темно-серые лесные	11	1,37±0,06	0,20	14,6	0,08
Черноземы оподзоленные	5	1,39±0,03	0,07	5,42	0,07
Черноземы выщелоченные	10	1,54 ±0,09	0,27	17,5	0,08
Черноземы обыкновенные	5	1,77±0,07	0,17	9,8	0,08
Черноземы южные	4	2,18±0,14	0,29	13,2	0,10

мых форм калия (табл. 3.10) в автоморфных почвах, развитых на лессовидных суглинках, колеблются в достаточно широких пределах и составляют 70–92 % от валового содержания.

Источником негидролизующего калия в данных почвах являются полевые шпаты, сосредоточенные, главным образом, во фракции крупной пыли. Доля этой фракции в гранулометрическом составе почв, как показано ранее, уменьшается от дерново-подзолистых к черноземам. Параллельно уменьшается и содержание полевых шпатов (см. табл. 2.2). Этим и объясняется меньшее содержание негидролизующего калия в черноземах по сравнению с дерново-подзолистыми почвами.

В профильном распределении данной формы калия наблюдается обратная зависимость от содержания илистых частиц. В иллювиальных, обогащенных илом горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв происходит уменьшение калия нерастворимых алюмосиликатов и, наоборот, в черноземах наблюдается монотонность его распределения (табл. 3.11).

Таблица 3.11. Содержание и распределение негидролизующих форм калия в профиле автоморфных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	M±m	±δ	V, %	% от валового
1	2	3	4	5	6
<i>Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n = 12</i>					
A ₁	4–14	1687±57	198	11,7	92,37
A ₂	16–26	1663±39	136	8,2	93,43
A ₂ B ₁	35–45	1646±42	146	8,9	91,44
B ₁	68–78	1604±44	153	9,5	86,24
B ₂	107–117	1572±56	194	12,3	84,97
BC	160–170	1496±50	173	11,6	84,04
C	200–210	1451±57	198	13,7	84,85
<i>Дерново-подзолистые легкосуглинистые, n = 5</i>					
A ₁	4–14	1331±55	124	9,3	93,96
A ₂	22–32	1441±31	70	4,9	94,19
A ₂ B ₁	43–53	1337±52	117	8,5	91,19
B ₁	70–80	1426±32	72	5,1	86,42
B ₂	108–118	1372±43	96	7,0	85,22
B ₃	130–140	1364±34	77	5,7	84,20
BC	157–167	1326±58	130	9,8	83,92
C	187–197	1305±42	94	7,2	84,74

Продолжение табл. 3.11

1	2	3	4	5	6
Дерново-подзолистые супесчаные, n = 6					
A ₁	3-13	1103±33	82	7,4	93,47
A ₂	23-33	1069±56	138	13,0	93,77
A ₂ B ₁	40-50	1087±57	139	12,8	91,34
B ₁	60-70	1133±46	112	9,9	90,64
B ₂	90-100	1082±43	106	9,8	88,69
B ₃	130-140	1112±58	143	12,9	89,68
BC	170-180	1052±61	150	14,3	89,97
C	190-200	1062±76	187	17,6	90,77
Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10					
A ₁	0-10	1393 ±37	116	8,3	89,87
A ₁ A ₂	22-32	1377 ±29	93	6,8	90,59
A ₂ B ₁	40-50	1347±34	109	8,1	86,90
B ₁	65-75	1323 ±43	135	10,2	81,17
B ₂	90-100	1327 ±59	188	14,2	79,46
B ₃	120-130	1312 ±63	199	15,2	79,04
BC	145-155	1308 ±53	169	12,9	79,76
C _x	170-180	1271 ±34	108	8,5	77,98
Серые лесные тяжелосуглинистые, n = 15					
A ₁	0-10	1488±48	186	12,5	87,53
A ₁ A ₂	28-38	1502±25	97	6,5	89,94
A ₂ B ₁	43-53	1447±94	365	25,2	86,13
B ₁	60-70	1440±33	127	9,0	84,21
B ₂	80-90	1445±36	139	9,6	82,10
B ₃	110-120	1400±01	390	27,9	81,87
BC	140-150	1355±38	148	10,9	80,65
C _x	165-175	1338±38	147	11,0	80,60
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 11					
A ₁	0-10	1466±55	184	12,6	70,45
A ₁	10-20	1427±55	181	12,7	80,62
A ₁ A ₂	30-40	1359±31	103	7,6	79,94
A ₂ B ₁	45-55	1301±21	70	5,4	76,98
B ₁	65-75	1314±22	72	5,5	75,52
B ₂	90-100	1349±30	99	7,3	76,65
BC	120-130	1350±34	113	8,4	77,14
C _x	150-160	1336±28	94	7,0	76,84
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	1550±43	97	6,2	80,32
A	10-20	1495±41	91	6,1	80,81
AB	35-45	1331±30	68	5,1	78,76
B ₁	60-70	1386±39	88	6,3	79,65
B ₂	100-110	1361±37	82	6,0	79,57
BC	130-140	1291±26	58	4,5	78,69
C _x	185-195	1276±44	98	7,7	78,27

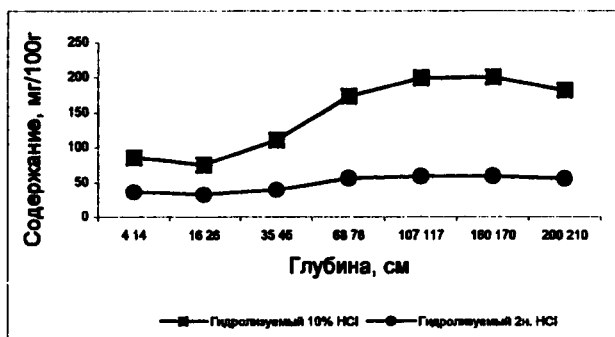
Окончание табл. 3.11

1	2	3	4	5	6
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, $n = 10$					
A	0-10	1480±46	144	9,7	74,00
A	20-30	1446±17	54	3,7	74,15
AB	45-55	1417±28	94	6,6	74,58
B	70-80	1390±37	116	8,4	74,33
BC _k	100-110	1415±31	100	7,1	74,87
C _k	145-155	1423±32	100	7,0	75,29
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, $n = 5$					
A	0-10	1745±43	97	6,3	80,32
A	20-30	1759±54	121	6,9	79,22
AB _k	45-55	1732±80	179	10,3	79,80
B _k	70-80	1714±72	161	9,4	81,22
BC _k	110-120	1643±77	173	10,5	80,96
C _k	150-160	1647±56	125	7,6	81,12
Черноземы южные тяжелосуглинистые, $n = 4$					
A _k	0-10	1698±23	45	2,7	80,07
AB _k	25-35	1619±23	47	2,9	80,15
B _k	60-70	1569±34	68	4,3	80,07
BC _k	90-100	1505±20	41	2,7	80,08
C _k	140-150	1413±57	114	8,0	80,77

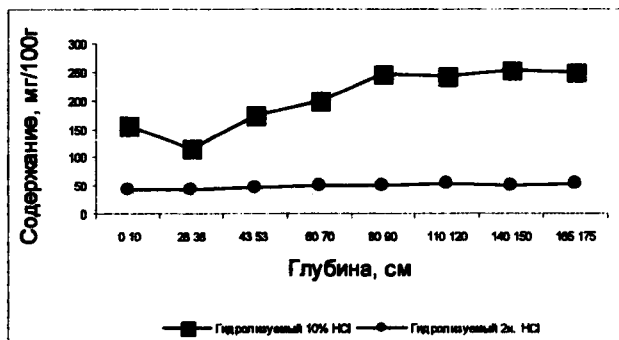
Между содержанием негидролизующего калия и валовым количеством установлена положительная прямолинейная с вероятностью 0,999 связь ($r = 0,80-0,96$). В отдельных генетических горизонтах (A₁ дерново-подзолистых и серых лесных почв, B и BC_k черноземов) эта связь переходит в функциональную. Наличие тесной связи между негидролизующим калием и валовым его содержанием свидетельствует о том, что валовой калий представлен в основном этой формой. При сопоставлении полученных результатов с данными И.П. Куйбышевой (1985) для аналогичных типов почв европейской части России, где негидролизующий калий составляет 75-85 % от валового, можно видеть общее увеличение доли калия минерального скелета в почвах Западно-Сибирской равнины.

Исследованные почвы содержат неодинаковое количество обменных форм калия (табл. 3.12).

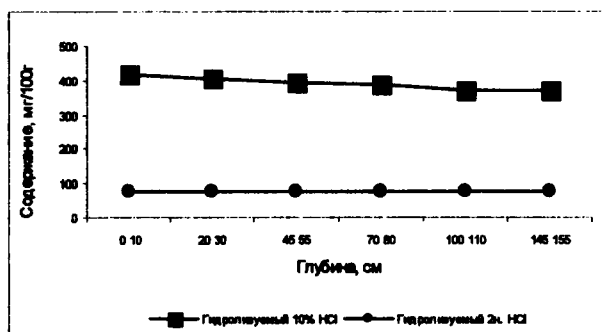
Среднее содержание калия, гидролизующего 10 % HCl, увеличивается от дерново-подзолистых почв к черноземам. Светло-серые, серые и темно-серые лесные почвы заключают в себе от 103 до 277 мг на 100 г почвы данной формы калия. Аналогичная закономерность наблюдается и в распределении калия, гидролизующего



а



б



в

Рис. 3.1. Распределение необменных форм калия в профиле:
 а – дерново-подзолистых почв; б – серых лесных почв;
 в – черноземов выщелоченных

2 н. HCl, однако, по сравнению с калием, гидролизуемым 10 % HCl, данной формы содержится в почвах в 2–5 раз меньше. Это и понятно, так как растворимость и кислотный гидролиз почвенных минералов возрастает с увеличением концентрации кислоты и особенно при нагревании суспензий, что имеет место при определении калия, извлекаемого 10 % HCl (по Гедройцу) (рис. 3.1).

Таблица 3.12. Вариационно-статистические показатели содержания обменных форм калия в гумусовых горизонтах автоморфных почв, мг/100 г

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	% от валового
-------	---	-----	----	------	---------------

Гидролизуемый 10 % HCl (по Гедройцу)

Дерново-подзолистые	12	85,57±5,77	19,98	23,4	4,94
Светло-серые лесные	10	102,84± 3,03	9,57	9,3	6,63
Серые лесные	15	154,59 ± 6,31	24,43	15,8	9,09
Темно-серые лесные	11	277,25± 8,79	29,17	10,5	15,23
Черноземы оподзоленные	5	282,68± 7,00	15,69	5,6	14,64
Черноземы выщелоченные	10	418,54±6,12	19,34	4,6	20,93
Черноземы обыкновенные	5	347,83±25,57	57,28	16,5	15,46
Черноземы южные	4	302,18±7,13	14,27	4,7	14,25

Гидролизуемый 2 н. HCl (по Пчелкину)

Дерново-подзолистые	12	35,49±2,22	7,68	21,6	2,05
Светло-серые лесные	10	31,05 ±2,64	8,33	26,8	2,00
Серые лесные	15	44,41 ±1,30	5,03	3,3	2,61
Темно-серые лесные	11	56,86±2,14	7,09	12,5	3,12
Черноземы оподзоленные	5	76,96±2,09	4,68	6,0	3,99
Черноземы выщелоченные	10	79,86±3,03	9,59	12,0	3,99
Черноземы обыкновенные	5	123,82±4,62	10,34	8,3	5,50
Черноземы южные	4	98,72±3,49	6,98	7,1	5,84

Между всеми исследованными типами и подтипами почв, за исключением дерново-подзолистых и светло-серых лесных, в содержании этих двух форм обменного калия установлены достоверные различия (см. табл. 3.3). Профильное распределение обменных форм калия в различных почвах неодинаково (табл. 3.13).

Таблица 3.13. Содержание и распределение необменных форм калия в профиле автоморфных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	$M \pm m$	$\pm \delta$	$V, \%$	% от валового
1	2	3	4	5	6
<i>Гидролизуемый 10 % HCl</i>					
<i>Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n = 12</i>					
A ₁	4-14	85,57±5,77	19,98	23,4	4,94
A ₂	16-26	75,02±4,54	15,72	21,0	4,21
A ₂ B ₁	35-45	110,47±11,83	40,92	37,0	6,14
B ₁	68-78	173,41±15,76	77,76	31,5	9,32
B ₂	107-117	199,37±22,47	54,53	39,0	10,78
BC	160-170	200,76±15,78	54,60	27,2	11,28
C	200-210	181,80±10,65	36,84	20,3	10,63
<i>Дерново-подзолистые легкосуглинистые, n = 5</i>					
A ₁	4-14	65,54±1,69	3,79	5,8	4,66
A ₂	22-32	71,07±5,81	13,02	18,3	4,65
A ₂ B ₁	43-53	103,81±3,07	6,87	6,6	6,87
B ₁	70-80	173,69±10,15	22,73	13,1	10,53
B ₂	108-118	183,61±5,90	13,22	7,2	11,40
B ₃	130-140	201,95±6,58	14,75	7,2	12,47
BC	157-167	197,02±1,97	4,41	2,2	12,47
C	187-197	188,29±4,57	10,24	5,4	12,23
<i>Дерново-подзолистые супесчаные, n = 6</i>					
A ₁	3-13	58,91±1,86	4,56	7,7	4,99
A ₂	23-33	54,57±1,86	4,56	8,4	4,79
A ₂ B ₁	40-50	84,42±4,35	10,66	12,6	7,09
B ₁	60-70	96,14±3,67	8,99	9,4	7,69
B ₂	90-100	114,82±4,50	11,02	9,6	9,41
B ₃	130-140	102,62±2,73	6,13	6,0	8,28
BC	170-180	96,37±3,99	9,77	10,1	8,24
C	190-200	87,85±4,69	11,50	13,1	7,51
<i>Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10</i>					
A ₁	0-10	102,84±3,03	9,57	9,3	6,63
A ₁ A ₂	22-32	92,04±3,99	12,43	13,5	6,06
A ₂ B ₁	40-50	148,20±12,81	40,48	27,3	9,56
B ₁	65-75	234,75±29,94	94,61	40,3	14,40
B ₂	90-100	269,08±21,38	67,55	25,1	16,11
B ₃	120-130	270,59±18,36	58,01	24,0	16,30
BC	145-155	261,22±20,32	64,20	24,6	15,93
C _x	170-180	288,13±15,54	49,12	17,0	17,68

Продолжение табл. 3.13

1	2	3	4	5	6
Серые лесные тяжелосуглинистые, $n = 15$					
A ₁	0-10	154,59±6,31	24,43	15,8	9,09
A ₁ A ₂	28-38	115,29±1,53	5,92	5,1	6,90
A ₂ B ₁	43-53	175,18±19,59	75,81	43,3	10,43
B ₁	60-70	200,05±7,20	27,85	13,9	11,70
B ₂	80-90	244,89±18,68	72,29	29,5	13,91
B ₃	110-120	240,50±12,43	48,09	20,0	14,06
BC	140-150	253,58±15,80	61,15	24,1	15,09
C _x	165-175	248,30±5,92	22,90	9,2	14,94
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, $n = 11$					
A ₁	0-10	277,25±8,79	29,17	10,5	15,23
A ₁	10-20	271,42±9,67	32,10	11,8	15,33
A ₁ A ₂	30-40	273,45±13,91	46,17	16,9	16,09
A ₂ B ₁	45-55	315,01±10,87	36,08	11,5	18,64
B ₁	65-75	338,95±10,10	33,52	9,9	19,48
B ₂	90-100	324,73±10,67	35,41	10,9	18,45
BC	120-130	313,92±15,32	50,86	16,2	17,94
C _x	150-160	315,08±17,88	59,37	18,8	18,11
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, $n = 5$					
A	0-10	282,68±7,00	15,69	5,6	14,64
A	10-20	262,21±25,07	56,17	21,4	14,17
AB	35-45	272,39±18,38	41,17	15,1	16,12
B ₁	60-70	268,59±21,65	48,49	18,0	15,44
B ₂	100-110	272,52±22,48	50,66	18,5	15,94
BC	130-140	270,27±16,10	36,07	13,4	16,48
C _x	185-195	266,78±15,79	35,39	13,3	16,37
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, $n = 10$					
A	0-10	418,54±6,12	19,34	4,6	20,93
A	20-30	406,69±6,02	19,01	4,7	20,86
AB	45-55	390,31±6,00	18,96	4,9	20,54
B	70-80	387,47±3,26	10,31	2,7	20,72
BC _x	100-110	371,63±6,52	20,60	5,5	19,66
C _x	145-155	368,36±1,92	6,08	1,7	19,49
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, $n = 5$					
A	0-10	343,83±25,57	57,28	16,5	15,46
A	20-30	318,55±17,97	40,25	12,6	14,35
AB _x	45-55	298,59±20,62	46,19	15,5	13,76
B _x	70-80	258,79±20,15	45,14	17,4	12,26
BC _x	110-120	260,59±12,79	28,67	11,0	12,84
C _x	150-160	257,61±14,66	32,83	12,7	12,69

Продолжение табл. 3.13

1	2	3	4	5	6
Черноземы южные тяжелосуглинистые, n = 4					
A _x	0-10	302,18±7,13	14,27	4,7	14,25
AB _x	25-35	287,17±13,41	30,04	10,5	14,22
B _x	60-70	274,91±18,93	37,87	13,8	14,03
BC _x	90-100	263,17±14,41	28,83	11,0	13,99
C _x	140-150	221,65±10,19	20,39	9,2	12,66
Гидролизуемый 2 н. НС1					
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n = 12					
A ₁	4-14	35,49±2,22	7,68	21,6	2,05
A ₂	16-26	31,89±3,03	10,49	32,9	1,79
A ₂ B ₁	35-45	39,11±3,96	13,69	35,0	2,17
B ₁	68-78	56,46±5,56	19,23	34,1	3,04
B ₂	107-117	59,08±3,85	13,32	23,5	3,19
BC	160-170	59,78±3,50	12,12	20,3	3,34
C	200-210	55,85±4,05	14,01	25,1	3,27
Дерново-подзолистые легкосуглинистые, n = 5					
A ₁	4-14	16,33±1,25	2,79	17,1	0,87
A ₂	22-32	14,53±0,65	1,45	10,0	0,95
A ₂ B ₁	43-53	25,13±1,20	2,69	10,7	1,66
B ₁	70-80	36,46±2,60	5,83	16,0	2,21
B ₂	108-118	40,42±0,55	1,24	3,1	2,51
B ₃	130-140	42,46±1,36	3,05	7,2	2,62
BC	157-167	42,24±1,39	3,12	7,4	2,67
C	187-197	36,65±1,40	3,14	8,6	2,36
Дерново-подзолистые супесчаные, n = 6					
A ₁	3-13	12,80±1,44	3,53	27,6	1,08
A ₂	23-33	12,88±1,12	2,74	21,3	1,13
A ₂ B ₁	40-50	14,34±2,10	5,14	35,8	1,21
B ₁	60-70	14,36±1,60	3,93	27,4	1,15
B ₂	90-100	15,06±2,08	5,10	33,9	1,23
B ₃	130-140	17,85±2,20	5,38	30,1	1,44
BC	170-180	15,57±1,81	4,43	28,5	1,33
C	190-200	15,29±2,52	6,18	40,4	1,31
Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10					
A ₁	0-10	31,05±2,64	8,33	26,8	2,00
A ₁ A ₂	22-32	39,16±3,45	10,89	27,8	2,58
A ₂ B ₁	40-50	44,42±3,17	10,03	22,6	2,87
B ₁	65-75	50,78±3,32	10,48	20,6	3,12
B ₂	90-100	53,61±3,58	11,31	21,1	3,21
B ₃	120-130	53,28±3,52	11,11	20,9	3,21
BC	145-155	51,75±3,49	11,02	21,3	3,16
C _x	170-180	52,28±4,36	13,77	26,3	3,21

Окончание табл. 3.13

1	2	3	4	5	6
Серые лесные тяжелосуглинистые, n = 15					
A ₁	0-10	44,41±1,30	5,03	3,3	2,61
A ₁ A ₂	28-38	43,66±1,84	7,12	16,3	2,61
A ₂ B ₁	43-53	45,19±2,86	11,07	24,5	2,69
B ₁	60-70	51,09±2,22	8,60	16,8	2,99
B ₂	80-90	51,67±4,89	18,93	36,6	2,94
B ₃	110-120	54,16±3,10	11,98	22,1	3,17
BC	140-150	51,04±3,05	11,82	23,2	3,04
C _k	165-175	53,57±2,18	8,43	15,7	3,23
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 11					
A ₁	0-10	56,86±2,14	7,09	12,5	3,12
A ₁	10-20	56,43±1,78	5,92	10,5	3,19
A ₁ A ₂	30-40	55,14±2,03	6,75	12,2	3,24
A ₂ B ₁	45-55	58,82±1,89	6,28	10,7	3,48
B ₁	65-75	67,30±3,89	12,93	19,2	3,87
B ₂	90-100	67,92±4,17	13,83	20,4	3,86
BC	120-130	67,34±4,31	14,31	21,3	3,85
C _k	150-160	65,69±3,95	13,11	20,0	3,78
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	76,96±2,09	4,68	6,1	3,99
A	10-20	70,57±2,55	5,71	8,1	3,81
AB	35-45	65,69±5,53	12,39	18,9	3,89
B ₁	60-70	63,49±3,14	7,04	11,1	3,65
B ₂	100-110	60,31±0,54	1,22	2,0	3,53
BC	130-140	60,79±2,09	4,70	7,7	3,71
C _k	185-195	62,93±2,46	5,52	8,8	3,86
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, n = 10					
A	0-10	79,86±3,03	9,59	12,0	3,99
A	20-30	77,12±3,30	10,42	13,5	3,95
AB	45-55	75,68±3,18	10,05	13,3	3,98
B	70-80	76,31±2,70	8,54	11,2	4,08
BC _k	100-110	79,63±3,48	11,00	13,8	4,21
C _k	145-155	78,03±2,25	7,10	9,1	4,13
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	123,82±4,62	10,34	8,4	5,50
A	20-30	118,31±4,85	10,87	9,2	5,33
AB _k	45-55	113,30±6,82	15,29	13,5	5,22
B _k	70-80	114,09±5,21	11,68	10,2	5,41
BC _k	110-120	104,49±5,25	11,76	11,3	5,15
C _k	150-160	107,33±5,35	11,98	11,2	5,29
Черноземы южные тяжелосуглинистые, n = 4					
A _k	0-10	98,72±3,49	6,98	7,1	5,84
AB _k	25-35	94,63±1,99	3,99	4,2	4,68
B _k	60-70	92,98±1,93	3,86	4,2	4,74
BC _k	90-100	91,19±1,61	3,22	3,5	4,85
C _k	140-150	94,23±5,26	10,52	11,2	5,38

В почвах с элювиально-иллювиальным профилем (дерново-подзолистых и серых лесных) вместе с увеличением тонкодисперсных частиц вниз по профилю происходит возрастание как той, так и другой формы калия. Анализ достоверности различий средних показал существенные различия данных форм калия между горизонтами A_2 , A_1A_2 и B_1 . О том, что распределение необменных форм калия в данных почвах тесно связано с количеством тонкодисперсных частиц и их минералогическим составом, свидетельствуют не только высокие значения коэффициентов корреляции (0,87–0,95) как калия, гидролизуемого 10 % HCl, так и калия, гидролизуемого 2 н. HCl, с содержанием и распределением физической глины, но и увеличение содержания необменных форм калия в подтипе дерново-подзолистых почв от супесчаных к тяжелосуглинистым разновидностям.

Следует отметить, что 10 % солянокислая вытяжка извлекает всего 5–21 % от общего количества калия. Можно, очевидно, считать, что чем выше доля калия, извлекаемого этой вытяжкой, тем менее прочная его связь с решеткой алюмосиликатов, тем неустойчивее эти алюмосиликаты к кислотному гидролизу. Среди исследованного ряда почв минимальная от валового содержания доля калия, гидролизуемого как 10 % HCl (5–9 %), так и 2 н. HCl (2–3 %) отмечается для дерново-подзолистых, светло-серых и серых лесных почв. В темно-серых лесных и черноземных почвах процент данных форм калия от общего его количества возрастает до 15–21 и 3–6 % соответственно. В иллювиальных горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв процент необменных форм калия от валового количества увеличивается в 1,5–2,5 раза по сравнению с элювиальными, что в какой-то мере свидетельствует об ослаблении кислотного гидролиза и растворимости калийсодержащих минералов в иллювиальных горизонтах.

Согласно учению К.К. Гедройца (1955), почвенный поглощающий комплекс не только агрономически самая ценная часть почвы, но и наиболее динамичный ее компонент, отражающий направленность почвообразовательного процесса и генезис почвы в целом. Это положение хорошо иллюстрируется полученными данными по содержанию и распределению обменного калия в почвах различного типа почвообразования (табл. 3.14).

Таблица 3.14. Вариационно-статистические показатели содержания обменного калия в гумусовых горизонтах автоморфных почв, мг/100 г

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	% от валового
Дерново-подзолистые	12	10,09±1,11	3,84	38,1	0,58
Светло-серые лесные	10	10,83 ±0,72	2,26	20,9	0,70
Серые лесные	15	13,08 ±1,05	4,06	31,0	0,77
Темно-серые лесные	11	19,22 ±0,50	1,67	8,7	1,06
Черноземы оподзоленные	5	20,80±0,87	1,95	9,4	1,08
Черноземы выщелоченные	10	20,18±0,62	1,95	9,7	1,01
Черноземы обыкновенные	5	29,79±1,07	2,40	8,1	1,32
Черноземы южные	4	21,84±1,04	2,09	9,6	1,03

Количество обменного калия закономерно увеличивается от дерново-подзолистых почв к черноземам по мере ослабления подзолообразовательного процесса и усиления дернового. По содержанию обменного калия, как и по другим физико-химическим свойствам, светло-серые лесные почвы приближаются к дерново-подзолистым, а темно-серые – к черноземам выщелоченным. Это подтверждается отсутствием существенных различий по содержанию обменного калия между дерново-подзолистыми и светло-серыми лесными почвами, с одной стороны, и темно-серыми лесными и черноземами выщелоченными – с другой. Самым высоким содержанием данной формы калия характеризуются темно-серые лесные почвы и черноземы с ярко выраженной биогенной аккумуляцией.

Оценка достоверности различий по содержанию обменного калия показала существенные различия между всеми тремя типами исследованных почв: дерново-подзолистыми, серыми лесными и черноземами. В типе серых лесных почв существенными по содержанию данной формы калия оказались различия только между подтипами серых и темно-серых лесных почв (см. табл. 3.3). Следовательно, накопление обменного калия в почвах обусловливается, с одной стороны, интенсивностью выветривания калийсодержащих минералов, с другой – скоростью поступления и разложения органического вещества. Сказанное позволяет предположить наличие определенных связей между содержанием обменного калия, количеством гумуса и его качественным составом.

Как показал расчет коэффициентов корреляции, тесная связь между содержанием обменного калия и количеством валового гумуса отмечается только для верхних, наиболее гумусированных гори-

зонтов; вниз по профилю почв связи между этими показателями не установлено. Наличие прямолинейной тесной зависимости между содержанием обменной формы калия и гумусом характерно только для темно-серых лесных почв и выщелоченных черноземов ($r = 0,93$, $r = 0,88$ соответственно). Для серых лесных почв эта связь намечается, однако она недостоверна, а для дерново-подзолистых и светло-серых лесных почв отсутствует.

На содержание и характер распределения обменного калия в профиле почв существенное влияние оказывают процессы почвообразования (табл. 3.15).

Таблица 3.15. Содержание и распределение обменного калия в профиле автоморфных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	$M \pm m$	$\pm \delta$	$V, \%$	% от валового
1	2	3	4	5	6
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, $n = 12$					
A ₁	4-14	10,09±1,11	3,84	38,1	0,58
A ₂	16-26	9,45±0,71	2,44	25,8	0,53
A ₂ B ₁	35-45	11,89±1,45	5,03	42,3	0,66
B ₁	68-78	20,18±1,51	5,21	25,8	1,08
B ₂	107-117	22,17±1,15	3,99	18,0	1,20
BC	160-170	23,31±1,16	3,86	16,6	1,31
C	200-210	19,80±0,89	3,07	15,5	1,16
Дерново-подзолистые легкосуглинистые, $n = 5$					
A ₁	4-14	5,59±0,22	0,50	8,9	0,40
A ₂	22-32	2,54±0,21	0,46	18,1	0,17
A ₂ B ₁	43-53	4,82±0,67	1,49	30,9	0,32
B ₁	70-80	10,27±1,18	2,65	25,8	0,62
B ₂	108-118	12,21±0,87	1,95	16,0	0,76
B ₃	130-140	12,72±0,56	1,25	9,8	0,79
BC	157-167	13,30±0,45	1,36	10,2	0,84
C	187-197	10,71±1,04	2,34	21,9	0,69
Дерново-подзолистые супесчаные, $n = 6$					
A ₁	3-13	3,98±0,28	0,69	17,3	0,34
A ₂	23-33	2,10±0,46	1,12	53,3	0,18
A ₂ B ₁	40-50	3,24±0,67	1,64	50,6	0,27
B ₁	60-70	4,64±0,80	1,97	42,5	0,37
B ₂	90-100	6,69±1,38	3,39	50,7	0,55
B ₃	130-140	5,43±0,98	2,39	44,0	0,44
BC	170-180	4,59±0,76	1,87	40,7	0,39
C	190-200	3,74±0,75	1,83	48,9	0,32

Продолжение табл. 3.15

1	2	3	4	5	6
Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10					
A ₁	0-10	10,83±0,72	2,26	20,9	0,70
A ₁ A ₂	22-32	9,58±0,82	2,58	26,9	0,63
A ₂ B ₁	40-50	12,78±1,07	3,39	26,5	0,82
B ₁	65-75	18,42±1,12	3,53	19,2	1,13
B ₂	90-100	19,36±1,64	5,17	26,7	1,16
B ₃	120-130	18,27±1,83	5,78	33,5	1,04
BC	145-155	18,18±1,32	4,16	22,2	1,15
C _к	170-180	18,67±1,48	4,69	25,1	1,15
Серые лесные тяжелосуглинистые, n = 15					
A ₁	0-10	13,08±1,05	4,06	31,0	0,77
A ₁ A ₂	28-38	10,26±0,43	2,55	24,9	0,61
A ₂ B ₁	43-53	11,88±1,05	4,05	34,1	0,71
B ₁	60-70	16,76±1,08	4,18	24,9	0,98
B ₂	80-90	15,86±0,96	3,73	23,5	0,90
B ₃	110-120	15,74±1,05	4,05	25,7	0,92
BC	140-150	16,02±1,02	3,94	24,6	0,95
C _к	165-175	17,44±1,54	5,97	33,7	1,05
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 11					
A ₁	0-10	19,22±0,50	1,67	8,7	1,06
A ₁	10-20	17,79±0,61	2,03	11,4	1,01
A ₁ A ₂	30-40	16,18±0,66	2,20	13,6	0,95
A ₂ B ₁	45-55	16,78±0,61	2,01	12,0	0,99
B ₁	65-75	18,30±0,81	2,68	14,6	1,05
B ₂	90-100	18,60±1,04	3,46	18,6	1,06
BC	120-130	18,14±0,85	2,82	15,6	1,44
C _к	150-160	16,49±0,84	2,80	17,0	0,95
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	20,80±0,87	1,95	9,4	1,08
A	10-20	18,74±0,76	1,70	9,1	1,01
AB	35-45	19,51±0,61	1,36	7,0	1,15
B ₁	60-70	16,55±1,02	2,28	13,8	0,95
B ₂	100-110	16,99±0,74	1,67	9,8	0,99
BC	130-140	18,62±0,86	1,92	10,3	1,13
C _к	185-195	18,23±0,88	1,97	10,8	1,12
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, n = 10					
A	0-10	20,18±0,62	1,95	9,7	1,01
A	20-30	18,44±0,60	1,90	10,3	0,95
AB	45-55	17,29±0,35	1,12	6,5	0,91
B	70-80	17,18±0,52	1,67	9,7	0,92
BC _к	100-110	17,86±0,73	2,32	12,3	1,00
C _к	145-155	17,67±0,71	2,24	12,7	0,93

Окончание табл. 3.15

1	2	3	4	5	6
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, $n = 5$					
A	0-10	29,79±1,07	2,40	8,1	1,32
A	20-30	26,93±2,04	4,57	17,0	1,21
AB _x	45-55	21,17±2,17	4,87	23,0	0,97
B _x	70-80	20,21±1,89	4,24	21,0	0,96
BC _x	110-120	18,46±1,02	2,29	12,4	0,91
C _x	150-160	17,79±0,57	1,27	7,1	0,88
Черноземы южные тяжелосуглинистые, $n = 4$					
A _x	0-10	21,84±1,04	2,09	9,6	1,03
AB _x	25-35	19,66±0,43	0,86	4,4	0,97
B _x	60-70	18,43±0,52	1,05	5,7	0,94
BC _x	90-100	18,41±0,39	0,78	4,2	0,98
C _x	140-150	19,00±0,50	1,00	5,3	1,08

В почвах с большей или меньшей степенью выраженности подзолообразовательного процесса (дерново-подзолистых и серых лесных) минимальное количество обменного калия содержится в элювиальных горизонтах A_1A_2 и особенно A_2 ; иллювиальные горизонты B_1, B_2, B_3 концентрируют в себе наибольшее количество этой формы калия. Особенно отчетливо такая картина распределения обменного калия наблюдается в профиле дерново-подзолистых почв, где в иллювиальных горизонтах содержание обменно-поглощенного калия в 2-2,5 раза выше, чем в элювиальных, что вполне согласуется с общим элювиально-иллювиальным распределением ила в профиле почв (рис. 3.2). Расчет достоверности различий по содержанию обменного калия в основных генетических горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв позволил подтвердить элювиально-иллювиальный характер профильного распределения.

При ослаблении элювиально-иллювиальных процессов в почвах происходит некоторое сглаживание степени дифференцированности профиля по распределению обменного калия. В профиле темно-серых лесных почв различие средних величин этой формы калия в элювиальных и иллювиальных горизонтах хотя и отмечается, но уже находится на пределе достоверности. Для этого подтипа серых лесных почв, в отличие от вышерассмотренных, отмечается достоверная биогенная аккумуляция обменного калия. Об этом свидетельствуют не только значения $F_{\text{факт}}$ горизонтов A_1 и C , но и высокие значения коэффициента корреляции ($r = 0,93$) между величиной данной формы калия и количеством гумуса в горизонте A_1 темно-серых лесных почв.

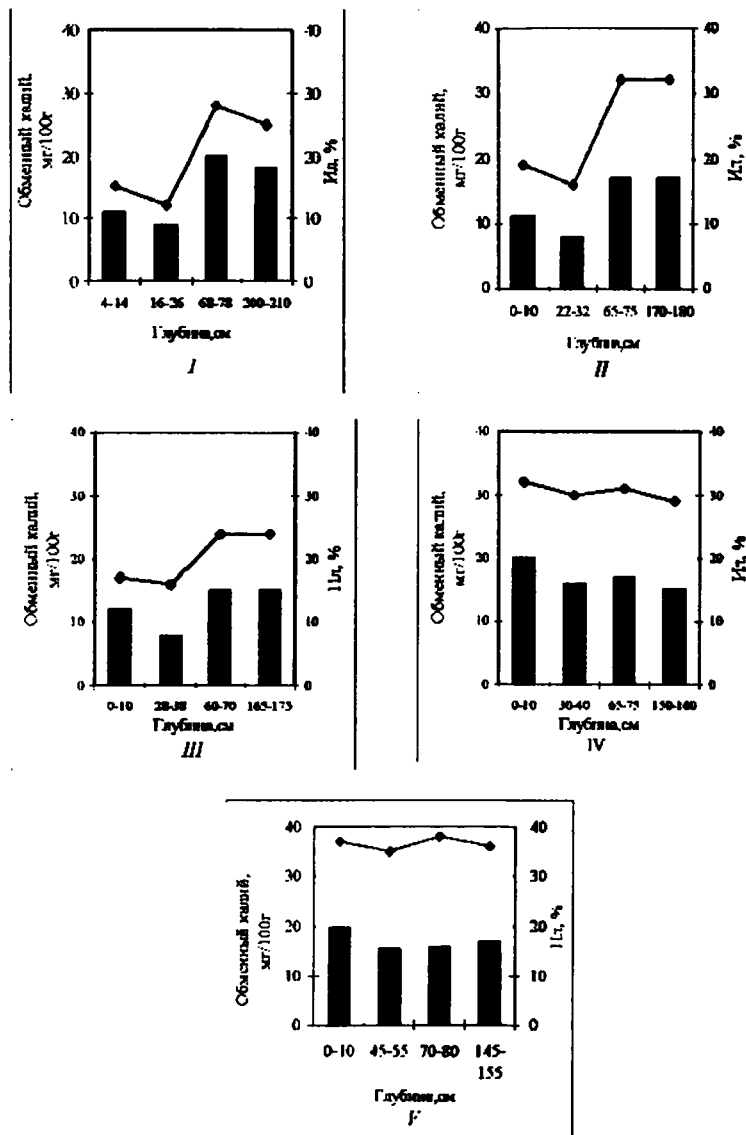


Рис. 3.2. Распределение обменного калия в зависимости от содержания илистой фракции в профиле почв: I – дерново-подзолистых (n=12); II – светло-серых лесных (n=10); III – серых лесных (n=15); IV – темно-серых лесных (n=11); V – черноземов выщелоченных (n=10)

В связи с этим можно констатировать, что содержание обменного калия в почвах с текстурно-дифференцированным профилем контролируется следующими факторами: в горизонтах A_1 – особенностями биологического круговорота и количеством илистой фракции; в иллювиальных горизонтах – содержанием и минералогическим составом илистой фракции и в горизонтах BC, C – минералогическим составом илистой фракции и условиями седиментации почвообразующих пород.

Для выявления зависимости между некоторыми почвенными параметрами, с одной стороны, накоплением и характером распределения обменного калия в почвах с элювиально-иллювиальным профилем – с другой, были рассчитаны коэффициенты корреляции. Как и следовало ожидать, наиболее тесная положительная прямолинейная связь между содержанием обменного калия и количеством илистой фракции отмечается для всех основных генетических горизонтов ($r = 0,79-0,96$), причем в иллювиальных горизонтах эта связь часто переходит в функциональную. Однако высокое содержание обменного калия еще не говорит о легкой его усвояемости растениями. Известны данные (Горбылева, Трифоненкова, 1973) по сравнительной доступности растениям обменного калия из различных генетических горизонтов подзолистых почв, указывающие на очень слабую усвояемость его из горизонта B_1 по сравнению с пахотными и элювиальными. В этой связи необходимо иметь в виду, что в природных условиях корни культурных и древесных растений проникают на глубину 1,5–5 м (Станков, 1964). В подпахотных горизонтах они распространяются по трещинам и граням структурных отдельностей – педов. По ним также передвигаются органоминеральные вещества, в состав которых входят и питательные элементы. Мигрирующие вещества могут осаждаться на гранях педов: это явление хорошо диагностируется и отмечено нами ранее при изучении текстурной части почвенного профиля. Оно выражается в наличии пленок полуторных оксидов на поверхности этих отдельностей, так называемых кутан. Между нахождением кутан и их свойствами наблюдается определенная взаимосвязь (Таргульян и др., 1974). В элювиальной части профиля верхние грани педов имеют песчанистую присыпку – скелетану, а нижние покрыты глинистой кутаной. В иллювиальных горизонтах глинистые Fe–Mn пленки хорошо выражены на всех гранях педов. Разнокачественность химического

состава корочек и внутренних частей структурных отдельностей неоднократно подчеркивалась в работах отечественных и зарубежных исследователей. Наличие признаков неоднородного строения педов позволяет предполагать различную доступность растениям обменного калия основных генетических горизонтов почв с элювиально-иллювиальным профилем. Вполне естественно, что глинистые пленки могут препятствовать проникновению корней вглубь и тем самым ограничивать расход подвижного калия из раствора. Этим, очевидно, и объясняется меньшая доступность обменного калия иллювиальных горизонтов по сравнению с элювиальными и пахотными. С этих позиций представляется возможным объяснение особенностей распределения обменного калия в профиле дерново-подзолистых и серых лесных почв – резкое увеличение его в иллювиальных горизонтах. Здесь уместно отметить результаты исследований А.Д. Кашанского, К.Л. Высоцкого (1979) по распределению обменного калия в профиле подзолистых почв, проведенных на мезоморфологическом уровне. Общей закономерностью мезоморфологического распределения подвижного калия подзолистых почв, как указывают авторы, является его большее (почти в 5 раз) содержание в кутанах и внутрпочвенном материале, чем в центральных частях педов, причем количество подвижного калия из внутрпочвенного материала горизонта B_1 более чем в 2 раза превышает его содержание во внутрпедной массе горизонта A_2B_1 . В связи с вышесказанным можно утверждать, что такие особенности распределения обменного калия обусловлены высоким содержанием в кутанах ила, обогащенного калийсодержащими глинистыми минералами, периодическим воздействием кислых почвенных растворов и корней растений на поверхность педов и возможным привнесом подвижного калия из органогенных горизонтов.

В направлении от дерново-подзолистых почв к серым лесным и черноземам, по мере уменьшения проявления подзолообразовательного процесса, распределение обменного калия по профилю почв становится более равномерным. В отличие от дерново-подзолистых и серых лесных почв в черноземах нельзя указать на прямую связь между обменным калием и распределением илистых частиц. Об этом свидетельствует отсутствие корреляционной зависимости между данными показателями. При общем довольно равномерном распределении обменного калия в профиле черноземов наблюдается

выраженный максимум в верхнем горизонте, достоверность которого доказана математически. В этом горизонте накопление обменного калия определяется его биогенной аккумуляцией и связано с содержанием гумуса ($r = 0,88$). При сопоставлении содержания и распределения обменной формы калия с его валовым количеством какой-либо связи между ними не намечается. Можно полагать, что содержание обменного калия в различных по генезису и свойствам почвах изменяется независимо от уровня валового калия, о чем свидетельствует отсутствие корреляционной связи между этими показателями.

По степени изменчивости обменный калий – средневарьвирующий признак. Наблюдается общая тенденция возрастания вариабельности данного признака с увеличением интенсивности проявления элювиально-иллювиальных процессов и в сторону почв с пониженным количеством обменного калия (см. табл. 3.15).

По отношению к валовому калию обменный калий составляет всего лишь 0,58–1,32 %, причем величина его относительного содержания увеличивается от дерново-подзолистых почв к черноземам, т.е. по мере ослабления подзолообразовательного процесса. Минимальной величиной относительного содержания данной формы калия характеризуются дерново-подзолистые, светло-серые и серые лесные почвы (0,58–0,77 %). В темно-серых лесных почвах и черноземах на долю обменного калия приходится несколько более 1 % от общего содержания. Следует отметить, что обменный калий по отношению к валовому его содержанию, по данным А.В. Петербургского (1973), составляет всего лишь от 0,8 % в супесчаных до 1,5 % в суглинистых почвах, по В.У. Пчелкину (1966) – около 1,0 %, а по исследованиям П.Г. Адерихина (1968) – 0,25–0,68 % от общего количества. Для почв Германии, систематически снабжающихся высокими дозами калийных удобрений, обменная форма может составлять до 5,0 % от валового содержания (Lieberoth, Immo, 1964). Близкий процент обменного калия от его валового количества был установлен для почв, развитых на лессовидных суглинках европейской части России (Абызов, 1965; Адерихин, Беляев, 1973; Перевалов, Поддубный, 1977; Шаймухаметов, Травникова, 2000) и Западной Сибири (Славнина, 1949; Бурлакова, 1984; Пивоварова, 1990; Якименко, 2003).

Наибольшей величины (1,16–1,20 %) доля обменного калия от валового содержания достигает в иллювиальных горизонтах, осо-

бенно в В₂ дерново-подзолистых и серых лесных почв, при сравнительно невысоком относительном содержании (0,50–0,63 %) в элювиальных. В темно-серых лесных почвах происходит очень незначительное увеличение данного показателя в горизонтах вымывания, а в черноземах процент обменного калия от валового содержания почти не изменяется по профилю.

Таким образом, прослеживается зависимость общего содержания обменного калия от реакции среды: чем ниже величина рН, тем меньше содержание обменного калия. Поэтому в наиболее кислых элювиальных горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв количество обменного калия заметно ниже, чем в нейтральных нижних горизонтах этих же почв или в черноземах. В большой степени дифференциация обменного калия по профилю почв зависит от интенсивности элювиально-иллювиальных процессов. Поскольку при развитии этих процессов разбухающая фаза часто мигрирует в нижнюю часть профиля (Горбунов, 1963; Градусов, Палечек, 1968), а именно эти минералы в основном являются источником обменных форм калия, то иллювиальные горизонты дерново-подзолистых и серых лесных почв, где скапливается разбухающая фаза, резко выделяются большим содержанием обменного калия. В профиле черноземов (обыкновенных и южных) элювиально-иллювиальные процессы, вызывающие передвижение по профилю илистой фракции, не выражены. Поэтому распределение в них обменного калия равномерное по всему профилю, и лишь в верхней части профиля, где отмечаются наибольшие значения емкости катионного обмена, содержание обменного калия увеличивается.

Все вышерассмотренное позволяет констатировать, что хотя обменный калий в почвенном поглощающем комплексе представлен небольшой величиной, однако в содержании в почвах и в характере профильного распределения данная форма калия подчиняется определенным закономерностям, отражающим направление почвообразовательного процесса. Последнее подчеркивает необходимость изучения обменного калия не только в агрохимическом отношении, как наиболее доступной формы калия для питания растений, но и с генетической точки зрения.

Исследованные почвы характеризуются довольно низким содержанием калия, извлекаемого водной вытяжкой (табл. 3.16).

Таблица 3.16. Вариационно-статистические показатели содержания водорастворимого калия в гумусовых горизонтах автоморфных почв, мг/100 г

Почвы	<i>n</i>	$M \pm m$	$\pm \delta$	<i>V</i> , %	% от валового
Дерново-подзолистые	12	1,03±0,10	0,33	32,0	0,06
Светло-серые лесные	10	1,08 ±0,09	0,28	25,9	0,07
Серые лесные	15	1,13±0,07	0,27	23,9	0,07
Темно-серые лесные	11	1,37±0,06	0,20	14,6	0,08
Черноземы оподзоленные	5	1,39±0,03	0,07	5,42	0,07
Черноземы выщелоченные	10	1,54 ±0,09	0,27	17,5	0,08
Черноземы обыкновенные	5	1,77±0,07	0,17	9,8	0,08
Черноземы южные	4	2,18±0,14	0,29	13,2	0,10

При сравнении различных типов почв отмечается несколько повышенное его количество в темно-серых лесных почвах и черноземах. Это, видимо, указывает на то, что концентрация калия в почвенном растворе находится в большой зависимости от характера водного режима и интенсивности гидролиза калийсодержащих минералов. Оценка достоверности различий в содержании водорастворимого калия по типам почв (см. табл. 3.3) показала наличие существенных различий между серыми лесными и черноземными почвами, с одной стороны, и между дерново-подзолистыми и черноземами – с другой. Дерново-подзолистые и серые лесные по содержанию этой формы калия существенно не отличаются, а в типе серых лесных почв достоверными оказались различия по этому показателю только между двумя подтипами: серых и темно-серых лесных. Светло-серые и серые лесные почвы по содержанию водорастворимого калия не отличаются друг от друга. Данный факт свидетельствует еще и о том, что содержание водорастворимого калия динамично во времени и зависит как от внешних, так и от внутренних факторов. Поскольку формы калия в почве находятся в динамическом равновесии, то при нарушении последнего, вследствие потребления растениями калия, почва стремится восполнить нарушенное равновесие, приведя свой калийный уровень в прежнее состояние.

В распределении водорастворимого калия по профилю почв не наблюдается особых закономерностей, связанных с характером проявления почвообразовательных процессов (табл. 3.17).

Таблица 3.17. Содержание и распределение водорастворимого калия в профиле автоморфных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	M±m	±δ	V, %	% от валового
1	2	3	4	5	6
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n = 12					
A ₁	4-14	1,03±0,10	0,33	32,0	0,06
A ₂	16-26	1,05±0,13	0,46	43,8	0,06
A ₂ B ₁	35-45	1,07±0,11	0,38	35,5	0,06
B ₁	68-78	1,32±0,17	0,58	43,9	0,07
B ₂	107-117	1,31±0,12	0,48	36,6	0,07
BC	160-170	1,15±0,11	0,38	33,0	0,06
C	200-210	1,25±0,09	0,32	25,6	0,07
Дерново-подзолистые легкосуглинистые, n = 5					
A ₁	4-14	1,31±0,04	0,08	6,1	0,09
A ₂	22-32	0,71±0,05	0,11	15,5	0,05
A ₂ B ₁	43-53	1,04±0,07	0,15	14,4	0,07
B ₁	70-80	1,43±0,12	0,27	18,9	0,09
B ₂	108-118	1,59±0,06	0,14	8,8	0,10
B ₃	130-140	1,48±0,06	0,14	9,5	0,09
BC	157-167	1,10±0,08	0,17	14,1	0,08
C	187-197	1,13±0,10	0,24	21,2	0,07
Дерново-подзолистые супесчаные, n = 6					
A ₁	3-13	1,63±0,11	0,26	16,0	0,14
A ₂	23-33	1,00±0,05	0,13	13,0	0,09
A ₂ B ₁	40-50	1,14±0,14	0,34	29,8	0,10
B ₁	60-70	1,53±0,07	0,16	10,5	0,12
B ₂	90-100	1,42±0,08	0,19	13,4	0,12
B ₃	130-140	1,80±0,02	0,06	3,3	0,15
BC	170-180	1,66±0,29	0,70	42,2	0,14
C	190-200	1,44±0,29	0,70	49,3	0,12
Светло-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 10					
A ₁	0-10	1,08±0,09	0,28	25,9	0,07
A ₁ A ₂	22-32	0,85±0,09	0,28	32,9	0,06
A ₂ B ₁	40-50	1,03±0,12	0,37	35,9	0,07
B ₁	65-75	0,95±0,09	0,29	30,5	0,06
B ₂	90-100	0,95±0,13	0,41	43,2	0,06
B ₃	120-130	0,85±0,12	0,37	43,5	0,05
BC	145-155	0,81±0,05	0,17	21,0	0,05
C _к	170-180	0,75±0,00	0,22	29,3	0,06
Серые лесные тяжелосуглинистые, n = 15					
A ₁	0-10	1,13±0,07	0,27	23,9	0,07
A ₁ A ₂	28-38	0,92±0,06	0,22	23,9	0,06
A ₂ B ₁	43-53	0,86±0,08	0,30	24,9	0,05
B ₁	60-70	0,90±0,07	0,27	30,0	0,05
B ₂	80-90	0,83±0,07	0,26	31,3	0,05
B ₃	110-120	0,95±0,09	0,34	35,8	0,06
BC	140-150	0,82±0,07	0,28	34,2	0,05
C _к	165-175	0,93±0,05	0,18	19,4	0,06

Продолжение табл. 3.17

1	2	3	4	5	6
Темно-серые лесные тяжелосуглинистые, n = 11					
A ₁	0-10	1,37±0,06	0,20	14,6	0,08
A ₁	10-20	1,32±0,06	0,21	19,0	0,07
A ₁ A ₂	30-40	1,12±0,11	0,38	33,9	0,07
A ₂ B ₁	45-55	0,89±0,06	0,19	21,4	0,05
B ₁	65-75	0,82±0,03	0,11	13,4	0,05
B ₂	90-100	0,83±0,05	0,16	19,3	0,05
BC	120-130	0,81±0,06	0,21	25,9	0,05
C _x	150-160	0,87±0,09	0,31	35,6	0,05
Черноземы оподзоленные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	1,39±0,03	0,07	5,4	0,07
A	10-20	1,41±0,05	0,11	7,6	0,08
AB	35-45	1,37±0,07	0,17	12,2	0,08
B ₁	60-70	1,50±0,11	0,25	16,9	0,09
B ₂	100-110	1,52±0,10	0,23	15,2	0,09
BC	130-140	1,76±0,16	0,35	19,7	0,11
C _x	185-195	2,16±0,07	0,17	7,7	0,13
Черноземы выщелоченные тяжелосуглинистые, n = 10					
A	0-10	1,54±0,09	0,27	17,5	0,08
A	20-30	1,43±0,09	0,30	6,3	0,07
AB	45-55	1,26±0,06	0,19	15,1	0,07
B	70-80	1,13±0,02	0,05	4,4	0,06
BC _x	100-110	1,03±0,05	0,15	14,6	0,05
C _x	145-155	0,92±0,05	0,15	16,3	0,06
Черноземы обыкновенные тяжелосуглинистые, n = 5					
A	0-10	1,77±0,07	0,17	9,8	0,08
A	20-30	1,55±0,12	0,26	16,6	0,07
AB _x	45-55	1,19±0,20	0,45	37,8	0,05
B _x	70-80	1,07±0,12	0,26	24,0	0,05
BC _x	110-120	0,97±0,14	0,32	33,2	0,05
C _x	150-160	1,00±0,17	0,39	39,2	0,05
Черноземы южные тяжелосуглинистые, n = 4					
A _x	0-10	2,18±0,14	0,29	13,2	0,10
AB _x	25-35	1,98±0,04	0,09	4,5	0,09
B _x	60-70	1,87±0,12	0,24	13,0	0,09
BC _x	90-100	1,69±0,15	0,31	18,1	0,09
C _x	140-150	1,65±0,17	0,35	21,0	0,09

Максимальное количество этой формы калия приурочено к верхним горизонтам, что является, по-видимому, результатом биологической аккумуляции его растительностью, а следовательно, большим содержанием его в почвенном растворе и более интенсивно протекающими процессами выветривания и почвообразования. Достоверное увеличение содержания водорастворимого калия в верхних горизонтах почв по сравнению с почвообразующей породой

отмечается почти для всех исследованных почв, кроме дерново-подзолистых. Вниз по профилю почв величина водорастворимого калия падает и достигает минимума в почвообразующей породе. В дерново-подзолистых и серых лесных почвах как тенденцию можно отметить некоторое увеличение этой формы калия в иллювиальных горизонтах по сравнению с элювиальными. Однако элювиально-иллювиальный характер распределения водорастворимого калия в профиле дерново-подзолистых и серых лесных почв не подтверждается, о чем свидетельствуют значения $F_{\text{факт}}$ (см. табл. 3.3).

Водорастворимый калий составляет всего лишь сотые доли (0,06–0,1 %) валового количества и 1/10–1/13 часть от поглощенного калия. Величина этой формы калия не зависит от общего содержания калия в почвах, что подтверждается отсутствием между ними какой-либо связи.

Таким образом, основная доля калийных запасов в почве приходится на негидролизуемый калий. Между этой формой калия и общим его содержанием во всех исследованных почвах и генетических горизонтах установлена высокая корреляционная связь ($r = 0,83$ – $1,00$). Какой-либо связи между другими формами калия – необменным, обменным, водорастворимым и валовым его количеством, не обнаружено. Однако между отдельными формами калия установлена определенная зависимость. Выявлена положительная, высокой степени корреляция калия, гидролизуемого 2 н. HCl, с содержанием калия, гидролизуемого 10 % HCl, в горизонте B_1 дерново-подзолистых ($r = 0,77$) и серых лесных ($r = 0,91$) почв. Достоверная корреляция этих форм калия наблюдается также в верхних горизонтах серых лесных и черноземных почв ($r = 0,84$; $0,66$ соответственно), а также в горизонте C всех исследованных почв ($r = 0,84$ – $0,95$).

Величина обменного калия обнаруживает слабую связь с калием, гидролизуемым 2 н. HCl, в верхних горизонтах серых лесных и черноземных почв ($r = 0,62$; $0,66$ соответственно). В дерново-подзолистых почвах такой связи не установлено. Отмечена высокой степени корреляция между данными формами калия в горизонте B_1 почв с элювиально-иллювиальным профилем – дерново-подзолистых ($r = 0,77$) и серых лесных ($r = 0,91$).

Во всех исследованных полугидроморфных и гидроморфных почвах (табл. 3.18), также как и в автоморфных, основную долю от

валового содержания (81–94 %) составляет так называемый калий минерального скелета (негидролизуемый соляной кислотой).

Таблица 3.18. Вариационно-статистические показатели содержания форм калия в гумусовых горизонтах полугидроморфных и гидроморфных почв, мг/100 г почвы

Почвы	n	M±m	± δ	V, %	% от валового
Негидролизуемый 10 % HCl					
Лугово-черноземные	5	1633±34	77	4,7	82,69
Луговые	5	1821±28	64	3,5	88,83
Лугово-болотные	3	284±47	79	28,0	81,14
Солонцы	4	1731±53	106	6,1	89,23
Солончаки	3	1783±17	29	1,6	94,34
Солоди	3	1849±47	79	4,3	93,38
Гидролизуемый 10 % HCl					
Лугово-черноземные	5	227,16±17,55	39,32	17,3	11,56
Луговые	5	139,09±13,75	30,80	22,1	6,78
Лугово-болотные	3	33,98±6,44	10,95	32,2	9,71
Солонцы	4	142,19±12,44	24,88	17,5	7,33
Солончаки	3	52,39±5,09	8,65	16,5	2,77
Солоди	3	54,62±5,17	8,79	16,1	2,76
Гидролизуемый 2 н. HCl (по Пчелкину)					
Лугово-черноземные	5	79,26± 1,51	3,39	4,3	4,02
Луговые	5	66,31± 1,38	3,10	4,7	3,23
Лугово-болотные	3	14,57± 3,11	5,29	36,3	4,16
Солонцы	4	47,24± 9,04	18,09	38,3	2,43
Солончаки	3	29,39± 1,78	3,02	10,3	1,56
Солоди	3	61,53±13,40	22,79	37,0	3,11
Обменный (по Масловой)					
Лугово-черноземные	5	26,23± 1,41	3,17	12,1	1,33
Луговые	5	20,14± 1,08	2,42	12,0	0,98
Лугово-болотные	3	12,44±13,64	6,19	49,9	3,54
Солонцы	4	24,48± 5,09	10,18	41,6	1,26
Солончаки	3	19,19± 0,57	0,97	5,1	1,01
Солоди	3	9,15± 0,46	0,79	8,7	0,46
Водорастворимый					
Лугово-черноземные	5	1,47±0,19	0,44	30,3	0,07
Луговые	5	1,19±0,10	0,23	19,2	0,06
Лугово-болотные	3	1,89±0,37	0,69	33,3	0,54
Солонцы	4	2,00±0,06	0,12	5,8	0,10
Солончаки	3	2,42±0,15	0,25	10,3	0,13
Солоди	3	2,02±0,06	0,10	4,9	0,10

По содержанию негидролизованного калия все почвы близки между собой. Исключение составляют лугово-болотные почвы, в верхних горизонтах которых абсолютные значения силикатного калия в

5,7–6,5 раз ниже, хотя по относительному содержанию (% от валового) они существенно не отличаются. По величине силикатного калия профиль почв не дифференцирован (табл. 3.19) и распределение его контролируется количеством первичных калийсодержащих минералов и гранулометрическим составом.

Таблица 3.19. Содержание и распределение форм калия в профиле полугидроморфных и гидроморфных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	M±m	K _{эк}	± δ	V, %
1	2	3	4	5	6
<i>Негидролизующий</i>					
<i>Лугово-черноземные, n = 5</i>					
A	0–10	1633±34	77	4,7	82,89
A	20–30	1582±59	132	8,4	84,15
AB	40–50	1582±82	184	11,6	83,70
B _{1кз}	65–75	1560±75	169	10,8	83,42
B _{2кз}	80–90	1538±40	91	5,9	83,59
BC _{кз}	125–135	1578±38	86	5,4	84,38
C _{кз}	160–170	1550±39	88	5,7	84,69
<i>Луговые, n = 5</i>					
A	0–10	1821±28	64	3,5	88,83
A _{FC}	10–20	1761±58	130	7,4	88,49
AB _{FC}	45–55	1755±62	139	7,9	87,31
B _{кFC}	70–80	1718±62	140	8,1	86,77
BC _{кFC}	90–100	1674±78	177	10,6	86,73
C _{кFC}	105–115	1666±76	171	10,3	86,77
<i>Лугово-болотные, n = 3</i>					
A _{FC}	0–10	284±47	79	28,0	81,14
AB _{FC}	30–40	907±49	84	9,2	78,19
B _{кFC}	50–60	1003±28	5	0,5	78,98
C _{кFC}	90–100	1054±52	88	8,3	79,25
<i>Солонцы черноземно-луговые, n = 4</i>					
A	5–15	1731±53	106	6,1	89,23
B ₁	25–35	1558±127	255	16,1	83,86
B _{2к}	40–50	1663±222	446	26,8	84,85
BC _к	70–80	1503±85	171	11,4	84,44
C _{кFC}	100–110	1496±103	208	13,9	86,98
<i>Солончаки луговые, n = 3</i>					
A _к	0–10	1783±17	29	1,6	94,34
B _{1к}	10–20	1860±33	56	3,0	91,18
B _{2к}	20–30	1895±46	78	0,2	88,97
B _{3кз}	40–50	1687±39	6	3,9	91,19
BC _{кз}	60–70	1725±35	60	3,5	92,24

Продолжение табл. 3.19

1	2	3	4	5	6
Солоди луговые, n = 3					
A _д	0-8	1849±47	79	4,3	93,38
A ₂	8-16	1737±188	320	18,4	91,42
B ₁	25-35	1502±177	300	20,0	78,64
B ₂	50-60	1457±87	147	10,1	79,18
BC	80-90	1448±87	149	10,3	80,89
C _к	120-130	1455±60	102	7,0	81,28
Гидролизуемый 10 % HCl					
Лугово-черноземные, n = 5					
A	0-10	227,16±17,55	39,32	17,3	11,53
A	20-30	204,26±4,46	9,99	4,9	10,86
AB	40-50	214,25±6,39	14,32	6,7	11,33
B _{1кг}	65-75	219,24±11,34	25,41	11,6	11,72
B _{2кг}	80-90	209,31±5,78	12,94	6,2	11,37
BC _{кг}	125-135	202,68±4,27	9,57	4,7	10,84
C _{кг}	160-170	197,87±12,57	28,17	14,2	10,81
Луговые, n = 5					
A	0-10	139,09±13,75	30,80	22,1	6,78
A _{Fe}	10-20	141,66±15,13	33,90	23,9	7,12
AB _{Feг}	45-55	167,45±21,27	47,64	28,4	8,33
B _{кFeг}	70-80	170,94±20,04	44,89	26,3	8,63
BC _{кFeг}	90-100	178,41±21,45	48,05	26,9	9,24
C _{кFeг}	105-115	177,36±26,74	59,89	33,8	9,24
Лугово-болотные, n = 3					
A _{Feг}	0-10	33,98±6,44	10,95	32,2	9,71
AB _{Feг}	30-40	215,08±15,19	25,82	12,0	18,54
B _{кFeг}	50-60	228,18±6,70	11,39	4,9	17,97
C _{кFeг}	90-100	216,04±3,02	5,14	2,4	16,24
Солонцы черноземно-луговые, n = 4					
A	5-15	142,19±12,44	24,88	17,5	7,33
B ₁	25-35	192,12±22,85	45,71	23,8	10,16
B _{2к}	40-50	182,69±12,93	25,87	14,2	9,32
BC _к	70-80	179,93±7,90	15,83	8,8	10,11
C _{кFeг}	100-110	140,41±26,32	52,65	37,5	8,16
Солончаки луговые, n = 3					
A _к	0-10	52,39±5,09	8,65	16,5	2,77
B _{1к}	10-20	105,77±6,66	11,32	10,7	5,18
B _{2к}	20-30	163,33±12,98	22,06	13,5	7,67
B _{3кг}	40-50	107,18±2,60	4,42	4,1	5,79
BC _{кг}	60-70	91,56±1,00	1,70	1,9	4,89
Солоди луговые, n = 3					
A _д	0-8	54,62±5,17	8,79	16,1	2,76
A ₂	8-16	59,26±13,88	23,59	39,8	3,12
B ₁	25-35	278,38±8,40	14,29	5,1	14,57
B ₂	50-60	266,85±9,00	15,31	5,7	14,50
BC	80-90	232,87±21,09	35,85	15,4	13,08
C _к	120-130	241,95±2,18	3,70	1,5	13,52

Продолжение табл. 3.19

1	2	3	4	5	6
<i>Гидролизуемый 2 н. НСl</i>					
Лугово-черноземные, n = 5					
A	0-10	79,26±1,51	3,39	4,3	4,02
A	20-30	74,74±3,61	8,09	10,8	3,97
AB	40-50	74,85±4,45	9,98	13,3	3,96
B _{1зг}	65-75	68,79±1,77	3,97	5,8	3,68
B _{2зг}	80-90	68,71±0,66	1,47	2,1	3,73
BC _{зг}	125-135	67,34±0,94	2,11	3,1	3,60
C _{зг}	160-170	64,27±1,18	2,64	4,1	3,51
Луговые, n = 5					
A	0-10	66,31±1,38	3,10	4,7	3,23
A _{Fc}	10-20	65,10±6,18	13,85	21,3	3,27
AB _{Fcg}	45-55	69,28±7,32	16,41	23,7	3,45
B _{кFcg}	70-80	71,18±7,10	15,91	22,3	3,59
BC _{кFcg}	90-100	63,89±4,59	10,28	16,1	3,31
C _{кFcg}	105-115	56,72±4,92	11,02	19,4	2,95
Лугово-болотные, n = 3					
A _{Fcg}	0-10	14,57±3,11	5,29	36,3	4,16
AB _{Fcg}	30-40	29,09±8,71	14,81	50,9	2,51
B _{кFcg}	50-60	21,16±3,25	5,52	26,1	1,67
C _{кFcg}	90-100	21,71±3,52	5,99	27,6	1,63
Солонцы черноземно-луговые, n = 4					
A	5-15	47,24±9,04	18,09	38,3	2,43
B ₁	25-35	90,78±10,51	21,02	23,1	4,80
B _{2к}	40-50	86,47±8,80	17,62	20,4	4,41
BC _к	70-80	73,37±13,47	26,85	36,6	4,12
C _{кFcg}	100-110	59,46±9,82	19,65	33,0	3,46
Солончаки луговые, n = 3					
A _к	0-10	29,39±1,78	3,02	10,3	1,56
B _{1к}	10-20	49,71±3,31	5,63	11,3	2,44
B _{2к}	20-30	51,84±0,82	1,39	2,6	2,43
B _{3зг}	40-50	36,27±2,08	3,53	9,7	1,96
BC _{зг}	60-70	31,18±1,53	2,60	8,3	1,67
Солоди луговые, n = 3					
A _д	0-8	61,53±13,40	22,79	37,0	3,11
A ₂	8-16	29,34±1,18	2,00	6,8	1,54
B ₁	25-35	103,12±4,83	8,21	7,9	5,39
B ₂	50-60	92,67±5,24	8,91	9,6	5,04
BC	80-90	78,21±5,98	10,16	12,9	4,36
C _к	120-130	64,95±4,19	7,12	10,9	3,63

Продолжение табл. 3.19

1	2	3	4	5	6
<i>Обменный</i>					
Лугово-черноземные, n = 5					
A	0-10	26,23±1,41	3,17	12,1	1,33
A	20-30	21,15±1,37	3,07	14,5	1,12
AB	40-50	19,77±1,57	3,53	17,9	1,05
B _{1кг}	65-75	19,96±1,97	4,41	22,1	1,07
B _{2кг}	80-90	19,95±1,53	3,44	17,2	1,08
BC _{кг}	125-135	18,79±0,83	1,86	9,9	1,00
C _{кг}	160-170	18,86±0,95	2,12	11,2	1,03
Луговые, n = 5					
A	0-10	20,14±1,08	2,42	12,0	0,98
A _{Fc}	10-20	18,64±1,86	4,17	22,4	0,94
AB _{FCg}	45-55	16,74±1,61	3,61	21,6	0,83
B _{дFCg}	70-80	15,96±1,98	4,43	27,7	0,81
BC _{дFCg}	90-100	15,67±1,96	4,40	28,1	0,81
C _{дFCg}	105-115	16,59±1,78	4,00	24,1	0,86
Лугово-болотные, n = 3					
A _{FCg}	0-10	12,41±3,64	6,19	49,9	3,54
AB _{FCg}	30-40	9,98±3,14	5,34	53,6	0,86
B _{дFCg}	50-60	15,07±4,32	7,34	48,7	1,19
C _{дFCg}	90-100	14,33±6,63	11,27	78,7	1,08
Солонцы черноземно-луговые, n = 4					
A	5-15	24,48±5,09	10,18	41,6	1,26
B ₁	25-35	27,09±4,99	9,99	36,9	1,43
B _{2к}	40-50	23,19±3,50	7,00	30,2	1,18
BC _к	70-80	19,11±2,90	5,80	30,4	1,07
C _{дFCg}	100-110	17,21±2,20	4,41	25,6	1,00
Солончаки луговые, n = 3					
A _к	0-10	19,19±0,57	0,97	5,1	1,01
B _{1к}	10-20	18,15±0,53	0,90	4,9	0,89
B _{2к}	20-30	16,85±0,75	1,27	7,6	0,79
B _{3кг}	40-50	13,61±1,28	2,17	15,9	0,73
BC _{кг}	60-70	10,48±0,92	1,57	14,9	0,56
Солоди луговые, n = 3					
A _д	0-8	9,15±0,46	0,79	8,7	0,46
A ₂	8-16	5,39±0,54	0,92	17,1	0,28
B ₁	25-35	20,97±1,66	2,83	13,5	1,09
B ₂	50-60	24,49±2,07	3,52	14,4	1,33
BC	80-90	25,16±0,86	1,46	5,8	1,40
C _к	120-130	23,02±0,05	0,87	3,8	1,29

Окончание табл. 3.19

1	2	3	4	5	6
<i>Водорастворимый</i>					
<i>Лугово-черноземная, n = 5</i>					
A	0-10	1,47±0,19	0,44	30,3	0,07
A	20-30	1,38±0,20	0,45	32,3	0,07
AB	40-50	1,05±0,22	0,50	48,1	0,05
B _{1кг}	65-75	1,19±0,15	0,34	28,4	0,06
B _{2кг}	80-90	1,22±0,14	0,32	26,7	0,07
BC _{кг}	125-135	1,05±0,15	0,34	32,4	0,05
C _{кг}	160-170	0,91±0,10	0,23	25,6	0,05
<i>Луговые, n = 5</i>					
A	0-10	1,19±0,10	0,23	19,2	0,06
A _{Fe}	10-20	1,04±0,03	0,06	5,8	0,05
AB _{Fe}	45-55	0,73±0,21	0,48	65,5	0,04
B _{кгFe}	70-80	1,14±0,20	0,45	39,9	0,06
BC _{кгFe}	90-100	1,21±0,35	0,49	40,5	0,06
C _{кгFe}	105-115	1,31±0,29	0,67	51,5	0,07
<i>Лугово-болотные, n = 3</i>					
A _{Fe}	0-10	1,89±0,37	0,69	33,3	0,54
AB _{Fe}	30-40	1,55±0,24	0,41	26,6	0,13
B _{кгFe}	50-60	1,58±0,22	0,38	24,0	0,12
C _{кгFe}	90-100	1,69±0,27	0,46	27,1	0,13
<i>Солонцы черноземно-луговые, n = 4</i>					
A	5-15	2,00±0,06	0,12	5,8	0,10
B ₁	25-35	1,84±0,03	0,07	3,9	0,09
B _{2к}	40-50	1,77±0,08	0,16	9,1	0,09
BC _к	70-80	1,66±0,07	0,14	8,4	0,09
C _{кгFe}	100-110	1,62±0,04	0,09	5,4	0,09
<i>Солончаки луговые, n = 3</i>					
A _к	0-10	2,42±0,15	0,25	10,3	0,13
B _{1к}	10-20	2,00±0,01	0,02	1,6	0,09
B _{2к}	20-30	1,96±0,02	0,03	1,6	0,09
B _{3кг}	40-50	1,61±0,29	0,49	30,6	0,09
BC _{кг}	60-70	1,70±0,06	0,10	5,9	0,09
<i>Солоди луговые, n = 3</i>					
A _д	0-8	2,02±0,06	0,10	4,9	0,10
A ₂	8-16	1,96±0,03	0,06	3,2	0,10
B ₁	25-35	1,92±0,06	0,11	5,6	0,10
B ₂	50-60	1,90±0,39	0,67	35,2	0,10
BC	80-90	1,79±0,05	0,08	4,7	0,10
C _к	120-130	1,70±0,01	0,01	0,9	0,09

Данная форма практически недоступна для питания растений и может переходить в подвижные формы (обменные и водораствори-

мые) в течение длительного цикла выветривания и трансформационных преобразований первичных калийсодержащих минералов.

Источником необменных форм калия, являющихся ближним резервом для пополнения доступных для растений соединений калия (Забавская, 1977), в полугидроморфных и гидроморфных почвах являются иллитовые слюдястые минералы, присутствующие в составе наиболее дисперсных илистых фракций (Тихонов и др., 1977).

Таблица 3.20. Вариационно-статистические показатели содержания форм калия в лугово-черноземных солонцеватых почвах, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	n	M±m	± δ	V, %	% от валового
Негидролиземый 10 % HCl						
A	0-10	5	1659±51,32	114,59	6,9	82,54
A	20-30		1651±47,66	106,77	6,5	82,14
AB	40-50		1753±23,49	52,62	3,0	83,08
B _{1гг}	65-75		1625±74,30	166,49	10,2	81,97
B _{2гг}	80-90		1637±57,42	128,62	7,8	82,26
BC _{гг}	125-135		1570±113,39	253,99	16,2	82,19
Гидролиземый 10 % HCl (по Гедройцу)						
A	0-10	5	233,40±16,77	37,56	16,1	11,61
A	20-30		257,55±19,48	43,63	16,9	12,81
AB	40-50		249,30±16,89	37,83	15,2	11,81
B _{1гг}	65-75		255,35±14,61	32,73	12,8	12,89
B _{2гг}	80-90		263,31±18,51	41,47	15,7	13,23
BC _{гг}	125-135		253,08±18,40	41,22	16,3	13,25
Гидролиземый 2 н. HCl (по Пчелкину)						
A	0-10	5	83,85±1,15	2,58	3,1	4,17
A	20-30		76,01±1,29	2,91	3,8	3,78
AB	40-50		75,67±1,82	4,08	5,4	3,59
B _{1гг}	65-75		73,16±1,55	3,48	4,7	3,69
B _{2гг}	80-90		70,96±2,32	5,19	7,3	3,56
BC _{гг}	125-135		67,39±2,85	6,39	9,5	3,53
Обменный (по Масловой)						
A	0-10	5	31,52±2,09	4,70	14,9	1,57
A	20-30		26,99±1,89	4,23	15,7	1,34
AB	40-50		27,92±1,51	3,39	12,1	1,32
B _{1гг}	65-75		24,85±1,57	3,53	14,2	1,25
B _{2гг}	80-90		22,24±1,14	2,55	11,5	1,12
BC _{гг}	125-135		20,07±0,61	1,36	6,8	1,05
Водорастворимый						
A	0-10	5	1,39±0,01	0,03	2,3	0,07
A	20-30		1,33±0,03	0,06	4,9	0,07
AB	40-50		1,22±0,01	0,03	2,6	0,06
B _{1гг}	65-75		1,18±0,03	0,06	5,1	0,06
B _{2гг}	80-90		1,15±0,02	0,04	3,7	0,06
BC _{гг}	125-135		1,06±0,01	0,03	2,9	0,05

Содержание гидролизуемых форм калия колеблется в широких пределах, что связано, прежде всего, с минералогическим составом почв, содержанием гумуса, реакцией среды. Максимальными величинами данных форм калия характеризуются лугово-черноземные почвы, минимальными – лугово-болотные. Отмечается существенное варьирование необменных форм внутри изученных родов лугово-черноземных почв (выщелоченных, осолоделых, солонцеватых). Так, при сравнительно одинаковом гранулометрическом составе и примерно равном содержании илистых частиц наблюдается значительное увеличение гидролизуемых форм калия в солонцеватых почвах (табл. 3.20).

Это, вероятно, обусловлено генезисом данных почв – вхождением ионов натрия в почвенный поглощающий комплекс, в результате чего происходит повышение дисперсности коллоидной части почвы, в том числе вторичных калийсодержащих минералов, и увеличивается поверхность соприкосновения твердой фазы почвы с раствором.

Установленные различия в профильном распределении необменных форм обусловлены особенностями и направлением почвообразовательных процессов. Для лугово-черноземных и луговых почв характерно относительно равномерное изменение в профиле количества необменного калия. Резкое увеличение данного показателя в иллювиальных горизонтах солодей и солонцов – результат элювиально-иллювиальных процессов, протекающих в этих почвах.

Большое влияние на перераспределение гидролизуемого 2 н. НСІ калия оказывают окислительно-восстановительные условия. В восстановительной глеевой обстановке, характерной для большинства изученных полугидроморфных и гидроморфных почв, двухвалентное железо может вытеснять из кристаллической решетки вторичных высокодисперсных минералов другие катионы, в том числе и калий. Более низкие значения Eh в глубоких глеевых горизонтах определяют пониженную способность минеральной основы почв необменно фиксировать калий, о чем свидетельствуют и меньшие величины необменного калия в Cg по сравнению с верхними горизонтами, несмотря на увеличение в гранулометрическом составе почвообразующих пород илистой фракции.

Величина водорастворимого калия в исследованных почвах невелика (1,19–2,42 мг на 100 г почвы) и незначительно изменяется по

профилю, в то время как содержание обменной формы калия, представленной ионами, находящимися на поверхности отрицательно заряженных коллоидных частиц, изменяется в широких пределах и зависит от типовой принадлежности почв и направления почвообразовательных процессов.

Профильное распределение обменного калия лугово-черноземных, луговых и лугово-болотных почв находится в прямой зависимости от распределения илистой фракции и связано с биогенной аккумуляцией; в почвах солонцеватых и осолоделых – определяется развитием элювиально-иллювиальных процессов.

Известно, что основным свойством солонцов и солонцеватых почв, содержащих в составе почвенного поглощающего комплекса обменный натрий, является образование в их профиле коллоидных систем, устойчивых к коагуляционным процессам. Химическая и физико-химическая обстановка, создающаяся в этих почвах, способствует трансформационным изменениям минералов – образованию супердисперсных глинистых частиц предельной степени дисперсности. Как указывает Б.П. Градусов (1980), супердисперсное состояние минерала характеризует, прежде всего, кристаллохимические особенности. Специфика данного состояния минералов определяется тем, что размер межслоевых промежутков монтмориллонитовых пакетов в магнийнасыщенном состоянии возрастает по сравнению с нормой на 0,15–0,20 нм, иногда и более и достигает 1,65–1,70 нм. Увеличение высоты межслоевого промежутка объясняется расклинивающим действием обменного натрия, сорбированного в межслоевом промежутке. Сильногидратированный ион отделяет пакеты монтмориллонита друг от друга. Данный процесс приводит к увеличению дисперсных коллоидных частиц почвенного поглощающего комплекса, возрастанию общей суммарной поверхности коллоидов. Результатом этого является резкое увеличение содержания обменного калия в иллювиальных горизонтах солонцов и высокое содержание этой формы калия в солонцеватых лугово-черноземных почвах.

Проблема повышения плодородия аллювиальных почв тесно связана с обеспеченностью их основными элементами питания, среди которых ведущая роль принадлежит калию. В большей мере это относится к калиелюбивым культурам, таким как корнеплоды, картофель, овощи, которые выращиваются на аллювиальных почвах, являющихся в настоящее время важным резервом сельскохозяйст-

венного производства. Так как овощные культуры особенно требовательны к калию и при постоянном выращивании этих культур аллювиальные почвы сильно истощаются в отношении калия, то появляется необходимость пополнения его запасов за счет внесения удобрений. Для выявления эффективности калийных удобрений необходимо проведение исследований по установлению ценности запасов валового калия и его форм, принимающих неодинаковое участие в специфических условиях пойменного почвообразования. Калий нерастворимых алюмосиликатов аллювиальных почв колеблется в достаточно широких пределах: от 1190 в почвах прирусловой части поймы до 1489 мг/100 г почвы в луговых почвах центральной части поймы р. Оби (табл. 3.21).

Таблица 3.21. Вариационно-статистические показатели содержания форм калия в гумусовых горизонтах аллювиальных почв, мг/100 г

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	% от валового
Дерново-слоистые	4	1190±180	361	33,9	90,82
Луговые	8	1489±91	257	17,2	88,62
Лугово-болотные	3	1275±201	342	26,8	97,33
Гидролизуемый 10 % HCl (по Гедройцу)					
Дерново-слоистые	4	55,69±17,28	34,57	62,1	4,25
Луговые	8	117,73±17,26	46,03	39,1	7,01
Лугово-болотные	3	87,85±41,86	71,16	81,0	6,71
Гидролизуемый 2 н. HCl (по Пчелкину)					
Дерново-слоистые	4	39,36±12,19	24,39	62,0	3,00
Луговые	8	49,79±10,62	30,07	60,4	2,96
Лугово-болотные	3	23,33±6,92	11,76	50,4	1,78
Обменный (по Масловой)					
Дерново-слоистые	4	7,58±0,47	0,95	12,5	0,58
Луговые	8	15,08±1,65	4,68	31,0	0,89
Лугово-болотные	3	12,79±0,76	1,29	10,1	0,98
Водорастворимый					
Дерново-слоистые	4	1,13±0,28	0,56	49,7	0,09
Луговые	8	1,01±0,25	0,71	70,6	0,06
Лугово-болотные	3	0,87±0,09	0,15	17,24	0,07

Калий нерастворимых алюмосиликатов из всех форм почвенного калия составляет наибольший процент от валового (89–97 %) и тем самым является существенным потенциальным резервом.

Появление водорастворимого калия является следствием ряда процессов, среди которых существенное значение имеют гидролиз калийсодержащих минералов, разрушение минералов корневыми выделениями растений и, наконец, вытеснение обменного калия солями, попадающими в почву с удобрениями и продуктами корневых выделений растений. Аллювиальные почвы характеризуются весьма низким содержанием калия водных вытяжек (0,87–1,13 мг/100 г почвы), что составляет сотые доли от валового содержания.

Таблица 3.22. Содержание и распределение водорастворимого калия в профиле аллювиальных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	$M \pm m$	$\pm \delta$	V, %	% от валового
Дерново-слоистые, $n = 4$					
A _d	0–10	1,13±0,28	0,56	49,7	0,09
I	10–20	0,73±0,24	0,49	68,0	0,05
II	32–42	0,72±0,24	0,49	69,3	0,05
III	50–60	0,72±0,28	0,56	77,8	0,05
IV	70–80	0,59±0,19	0,39	66,9	0,04
V	100–110	0,69±0,27	0,54	78,6	0,05
VI	125–135	0,88±0,36	0,72	81,8	0,06
VII	155–165	1,00±0,71	1,42	141,9	0,08
D	165–170	0,55±0,19	0,38	69,6	0,05
Луговые, $n = 8$					
A'	0–10	1,01±0,25	0,71	70,6	0,06
A'' _g	15–25	0,88±0,14	0,40	45,8	0,05
AB _g	30–40	0,63±0,14	0,40	63,9	0,04
AB _g	50–60	0,59±0,08	0,24	40,7	0,04
A _h	67–77	0,62±0,08	0,24	38,4	0,04
B _g	85–95	0,66±0,10	0,28	42,5	0,04
B _g	105–115	0,71±0,13	0,35	48,8	0,05
D	150–160	0,98±0,21	0,43	44,5	0,07
Лугово-болотные, $n = 3$					
A' _g	0–10	0,87±0,09	0,15	17,2	0,07
A'' _g	12–24	1,23±0,27	0,47	38,1	0,09
AB _{Fe_g}	30–40	0,65±0,07	0,13	20,3	0,04
B _{Fe_g}	55–65	0,69±0,21	0,37	54,5	0,04
B _{Fe_g}	70–80	1,13±0,41	0,71	63,1	0,07
C _{Fe_g}	100–110	1,01±0,19	0,34	34,0	0,06

При сравнении величины водорастворимого калия аллювиальных почв р. Оби с почвами водораздельных пространств данного бассейна отмечается очень низкое содержание этой формы калия по сравнению с темно-серыми лесными почвами и черноземами выщелоченными.

Это, очевидно, указывает на то, что концентрация калия в почвенном растворе находится в большой зависимости от господства восходящих токов над нисходящими токами влаги в почве, и наоборот. В связи с этим аллювиальные почвы, для которых характерно избыточное увлажнение, характеризуются в 1,4–1,8 раза меньшим содержанием водорастворимого калия, чем черноземы выщелоченные.

В распределении водорастворимого калия по профилю аллювиальных почв не наблюдается ярко выраженных закономерностей (табл. 3.22).

Максимальное количество этой формы калия приурочено к верхним горизонтам аллювиальных почв, что является, по-видимому, результатом биологической аккумуляции его растительностью и более интенсивно протекающим процессом выветривания и почвообразования. Вниз по профилю почв величина водорастворимого калия резко падает и достигает минимума в материнской породе.

Таблица 3.23. Запасы форм калия в аллювиальных почвах р. Оби

Слой, см	Валовой	Необменный		Обменный	Водорастворимый
		по Гед-ройцу	по Пчелкину		
		т/га		кг/га	
Дерново-слоистая легкосуглинистая, р. 85					
0–20	27,36	1,14	0,49	116,10	24,30
0–50	76,80	3,36	1,18	252,60	48,20
0–100	169,60	7,87	2,65	569,17	95,65
Луговая тяжелосуглинистая, р. 68					
0–20	32,00	2,14	0,50	178,20	23,40
0–50	77,55	6,02	1,30	426,79	60,10
0–100	165,55	12,67	2,64	840,11	98,16
Луговая суглинистая, р. 44					
0–20	27,60	2,37	0,42	330,40	21,60
0–50	80,36	5,70	1,04	680,10	35,30
0–100	167,12	10,18	2,24	1313,70	85,40
Луговая тяжелосуглинистая, р. 41					
0–20	30,88	1,84	0,36	293,60	10,40
0–50	65,56	5,14	0,99	622,40	24,80
0–100	158,96	10,65	1,61	1171,42	59,60
Лугово-болотная суглинистая, р. 29					
0–20	24,15	3,22	0,49	257,82	19,50
0–50	84,34	7,72	1,01	738,24	23,52
0–100	174,22	12,34	2,27	1524,85	81,42
Болотная иловато-торфяно-глиевая, р. 26					
0–20	21,12	1,20	0,34	262,21	24,60
0–50	52,07	3,48	0,73	502,24	36,63
0–100	162,67	10,58	1,41	1102,86	78,82

Водорастворимый калий является легкодоступным для растений, однако малое его содержание в аллювиальных почвах обуславливает незначительные запасы в слое 0–50 см, колеблющиеся независимо от типа почвы в пределах 23–60 кг/га и составляющие около половины всего водорастворимого калия, сосредоточенного в метровой толще (табл. 3.23).

Исходя из положения о том, что почвенный раствор является главным источником питательных веществ, некоторые исследователи считают, что водные вытяжки могут быть использованы для изучения баланса подвижного калия. При сравнении запасов водорастворимого калия верхнего корнеобитаемого слоя с его выносом растениями видно, что величина выноса калия даже для относительно менее требовательных к калию культур будет превышать в несколько раз его запасы.

Отмеченные закономерности изменения гранулометрического состава почв при переходе от приустьевой части поймы к центральной и притеррасной накладывают определенный отпечаток на содержание обменной формы калия (см. табл. 3.21). Максимальным содержанием обменного калия характеризуются аллювиальные почвы центральной поймы; среднее содержание в верхних горизонтах обменной формы составляет 15,08 мг/100 г почвы. Почвы приустьевой поймы, более облегченной по гранулометрическому составу, содержат значительно меньше обменного калия (средняя величина 7,58 мг/100 г почвы). По содержанию обменного калия аллювиальные почвы центральной части поймы приближаются к серым лесным почвам и выщелоченным черноземам, имеющим широкое распространение в бассейне среднего и южного отрезка р. Оби.

Несколько меньшим количеством обменного калия по сравнению с почвами центральной поймы характеризуются аллювиальные почвы притеррасья, заключающие в верхнем горизонте 12,8 мг калия на 100 г почвы, что, очевидно, обусловлено миграционными процессами иона калия вниз по профилю. Подобная картина наблюдалась при исследовании калийного режима низинных торфяно-болотных почв Белоруссии (Хапкина и др., 1974). Авторы полагают, что миграция калия по почвенному профилю указанного типа почв происходит в виде катиона и комплексных органоминеральных солей гуминовых кислот и фульвокислот благодаря их переносу движущейся водой.

В распределении обменного калия по профилю аллювиальных почв наблюдаются существенные отличия отдельных генетических горизонтов, обусловленные различиями в гранулометрическом составе (табл. 3.24).

Таблица 3.24. Содержание и распределение обменного калия в профиле аллювиальных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	M±m	± δ	V, %	% от валового
Дерново-слоистые, n = 4					
A _d	0-10	7,58±0,47	0,95	12,5	0,58
I	10-20	5,48±0,70	1,40	25,6	0,40
II	32-42	5,77±1,14	2,28	39,6	0,41
III	50-60	5,66±0,74	1,48	26,1	0,43
IV	70-80	8,02±2,01	4,02	50,2	0,58
V	100-110	7,89±2,40	4,80	60,9	0,59
VI	125-135	10,42±2,42	4,84	46,4	0,72
VII	155-165	8,04±1,95	3,90	48,6	0,64
D	165-170	5,19±0,62	1,25	24,1	0,48
Луговые, n = 8					
A'	0-10	15,08±1,65	4,68	31,0	0,89
A'' _g	15-25	11,53±1,01	2,82	24,5	0,72
AB _g	30-40	9,32±1,59	4,46	47,9	0,64
AB _B	50-60	9,09±1,37	3,85	42,4	0,61
A _b	67-77	10,61±1,16	3,26	30,7	0,71
B _B	85-95	9,97±1,37	3,12	31,2	0,69
B _g	105-115	6,11±0,94	2,63	0,4	0,43
D	150-160	7,99±0,38	0,77	9,6	0,57
Лугово-болотные, n = 3					
A' _g	0-10	12,79±0,76	1,29	10,1	0,98
A'' _g	12-24	13,94±0,23	0,40	2,9	1,02
AB _{FCg}	30-40	12,25±3,51	6,07	49,5	0,80
B _{FCg}	55-65	12,84±2,81	4,87	37,9	0,82
B _{FCg}	70-80	14,72±1,94	3,35	22,8	0,97
C _{FCg}	100-110	12,82±2,98	5,17	40,3	0,79

В почвах с однородным гранулометрическим составом наблюдается равномерное распределение обменного калия; в почвах на двухчленных суглинисто-супесчаных отложениях повышенным содержанием этой формы калия характеризуется верхняя толща, сложенная преимущественно легким суглинком; меньшее содержание обменного калия наблюдается в нижней толще почвенного профиля, гранулометрический состав которого представлен супесями и песками.

В содержании обменного калия в почвах центральной поймы отмечается тенденция увеличения обменного калия в верхних горизонтах. Очевидно, определенную роль в этом играют процессы биологической аккумуляции калия. Однако определенных различий между содержанием обменного калия в аллювиальных почвах различных отрезков р. Оби (южного, среднего, северного) выявить не удалось.

Обменный калий исследуемых почв в сумме с водорастворимым составляют 0,67–1,05 % от валового содержания и представляют собой непосредственный резерв питания растений этим элементом. Наибольшими запасами обменного калия (см. табл. 3.21) характеризуются аллювиальные почвы центральной части поймы, меньшими запасами отличаются аллювиальные почвы притеррасья. Запасы обменного калия в почвах прирусловой части поймы, а также переходной к центральной в 1,5–2 раза меньше, чем в аллювиальных луговых почвах, и составляют 569–840 кг/га.

Учитывая то, что почвы центральной части Обской поймы интенсивно используются в сельскохозяйственном производстве для выращивания, главным образом, овощных культур, весьма интересным является сопоставление выноса калия основными сельскохозяйственными культурами с запасами обменного калия. Установлено, что кукуруза при урожае 500 ц/га выносит в среднем 180 кг калия, картофель при урожае 120–150 ц/га – 170 кг, сахарная свекла за вегетационный период – 150–190 кг. Сравнивая эти величины с запасами обменного калия в слое 0–50 см, следует отметить, что данные почвы обладают запасами обменного калия, незначительно превышающими вынос его калиелюбивыми культурами. Таких запасов обменного калия хватило бы на 2–3 вегетации сельскохозяйственных культур. В действительности, благодаря процессу естественного возобновления обменного калия, этого в почве не наблюдается, т.е. даже искусственное удаление из почвы обменного калия не приводит к полному нарушению калийного питания.

Исследованиями ряда ученых установлено, что в питании растений, наряду с обменным калием, значительную роль играют и обменные формы. Особенно это касается аллювиальных почв (Кораблева, Слуцкая, 1978). Поскольку между формами калия существует динамическое равновесие, то при уменьшении количества обменного калия за счет выноса его растениями, а в аллювиальных почвах

также за счет вымывания полыми водами, почва высвобождает необменный калий и тем самым препятствует своему истощению в отношении этого элемента.

Результаты исследования содержания необменных форм калия (см. табл. 3.21) в аллювиальных почвах показали, что содержание калия, извлекаемого 10 % HCl (по Гедройцу), составляет 4,25–7,01 % от валового. Гораздо меньший процент от общего содержания калия составляет калий, гидролизуемый 2 н. солянокислой вытяжкой (по Пчелкину), – 1,78–3,00 %. Аллювиальные почвы центральной поймы по содержанию необменных форм калия не уступают серым лесным почвам, а в некоторых горизонтах и слоях – чернозему выщелоченному. Содержание указанных форм калия резко меняется в тех горизонтах, где наблюдается смена гранулометрического состава. Рядом лежащие слои и горизонты могут отличаться по содержанию необменного калия на 20–40 мг/100 г почвы. Величина калия нерастворимых алюмосиликатов (негидролизуемых форм) в наибольшей степени зависит от гранулометрического состава: с утяжелением гранулометрического состава почв его содержание уменьшается (табл. 3.25).

Для ориентировочной оценки обеспеченности исследуемых почв необменным (гидролизуемым 2 н. HCl) калием принята градация, разработанная К.М. Забавской (1977), где предлагается следующая группировка почв по содержанию гидролизуемого калия: почвы с низким содержанием необменного калия – 0–20, со средним – 20–50, с повышенным – 50–100 и высоким – 100–150 мг/100 г почвы. Сравнивая с данной градацией содержание гидролизуемого калия, можно видеть, что аллювиальные почвы р. Оби имеют среднее, а в ряде случаев повышенное содержание этой формы калия. Определение запасов калия, извлекаемого 2 н. солянокислой вытяжкой, позволяет установить ближайший резерв для питания растений калием, так как в эту вытяжку переходит преимущественно калий, входящий в состав вторичных калийсодержащих минералов. Запасы этой формы калия невелики и в 50-сантиметровом корнеобитаемом слое составляют 0,73–1,30 т/га, что свидетельствует о том, что аллювиальные почвы обладают недостаточным резервом, который был бы способен создать благоприятный калийный режим этих почв, способствующий нормальному росту и развитию растений.

Таблица 3.25. Содержание и распределение негидролизуемого калия и необменных его форм в профиле аллювиальных почв, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	M±m	± δ	V, %	% от валового
1	2	3	4	5	6
<i>Негидролизуемый</i>					
<i>Дерново-слоистые, n = 4</i>					
A _d	0-10	1190±180	361	33,9	90,82
I	10-20	1250±168	337	26,9	92,57
II	32-42	1148±203	406	35,3	81,44
III	50-60	1223±268	536	43,8	92,67
IV	70-80	1280±334	667	52,1	92,09
V	100-110	1222±192	385	31,5	91,17
VI	125-135	1347±163	326	24,2	92,91
VII	155-165	1143±176	352	30,8	91,48
D	165-170	997±252	503	50,5	92,34
<i>Луговые, n = 8</i>					
A'	0-10	1489±91	257	17,2	88,62
A'' _g	15-25	1408±99	277	19,7	88,55
AB _g	30-40	1308±104	290	22,2	89,59
AB _g	50-60	1338±129	362	27,1	90,40
A _h	67-77	1343±132	370	27,6	90,13
B _g	85-95	1317±111	310	23,5	90,83
B _g	105-115	1316±97	253	19,2	92,68
D	150-160	1292±55	110	8,5	92,28
<i>Лугово-болотные, n = 3</i>					
A' _g	0-10	1275±201	342	26,8	97,33
A'' _g	12-24	1235±86	148	12,0	90,12
AB _{Fe_g}	30-40	1229±75	131	10,6	80,33
B _{Fe_g}	55-65	1423±256	443	31,1	91,22
B _{Fe_g}	70-80	1384±232	401	28,9	91,70
C _{Fe_g}	100-110	1450±220	380	26,2	89,53
<i>Гидролизуемый 10 % HCl</i>					
<i>Дерново-слоистые, n = 4</i>					
A _d	0-10	55,69±17,28	34,57	62,1	4,25
I	10-20	57,21±18,26	36,52	63,8	4,24
II	32-42	71,21±16,74	33,48	47,0	5,05
III	50-60	56,68±14,01	28,03	49,4	4,29
IV	70-80	69,78±33,70	67,41	96,6	5,02
V	100-110	82,09±54,50	109,01	132,8	6,13
VI	125-135	47,08±13,34	26,69	56,7	3,25
VII	155-165	55,61±20,71	41,43	74,5	4,45
D	165-170	46,02±19,88	39,76	86,4	4,26

Продолжение табл. 3.25

1	2	3	4	5	6
Луговые, $n = 8$					
A'	0-10	117,73±16,26	46,03	39,1	7,01
A'' _г	15-25	118,96±17,68	49,51	41,6	7,48
AB _г	30-40	103,57±16,88	47,26	45,6	7,09
AB _г	50-60	90,98±15,20	42,56	46,8	6,15
A _h	67-77	91,19±24,04	67,32	73,8	6,12
B _г	85-95	71,94±10,81	30,24	42,1	4,96
B _г	105-115	42,27±15,48	40,25	95,2	2,98
D	150-160	57,32±24,41	48,82	85,2	4,09
Лугово-болотные, $n = 3$					
A' _г	0-10	87,85±41,86	71,16	81,0	6,71
A'' _г	12-24	109,04±41,03	70,99	65,1	7,96
AB _{FCg}	30-40	115,38±35,22	60,93	52,8	7,54
B _{FCg}	55-65	103,42±21,74	37,62	36,4	6,63
B _{FCg}	70-80	92,18±21,38	36,99	40,1	6,10
C _{FCg}	100-110	83,73±32,73	56,62	67,1	5,17
Гидролиземый 2 п. НС1					
Дерново-слоистые, $n = 4$					
A _д	0-10	39,36±12,19	24,39	62,0	3,00
I	10-20	37,11±12,72	25,45	68,6	2,75
II	32-42	52,11±23,28	46,56	89,3	3,69
III	50-60	30,22±8,83	17,67	58,5	2,29
IV	70-80	37,71±9,24	18,48	53,2	2,49
V	100-110	31,79±10,61	21,23	66,8	2,37
VI	125-135	47,42±13,67	27,35	57,7	3,27
VII	155-165	38,59±11,34	22,69	58,8	3,09
D	165-170	25,13±7,16	14,33	57,0	2,33
Луговые, $n = 8$					
A'	0-10	49,79±10,62	30,07	60,4	2,96
A'' _г	15-25	42,15±10,62	23,03	54,6	2,65
AB _г	30-40	38,23±8,53	23,90	62,5	2,62
AB _г	50-60	39,16±9,08	25,43	64,9	2,64
A _h	67-77	41,22±9,24	25,87	62,7	2,74
B _г	85-95	39,93±8,95	25,06	62,7	2,75
B _г	105-115	35,39±10,64	27,66	78,1	3,49
D	150-160	52,40±17,51	35,02	66,8	3,74
Лугово-болотные, $n = 3$					
A' _г	0-10	23,33±6,92	11,76	50,4	1,78
A'' _г	12-24	11,55±2,61	4,51	39,1	0,84
AB _{FCg}	30-40	16,89±1,55	2,68	15,9	1,10
B _{FCg}	55-65	18,68±2,31	4,00	21,4	1,19
B _{FCg}	70-80	19,67±3,79	6,57	33,4	1,30
C _{FCg}	100-110	22,83±5,81	10,06	44,1	1,41

Таким образом, на содержание валового калия и соотношение различных его форм существенное влияние оказывают основные процессы пойменного почвообразования: аллювиальный и поёмный. Несмотря на достаточно высокие запасы валового калия, аллювиальные почвы характеризуются средней, а чаще всего низкой обеспеченностью доступным для растений калием. Запасы природного необменного калия, являющегося основным резервом для восполнения наиболее подвижных его форм, невелики. В связи с этим большое значение в создании благоприятного калийного режима на аллювиальных почвах приобретает использование калийных удобрений, судьба которых после их внесения будет определяться калийфиксирующей способностью аллювиальных почв.

Отмеченные выше закономерности в содержании и распределении форм калия относятся к целинным почвам, находящимся в естественной природной обстановке. При распашке целинных земель и интенсивном использовании их в сельскохозяйственном производстве происходят значительные изменения в содержании и соотношении в почвах наиболее подвижных форм калия. С этой точки зрения определенный интерес представляет сопоставление изменений в содержании подвижных форм калия целинных и пахотных вариантов почв. Для этой цели были выбраны серые лесные почвы, широко используемые в сельском хозяйстве и составляющие основной фонд земледельческого пояса лесостепной зоны.

Как известно, сельскохозяйственная культура вносит огромные изменения в биологический круговорот минеральных веществ. Если в естественных условиях ежегодно растениями перекачиваются в верхние горизонты почвы сотни и тысячи килограммов минеральных веществ, то в агроценозах сотни килограммов зольных веществ отчуждаются из биологического круговорота, не возвращаясь в почву. Средний вынос калия из почвы с урожаем для важнейших сельскохозяйственных культур весьма значительный (Петербургский, 1979).

При смене естественного биогеоценоза агрокультурным азот и фосфор вовлекаются в биологический круговорот в больших количествах, чем в геологический; противоположное поведение наблюдается для калия (Евдокимова и др., 1976; Быстрицкая и др., 1981; Титлянова и др., 1983). В результате антропогенного воздействия усиливается его поступление в геологический круговорот. По материалам лизиметрических исследований (Киндерлис, 1970), вынос калия с дренажными

водами достигает 7,9 кг/га для тяжелых и средних по гранулометрическому составу почв; наиболее значительные потери калия характерны для влажных субтропиков – около 47 кг/га. Эти данные позволяют полагать, что выход калия из зоны аэрации в ярус грунтовых вод – это практически безвозвратная потеря данного элемента биологическим круговоротом и переход его в медленный геологический. Таким образом, к выносу калия культурными растениями присоединяется его геохимический вынос из почвы. Поскольку состав культурных растений не идентичен составу зольных веществ естественной растительности, то происходят глубочайшие изменения и перестройка всего цикла обмена веществ в системе почва – растение.

Комплексная оценка калийного состояния пахотных почв предусматривает параллельное использование показателей, характеризующих как качественное состояние калийселективных позиций глинистых минералов, так количественный состав форм элемента. В связи с вышесказанным совершенно очевидно, что содержание наиболее доступного для растений калия в агрогенных вариантах серых лесных почв будет зависеть от степени выпашанности или окультуренности этих почв, количества внесенных удобрений, изменений минералогического состава почв в процессе техногенеза (Чижикова, 2002). Как показывают исследования (табл. 3.26), содержание обменного калия в агрогенных вариантах серых лесных почв несколько выше, чем в целинных, однако различия средних недостоверны.

Таблица 3.26. Среднестатистические показатели содержания форм калия в целинных и агрогенных вариантах серых лесных почв

Почвы	n	Валовой калий, %	Гидролизуемый по Гедройцу 10 % HCl	Обменный	Водорастворимый
Серые лесные:					
целинные	15	1,70±0,05	154,6±6,3	13,1±1,1	1,13±0,07
агрогенные	15	1,69±0,05	164,2±5,2	14,3±1,4	1,10±0,08

По величине необменного калия почвы, длительное время используемые в сельском хозяйстве, не превышают целинные варианты. В содержании водорастворимого калия в целинных и пахотных вариантах серых лесных почв также не наблюдается существенных различий (см. табл. 3.3).

Очевидно, что восполнение запасов обменного калия в пахотных почвах может происходить за счет необменных форм. Однако, по мнению большинства исследователей, процесс освобождения калия из необменного состояния происходит медленно и осуществляется путем диффузии иона калия из внутренних к периферийным областям решетки глинистых минералов. Коэффициент диффузии калия (Grimme, 1975) в глинистых минералах составляет 10^{-15} – 10^{-23} см²/с, в то время как в почвенном растворе эта величина равна 10^{-5} см²/с. Отсюда следует, что скорость пополнения обменного калия за счет необменных его форм при интенсивном выращивании сельскохозяйственных культур не позволяет в полной мере обеспечить их усвояемым калием. Поэтому при всех условиях внесение удобрений является основным средством сохранения активности биологического круговорота минеральных веществ в системе почва – растение, главного условия повышения плодородия почв.

В заключение необходимо отметить, что валовое количество калия, соотношение форм, а следовательно, и величина его агрохимически важных ресурсов в почвах определяются, с одной стороны, исходным минералогическим составом почвообразующих пород, с другой – направленностью и интенсивностью почвообразовательных процессов. В результате этого поведение калия, доступность его для высших растений в почвах различных типов оказываются неодинаковыми. Калийное состояние почв отражает многоуровневый процесс и может рассматриваться как совокупность последовательных реакций между различными формами почвенного калия. В результате выветривания калийсодержащих минералов калий удаляется из кристаллических решеток слюд и полевых шпатов в обмен на другие гидратированные ионы, что приводит к трансформации минералов. Можно полагать, что при естественном ходе почвообразования соотношение форм калия определяется мобилизацией калия из кристаллической решетки алюмосиликатов процессами сорбции – десорбции по следующей схеме: калий минерального скелета (силикатный калий) → калий, гидролизуемый соляной кислотой ↔ обменный калий ↔ калий почвенного раствора. Так как ведущий процесс (выветривание) необратим по своей направленности, то при почвообразовании происходит накопление калия в наиболее доступных для растений формах – обменной и водорастворимой. Между калием почвенного поглощающего комплекса и калием почвенного

раствора равновесие устанавливается быстро. Расход калия этих форм с отчуждением урожая компенсируется той, которая гидролизуется соляной кислотой. Равновесие между гидролизуемым калием и обменным устанавливается, в отличие от первого случая, значительно медленнее. Еще медленнее создается равновесие между силикатной формой и гидролизуемой. Можно считать, что скорость трансформации силикатной формы калия в гидролизуемую для конкретной почвы – величина постоянная и определяется ее генезисом, набором и интенсивностью протекания элементарных почвенных процессов, химическими и минералогическими особенностями почвообразующей породы. В естественных условиях почвообразования, когда нет чрезмерного отчуждения калия обменной или водорастворимой форм, количество гидролизуемого калия в каждой почве есть величина относительно постоянная. В случае значительного выноса этого элемента с урожаем часть гидролизуемого калия переходит в обменную форму и если количество перешедшего в обменную форму калия больше количества калия, перешедшего из силикатной формы в гидролизуемую, то величина отношения силикатного калия к гидролизуемому возрастет. В этом случае оценкой калийного состояния почвы может явиться показатель отношения силикатного калия к гидролизуемому. Понятно, что «точкой отсчета» может быть величина этого соотношения, определяемая в целинной почве, относящейся к той же генетической разновидности. Расширение указанного отношения до установленной общепринятой величины может служить мерилем отклонения данного параметра и явиться сигналом тревоги.

Таким образом, если общее количество калия и содержание его негидролизуемых форм определяет, главным образом, тот фон, на котором складывается калийный режим почв, то величина и характер различных по своей доступности для растений форм калия, образовавшихся в результате трансформационных изменений калийсодержащих структур, обеспечивает механизм функционирования системы калийных соединений при изменении внешнего воздействия. Определённое соотношение указанных групп соединений калия, сформированных в ходе смены этапов миграции и аккумуляции, а также в процессе разрушения термодинамически неустойчивых в данных условиях и сохранения более стабильных соединений, обуславливает устойчивость почв в отношении данного элемента, поддерживая естественные, сложившиеся в ходе эволюции пропорции.

Глава 4. ВКЛАД РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ФОРМИРОВАНИЕ КАЛИЙНОГО СТАТУСА ПОЧВ

Изучение валового химического состава почв, а также состава и свойств слагающих почву гранулометрических фракций дает возможность глубже познать специфику почвообразовательных процессов и выявить направление почвообразования. Многочисленные доказательства этого положения можно найти в работах русских и зарубежных ученых, придававших большое значение изучению валового химического состава в вопросах выяснения генезиса почв и характеристики их потенциального плодородия. В последнее время исследователей стал интересовать валовой химический состав всех составляющих почву гранулометрических фракций: от высокодисперсных до самых крупных.

Известно, что поступление калия в почвенный раствор и через него в корень растений определяется, главным образом, двумя факторами: 1) содержанием калия в грубодисперсных минералах и скоростью его высвобождения из них; 2) количеством калия в глинистых (тонкодисперсных) минералах и их кристаллохимическими особенностями (Diest, 1978). Наряду с этим значительную роль в формировании запасов доступного калия играют температурный и воздушный режимы, рН почв, содержание органического вещества, влажность и др. Основная часть калия крупных гранулометрических фракций заключена в полевых шпатах и слюдах; практически весь калий тонкодисперсных фракций содержится в гидрослюдах.

Вклад минералов тонких и грубых фракций в формирование режима доступного калия не всегда оценивается однозначно. Во многих случаях обеспеченность почв калием связывается с содержанием илистых фракций и присутствием в них слюдястых минералов (Горбунов, 1978; Чижикова, Королева, 1998). В основу представления о приоритетной роли илистых фракций в обеспечении почв калием положено предположение о менее прочной связи калия в них по

сравнению с минералами более крупных фракций. Однако многочисленные данные (Rich, 1972; Smith et al., 1972) указывают на то, что из тонкодисперсных частиц калий экстрагируется гораздо труднее, чем из частиц крупных размеров. Некоторые авторы (Rich, 1972) связывают медленное высвобождение калия из гидрослюды с важным условием трансформации и плодородия почв в отношении данного элемента. В литературе имеются данные (Pratt, 1952; Reichenbach, Rich, 1969; Carson, Dixon, 1972; Munn et al., 1976; Чижикова и др., 1990; Градусов, Яковлева, 1997), указывающие на то, что в питании растений принимает участие калий из пылеватых и песчаных фракций. Поскольку подвижность форм калия определяется характером его связи с минералами и их размерностью, то несомненный интерес представляет исследование закономерностей распределения наиболее подвижных форм калия по гранулометрическим фракциям почв и выяснение роли отдельных фракций как источника доступных для питания растений форм калия. Изучение форм калия в таком аспекте может иметь, по-видимому, не только большую агрохимическую значимость, но и определенный почвенно-генетический смысл.

4.1. Дифференциация валового калия по гранулометрическим фракциям

Особенности калийного состояния изученных почв обусловлены количественным и качественным минералогическими факторами. Исходя из отличий минералогического состава различных по своему размеру гранулометрических фракций, особенно по составу и количеству калийсодержащих минералов (см. табл. 2.1, 2.2) следует ожидать наличие определенных закономерностей, связанных с генезисом почв и отдельных фракций. В почвах, формирующихся на лёссовидных суглинках, с уменьшением размера фракций происходит увеличение содержания валового калия, которое во фракциях тонкой пыли и ила достигает максимального значения (табл. 4.1).

При этом наблюдается некоторое различие в распределении валового калия по фракциям дерново-подзолистых и серых лесных почв, с одной стороны, и черноземов – с другой. В дерново-подзолистых и серых лесных почвах максимальное количество валового калия приходится на фракцию тонкой пыли и уменьшается

как в сторону крупных, так и более мелких фракций: ил < тонкая пыль > средняя пыль > крупная пыль > песок. В черноземах наибольшая насыщенность калием отмечается во фракции ила и уменьшается в такой последовательности: ил > тонкая пыль > средняя пыль > крупная пыль > песок. Подобная картина распределения валового калия во фракциях ила и тонкой пыли отмечалась некоторыми исследователями и ранее (Адерихин, Беляев, 1971; Перевалов, Поддубный, 1974; Козлова и др., 2000).

Таблица 4.1. Распределение валового калия по гранулометрическим фракциям почв, развитых на лессовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	K ₂ O, % от массы фракции					K ₂ O в почве в целом, %
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм	
Дерново-подзолистая, р. 59							
A	4–14	2,64	2,72	1,54	1,34	1,18	1,50
A ₂	23–33	2,83	2,87	1,35	1,34	1,28	1,65
B ₁	65–75	2,79	2,84	1,45	1,39	1,27	1,74
C	180–190	2,80	2,90	1,60	1,38	1,21	1,68
Светло-серая лесная, р. 3							
A ₁	0–10	2,70	2,81	1,59	1,30	1,12	1,66
A ₁ A ₂	20–30	2,85	2,92	1,50	1,32	1,11	1,61
B ₁	74–84	2,70	2,80	1,55	1,38	1,16	1,76
C	180–190	2,68	2,70	1,50	1,45	1,25	1,78
Серая лесная, р. 7							
A ₁	0–10	2,42	2,68	1,45	1,36	1,24	1,65
A ₁ A ₂	28–38	2,73	2,80	1,42	1,34	1,19	1,57
B ₁	68–78	2,86	2,82	1,44	1,38	1,25	1,60
C _к	180–190	2,90	2,92	1,59	1,39	1,20	1,53
Темно-серая лесная, р. 103							
A ₁	0–10	2,92	3,00	1,47	1,39	1,29	1,92
A ₁ A ₂	33–43	2,76	2,86	1,50	1,48	1,27	1,87
B ₁	60–70	2,76	2,82	1,49	1,40	1,31	1,90
C _к	150–160	2,86	2,89	1,50	1,47	1,30	1,88
Чернозем оподзоленный, р. 13							
A	0–10	2,90	2,86	1,52	1,48	1,30	1,98
AB	40–50	2,81	2,72	1,60	1,50	1,25	1,96
B	65–75	2,86	2,80	1,50	1,48	1,38	1,94
C _к	140–150	2,79	2,74	1,48	1,47	1,40	1,89
Чернозем выщелоченный, р. 51							
A	0–10	2,96	2,80	1,63	1,40	1,31	1,96
AB	50–60	2,73	2,70	1,50	1,36	1,27	1,83
B	65–75	2,78	2,70	1,49	1,35	1,35	1,70
C _к	160–170	2,85	2,71	1,50	1,38	1,32	1,81

Интересно отметить, что увеличение содержания валового калия в илистых фракциях черноземов по сравнению с дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами наблюдается не только в верхних горизонтах, но и в нижележащих. Однако исходя из результатов минералогического анализа илистых фракций, это увеличение нельзя объяснить изменениями в количествах калийсодержащих минералов, так как значительных различий в содержании гидрослюды в нижних горизонтах всех исследованных почв не наблюдается; очевидно, данное явление обусловлено иными причинами.

Как известно, содержание калия в гидрослюдах (иллитах) колеблется в широких пределах – от 6 до 10 %. Некоторые авторы (Грим, 1956; Горбунов, 1974) принимают среднее количество калия в иллите почв, равное 6 %, другие (Уивер, 1962; Дир и др., 1966) – 10 %. В результате процессов выветривания слюды и гидрослюды подвергаются разложению, растворению, дроблению. В связи с этим из данных минералов может удаляться часть калия, как наиболее подвижного, по сравнению с двух-трехвалентными элементами. Как показали опыты Н.И. Горбунова, Т.В. Ворониной (1968), калий в мусковите связан не так прочно, как в полевом шпате. Из полевых шпатов, имеющих каркасную структуру, калий выщелачивается медленно. В почвах с промывным водным режимом и с кислой реакцией слюды разрушаются быстрее. Поэтому есть все основания предполагать, что в дерново-подзолистых и серых лесных почвах в гидрослюдах содержится калия меньше 6 %, а в черноземах – более 6 %. Этим, по-видимому, и объясняются более высокое содержание валового калия в илистой фракции черноземов по сравнению с дерново-подзолистыми почвами, а также особенности распределения валового калия во фракции ила и тонкой пыли этих почв.

В целом как фракция ила, так и фракция тонкой пыли характеризуются большей обогащенностью калием (в 1,4–1,8 раза) по сравнению с почвой (табл. 4.2), что, естественно, связано с генезисом этих фракций и преобладанием в минералогическом составе гидрослюды и слюд.

Обогащенность данных фракций калием наблюдается не только по сравнению с почвой в целом, но и по сравнению с более крупными гранулометрическими фракциями. Если принять за единицу содержание валового калия в илистой фракции, то усредненное соотношение валового калия в гранулометрических фракциях дерново-

подзолистых и серых лесных почв будет иметь следующий вид: ил: тонкая пыль: средняя пыль: крупная пыль: песок = 1:1, 0:0,6:0,5:0,4. Соответственно, для черноземов это соотношение выражается как 1 : 1,0 : 0,5 : 0,5 : 0,4. Можно видеть, что по концентрации валового калия фракции ила и тонкой пыли почти в два раза превосходят все остальные, более крупные гранулометрические фракции.

Таблица 4.2. Коэффициенты накопления валового калия в гранулометрических фракциях почв, развитых на лессовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент накопления				
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм
Дерново-подзолистая, р. 59						
A	4–14	1,76	1,81	1,03	0,89	0,79
A ₁	23–33	1,72	1,74	0,82	0,84	0,78
B ₁	65–75	1,60	1,63	0,83	0,80	0,73
C	180–190	1,67	1,73	0,95	0,82	0,72
Светло-серая лесная, р. 3						
A ₁	0–10	1,63	1,69	0,96	0,78	0,67
A ₁ A ₁	20–30	1,77	1,81	0,93	0,82	0,59
B ₁	74–84	1,53	1,59	0,88	0,78	0,66
C	180–190	1,51	1,57	0,84	0,81	0,70
Серая лесная, р. 7						
A ₁	0–10	1,47	1,62	0,88	0,91	0,61
A ₁ A ₁	28–38	1,74	1,78	0,90	0,85	0,76
B ₁	68–78	1,79	1,76	0,90	0,86	0,78
C _к	180–190	1,90	1,91	1,04	0,91	0,78
Темно-серая лесная, р. 103						
A ₁	0–10	1,52	1,97	0,76	0,72	0,67
A ₁ A ₁	33–43	1,48	1,53	0,80	0,74	0,68
B ₁	60–70	1,45	1,43	0,78	0,74	0,69
C _к	150–160	1,52	1,54	0,80	0,78	0,69
Чернозем оподзоленный, р. 13						
A	0–10	1,46	1,44	0,77	0,75	0,66
AB	40–50	1,43	1,39	0,82	0,77	0,64
B	65–75	1,47	1,44	0,78	0,77	0,71
C _к	140–150	1,48	1,45	0,78	0,77	0,74
Чернозем выщелоченный, р. 51						
A	0–10	1,51	1,43	0,83	0,75	0,67
AB	50–60	1,49	1,48	0,82	0,77	0,69
B	65–75	1,63	1,59	0,88	0,76	0,79
C _к	160–170	1,57	1,50	0,83	0,78	0,73

Профильное распределение валового калия в илистой фракции обусловлено содержанием и характером распределения гидрослюдов. Наличие тесной прямолинейной связи между количеством валового калия в иле и содержанием гидрослюдов подтверждается высоким значением коэффициента корреляции ($r = 0,77$ при $\beta = 0,99$). Распределение валового калия во фракции тонкой пыли в профиле почв довольно однородно.

В более крупных фракциях в распределении валового калия наблюдается общая тенденция – постепенное уменьшение его концентрации в ряду: средняя пыль – крупная пыль – песок. В данном ряду фракций уменьшается содержание слюдов и полевых шпатов и возрастает доля кварца. Об этом же свидетельствуют и значения коэффициентов накопления калия, уменьшающихся в том же направлении. В отличие от фракций ила и тонкой пыли, характеризующихся значительной обогащенностью калием по сравнению с почвой, крупные фракции обеднены данным элементом (K_n 0,64–0,96). Профильное распределение валового калия крупных гранулометрических фракций полностью обусловлено характером распределения первичных калийсодержащих минералов – слюдов и полевых шпатов, что подчеркивают высокие значения коэффициентов корреляции между содержанием валового калия и количеством полевых шпатов как во фракции крупной пыли, так и во фракции песка ($r = 0,90$ при $\beta = 0,999$).

Для получения представления о том, какую долю от общего содержания калия составляет калий каждой из выделенных фракций, вычислена его относительная величина с учетом процентного содержания каждой размерной фракции. Оказалось, что наибольшее количество валового калия от общего его содержания в почве сосредоточено во фракции ила (17–47 %) и крупной пыли (27–55 %). Роль этих фракций в закреплении валового калия неодинакова в различных почвах. Так, количество калия, связанного с илистой фракцией, увеличивается от 17 % в дерново-подзолистых до 47 % в черноземных почвах, что объясняется не только увеличением содержания калия в иле черноземов по сравнению с дерново-подзолистыми почвами, но и возрастанием доли (до 40 %) илистой фракции в их гранулометрическом составе. Доля участия фракции крупной пыли в закреплении валового калия уменьшается от 55 % в дерново-подзолистых почвах до 27 % в черноземах выщелоченных. В целом же обе эти фракции (ила и крупной пыли) составляют в почвах до

70–80 % от веса всех гранулометрических фракций, в связи с чем именно они содержат в себе более половины (64–82 %) всего калия, находящегося в почве. Несмотря на то, что абсолютное содержание валового калия во фракции тонкой пыли равно или во многих исследованных почвах даже превышает его содержание в иле, фракция тонкой пыли включает всего лишь 14–19 % общего количества калия. Участие фракции средней пыли в относительном накоплении валового калия также невелико и составляет 7–12 %. В сумме обе эти фракции концентрируют от 21 до 40 % всего валового количества калия в почвах.

Совершенно очевидно, что общее содержание валового калия в исследованных почвах определяют количество и состав первичных и вторичных калийсодержащих минералов фракций крупной пыли и ила, что подтверждается высоким коэффициентом корреляции валового калия фракции крупной пыли с содержанием полевых шпатов ($r = 0,90$ при $\beta = 0,999$) и калия илистой фракции с содержанием гидрослюд ($r = 0,77$ при $\beta = 0,99$).

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что содержание валового калия в почвах легкого гранулометрического состава, особенно супесчаных, будет определяться в основном минералогическим составом крупных фракций (0,25–0,1 и 0,1–0,01 мм). Поскольку минералогический состав этих фракций представлен, главным образом, кварцем и в незначительном количестве полевыми шпатами, то естественно, что величина валового калия в них должна быть невелика. Полученные величины валового калия полностью подтверждают это предположение (табл. 4.3): минимальным содержанием валового калия характеризуются дерново-подзолистые почвы супесчаные, максимальным – дерново-подзолистые тяжелосуглинистые. Все исследованные разновидности дерново-подзолистых почв в порядке уменьшения содержания валового калия можно расположить в ряд: тяжелосуглинистые – легкосуглинистые – супесчаные.

Достоверность различий средней величины валового калия между дерново-подзолистыми почвами различного гранулометрического состава доказана математически с высокой степенью достоверности (см. табл. 3.3). Подобная зависимость содержания валового калия в рамках одного типа почв отмечена ранее И.Г. Важениным (1975), а положение о том, что в почвах легкого гранулометрическо-

го состава основное количество калия находится в составе частиц невыветрелых полевых шпатов, – В.В. Носовым (1997).

Таблица 4.3. Содержание и распределение валового калия в почвах различного гранулометрического состава, %

Горизонт	Глубина, см	$M \pm m$	$K_{\text{св}}$	$\pm \delta$	$V, \%$
Дерново-подзолистые супесчаные, $n=6$					
A ₁	3–13	1,18±0,03	1,00	0,08	6,8
A ₂	23–33	1,14±0,03	0,97	0,07	6,1
A ₂ B ₁	40–50	1,19±0,05	1,02	0,13	10,9
B ₁	60–70	1,25±0,04	1,07	0,11	8,8
B ₂	90–100	1,22±0,04	1,04	0,10	8,2
B ₃	130–140	1,24±0,06	1,04	0,14	11,3
BC	170–180	1,17±0,06	1,00	0,14	12,8
C	190–200	1,17±0,08	1,00	0,19	16,2
Дерново-подзолистые легкосуглинистые, $n=5$					
A ₁	4–14	1,42±0,07	0,92	0,15	10,3
A ₂	22–32	1,53±0,04	0,99	0,08	5,2
A ₂ B ₁	43–53	1,51±0,05	0,98	0,12	8,0
B ₁	70–80	1,65±0,03	1,07	0,06	3,6
B ₂	108–118	1,61±0,04	1,05	0,10	6,2
B ₃	130–140	1,62±0,04	1,05	0,09	5,6
BC	157–167	1,58±0,06	1,03	0,13	8,2
C	187–197	1,54±0,04	1,00	0,10	6,5
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, $n=12$					
A ₁	4–14	1,73±0,04	1,01	0,13	7,5
A ₂	16–26	1,78±0,04	1,04	0,14	7,9
A ₂ B ₁	35–45	1,80±0,05	1,05	0,16	8,9
B ₁	68–78	1,86±0,03	1,09	0,11	5,9
B ₂	107–117	1,85±0,05	1,08	0,19	10,3
BC	160–170	1,78±0,06	1,04	0,20	11,2
C	200–210	1,71±0,07	1,00	0,24	14,0

Следует отметить, что если в общем содержании калия легких разновидностей дерново-подзолистых почв определяющим фактором является состав калийсодержащих минералов и общее количество валового калия крупных гранулометрических фракций, то в профильном распределении калия существенная роль принадлежит илистой фракции и ее минералогическому составу. Как показывают результаты исследований, по профилю дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных почв валовой калий распределен более или менее равномерно, хотя и заметно некоторое обеднение им элювиального горизонта по сравнению с выше- и нижележащими и обогащение иллювиального. Последнее явно определяется утяжелением

гранулометрического состава. Существенность различий в содержании валового калия между горизонтами A_2 и B_1 , с одной стороны, и горизонтами B_1 и C дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных почв – с другой, подтверждается математически.

Гранулометрический состав почв оказывает заметное влияние на степень изменчивости содержания валового калия. Наблюдается общая тенденция возрастания вариабельности этого признака по мере облегчения гранулометрического состава почв: от тяжелосуглинистых разновидностей к супесчаным.

Природа разнокачественности калийного состояния почв, как нам представляется, прежде всего, является функцией почвообразующей породы, поскольку она служит исходным минеральным субстратом, на который воздействуют все другие факторы почвообразования. Именно исходный минеральный субстрат во многом определяет состав и свойства почв. Примером чрезвычайно большой разнокачественности почв может служить Западно-Сибирский регион, почвообразующие породы которого довольно разнообразны и имеют сложную историю своего формирования (Основы использования..., 1989). Наряду с мощным покровом субэдральных средне- и верхнечетвертичных лёссовидных суглинистых отложений, на которых широкое развитие получили автоморфные почвы, значительное распространение имеют денудационные мезокотловины, выполненные горизонтальными озёрными и озёрно-аллювиальными отложениями, в разной степени минерализованными, перекрытыми мало-мощным чехлом пролювиально-делювиальных суглинков, супесей и реже песков (Барабинская лесостепь, Кулунда). На них, соответственно, сформировались полугидроморфные и гидроморфные почвы, обычно засоленные и солонцеватые.

Специфической особенностью распределения калия по гранулометрическим фракциям почв, развитых на озёрно-аллювиальных отложениях (табл. 4.4), в отличие от почв, формирующихся на лёссовидных суглинках, является то, что минимальными показателями валового калия характеризуется фракция крупной пыли, от которой происходит увеличение валового содержания калия в двух направлениях: как в сторону крупных частиц, так и в сторону более дисперсных фракций.

Таблица 4.4. Распределение валового калия по гранулометрическим фракциям почв сухостепной зоны, развитых на озерно-алювиальных отложениях

Горизонт	Глубина, см	K ₂ O, % от массы фракции						K ₂ O в почве в целом, %
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм	>0,25 мм	
Темно-каштановая солонцеватая, р. 7								
A _{пах}	0–10	3,01	2,17	1,93	1,78	2,20	1,75	2,20
AB	25–35	3,01	2,70	1,90	1,50	1,91	1,81	2,34
B	40–50	2,59	2,27	1,87	1,46	2,22	1,80	2,54
BC _к	60–70	2,75	2,52	1,74	1,48	2,03	1,70	1,98
C _к	90–100	2,70	2,11	1,88	1,36	1,97	1,86	1,93
Солонец лугово-степной, р. 5								
A	0–10	2,43	2,23	1,84	1,60	1,63	1,92	1,99
B ₁	13–23	2,59	1,87	1,95	1,50	1,77	1,89	2,12
B _{2к}	25–35	2,40	1,93	1,69	1,20	1,94	2,12	2,52
BC _к	38–48	2,11	2,09	1,65	1,17	1,99	1,89	2,17
C _к	65–75	2,59	2,13	1,47	1,58	1,81	1,87	1,86
Солончак луговой, р. 6								
A _к	0–10	2,75	1,93	1,72	1,33	1,84	1,92	1,86
B _{1к}	13–23	2,96	1,97	1,74	1,52	1,92	1,88	2,12
B _{2к}	40–50	2,96	2,71	1,98	1,24	2,24	1,77	2,23
BC _к	50–60	2,75	2,43	1,89	1,49	2,34	1,62	1,78
C _к	68–78	2,59	2,28	1,89	1,56	2,03	1,69	1,82
Луговая солончакватая, р. 4								
A _д	0–3	–	1,85	2,13	1,45	1,70	1,94	2,29
A _к	5–15	2,75	2,51	1,89	1,45	1,83	1,98	2,33
AB _к	20–30	3,38	2,40	2,03	1,51	1,97	1,87	2,15
B _к	40–50	2,59	2,55	1,36	1,44	1,89	1,78	2,19
C _к	90–100	3,32	2,16	1,55	1,42	2,13	1,92	2,10

Фракция ила характеризуется большей обогащенностью калием (в 1,2–1,5 раза) по сравнению с почвой, что связано с генезисом данной фракции и преобладанием в минералогическом составе гидрослюды. Обогащённость ила калием наблюдается не только по сравнению с почвой в целом, но и с более крупными гранулометрическими фракциями. Если принять за единицу содержание валового калия в илистой фракции, то усреднённое соотношение валового калия в гранулометрических фракциях тёмно-каштановой почвы будет иметь следующий вид: ил : тонкая пыль : средняя пыль : крупная пыль : мелкий песок : крупный песок = 1 : 0,7 : 0,6 : 0,6 : 0,7 : 0,6. Соответственно для солонца лугово-степного это соотношение выражается как 1 : 0,9 : 0,8 : 0,7 : 0,7 : 0,8, для солончака лугового –

1 : 0,7 : 0,7 : 0,5 : 0,7 : 0,7, для луговой солончаковой почвы – 1 : 0,9 : 0,7 : 0,5 : 0,7 : 0,8. Из соотношений следует, что фракция ила по концентрации валового калия превосходит все остальные гранулометрические фракции.

Профильное распределение калия в илистой фракции почв обусловлено содержанием и характером распределения гидрослюдов, которые, по свидетельству ряда исследователей (Корнблюм и др., 1972; Чижикова и др., 1974), способны накапливаться в верхних горизонтах степных почв. Механизм такого накопления был рассмотрен ранее. Иллюстрацией к сказанному служит распределение валового калия в иле тёмно-каштановой почвы, почвообразующая порода которой содержит 2,70 %, а верхние горизонты – 3,01 % K_2O .

В солонце лугово-степном и солончаке луговом максимум калия илистой фракции наблюдается в иллювиальных горизонтах, что объясняется привнесом глинистого материала, который происходит вследствие действия агрессивных содовых растворов на глинистый материал верхней части профиля (Трофимов и др., 1980). Луговая солончаковая почва занимает аккумулятивную позицию, поэтому содержание валового калия в иле данной почвы несколько повышено и профильное распределение его более или менее равномерное.

Из рассмотренного соотношения валового калия в гранулометрических фракциях почв следует, что обогащённость калием тонкой и средней пыли близка к обогащённости фракций мелкого и крупного песка. Распределение валового калия во фракциях тонкой и средней пыли довольно равномерное. В более крупных гранулометрических фракциях в распределении валового калия наблюдается общая тенденция – постепенное увеличение его концентрации в ряду: крупная пыль – тонкий песок – крупный песок, что связано с повышенным содержанием в данных фракциях полевых шпатов. Об этом свидетельствуют и распределения коэффициентов накопления валового калия (табл. 4.5), увеличивающихся в данном направлении.

Профильное распределение валового калия в крупных гранулометрических фракциях полностью обусловлено характером распределения первичных калийсодержащих минералов. Наибольшее количество валового калия от общего его содержания в почве сосредоточено во фракциях тонкого (29–50 %) и крупного (16–23 %) песка.

Таблица 4.5. Коэффициенты накопления валового калия в гранулометрических фракциях почв сухостепной зоны, развитых на озёрно-аллювиальных отложениях

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент накопления					
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм	<0,25 мм
Темно-каштановая, р. 7							
Ап	0–10	1,37	0,99	0,88	0,81	1,00	0,80
АВ	25–35	1,29	0,15	0,81	0,64	0,82	0,77
В	40–50	1,02	0,89	0,74	0,57	0,87	0,71
ВСк	60–70	1,39	1,27	0,88	1,75	1,03	0,86
Ск	90–100	1,40	1,09	0,97	0,70	1,02	0,96
Солонец лугово-степной, р. 5							
А	0–10	1,22	1,12	0,92	0,80	0,82	0,96
В ₁	13–23	1,22	0,88	0,92	0,71	0,83	0,89
В _{2к}	25–35	0,95	0,77	0,67	0,48	0,77	0,84
ВСк	38–48	1,12	1,11	0,87	0,62	1,15	1,05
Ск	65–75	1,39	1,15	0,79	0,85	0,97	1,01
Солончак луговой, р. 6							
А _к	0–10	1,48	1,04	0,92	0,72	0,99	1,03
В _{1к}	13–23	1,40	0,93	0,82	0,72	0,91	0,89
В _{2к}	40–50	1,33	1,22	0,89	0,57	1,00	0,79
ВСк	50–60	1,54	1,37	1,06	0,84	1,31	0,91
Ск	68–78	1,42	1,25	1,04	0,86	1,12	0,93
Луговая солончаковая, р. 4							
А _з	0–3	–	0,81	0,93	0,63	0,74	0,85
А _к	5–15	1,18	1,08	0,81	0,62	0,79	0,85
АВ _к	20–30	1,57	1,12	0,94	0,70	0,92	0,87
В _к	40–50	1,18	1,16	0,62	0,66	0,86	0,81
Ск	90–100	1,58	1,03	0,74	0,68	1,01	0,91

Более богатая калием илистая фракция включает всего лишь от 7 до 15 % общего количества калия. Участие фракций тонкой, средней и крупной пыли в относительном накоплении валового калия также невелико и в сумме составляет около 20 %. Отсюда следует, что общее содержание валового калия в почвах, сформированных на озёрно-аллювиальных отложениях, определяют количество и состав первичных калийсодержащих минералов фракций тонкого и крупного песка.

Как было показано ранее, в крупных фракциях исследуемых почв содержание полевых шпатов колеблется от 30 до 35 %. Исходя из анализа литературного материала, такое количество полевых шпатов можно считать высоким, так как у большинства почв лёгкого гранулометрического состава крупные фракции представлены в

основном кварцем и незначительным количеством полевых шпатов (до 10 %). Таким образом, сосредоточенность калия преимущественно в крупных фракциях и высокое содержание в них полевых шпатов является особенностью почв Центральной Кулунды, сформированных на озерно-аллювиальных отложениях.

Таблица 4.6. Распределение валового калия по гранулометрическим фракциям почв, развитых на аллювиальных отложениях

Горизонт	Глубина, см	K ₂ O, % от массы фракции					K ₂ O в почве в целом, %
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм	
Дерново-слоистая, р. 1							
Ад	0–10	1,70	2,48	1,79	2,26	1,99	1,20
I	10–20	1,68	2,42	2,30	1,67	1,89	1,29
A ¹ _h	30–40	2,15	2,56	2,35	1,85	1,79	1,58
II	50–60	1,96	2,36	2,17	1,63	2,04	1,40
III	65–75	1,78	2,40	1,81	1,68	2,09	1,44
IV	76–86	1,28	2,39	2,27	1,56	1,92	1,21
A ^{II} _h	95–105	2,01	2,49	2,32	1,80	1,37	1,33
V	130–140	1,37	2,33	2,14	1,68	2,13	1,32
D	180–190	2,06	2,12	2,27	2,17	2,89	1,38
Луговая, р. 16							
A _d	0–10	2,69	2,35	2,15	1,74	2,02	2,02
AB _g	17–27	1,58	2,67	1,18	1,35	1,86	1,58
B _g	35–45	1,78	2,49	2,15	1,66	2,11	1,50
A _h	60–70	1,51	2,52	2,13	1,97	2,03	1,68
B _g	117–127	1,84	2,21	2,11	2,44	–	1,66
BC _g	135–145	1,75	2,10	2,90	1,91	1,92	1,36
C _g	175–185	1,63	2,25	1,64	2,44	2,56	1,32
Перегнойно-болотная, р. 13							
A _n	0–10	1,42	2,01	1,62	1,44	1,80	1,41
AB _g	21–31	1,58	2,03	1,67	1,91	2,69	1,32
B _g	80–90	1,66	1,98	2,09	1,87	2,04	1,02
BC _g	105–115	1,89	1,89	1,73	1,80	1,78	1,02
C _g	120–130	1,99	2,04	1,20	1,68	2,06	1,18

Формирование пойменного ландшафта в значительной мере определяется процессами поступления в поймы рек взвешенных наносов и растворимых в полых водах веществ. Накопление последних приводит к постоянному омоложению субстрата и препятствует развитию почвенного профиля, адекватного внешним факторам, как это происходит в условиях постлитогенного почвообразования. Говоря другими словами, при синлитогенном почвообразовании происхо-

дит регулярное отложение на поверхности почв мелкозёмистого материала (Классификация почв России, 2000). В аллювиальных почвах из всех фракций гранулометрического состава наибольшая обогащённость калием характерна для фракции тонкой пыли. Об этом свидетельствует не только значительное содержание (1,89–2,67 %) валового калия в данной фракции, но и достаточно высокие значения коэффициентов накопления (1,16–2,07) данного элемента (табл. 4.6, 4.7).

Таблица 4.7. Коэффициенты накопления валового калия в гранулометрических фракциях аллювиальных почв

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент накопления				
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	0,1–0,25 мм
Дерново-слоистая, р. 1						
Ад	0–10	1,49	2,07	1,49	1,88	1,67
I	10–20	1,30	1,88	1,78	1,29	1,47
A ^I _h	30–40	1,36	1,36	1,49	1,18	1,13
II	50–60	1,40	1,69	1,55	1,16	1,43
III	65–75	1,24	1,66	1,25	1,17	1,45
IV	76–86	1,06	1,98	1,88	1,29	1,59
A ^{II} _h	95–105	1,51	1,87	1,74	1,35	1,03
V	130–140	1,04	1,76	1,62	1,27	1,61
D	180–190	1,49	1,54	1,64	1,57	2,09
Луговая, р. 16						
A _d	0–10	1,33	1,16	1,06	0,86	1,00
AB _g	17–27	1,05	1,78	1,45	0,85	1,18
B _g	35–45	1,19	1,66	1,39	1,12	1,41
A _h	60–70	0,89	1,50	1,27	1,17	1,21
B _g	117–127	1,11	1,33	1,27	1,46	–
BC _g	135–145	1,29	1,54	2,13	1,40	1,41
C _g	175–185	1,03	1,70	1,24	1,85	1,93
Перегнойно-болотная, р. 13						
A _n	0–10	1,01	1,42	1,15	1,02	1,28
AB _g	21–31	1,19	1,53	1,27	1,44	2,04
B _g	80–90	1,62	1,94	2,05	1,83	2,00
BC _g	105–115	1,85	1,85	1,69	1,76	1,74
C _g	120–130	1,95	1,95	1,02	1,42	1,74

Илистая фракция по сравнению с фракцией тонкой пыли характеризуется несколько меньшей обогащённостью калием (K_n 0,89–1,95), что можно объяснить особенностями её минералогического состава. При сопоставлении можно видеть, что илистые фракции аллювиальных почв в значительно меньшей степени обогащены ка-

лием по сравнению с одноимёнными фракциями почв водораздельных территорий. Отмеченные особенности связаны, очевидно, с развитием почвообразования одновременно с осадконакоплением и формированием материнской породы.

Кроме того, специфичность поведения калия в гранулометрических фракциях может быть обусловлена различной степенью внутрипочвенного выветривания и обеднёностью илистой фракции аллювиальных почв р. Оби компонентами слюда-сметитового типа (Балабко, Чижикова, 1974); в то же самое время в почвах водоразделов (Градусов, Палечек, 1968; Середина, 1984) основными глинистыми минералами являются неупорядоченные слюда-сметитовые смешанослойные образования и гидрослюды, содержащие значительные количества калия.

Постоянное омоложение пойменных почв в результате вовлечения в почвообразование новых порций свежесажённого аллювия, в минералогическом составе которого значительную долю составляют калиевые полевые шпаты, а также обломки других слабыветрелых минералов (мусковита, биотита, хлорита) (Мизеров и др., 1971), обуславливает более высокую сосредоточенность валового калия в крупных гранулометрических фракциях – крупной пыли и мелкого песка, в то время как в почвах водоразделов наблюдается иная картина распределения валового калия: постепенное уменьшение как абсолютного содержания, так и значений коэффициентов накопления в направлении от илистой фракции к фракции мелкого песка.

4.2. Вклад различных фракций гранулометрического состава в формирование калийснабжающей способности почв

Из многочисленных работ отечественных и зарубежных авторов (Rich, 1972; Блэк, 1973; Горбунов, 1978; Ониани, 1981; Quetner, 1986; Барбер, 1988; Градусов, Яковлева, 1997; Минеев, 1999) известно, что в большинстве почв обеспеченность обменным и необменным калием зависит преимущественно от содержания состава тонкодисперсных фракций почв – илистой и тонкопылеватой. Именно эти фракции являются главными носителями калийселективных позиций, а присутствующие в их составе иллиты и иллитоподобные структуры – основным источником необменного калия.

Таблица 4.8. Распределение калия, гидролизуемого 2 н. НСl, по гранулометрическим фракциям почв, развитых на лесовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	K ₂ O, мг на 100 г фракции				K ₂ O в почве в целом, мг на 100 г
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	
Дерново-подзолистая, р. 59						
A	4–14	147,35	49,90	13,54	4,00	24,77
A ₂	23–33	149,07	45,50	13,37	4,81	25,05
B ₁	65–75	158,10	48,00	13,42	4,08	42,34
C	180–190	210,52	49,51	14,00	4,00	48,27
Светло-серая лесная, р. 3						
A ₁	0–10	135,49	72,02	16,02	4,18	37,03
A ₁ A ₂	20–30	151,72	70,04	15,62	5,10	39,30
B ₁	74–84	167,47	74,72	17,12	5,20	60,20
C	180–190	175,36	76,40	18,75	4,10	60,40
Серая лесная, р. 7						
A ₁	0–10	143,12	71,35	17,98	4,08	36,10
A ₁ A ₂	28–38	168,20	70,88	15,99	5,79	37,02
B ₁	68–78	162,60	75,26	16,37	6,60	51,22
C _x	180–190	180,20	76,00	17,12	4,90	50,30
Темно-серая лесная, р. 103						
A ₁	0–10	182,83	70,34	18,34	4,04	61,76
A ₁ A ₂	33–43	162,50	66,00	15,35	4,08	57,30
B ₁	60–70	169,72	81,62	15,62	4,20	67,16
C _x	150–160	180,59	89,30	16,06	4,05	66,25
Чернозем оподзоленный, р. 13						
A	0–10	203,40	74,32	18,92	4,05	82,25
AB	40–50	199,18	73,84	17,12	5,62	76,18
B	65–75	190,91	76,03	15,62	5,92	78,58
C _x	140–150	215,90	74,02	17,50	4,00	83,32
Чернозем выщелоченный, р. 51						
A	0–10	206,68	72,26	19,30	4,14	78,05
AB	50–60	160,07	70,26	17,50	6,60	61,54
B	65–75	162,93	74,44	17,80	4,10	63,24
C _x	160–170	182,24	73,55	16,82	5,40	70,02

Как вытекает из вышеизложенного, содержание и характер профильного распределения форм калия зависят от направления почвообразовательных процессов и минералогического состава почв. Однако наряду с этим немаловажное значение имеет гранулометрический состав почвы. С ним связано не только различное содержание форм калия, но и различная доступность и подвижность отдельных его соединений. В результате исследования выявилась довольно четкая дифференциация форм калия по гранулометрическим фрак-

циям в зависимости от размера частиц. С увеличением дисперсности почвенных частиц происходит увеличение содержания гидролизуемого 2 н. НСІ калия от 4,1 мг во фракции крупной пыли до 147,4–206,7 мг на 100 г навески во фракции ила (табл. 4.8).

Таблица 4.9. Коэффициенты накопления калия, гидролизуемого 2 н. НСІ, в гранулометрических фракциях почв, развитых на лессовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент накопления			
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм
Дерново-подзолистая, р. 59					
A	4–14	5,95	2,01	0,55	0,16
A ₂	23–33	5,95	1,82	0,53	0,19
B ₁	65–75	3,73	1,13	0,32	0,10
C	180–190	4,36	1,03	0,29	0,08
Светло-серая лесная, р. 3					
A ₁	0–10	3,66	1,94	0,43	0,11
A ₁ A ₂	20–30	3,86	1,78	0,40	0,13
B ₁	74–84	2,78	1,24	0,28	0,09
C	180–190	2,90	1,26	0,31	0,07
Серая лесная, р. 7					
A ₁	0–10	3,96	1,98	0,50	0,11
A ₁ A ₂	28–38	4,54	1,91	0,43	0,16
B ₁	68–78	3,17	1,47	0,32	0,13
C _к	180–190	3,58	1,51	0,34	0,10
Темно-серая лесная, р. 103					
A ₁	0–10	2,96	1,14	0,30	0,07
A ₁ A ₂	33–43	2,84	1,15	0,27	0,07
B ₁	60–70	2,53	1,22	0,23	0,06
C _к	150–160	2,73	1,35	0,24	0,06
Чернозем оподзоленный, р. 13					
A	0–10	2,47	0,90	0,23	0,05
AB	40–50	2,61	0,97	0,22	0,07
B	65–75	2,43	0,97	0,20	0,08
C _к	140–150	2,59	0,89	0,21	0,05
Чернозем выщелоченный, р. 51					
A	0–10	2,65	0,93	0,25	0,05
AB	50–60	2,60	1,14	0,28	0,11
B	65–75	2,58	1,18	0,28	0,06
C _к	160–170	2,60	1,05	0,24	0,08

Об этом свидетельствуют также коэффициенты накопления гидролизуемого калия в данных фракциях по сравнению с почвой (табл. 4.9), увеличивающиеся в этом направлении. Наибольшей обо-

гащенностью этой формой необменного калия характеризуется илистая фракция, в 3–5 раз превышающая содержание его в почве.

Фракция тонкой пыли концентрирует также значительное количество калия (K_n 0,90–2,01), но гораздо в меньшей степени, чем ил. Во фракции средней пыли накопления данной формы калия по сравнению с почвой не происходит (K_n 0,05–0,16).

Таблица 4.10. Распределение обменного калия по гранулометрическим фракциям почв, развитых на лессовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	K_2O , мг на 100 г фракции				K_2O в почве в целом, мг на 100 г
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм	
Дерново-подзолистая, р. 59						
A	4–14	45,86	6,01	1,40	0,82	6,05
A ₂	23–33	44,00	6,80	1,25	0,80	6,80
B ₁	65–75	53,21	10,40	1,50	0,84	13,24
C	180–190	65,12	7,02	1,40	0,79	13,50
Светло-серая лесная, р. 3						
A ₁	0–10	46,85	9,02	2,60	1,05	10,90
A ₁ A ₂	20–30	43,58	7,80	2,50	1,00	9,84
B ₁	74–84	56,96	10,20	1,10	1,05	17,80
C	180–190	53,98	11,70	1,50	0,95	16,40
Серая лесная, р. 7						
A ₁	0–10	51,80	9,20	2,30	0,80	10,20
A ₁ A ₂	28–38	51,00	8,00	1,90	0,70	9,03
B ₁	68–78	51,86	9,02	1,60	1,16	13,21
C _к	180–190	54,50	10,00	1,90	1,05	13,00
Темно-серая лесная, р. 103						
A ₁	0–10	60,50	12,50	2,52	1,10	19,02
A ₁ A ₂	33–43	52,22	9,20	1,00	1,20	16,70
B ₁	60–70	55,72	8,40	1,25	1,35	19,44
C _к	150–160	54,02	11,01	1,75	1,10	18,18
Чернозем оподзоленный, р. 13						
A	0–10	64,39	12,00	2,00	1,05	21,62
AB	40–50	58,24	11,80	1,50	1,15	20,65
B	65–75	50,42	11,02	1,25	1,17	19,34
C _к	140–150	58,01	9,40	1,30	0,70	20,74
Чернозем выщелоченный, р. 51						
A	0–10	64,35	13,10	1,65	1,00	21,90
AB	50–60	53,00	12,80	1,45	0,90	18,00
B	65–75	53,02	12,00	2,35	1,04	18,99
C _к	160–170	55,00	10,20	2,35	1,01	21,40

Из всех гранулометрических фракций изменения в профильном распределении гидролизуемого калия отмечаются только для фракций ила, причем обусловлены они содержанием и распределением гидрослюд в илистой фракции (см. табл. 2.10). Тесная положительная связь между гидролизуемым 2 н. HCl калием и количеством гидрослюды в иле подтверждается высоким значением коэффициента корреляции ($r = 0,93$) между этими показателями.

Таблица 4.11. Коэффициенты накопления обменного калия в гранулометрических фракциях почв, развитых на лессовидных суглинках

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент накопления			
		<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм
Дерново-подзолистая, р. 59					
A	4–14	7,58	0,99	0,23	0,14
A ₂	23–33	6,47	1,00	0,18	0,12
B ₁	65–75	4,02	0,79	0,11	0,06
C	180–190	4,82	0,52	0,10	0,06
Светло-серая лесная, р. 3					
A ₁	0–10	4,30	0,83	0,24	0,10
A ₁ A ₂	20–30	4,43	0,79	0,25	0,10
B ₁	74–84	3,20	0,57	0,06	0,06
C	180–190	3,29	0,71	0,09	0,06
Серая лесная, р. 7					
A ₁	0–10	5,08	0,90	0,23	0,08
A ₁ A ₂	28–38	5,65	0,89	0,19	0,07
B ₁	68–78	3,93	0,68	0,12	0,09
C _к	180–190	4,19	0,77	0,15	0,08
Темно-серая лесная, р. 103					
A ₁	0–10	3,18	0,66	0,13	0,06
A ₁ A ₂	33–43	3,13	0,55	0,06	0,07
B ₁	60–70	2,87	0,43	0,06	0,07
C _к	150–160	2,97	0,61	0,10	0,06
Чернозем оподзоленный, р. 13					
A	0–10	2,97	0,56	0,09	0,05
AB	40–50	2,82	0,57	0,07	0,06
B	65–75	2,61	0,57	0,06	0,06
C _к	140–150	2,80	0,45	0,06	0,03
Чернозем выщелоченный, р. 51					
A	0–10	2,94	0,60	0,08	0,05
AB	50–60	2,94	0,71	0,08	0,05
B	65–75	2,79	0,63	0,12	0,05
C _к	160–170	2,57	0,18	0,11	0,05

В содержании и распределении обменного калия по гранулометрическим фракциям почв (табл. 4.10) наблюдаются те же закономерности, что и для калия, гидролизуемого 2 н. HCl, т.е. с увеличением дисперсности частиц наблюдается увеличение в содержании обменного калия от фракций крупной и средней пыли к фракции тонкой пыли. Особенно резкое увеличение данной формы отмечается во фракции ила, что подтверждается высокими коэффициентами накопления – 2,94–7,58 (табл. 4.11).

Минимальное количество обменного калия заключают в себе фракции крупной и средней пыли, что составляет всего лишь 0,06–0,08 и 0,08–0,17 % от валового содержания калия данных гранулометрических фракций, меньше, чем в почве в целом.

Можно видеть, что эти фракции пассивны к физико-химическим реакциям благодаря низкой удельной поверхности и крайне медленному выветриванию полевых шпатов в гумидных условиях. В профильном распределении обменного калия крупно- и среднепылеватых фракций особых закономерностей не наблюдается. Фракция тонкой пыли концентрирует довольно значительное количество обменного калия – от 6,0 до 13,1 мг на 100 г фракции, что составляет 0,28–0,46 % от валового калия.

В составе средней и тонкой пыли, как правило, обнаруживаются глинистые минералы, включая иллиты, которые являются носителями обменных позиций и, следовательно, могут быть источниками обменного калия (Козлова и др., 2000). Можно предполагать, что глинистый материал пылеватых фракций характеризуется более высокой селективностью к калию и поэтому закрепляет обменный калий более прочно, чем илистая фракция. Высокоselectивные обменные позиции могут быть представлены, в частности, клинообразными позициями на боковых сколах слюдястых и иллитовых частиц (Rich, 1972).

По содержанию обменного калия фракция тонкой пыли дерново-подзолистых, светло-серых и серых лесных почв приближается к почве в целом (K_n 0,83–0,99). Эта же фракция, выделенная из темно-серых лесных почв и выщелоченных черноземов, заключает в 1,5–2 раза меньше обменного калия, чем нерасчлененная почва (K_n 0,56–0,66). В отличие от более крупных фракций содержание обменного калия во фракции пыли увеличивается от дерново-подзолистых почв к черноземам, что связано с увеличением общего содержания гумуса

во фракции и подтверждается высоким коэффициентом корреляции ($r = 1,00$) между этими показателями. В профильном распределении обменного калия фракций тонкой пыли дерново-подзолистых и серых лесных почв наблюдается тенденция увеличения в иллювиальных горизонтах. В черноземных почвах происходит равномерное распределение данной формы калия с некоторым уменьшением ее к материнской породе.

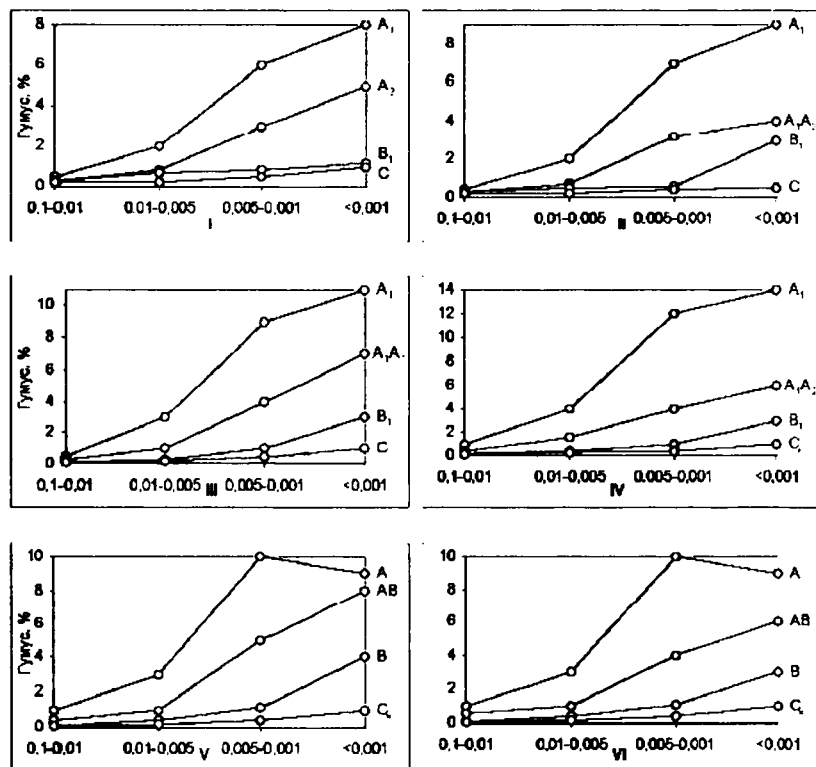


Рис. 4.1. Распределение гумуса по гранулометрическим фракциям почв: I – дерново-подзолистой; II – светло-серой лесной; III – серой лесной; IV – темно-серой лесной; V – чернозема оподзоленного; VI – чернозема выщелоченного

Максимальное количество обменного калия содержится в наиболее дисперсной части почв – илистой фракции, что связано с наи-

большей способностью ила, по сравнению с другими фракциями, поглощать обменные катионы, в том числе и калий. Носителями низкоселективных к калию обменных позиций илистых фракций могут быть лабильные минералы монтмориллонитовой группы, имеющие, по данным В.В. Носова (1997), низкий заряд и органическое вещество. В процессе исследований не удалось однозначно выявить роль органического вещества в закреплении обменного калия. С одной стороны, и содержание обменного калия (см. табл. 4.10), и количество гумуса (рис. 4.1) возрастают по мере уменьшения размера частиц, достигая максимальных значений во фракциях тонкой пыли и ила.

С другой стороны, не было обнаружено связи между данными параметрами. Возможно, это обусловлено низкой селективностью сорбционных центров на функциональных группах органических кислот, находящихся в тонких фракциях почв.

Обменный калий ила в отличие от более крупных фракций составляет значительную долю (2,9–3,3 %) от валового его содержания в почве и 1,7–2,2 % от общего количества калия данной гранулометрической фракции. Концентрация обменного калия в илистой фракции почв в 3–7,5 раза выше, чем в нерасчлененной массе этого же горизонта. При этом содержание обменного калия во фракциях, как и в почвах в целом, уменьшается в ряду почв: черноземы выщелоченные – темно-серые лесные – серые лесные – светло-серые лесные – дерново-подзолистые.

Такая закономерность объясняется изменением качественного состава гумуса в сторону преобладания гуминовых кислот над фульвокислотами в чернозёмных почвах и увеличением в илистой фракции количества гидрослюд.

Характер распределения обменного калия илистой фракции в профиле почв в основном соответствует таковому в нерасчлененной почве. Наблюдается увеличение обменного калия илистой фракции в иллювиальных горизонтах дерново-подзолистых и серых лесных почв.

Развитие подзолообразовательного процесса в совокупности с промывным водным режимом обуславливает не только перераспределение илистой фракции, но и приводит к увеличению подвижности калия вниз по профилю. На заметную миграцию калия в условиях промывного водного режима и особенно на почвах легкого гра-

нулометрического состава указывается в ряде работ (Сердобольский, 1944; Вильгусевич, 1955; Важенин, 1975; Носов, 1997). Причина различного содержания калия, извлекаемого 1 н. раствором уксуснокислого аммония и гидролизуемого 2 н. HCl из различных гранулометрических фракций, объясняется особенностями минералогического состава данных фракций, в частности, распределением и дисперсностью калийсодержащих минералов.

В модельных опытах установлено, что минералы обладают неодинаковой прочностью связей калия. Она зависит от природы калийного минерала, степени его дисперсности и различного отношения минералов к растворителям. По данным И.Г. Важенина и Г.И. Карасевой (1959), 1 н. раствор уксуснокислого аммония извлекает из чистого микроклина, раздробленного до состояния крупной пыли, 3 мг, а из мусковита – 22 мг калия на 100 г навески. Под действием 10 % HCl при этих же условиях микроклин отдает 15 мг, а мусковит – 80 мг калия на 100 г фракции.

Сопоставляя полученные величины извлеченного из фракции крупной пыли калия (см. табл. 4.8, 4.10) с вышеприведенными данными для микроклина, видно, что они ниже, чем в микроклине как по содержанию калия, извлекаемого уксуснокислым аммонием (0,79–1,35 мг), так и 2 н. HCl (4,0–6,6 мг на 100 г фракции). Пониженные значения калия, извлекаемого уксуснокислой и солянокислой вытяжками, обусловлены минералогическим составом фракции крупной пыли, в которой значительная часть (> 60 %) падает на долю кварца. Калийсодержащие первичные минералы – полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) составляют 31–36 %, а слюды содержатся в весьма незначительных количествах (0,7–5,8 % от веса легкой фракции).

Во фракциях средней и особенно тонкой пыли содержание указанных форм калия повышается по сравнению с фракцией крупной пыли. Не располагая собственными данными по минералогическому составу данных фракций, сошлемся на работы И.А. Петкова (1965) и В.Е. Алексеева (1973), из которых следует, что в составе фракций средней и тонкой пыли, выделенных из почв, развитых на лессовидных суглинках, из калийсодержащих минералов доминирующее положение занимают слюды – биотит и мусковит. Очевидно, именно эти минералы под воздействием уксуснокислого аммония и соляной кислоты отдают в раствор калий. Причем большим выходом калия характеризуются слюды, измельченные до размеров средней и тон-

кой пыли (Важенин, Карасева, 1959). Это и обуславливает большее в 2–5 раз содержание калия, извлекаемого 1 н. раствором уксуснокислого аммония и 2 н. HCl во фракции средней пыли по сравнению с крупной пылью. Еще большие различия наблюдаются в содержании этих форм калия между фракциями тонкой и крупной пыли. Количество калия, переходящего в уксусноаммонийную вытяжку во фракции тонкой пыли, превышает таковое во фракции крупной пыли в 9–13 раз, а количество калия, переходящего в солянокислую вытяжку, – в 13–18 раз. Фракция ила, как наиболее дисперсная часть почвы, состоящая из гидрослюд и смешанослойных минералов и характеризующаяся высоким содержанием гумуса, обладает наибольшей емкостью катионного обмена. Как известно, в минералах группы слюд имеются три типа адсорбционных позиций, характеризующихся различной прочностью связи с ионами калия (Schewertmann, 1962; Bolt et al., 1963; Schowenberg, Schuffelen, 1963): планарные (*p*-позиции), в межслоевых промежутках по краям кристаллитов глинистых минералов (*e*-позиции) и в некотором удалении вглубь от краев (*i*-позиции). Наиболее прочно удерживаемый и труднообмениваемый калий находится на позициях *i* и *e*, калий на *p*-позициях может быть отнесен к наиболее подвижной части обменного калия. Как было показано (Knibbe, Thomas, 1972), монтмориллонит в силу своих кристаллохимических особенностей не сорбирует калий на *e*- и *i*-позициях. Такая адсорбция невозможна на гумусовых веществах. Из ранее полученных данных по селективности различных типов почв (Куйбышева, 1985; Рыжова, Шаймухаметов, 1988) следует, что селективность к калию снижается от дерново-подзолистых почв к черноземным почвам, что соответствует тенденции изменения качественного состояния глинистых минералов. Вероятно, этому может способствовать также и увеличение интенсивности аккумуляции органического вещества с севера на юг. В вытяжку уксуснокислого аммония илистая фракция отдает калия в 55–64 раза больше, чем фракция крупной пыли, и в 5–6 раз больше, чем фракция тонкой пыли. Количество калия, переходящего в солянокислую вытяжку из илистой фракции, в 37–52 раза превышает выход из фракции крупной пыли и в 3 раза из фракции тонкой пыли.

Несмотря на принципиальное сходство, наблюдающееся в распределении гидролизуемого и обменного калия по гранулометрическим фракциям почв, в характере накопления этих двух форм калия

наблюдаются некоторые отличия, касающиеся наиболее дисперсных фракций – ила и тонкой пыли. Если в илистой фракции содержание калия, гидролизуемого 2 н. HCl, равно как и калия, вытесняемого 1 н. раствором уксуснокислого аммония, принять за 100, то усредненные величины соотношения гидролизуемого калия в гранулометрических фракциях примут вид: ил: тонкая пыль: средняя пыль: крупная пыль, что соответствует 100 : 34 : 9 : 3; для обменного калия – 100 : 18 : 3 : 2. Из полученных соотношений совершенно четко определяется неодинаковая роль фракции тонкой пыли в накоплении обмен-

Таблица 4.12. Содержание калия, гидролизуемого 2 н. HCl, в гранулометрических фракциях, % от почвы в целом с учетом количества фракций

Гори-зонт	Глубина, мм	<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм
Дерново-подзолистая, р. 59					
A ₁	3–13	62,5	18,8	5,5	10,6
A ₂	23–33	63,4	19,9	3,2	15,0
B ₁	65–75	81,8	8,3	1,2	6,1
C	180–190	83,2	7,0	0,3	5,6
Светло-серая лесная, р. 3					
A ₁	0–10	73,9	16,1	3,2	6,6
A ₁ A ₂	20–30	77,2	10,7	3,0	7,7
B ₁	74–84	79,2	11,9	1,8	4,2
C	180–190	79,3	12,1	2,0	3,4
Серая лесная, р. 7					
A ₁	0–10	69,8	16,0	3,6	6,3
A ₁ A ₂	28–38	69,5	16,9	2,3	9,8
B ₁	68–78	72,4	17,4	1,3	7,4
C _K	180–190	75,6	13,8	2,0	5,4
Темно-серая лесная, р. 103					
A ₁	0–10	81,1	12,1	3,5	2,9
A ₁ A ₂	33–43	81,7	11,1	2,9	3,1
B ₁	60–70	81,1	12,4	2,7	2,4
C _K	140–150	82,9	10,0	2,9	2,6
Чернозем оподзоленный, р. 13					
A	0–10	80,9	11,7	2,7	1,9
AB	40–50	84,5	9,6	2,3	2,8
B	65–75	85,5	7,0	2,2	2,9
C _K	140–150	88,6	6,2	2,6	1,8
Чернозем выщелоченный, р. 51					
A	0–10	82,1	9,6	3,5	1,9
AB	50–60	81,2	8,9	3,0	4,6
B	65–75	85,5	4,7	3,0	2,6
C _K	180–190	88,8	5,8	3,1	2,9

ного и необменного калия. Различие заключается в том, что данная фракция содержит почти в 2 раза больше калия необменного по сравнению с обменным. Неодинаковое концентрирование этих двух форм калия во фракции тонкой пыли, на наш взгляд, обусловлено, прежде всего, минералогическим составом данных фракций и различной природой связи обменного и необменного калия с минеральной частью почвы. В пользу этого свидетельствует относительная величина данных форм калия каждой гранулометрической фракции, рассчитанная с учетом процентного содержания размерной фракции (табл. 4.12, 4.13).

Таблица 4.13. Содержание обменного калия в гранулометрических фракциях, % от почвы в целом с учетом количества фракций

Горизонт	Глубина, см	<0,001 мм	0,001–0,005 мм	0,005–0,01 мм	0,01–0,1 мм
Дерново-подзолистая, р. 59					
A ₁	3–13	79,6	10,8	2,3	8,9
A ₂	23–33	77,8	10,6	1,0	8,5
B ₁	65–75	88,0	5,7	0,7	4,0
C	180–190	92,6	3,6	0,1	3,9
Светло-серая лесная, р. 3					
A ₁	0–10	86,8	6,9	1,7	4,4
A ₁ A ₂	20–30	88,6	4,8	1,1	4,8
B ₁	74–84	92,8	4,9	0,4	2,2
C	180–190	89,9	6,9	0,6	2,2
Серая лесная, р. 7					
A ₁	0–10	89,4	7,3	1,7	4,6
A ₁ A ₂	28–38	86,4	7,8	1,1	4,8
B ₁	68–78	89,5	3,4	0,5	4,8
C _K	180–190	88,5	7,0	0,9	4,1
Темно-серая лесная, р. 103					
A ₁	0–10	87,2	7,0	1,6	2,6
A ₁ A ₂	33–43	90,1	5,2	0,6	3,2
B ₁	60–70	92,0	4,4	0,8	2,7
C _K	140–150	90,3	4,5	1,2	2,6
Чернозем оподзоленный, р. 13					
A	0–10	89,9	7,2	1,1	1,6
AB	40–50	92,0	5,7	0,3	2,1
B	65–75	91,8	4,1	0,7	2,4
C _K	140–150	95,7	3,2	0,3	1,1
Чернозем выщелоченный, р. 51					
A	0–10	91,7	6,2	1,1	1,6
AB	50–60	91,9	5,6	0,9	2,2
B	65–75	92,7	2,5	1,3	2,2
C _K	180–190	92,8	2,6	1,4	1,8

При таком подсчете оказалось, что наибольшее количество гидролизуемого 2 н. HCl калия (62,5–82,1 %) от общего его содержания в почве концентрируется во фракции ила, увеличиваясь от дерново-подзолистых почв к черноземам. Это связано как со значительным абсолютным увеличением данной формы калия в черноземах по сравнению с дерново-подзолистыми почвами, так и с возрастанием процентного содержания фракции ила в гранулометрическом составе черноземных почв. Фракция тонкой пыли содержит также довольно значительное количество гидролизуемого калия (9,6–18,8 %) относительно общего его содержания. По сравнению с рассмотренными фракциями наименьшее количество калия, гидролизуемого 2 н. HCl, от его общего содержания в почве, отмечается для фракций средней (2,7–5,5 %) и крупной (1,9–10,6 %) пыли.

Высокая дисперсность илистой фракции, обладающей максимальной емкостью поглощения, а также значительная доля этой фракции в гранулометрическом составе почв обуславливают и высокое относительное содержание обменного калия (80–92 % от общего количества данной формы калия в нерасчлененной почве). По мере увеличения размера фракций происходит резкое уменьшение этого показателя. Фракция тонкой пыли включает 6,2–10,0 %, а на долю фракции средней пыли приходится всего 1,1–2,3 % обменного калия, находящегося в почве. Несмотря на значительную долю фракции крупной пыли в общем гранулометрическом составе почв, она концентрирует всего лишь 1,6–8,9 % калия, вытесненного 1 н. раствором уксуснокислого аммония из почвы в целом.

Оценивая, таким образом, значение фракций как источника обменного калия и его ближайшего резерва – необменного, видно, что их роль неодинакова. Следует признать, что из всех фракций гранулометрического состава основное количество этих форм калия приходится на ил и тонкую пыль. Наши данные аналогичны результатам, полученным российскими (Маслова, 1938; Пчелкин, 1966; Петербургский, 1973; Перевалов, Поддубный, 1974; Козлова и др., 2000) и зарубежными (Рассел, 1955; Кук, 1970; Блэк, 1973) авторами, утверждавшими, что процесс восстановления запасов обменной формы калия осуществляется в тонкодисперсных фракциях почвы. Однако, как было показано выше, тонкодисперсные фракции не в одинаковой степени концентрируют обменный и необменный калий. В накоплении калия, гидролизуемого 2 н. HCl, наряду с илистой фракцией, кон-

центрирующей большую часть этой формы калия (62–82 %), немаловажная роль принадлежит фракции тонкой пыли, сосредоточивающей в себе до 19 % всего гидролизуемого калия почвы.

Выявленные особенности распределения гидролизуемого и обменного калия по гранулометрическим фракциям почв показали, что в пределах почвенного типа содержание и соотношение форм калия определяет гранулометрический состав почв, главным образом содержание илистых и тонкопылеватых частиц. Это можно продемонстрировать на примере дерново-подзолистых почв различного гранулометрического состава: тяжелосуглинистых, легкосуглинистых и супесчаных (табл. 4.14).

Таблица 4.14. Вариационно-статистические показатели содержания форм калия в гумусовых горизонтах дерново-подзолистых почв различного гранулометрического состава, мг/100 г

Почвы	n	M±m	±δ	V, %	% от валового
Негидролизуемый 10 % HCl					
Тяжелосуглинистые	12	1687±57	198	11,7	92,37
Легкосуглинистые	5	1331±55	124	9,3	93,96
Супесчаные	6	1103±33	82	7,4	93,47
Гидролизуемый 10 % HCl (по Гедройцу)					
Тяжелосуглинистые	12	85,57±5,77	19,98	23,4	4,94
Легкосуглинистые	5	65,54 ± 1,69	3,79	5,8	4,66
Супесчаные	6	58,91± 1,86	4,56	7,7	4,99
Гидролизуемый 2n HCl (по Пчелкину)					
Тяжелосуглинистые	12	35,49±2,22	7,68	21,6	2,05
Легкосуглинистые	5	16,33 ±1,25	2,79	17,1	0,87
Супесчаные	6	12,80 ±1,44	3,53	27,6	1,08
Обменный (по Масловой)					
Тяжелосуглинистые	12	10,09±1,11	3,84	38,1	0,58
Легкосуглинистые	5	5,59 ±0,22	0,50	8,9	0,40
Супесчаные	6	3,98 ±0,28	0,69	17,3	0,34
Водорастворимый					
Тяжелосуглинистые	12	1,03±0,10	0,33	32,0	0,06
Легкосуглинистые	5	1,31±0,04	0,08	6,1	0,09
Супесчаные	6	1,63±0,11	0,26	16,0	0,14

Максимальным содержанием необменных форм калия, гидролизуемого как 10 % HCl, так и 2 n. HCl, характеризуются дерново-подзолистые почвы тяжелосуглинистые (в сумме 121,1 мг на 100 г почвы), минимальным – дерново-подзолистые супесчаные (71,7 мг на 100 г почвы). Аналогичная закономерность наблюдается в содер-

жании обменного калия, величина которого уменьшается от 10,1 мг в тяжелосуглинистых разновидностях дерново-подзолистых почв до 4,0 мг на 100 г почвы в супесчаных. Все исследованные разновидности дерново-подзолистых почв по содержанию данных форм калия располагаются в следующий ряд: тяжелосуглинистые > легкосуглинистые > супесчаные. Достоверность различий средней величины вышеуказанных форм калия в дерново-подзолистых почвах различного гранулометрического состава подтверждается математически (см. табл. 3.3). Изменения в профилном распределении рассмотренных форм калия в легких разновидностях дерново-подзолистых почв, так же как в тяжелосуглинистых, обусловлены в основном дифференциацией илистой фракции в профиле почв и ее минералогическим составом.

Подводя итог сказанному о формах почвенного калия и их связях с минералогическим и гранулометрическим составом минеральной основы почв, следует подчеркнуть, что различные формы калия имеют свою природу. Так, содержание негидролизуемого калия в значительной мере является отражением генезиса почвообразующей породы, степени ее выветрелости, способа отложения. Содержание же гидролизуемого 2 н. НСl калия и тем более обменных его форм в большей степени определяется генетической принадлежностью почв, интенсивностью и направленностью почвообразовательных процессов и гранулометрическим составом.

4.3. Резервы калия и их соотношения в почвах

Современное агротехногенное воздействие на почвы и почвенный покров в значительной степени интенсифицирует процессы преобразования тонкодисперсных глинистых минералов, как наиболее реакционноспособных компонентов. Особое значение имеют вопросы применения калийных удобрений, их влияния на минералы почв, поскольку калийное состояние почв необходимо рассматривать как функцию их минералогического состава. Фиксируя все многообразие агротехногенных воздействий на минералогический состав почв (Чижикова, 1994, 1997, 2002), отмечается несколько аспектов влияния удобрений на минералы тонкодисперсных фракций почв: реакция тонкодисперсных фракций на подкисление или подщелачивание среды (изменение реакции среды); взаимодействие

минеральных удобрений со структурой глинистых и сопутствующих минералов и продуктов их разрушений (сорбция, десорбция, обменные и необменные реакции); активизация мобилизации и иммобилизации ряда элементов, прежде всего калия. В связи с этим необходимым мониторинг не только минеральной основы почв, но и функционально связанных с ней многоуровневых резервов калия.

В целях оценки доступности запасов калия для растений проведен дифференцированный учет их по Н.И. Горбунову (1969, 1978). Как показывают данные (рис. 4.2), в автоморфных почвах, развитых на лессовидных суглинках, основное количество калия (50–80 %) от общего его запаса сосредоточено в потенциальном резерве. Этот калий, связанный с частицами крупнее 0,001 мм и содержащийся в основных и кислых полевых шпатах и крупнозернистых слюдах, представляет собой труднодоступный запас для питания растений.

Величина потенциального резерва калия находится в полном согласии с достаточно высоким показателем степени сохранности потенциальных запасов элементов питания для растений крупнодисперсной части почвы (см. табл. 2.2). Однако, как было показано ранее, выветривание калийсодержащих минералов в условиях данного региона осуществляется слабо, в связи с этим извлечение калия, находящегося в составе первичных минералов и представляющего собой потенциальный резерв, будет происходить медленно, в течение длительного времени.

Поэтому основным источником пополнения доступного для растений калия является ближний резерв, заключающий в себе 24–48 % калия от общего запаса. Данный резерв включает калий, связанный со слоистыми глинистыми минералами почв.

Некоторые авторы (Чижикова, Королева, 1998) предприняли попытку связать содержание гидрослюд в илистых фракциях как источника ближнего резерва калия (по Н.И. Горбунову, 1969) с запасами обменного калия как интегрального показателя калийного состояния почв по обеспеченности растений этим элементом. При этом установлено, что оценка территорий по запасам обменного калия и степени обеспеченности растений калием совпадает с ареалами, различающимися по количественным показателям содержания илистых гидрослюд в почвах.

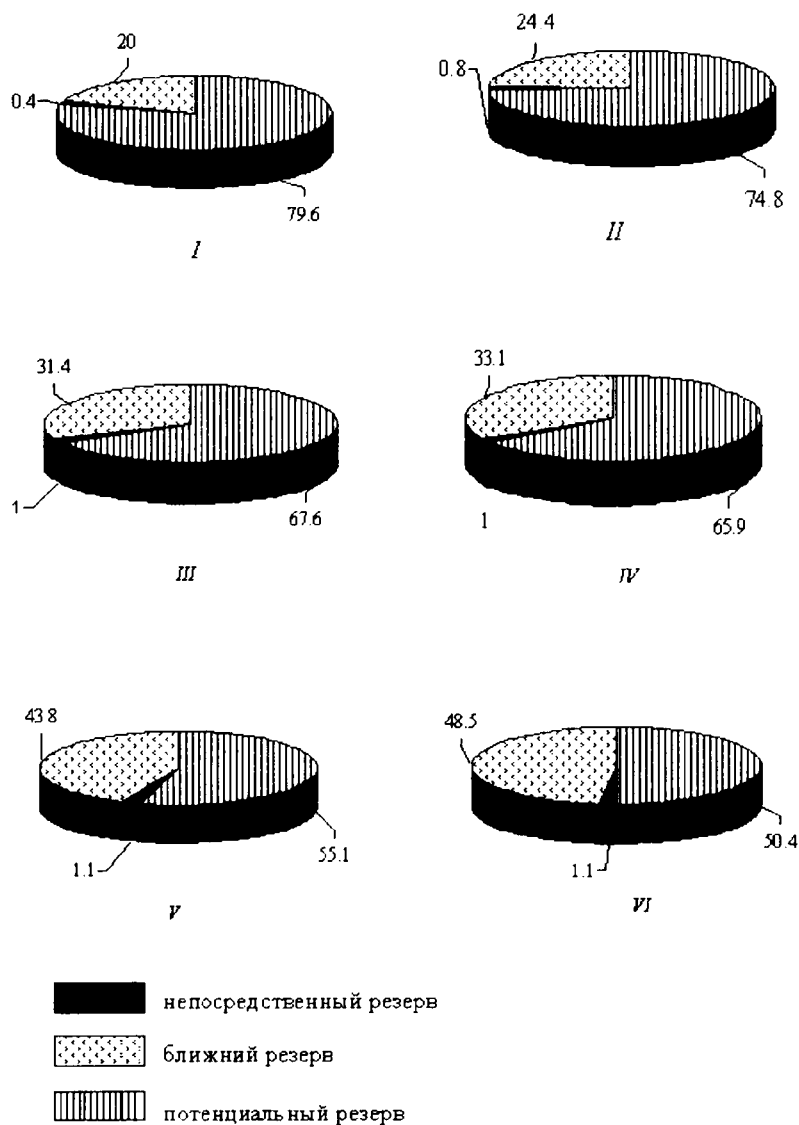


Рис. 4.2. Соотношение резервов калия в автоморфных почвах (% от общего): I – дерново-подзолистые легкосуглистые ($n=3$); II – дерново-подзолистые тяжелосуглистые ($n=3$); III – светло-серые лесные ($n=3$); IV – серые лесные ($n=3$); V – темно-серые лесные ($n=3$); VI – черноземы выщелоченные ($n=3$)

Таблица 4.15. Резервы калия в автоморфных почвах, развитых на лессовидных суглинках, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	Общий	Потенциальный	Ближний	Непосредственный
Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, n=3					
A ₁	3-13	1784	1360	411	13,2
A ₂	19-29	1754	1531	218	5,3
B ₁	62-72	2101	1150	929	21,7
C	200-210	2086	1360	710	15,9
Дерново-подзолистые легкосуглинистые, n=2					
A ₁	2-12	1490	1186	297	6,7
A ₂	16-26	1533	1284	246	3,2
B ₁	60-70	1463	675	774	14,0
C	190-200	1550	718	816	16,4
Светло-серые лесные, n=3					
A ₁	0-10	1545	1052	482	10,9
A ₁ A ₂	20-30	1513	1099	405	8,7
B ₁	66-76	1490	592	875	22,9
C	185-195	1517	630	866	20,9
Серые лесные, n=3					
A ₁	0-10	1590	1056	518	16,4
A ₁ A ₂	21-31	1653	1082	557	13,5
B ₁	70-80	1813	968	825	19,8
C _x	160-170	1917	1159	740	18,4
Темно-серые лесные, n=3					
A ₁	0-10	11905	1050	835	19,6
A ₁ A ₂	29-39	1810	1088	706	15,9
B ₁	70-80	1800	831	950	19,4
C _x	140-150	1833	880	933	20,2
Черноземы выщелоченные, n=3					
A	0-10	1950	985	944	20,6
AB	43-53	1753	960	777	15,6
B	65-75	1667	877	775	14,7
C _x	150-160	1743	809	918	15,7

Из всех рассмотренных почв наибольший запас калия ближнего резерва как по абсолютной, так и по относительной величине (% от общего) характерен для черноземов – почти половина всего запаса калия. В серых лесных почвах на долю ближнего резерва приходится около трети, а в дерново-подзолистых почвах – всего лишь пятая часть всего запаса калия, т.е. ближний резерв дерново-подзолистых почв в 2-3 раза меньше, чем черноземов. Следует отметить, что в дерново-подзолистых почвах, в отличие от черноземов, наблюдается значительное преобладание потенциального резерва над ближним. По величине ближнего резерва (табл. 4.15) все исследованные почвы

можно расположить в следующий ряд: черноземы выщелоченные >> серые лесные > дерново-подзолистые.

Причем в черноземах наибольший резерв калия отмечается в верхней части почвенного профиля, в то время как в дерново-подзолистых и серых лесных почвах максимальным резервом калия характеризуется иллювиальная толща. Определяется это общим увеличением здесь илистой фракции и иллювиированием высокодисперсных минералов и зольных элементов.

Наибольший интерес для питания растений представляет запас легкодоступных форм калия (обменного и водорастворимого), так называемый непосредственный резерв, составляющий в исследованных почвах весьма незначительную долю от общего запаса калия, — 0,6–1,0 %. Согласно ориентировочной шкале обеспеченности обменным калием в выгтяжке Л.А. Масловой (1938), дерново-подзолистые, светло-серые и серые лесные почвы можно отнести к среднеобеспечивающим обменным калием зерновые культуры, низко — корнеплоды и картофель, очень низко — овощные культуры. Дерново-подзолистые легкосуглинистые и особенно супесчаные почвы относятся к почвам с критическим содержанием данной формы калия. Темно-серые лесные почвы и выщелоченные черноземы являются высокообеспеченными обменным калием по отношению к зерновым культурам и среднеобеспеченными для картофеля, клубнеплодов и овощных культур. По обеспеченности почв необменной формой калия (выгтяжка 2 н. НСl, калий ближайшего резерва) для питания растений (Забавская, 1977) изученные почвы относятся к разным категориям. Дерново-подзолистые тяжелосуглинистые, светло-серые, серые лесные почвы являются среднеобеспеченными, а темно-серые и черноземы выщелоченные — повышено обеспеченными. Выявленные запасы необменного калия, а также неодинаковая степень обеспеченности почв данной формой свидетельствуют о том, что почвы, принадлежащие к различным генетическим типам и различающиеся по гранулометрическому составу, обладают различным калийным резервом. В одних почвах (темно-серые лесные и черноземы выщелоченные) он может обеспечить благоприятные условия для выращивания сельскохозяйственных культур, в других (дерново-подзолистые и серые лесные) — менее благоприятные. В дерново-подзолистых почвах легкого гранулометрического состава этот резерв крайне недостаточен.

Таблица 4.16. Резервы калия в почвах Центральной Кулунды, развитых на озерно-аллювиальных отложениях, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	Общий	Потенциальный	Ближний	Непосредственный
Темно-каштановая, р. 7					
A _{пкx}	0-10	2200	2031	154	15
AB	25-35	2340	2196	133	11
B	40-50	2540	2140	390	10
BC _x	60-70	1980	1783	191	6
Солонец лугово-степной, р. 5					
A	0-10	1990	1704	253	33
B ₁	13-23	2120	1584	515	21
B _{2k}	25-35	2520	2363	137	20
BC _x	38-48	1890	1800	81	9
C _x	65-75	1860	1559	296	5
Солончак луговой, р. 6					
A _x	0-10	1860	1740	138	18
B _{1k}	13-23	2120	1863	240	17
B _{2k}	40-50	2230	1989	225	16
BC _x	50-60	1780	1496	273	11
C _x	60-70	1820	16410	204	6
Луговая солончаковатая, р. 4					
A _x	5-15	2330	2016	302	12
AB _x	20-30	2150	1803	334	13
B _x	40-50	2190	1900	277	13
C _x	90-100	2100	1996	95	9

Как было показано выше, содержание валового калия и его распределение по гранулометрическим фракциям связаны с минералогическим и гранулометрическим составом почвообразующих пород. Это положение обуславливает тот факт, что в почвах, развитых на разнокачественных почвообразующих породах, прослеживается связь резервов с составом материнских пород. Для того чтобы более наглядно представить величину резервов калия и выяснить роль почвообразующих пород в формировании калийного режима почв, мы сочли возможным сравнить резервы калия почв, развитых на песчаных и супесчаных озёрных отложениях (табл. 4.16, рис. 4.3), с резервами калия почв, развитых на лёссовидных суглинках.

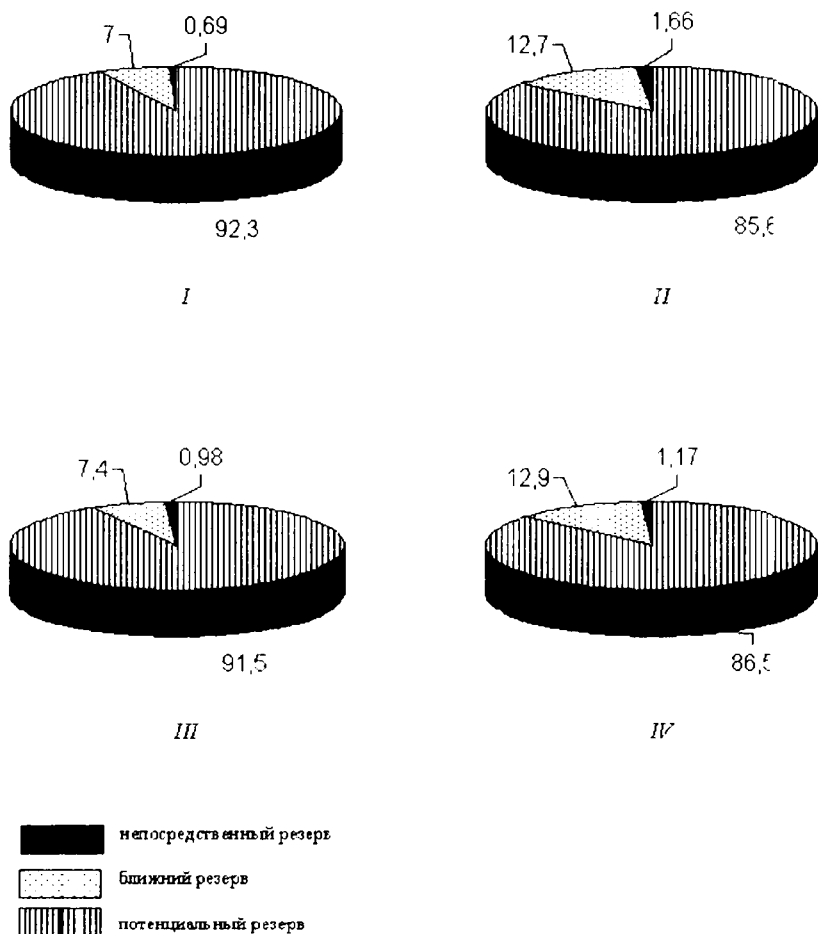


Рис. 4.3. Соотношение резервов калия в почвах, развитых на озерно-аллювиальных отложениях (% от общего): I – темно-каштановая, II – солонец лугово-степной, III – солончак луговой, IV – луговая солончаковатая

Из такого сопоставления вытекает, что при близких значениях общих резервов потенциальные резервы почв, сформированных на озерно-аллювиальных отложениях, достаточно велики и составляют 85–92 % от общего резерва, что почти в два раза выше, чем в почвах, сформированных на лёссовидных суглинках.

Особенностью минералогического состава почв Кулундинской степи, как уже отмечалось выше, является значительное количество полевых шпатов и первичных слюд, сосредоточенных преимущественно во фракциях крупного и мелкого песка. Доля этих фракций является преобладающей в гранулометрическом составе данных почв, что определяет достаточно высокие потенциальные резервы.

Профильное распределение потенциальных резервов находится в обратной зависимости от содержания илистых частиц в почве: в тех горизонтах, где количество последних увеличивается, соответственно уменьшается содержание потенциальных резервов.

Ближний резерв калия, являющийся природным возобновителем подвижного, в почвах Центральной Кулунды колеблется от 138 до 302 мг на 100 г почвы, что составляет меньшую величину от общего (всего лишь 7–13 %). По возрастанию доли ближнего резерва исследуемые почвы можно расположить в ряд: солончак луговой < темно-каштановая < солонец лугово-степной < луговая солончаковатая.

Относительное содержание ближних резервов также указывает на то, что в тяжелых по гранулометрическому составу почвах – солонце лугово-степном и луговой солончаковатой почве – доля ближнего резерва от общего выше и составляет не более 13 %. Ближние резервы более легких почв (темно-каштановой и солончака лугового) составляют всего лишь около 7 % от общего. Профильное распределение ближних резервов не отражает их дифференциации по генетическим горизонтам, а определяется, главным образом, слоистостью почвообразующих пород.

Величины непосредственных резервов почв, развитых на озёрно-аллювиальных отложениях, изменяются от 12 до 33 мг на 100 г почвы, что составляет 0,69–1,66 % от общего резерва. Распределение непосредственных резервов по профилю почв подчиняется одной общей закономерности – величина их максимальна в верхнем горизонте и постепенно убывает вниз по профилю. Это накопление можно связать с развитием процессов биологической аккумуляции, хотя в случае с луговым солончаком и луговой солончаковатой почвой возможна гидрогенная аккумуляция этого элемента. Поэтому содержание непосредственных резервов калия в нижних горизонтах названных почв заметно больше, чем в темно-каштановой почве, занимающей автономные позиции ландшафта.

Данный ряд почв, за исключением темно-каштановой почвы, как будет показано далее, отличается большим содержанием солей в профиле. Как считает Н.И. Базилович (1962), в таких почвах велика доля участия калия в общем балансе минеральных веществ, особенно в верхних горизонтах. Повышенное содержание подвижного калия в верхних горизонтах сопряженного ряда почв хорошо согласуется с результатами анализа водной вытяжки, согласно которым максимальное скопление солей приурочено также к верхним горизонтам.

Таким образом, по содержанию общего калийного резерва почвы, развитые на озерно-аллювиальных отложениях, близки к выщелоченным черноземам на лессовидных суглинках. Вместе с тем сопоставление ближних резервов почв, сформированных на разнокачественных почвообразующих породах, показывает, что в почвах, развитых на озерно-аллювиальных отложениях, ближние резервы калия в 3–4 раза меньше, чем в почвах на лёссовидных суглинках. Это связано со спецификой гранулометрического состава данных отложений, характерной чертой которого является преобладание песчаных фракций, обогащенных первичными калийсодержащими минералами (см. табл. 2.9).

Еще более существенное влияние на величину резервов калия (табл. 4.17, рис. 4.4) оказывает аллювиальное почвообразование, для которого, как известно (Добровольский и др., 1984), характерен ряд особенностей, связанных с общей биогеохимией этих специфических ландшафтов суши.

Среди них существенное влияние на поведение калия и его резервы оказывает формирование аккумулятивной, наносной и перетолженной коры выветривания за счет подвижных продуктов выветривания и почвообразования, поступающих со всей площади водосбора в пойму реки в виде механических и химических осадков как из полых вод при паводках, так и из выклинивающихся в пойме грунтовых вод.

Соответственно отмеченным экологическим особенностям (Почвы поймы р. Оби..., 1981; Славнина и др., 1984, 1986, 1990; Середина, 1990), пойменные почвы обладают высокой биогенностью.

Таблица 4.17. Резервы калия в аллювиальных почвах, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	Общий	Потенциальный	Ближний	Непосредственный
Дерново-слоистая, р. 1					
A _d	0-10	1200	1049	143	8,3
I	10-20	1290	1078	206	5,8
A ^I _h	30-40	1580	1199	370	10,2
II	50-60	1400	1172	220	7,3
III	65-75	1440	1075	350	14,5
IV	76-86	1210	1014	181	14,5
A ^{II} _h	95-105	1330	838	475	17,0
V	130-140	1320	1090	219	10,5
Д	180-190	1280	1200	172	7,2
Луговая, р. 16					
A _d	0-10	2020	1585	412	23,2
AB _g	17-27	1500	1284	198	17,5
B _g	35-45	1500	1053	430	17,7
A _h	60-70	1680	1279	381	18,3
B _g	117-127	1660	1255	387	17,3
BC _g	135-145	1360	1092	253	15,3
C _g	175-185	1320	1203	109	7,3
Перегнойно-болотная, р. 13					
A _n	0-10	1410	1085	310	14,5
AB _g	21-31	1320	697	608	14,5
B _g	80-90	1020	722	280	18,1
BC _g	105-115	1020	740	264	15,5
C _g	120-130	1180	999	179	7,5
Луговая, р. 7					
A _d	5-15	1710	1348	349	13,1
A	20-30	1540	1271	259	9,7
AB _g	40-50	1420	1199	217	3,3
B _g	80-90	1650	1152	490	7,9
BC _g	130-140	1680	1295	377	7,6
BC _g	150-160	1500	611	880	9,1
C _g	190-200	1360	449	901	10,3
Луговая, р. 41					
A ^I	5-15	1680	1267	394	19,0
A ^{II} _g	24-34	1640	1254	373	13,0
A ^{III} _g	45-55	1400	1158	231	11,4
AB _g	65-75	1560	1409	441	9,6
B _g	90-100	1580	1000	569	11,2
BC _g	155-165	1600	1297	291	12,0

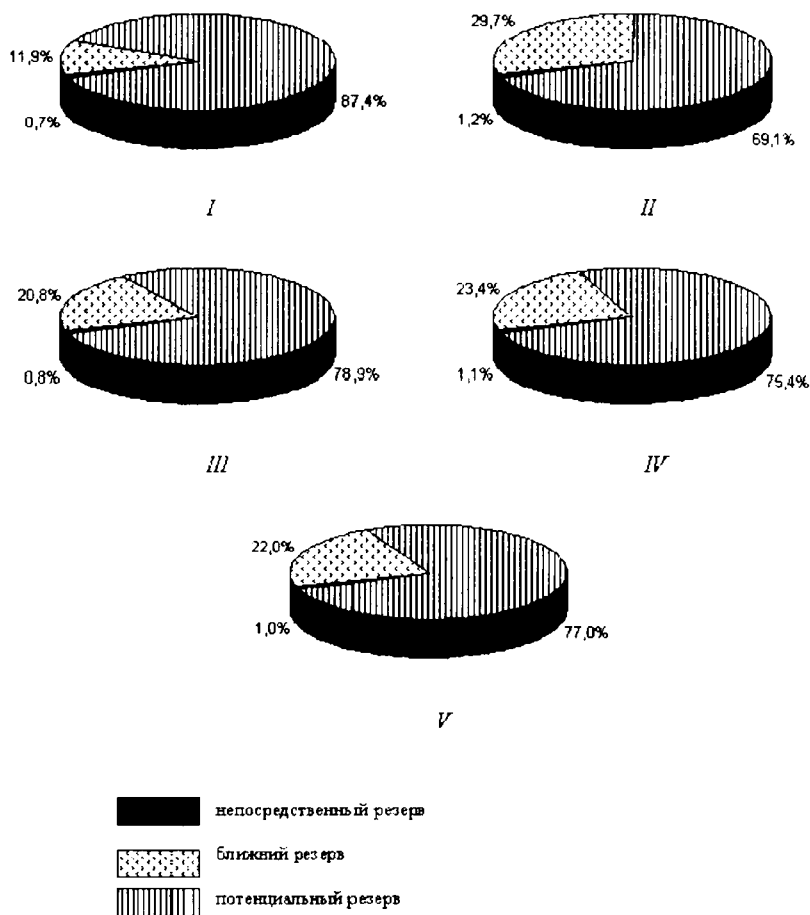


Рис. 4.4. Соотношение резервов калия в аллювиальных почвах (% от общего): I – дерново-луговая легкоуглистая, р. 1; II – луговая тяжелосуглистая, р. 16; III – луговая тяжелосуглистая, р. 7; IV – луговая тяжелосуглистая, р. 41; V – перегнойно-болотная тяжелосуглистая, р. 13

На фоне достаточно высокой обеспеченности подвижными формами биофильных элементов аллювиальные почвы обладают значительными абсолютными величинами непосредственных резервов. Поскольку для почвообразования в поймах рек характерен накопи-

тельный аккумулятивный баланс почвообразования, то с речным аллювием и из грунтовых вод в пойму поступают и аккумулируются в аллювиальных почвах в зависимости от геохимической обстановки гумус, карбонаты, соединения многих макро- и микроэлементов, глинистые минералы. Разнокачественность речного аллювия в поймах рек и его различный возраст вносят существенное разнообразие в соотношение его резервов. Именно поэтому наблюдается более контрастное распределение потенциальных и ближних резервов в почвах различных геоморфологических зон поймы. Ближние резервы аллювиальных дерновых слоистых почв невелики (всего лишь 11 % от общего), в то время как потенциальные резервы данных почв максимальны. Для данных почв характерна пестрая картина профильного распределения как ближних, так и потенциальных резервов, что находится в связи с гранулометрическим составом почв. В почвах центральной части поймы (аллювиальные луговые) и при-террасной (аллювиальные болотные) отмечается наибольший уровень ближних резервов как по абсолютному, так и по относительно-му (21–30 %) содержанию, приближаясь к таковым величинам зональных серых лесных почв. На фоне общего однородного распределения ближних резервов по профилю аллювиальных луговых почв наблюдается тенденция увеличения их в нижней части профиля. Следовательно, различия в резервах аллювиальных почв обусловлены особенностями их литолого-геоморфологического строения.

Таким образом, исследованные почвы характеризуются чёткой дифференциацией валового калия по гранулометрическим фракциям. Наибольшая концентрация калия характерна для фракций ила и тонкой пыли, что связано с преобладанием в них гидрослюдистых минералов. Содержание и соотношение резервов, а также поведение калия в более крупных гранулометрических фракциях определяются разнокачественностью почвообразующих пород (лёссовидные суглинки, озёрно-аллювиальные и аллювиальные отложения). Поскольку интенсивность выветривания в условиях данного региона, как правило, невелика, в связи с этим даже в почвах, сильно различающихся по набору, направленности и интенсивности элементарных почвообразовательных процессов, например в чернозёмах и дерново-подзолистых, потенциальные резервы значительны и близки между собой. Содержание гидролизуемого и обменного калия увеличивается с повышением дисперсности частиц. Из всех грануломет-

рических фракций основная доля обменного (80–92 %) и гидролизуемого (62–82 %) калия от общего его количества в почве приурочена к илистой фракции.

Концентрирование валового калия в наиболее дисперсных фракциях минеральной основы почв создаёт предпосылки к более лёгкому выходу калия из необменных позиций кристаллической решётки минералов в обменные, обеспечивает усиление его геохимической активности в процессах выветривания и почвообразования. Однако невысокая интенсивность выветривания в условиях данного региона не позволяет реализоваться этой возможности, поэтому во всех исследуемых почвах преобладают негидролизующие формы калия. Основная часть валового калия остаётся, следовательно, в форме, недоступной ионному обмену, – в жёстких позициях кристаллической решётки. То относительно небольшое количество калия, которое способно к гидролизу или обмену на другие катионы, сосредоточено преимущественно в наиболее дисперсных фракциях, главным образом, в илистой. По этой причине дифференциация подвижных форм калия в пределах почвенного профиля в значительной мере определяется дифференцированностью профиля по илу: горизонты, обогащённые илистой фракцией, содержат обычно большее количество обменных форм калия, чем горизонты, обеднённые илом. Поскольку дифференциация почвенного профиля по илу – результат развития элювиально-иллювиальных процессов в почве, то и распределение по профилю подвижных форм калия также зависит от степени выраженности этих процессов. Аккумулятивные процессы практически не оказывают влияния на перераспределение обменного калия в почвенном профиле. Исключение в этом плане представляют чернозёмные почвы, в верхней части гумусового горизонта которых отмечается накопление обменных форм калия.

Глава 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ КАЛИЯ В ПОЧВАХ

В почвоведении и агрохимии важнейшей проблемой при изучении калия считается понимание механизмов его сорбции – десорбции – фиксации. Эти явления всегда рассматривались как с теоретических позиций в аспекте геохимических превращений калия, так и с практических – в аспекте выявления калийного режима почв.

Современное развитие почвенной минералогии и геохимии гипергенных процессов позволяет гораздо глубже и полнее представить механизмы, ответственные за процессы сорбции – десорбции – фиксации калия. Чтобы удобнее это было сделать, нужно сложный комплекс почвенных процессов разложить на элементарные химические и физико-химические процессы и рассмотреть поведение калия в каждом из них. Поняв отдельные механизмы элементарных процессов и определив, какой набор механизмов «работает» в той или иной почве, можно сформулировать «диагноз» состояния калийного режима конкретной почвы.

Следует подчеркнуть, что понимание геохимии калия в глинистых минералах почвенного ила дает надежную теоретическую основу целенаправленного анализа ставших многочисленными в последнее время публикаций, посвященных почвенной минералогии. Не пытаясь давать сколько-нибудь полный обзор почвенно-минералогической литературы, выделим три важных момента, определим те процессы, влияющие на поведение калия, которые лежат в основе преобразования минеральной массы наиболее распространенных в Западной Сибири почв:

1. Профиледифференцирующие процессы.
2. Ландшафтно-дифференцирующие процессы.
3. Поведение калия при чередовании явлений смачивания и высушивания.

5.1. Профили дифференцирующие процессы

Как известно, почвообразование осуществляется в результате множества протекающих одновременно или последовательно процессов и химических реакций. Полной и достаточно четкой классификации этих процессов нет. В первом приближении почвенно-химические процессы можно подразделить на следующие большие группы: 1) процессы трансформации органических и минеральных компонентов почвы; 2) процессы переноса вещества; 3) специфические сложные процессы формирования отдельных почвенных горизонтов или почвенного профиля.

Процессы трансформации включают химические реакции разложения синтеза и перестройки различных веществ, входящих в состав почвы или привносимых в почвы извне. К ним относятся все реакции выветривания (разложения) минералов и горных пород, осуществляющиеся путём растворения, окисления, восстановления, гидролиза и др. Сюда же входят реакции минерализации органического вещества, процессы гумификации, реакции образования и растворения осадков, синтеза новых минералов.

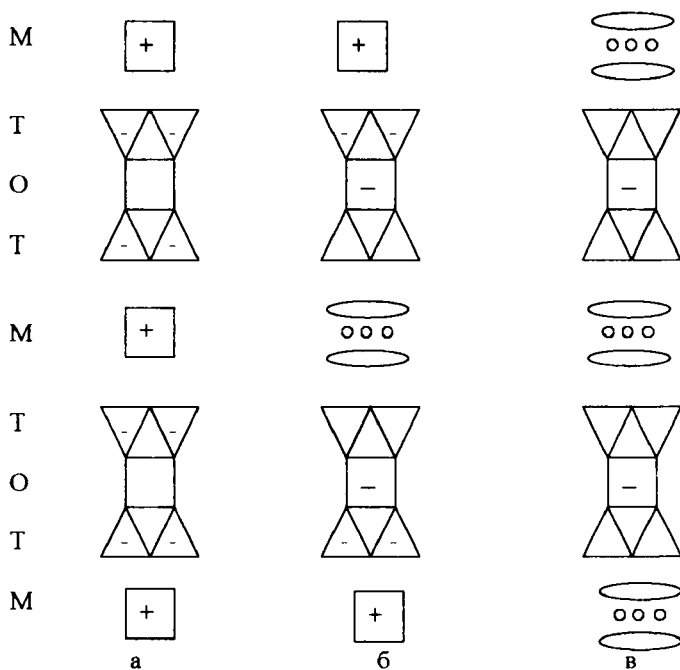
Процессы переноса вещества охватывают как внутрпочвенную миграцию (в том числе внутригоризонтную, внутриверховую) вещества, так и миграцию с переносом вещества через границу почва – сопряжённая среда. Частными видами процессов этой группы являются элювиирование и иллювиирование, аккумуляция, выщелачивание, лессиваж. Процессы преобразования почвы и её отдельных горизонтов воспринимаются как целостное, специфическое явление, но состоящее из многих частных процессов и реакций. К ним относятся оглеение, оподзоливание и т.д. (Розанов, 1983; Орлов, 1992).

Важнейшими калийсодержащими минералами, определяющими богатство почв калием, являются, как известно, полевые шпаты и слюды (Горбунов, 1978). В каркасной структуре полевого шпата калий находится в плотнейшей упаковке из четырех атомов кислорода. Такая упаковка настолько прочна, что калиевые полевые шпаты справедливо относятся к наиболее трудновыветриваемым минералам. В структуре слюд калий находится в окружении 12 атомов кислорода, которые принадлежат вершинам кремниевых тетраэдров. По законам геохимии гипергенных процессов при повышении числа окружающих ионов, или, по-другому, координационного числа, уве-

личивается миграционная способность центрального катиона. Поэтому смена числа координации калия от 4 в полевых шпатах до 12 в слюдах сопровождается увеличением подвижности калия. Однако в абсолютном выражении это увеличение невелико, поэтому некоторые слюды, особенно мусковит, как и полевой шпат, относятся к трудноветриваемым минералам. При повышении числа координации до 24 (гидратированный ион калия в межслоевых промежутках глинистых минералов) он приобретает способность к ионному обмену, миграционным процессам, становится доступным, следовательно, высшей растительности, а не только низшей, как в случае с полевыми шпатами или мусковитом.

Чтобы понять, почему калий столь прочно удерживается слюдой, необходимо обратить внимание на особенности кристаллохимического строения слоистых глинистых минералов. Каждый элементарный пакет таких минералов состоит из трех слоев: центрального октаэдрического и двух внешних – тетраэдрических. Следует обратить внимание лишь на одну особенность строения тетраэдрических слоев. Все они расположены по своеобразному гексагональному кольцу. Максимальный диаметр этого кольца практически равен (чуть-чуть немного меньше диаметра иона калия). Поэтому если в двух прилегающих пакетах гексагональные кольца совпадают, а между ними оказывается ион калия, то возникает очень прочная связь, и калий является своеобразным замком, захлопывающим пакеты, препятствуя их отхождению друг от друга (разбуханию). Вероятность срабатывания такого механизма фиксации калия определяется энергетическими ресурсами данной структуры. Из геохимии следует, что чем больше величина заряда в структуре и чем ближе эти заряды расположены к плоскости межслоевых промежутков, тем прочнее связь катиона калия со структурой.

Другой особенностью строения слоистых силикатов является расположение зарядов в трех основных минералах, присутствующих в почвенном иле наиболее распространенных почв Западной Сибири: монтмориллоните, вермикулите и иллите (Середина, 1979а). В структуре монтмориллонита эти заряды сосредоточены преимущественно в октаэдрическом слое; в вермикулите – в октаэдрическом и тетраэдрическом; в иллите, главным образом, в тетраэдрическом, т.е. непосредственно в слое, прилегающем к межслоевому промежутку (рис. 5.1). Эта особенность иллита – важнейшая причина про-



– необменные катионы (K^+);



– обменные катионы (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+})

T – тетраэдрический слой;

O – октаэдрический слой;

M – межпакетные промежутки

Рис. 5.1. Схематическое изображение распределения зарядов в слоях и межпакетных промежутках в структурах: а – иллит; б – смешанослойный иллит-сметтит; в – сметтит

чного необменного «захвата» калия (можно добавить также и аммония) кристаллической решеткой. Более удаленный от межслоевого промежутка заряд в монтмориллоните способствует лишь обменной сорбции калия и любого другого катиона.

Почему именно калий, а не близкий к нему по свойствам натрий фиксируется необменно? Это объясняется тем, что ион калия легче, чем ион натрия, теряет при сорбции гидратированную оболочку. Иными словами, можно сказать, что, находясь в одинаковой позиции с калием, натрий имеет координацию 24, а калий – 12. Как уже было показано ранее, чем выше координационное число, тем более подвижный, легче обмениваемый катион.

Из этих наиболее общих правил геохимии калия в гипергенных процессах, т.е. процессах, протекающих при нормальных температурах и атмосферном давлении, следуют очень важные для почвоведения и агрохимии выводы: количество необменного калия в почве тем выше, чем больше в составе ее илистой фракции глинистых минералов со слюдистой структурой, т.е. структурой с большим тетраэдрическим зарядом. И наоборот, чем больше в почве глинистых минералов с монтмориллонитовой структурой, т.е. структур с октаэдрическим зарядом, тем больше обменных форм калия. Диоктаэдрические структуры содержат в октаэдре преимущественно трехвалентные катионы – алюминий и железо. Типичным примером является минерал мусковит, в октаэдрах которого находится в основном алюминий.

Такие структуры плохо поддаются процессам трансформации и деградации и, следовательно, очень медленно отдают свой калий. Триоктаэдрические структуры, такие как биотит, содержат в октаэдрах значительное количество двухвалентного железа и магния.

Эти элементы сравнительно легко выщелачиваются из структуры, слюда трансформируется в менее жесткую, большая часть ранее необменного калия приобретает ионообменные свойства, т.е. становится подвижной.

Рассмотрим с общих позиций поведение калия в почвах с развитыми элювиальными процессами. В той или иной степени эти процессы свойственны большинству почв, однако в наибольшей степени они проявляются в подзолистых почвах и солодах (табл. 5.1).

Таблица 5.1. Содержание ила, слюда-монтмориллонитовых (17 Å) образований и основных форм калия в элювиальных и иллювиальных горизонтах почв

Горизонт	Глубина, см	Фракция <0,001, %	17 Å минералы, % от ила	Валовой калий	Негидролизуемый калий	Гидролизуемый 2 н. HCl калий	Обменный калий
Дерново-подзолистая, р. 59							
A ₂	23–33	7,47	26	1780	1663	21,8	6,8
B ₁	65–75	21,90	40	1860	1604	42,3	13,2
Серая лесная, р. 7							
A ₁ A ₂	28–38	10,35	37	1670	1502	36,1	10,2
B ₁	68–78	23,79	46	1710	1440	51,2	13,2
Чернозем выщелоченный, р. 51							
AB	55–65	33,34	39	1900	1417	78,1	21,3
B	65–75	34,20	40	1870	1390	63,2	19,0
Солонец луговой глубокий, р. 17							
A ₁	5–15	8,44	Не опр.	1750	1534	43,9	10,2
B ₂	40–50	40,84	»	1580	1268	89,6	15,7
Солодь луговая, р. 20							
A ₂	8–16	15,43	Не опр.	1480	1368	31,6	4,5
B ₂	50–60	35,38	»	1680	1287	88,9	27,5

Развитие элювиально-иллювиальных процессов в подзолистых почвах осуществляется в условиях кислой реакции среды и, следовательно, сопровождается явлениями гидролиза калийсодержащих минералов. Это приводит к разрушению, в первую очередь, триоктаэдрических слюд с образованием вторичных разбухающих фаз типа монтмориллонита. Эта фаза отличается от неразбухающей повышенной способностью к обменным процессам; калий, сорбированный на таких структурах, десорбируется легче, чем с иллитов. Вместе с тем разбухающая фаза более тонкодисперсная и поэтому перемещается нисходящими растворами в иллювиальную часть профиля. В итоге в элювиальном горизонте в зависимости от интенсивности элювиального процесса в той или иной степени накапливаются грубодисперсные части ила, представленные гидрослюдой, каолинитом и хлоритом (Середина, 1979а). Гидрослюда, хотя и содержит много калия, но находится он в необменной форме. Хлоритовые и каолинитовые минералы не содержат калия, однако в очень небольших количествах способны его сорбировать; этот калий представлен в обменной форме.

По мере развития элювиального процесса разбухающей фазы в

элювиальном горизонте становится всё меньше, снижается и количество обменного калия (Середина, 1984, 2007). В определённом смысле отношение обменного калия к необменному в подзолистом горизонте может служить мерой интенсивности кислотного гидролиза и лессиважа. В иллювиальном горизонте происходит накопление разбухающих фаз, что приводит к возрастанию отношения обменного калия к необменному.

Способность илистой фракции подзолистых почв к необменной фиксации калия определяется глубиной трансформационных преобразований слюдястых минералов и, следовательно, длительностью проявления и интенсивностью гидролизных процессов. Если трансформационные процессы неглубоки и ограничены образованием разбухающей фазы с высоким тетраэдрическим зарядом, так называемым «монтмориллонитом по слюде», то калийфиксирующая способность почвы будет очень высокой. Если эти преобразования более глубокие – до собственно монтмориллонита, каолинита или хлорита, то фиксация калия резко снижается.

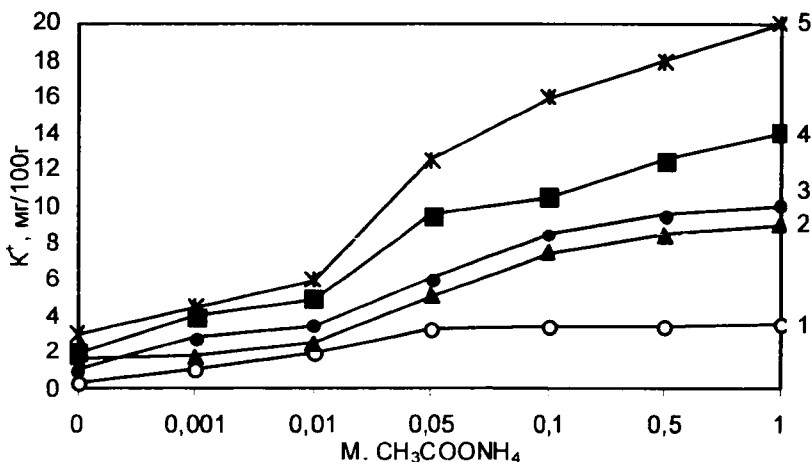


Рис. 5.2. Десорбция калия из почв: 1 – дерново-подзолистой супесчаной; 2 – дерново-подзолистой легкосуглинистой; 3 – дерново-подзолистой тяжелосуглинистой; 4 – серой лесной; 5 – чернозема выщелоченного

Развитие элювиально-иллювиальных процессов во многих почвах осуществляется на фоне кислой реакции среды. Этот фактор не

только приводит к гидролизу калийсодержащих минералов, но и определяет физико-химические, в данном случае ионообменные, свойства глинистых минералов. При подкислении реакции среды резко снижается ёмкость катионного обмена (ЕКО). Если принять во внимание тот факт, что при снижении ёмкости обмена доля обменного калия в сумме обменных катионов сохраняется, то при снижении ЕКО пропорционально снижается и абсолютное количество обменного калия. Параллельно с этим идёт изменение подвижности обменного калия в профиле почв.

В результате исследования установлено, что десорбция калия из различных почв протекает неодинаково. Она зависит от типа почвы и ее гранулометрического состава (рис. 5.2).

Для дерново-подзолистых и серых лесных почв характерно не только малое содержание обменного калия, но и представлен он легкодесорбируемыми фракциями.

Обработка слабым 0,01 н. раствором уксуснокислого аммония вытесняет более 50 % обменно поглощенного калия. Повышение концентрации вытеснителя дает незначительное увеличение десорбируемого калия, и при обработке почвы 0,1 н. раствором уксуснокислого аммония этот элемент вытесняется почти без остатка. В выщелоченных черноземах абсолютное количество калия, десорбируемого различными концентрациями уксуснокислого аммония, значительно выше, чем у дерново-подзолистых почв, что связано и с большим содержанием в них обменного калия. Однако его относительная мобильность в черноземах невелика. Слабыми концентрациями ацетата аммония из этих почв извлекается всего лишь 10–17 % обменного калия, вытесняемого 1 н. раствором уксуснокислого аммония. С повышением концентрации вытеснителя наблюдается увеличение десорбированного калия, но даже 0,5 н. раствор не извлекает весь обменный калий.

Некоторые авторы (Горбунов, 1948; Захарчук, 1949) объясняют подвижность калия минералогическим составом коллоидов. По их мнению, заметно большую подвижность имеют катионы, сорбированные каолинитом, по сравнению с катионами, сорбированными монтмориллонитом. Связано это с экстрамицеллярным поглощением катионов каолинитом, в то время как у монтмориллонита большая часть катионов поглощена интрамицеллярно, т.е. между слоями кристаллической решетки. Однако с таких позиций нельзя дать объ-

яснение различной подвижности обменного калия в исследованных почвах, так как они имеют качественно близкий минералогический состав илистой фракции. К этому мнению приходит также Вербанова Здравка (Вербанова Здравка, 1975) при изучении степени десорбции обменного калия некоторых почв Болгарии, а также М.Ш. Шаймухаметов и Л.С. Травникова (2000) при исследовании калийного состояния пахотных почв европейской территории России.

Механизм высвобождения калия из почв до настоящего времени остаётся до конца невыясненным. Анализ кинетических кривых десорбции калия (Grimme, 1980; Кокотов и др., 1986) позволил предположить возможность смешанно-диффузионного механизма его мобилизации. Но это лишь внешняя сторона явления, так как десорбции калия с поверхности ППК предшествуют более сложные процессы, регулирующие скорость мобилизации калия из кристаллической решётки глинистых минералов. К факторам, от которых зависит скорость выхода калия из кристаллита, относятся степень его совершенства, характер изоморфного замещения ионов в кристаллической решётке, размер частиц, температура, а также тип почвы (Schroeder, 1975).

Очевидно, более высокая подвижность обменного калия в дерново-подзолистых почвах по сравнению с черноземами обусловлена, прежде всего, условиями формирования этих почв и их генетическими особенностями. Как известно, в почвенном поглощающем комплексе почв подзолистого типа почвообразования, наряду с катионами кальция, магния, калия, значительное место принадлежит катионам водорода и алюминия, которые обладают большей энергией поглощения, чем ионы калия. В связи с этим ионы калия не могут вытеснить водород и алюминий из наиболее активных мест на поверхности минералов и адсорбируются поэтому на внешних гранях кристаллической решетки глинистых минералов. Это обуславливает гораздо меньшую прочность связей калия с почвенным поглощающим комплексом дерново-подзолистых почв, и при промывном водном режиме и кислой реакции среды происходят, как указывает И.П. Вильгусевич (1955), обменные замещения поглощенного калия на водородные ионы и вытеснение в почвенный раствор.

Мобилизационные способности почвы зависят от совокупности её калийселективных позиций и их насыщенности данным элемен-

том (Rich, 1972). При потреблении калия из почвы не происходит последовательного полного расхода форм элемента по мере увеличения их прочности связи с почвой. Благодаря десорбционной способности идёт параллельное снижение уровня всех гидролизуемых форм почвенного калия, причём содержание наиболее мобильных его соединений восполняется, хотя и в неполной мере, за счёт более масштабных, но менее подвижных резервов.

Почвы, относящиеся к одному типу почвообразования, но имеющие различный гранулометрический состав, в значительной степени отличаются по десорбционной способности обменного калия. Наиболее подвижным является калий дерново-подзолистой супесчаной почвы, который почти весь (90 % от общего содержания обменного калия) вытесняется 0,1 н. раствором ацетата аммония. При увеличении концентрации раствора величина десорбируемого калия изменяется незначительно. Десорбционная кривая этой почвы почти пологая. Значительно меньшей подвижностью отличаются легкосуглинистые и особенно тяжелосуглинистые разновидности этих почв. Иными словами, степень подвижности обменного калия снижается с утяжелением гранулометрического состава. Меньшая подвижность обменного калия дерново-подзолистых тяжелосуглинистых почв по сравнению с легкосуглинистыми и супесчаными разновидностями связана с более высокими величинами ёмкости катионного обмена и с большим содержанием в них илистой фракции, которая, как будет показано ниже, обладает значительной фиксирующей способностью в отношении данного элемента.

Эти исследования хорошо согласуются с результатами вегетационных опытов, в которых использование обменного калия льном и овсом было значительно выше в лёгких почвах по сравнению с тяжёлыми (Карпинский, 1965). Аналогичные данные, характеризующие взаимосвязь между содержанием обменного калия и его концентрацией в почвенном растворе, получены Гримме с соавт. (Grimme et al., 1971; Grimme, 1980), которые для определения легкоподвижного калия пользовались экстрактами насыщения.

Малое содержание обменного калия в дерново-подзолистых почвах, особенно легкого гранулометрического состава, высокая его подвижность, а в связи с этим возможность вымывания его из пахотного горизонта обуславливают необходимость ежегодного пополнения доступного для растений калия путем внесения калийных

удобрений. Однако судьба внесенных удобрений будет зависеть в первую очередь от фиксирующей способности почв, в большей или меньшей степени имеющей место во всех почвах и оказывающей существенное влияние на калийный режим.

С десорбцией калия – переходом из прочно ассоциированного с минеральной основой состояния в более подвижные формы – связаны восстановительные функции почв по отношению к данному элементу: почвы, имеющие более высокие резервы калия, сформированные в процессе их эволюции, обладают и повышенным потенциалом для его высвобождения.

Элювиально-иллювиальные процессы могут развиваться, как известно, не только в кислой, но и в нейтральной и даже щелочной обстановке. Такие условия складываются, главным образом, в солодах, некоторых солонцах и других почвах. Поведение калия и судьба калийсодержащих структур в таких почвах практически не изучены. Известно лишь, что ни полевые шпаты, ни слюды при нейтральной или слабощелочной обстановке практически не выветриваются. Основным механизмом профильной дифференциации калийфиксирующих и калийсорбирующих минералов, как и в кислых почвах, являются миграционные процессы, приводящие к лессиважу разбухающих фаз и накоплению калийсорбирующих структур в иллювиальном горизонте (Структура, функционирование..., 1976).

В итоге в элювиальном горизонте относительно накапливаются неразбухающие калийсодержащие структуры – гидрослюды. Тем не менее дифференциация профиля солонцов или солодей по поведению калия выражена не столь резко, и верхние горизонты данных типов почв содержат значительные количества обменного калия. Причина этого заключается в щелочной реакции среды, которая, как известно, значительно увеличивает емкость катионного обмена глинистых минералов, и пропорционально этому происходит увеличение количества обменного калия.

5.2. Ландшафтно-дифференцирующие процессы

Дифференциация калия в почвах геохимически сопряженных ландшафтов определяется, в основном, тремя факторами: а) перераспределением калийсодержащих минералов по составу, количеству и степени дисперсности; б) способностью этих минералов фикси-

ровать, сорбировать или десорбировать калий в физических и физико-химических условиях, складывающихся в каждой почве; в) направленностью и интенсивностью миграционных процессов, связывающих различные почвы при формировании геохимического сопряжения. Поскольку сочетание перечисленных факторов в каждом почвенно-геоморфологическом районе, в каждой почвенно-биоклиматической зоне или подзоне неповторимо, то важно установить диапазон тех ландшафтно-геохимических условий, в пределах которого поведение калия подчиняется одним и тем же или близким закономерностям (Середина, Янюшкина, 1986). Из этого положения вытекает необходимость развития широкого географо-генетического подхода в исследованиях химии и геохимии калия.

С этих позиций осуществлена оценка поведения калия в почвах сухостепной зоны Западно-Сибирской равнины (Центральная Кулунда) – темно-каштановой солонцеватой, солонце лугово-степном, солончаке луговом и луговой солончаковатой. Природные условия и почвообразующие породы Центральной Куланды достаточно хорошо изучены (Вандакурова, 1950; Ковалев и др., 1967). Следует отметить одну важную, с нашей точки зрения, особенность почвообразующих пород данного региона исследований – их легкий гранулометрический состав и слоистость. Супесчаные, а иногда и песчаные отложения озёрно-аллювиального и аллювиального генезиса являются, как правило, водоносными. При их близком залегании к поверхности и активном расходе грунтовых вод на испарение в конечных зонах аккумуляции геохимически сопряженных ландшафтов обеспечивается активная циркуляция грунтовых вод и больших масс легкорастворимых солей (табл. 5.2).

Кроме того, легкий гранулометрический состав водовмещающих пород из-за малого содержания калийфиксирующих глинистых минералов может обеспечить беспрепятственную миграцию калия с грунтовыми водами в конечные зоны аккумуляции. Поэтому можно считать, что если в почвах аккумулятивных ландшафтов, в данном случае солончаках и луговых солончаковатых почвах, окажется больше калия, чем в почвах автономных ландшафтов, то миграция его в ландшафте осуществляется активно. Если же в подчиненных ландшафтах количество калия окажется таким же, что и в почвах автономных позиций, то, естественно, можно сделать вывод об отсутствии такой миграции.

Таблица 5.2. Результаты анализа водных вытяжек почв Кулудинской степи

Горизонт	Глубина, см	Сумма солей, %	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Sa ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Тип засоления
			мг экв/100 г почвы							
Темно-каштановая										
A _{длх}	0-10	0,194	0,24	1,60	0,59	8,10	0,30	0,35	9,88	Содово-
AB	25-35	0,342	0,26	1,11	0,53	7,10	0,41	0,15	8,44	суль-
B	40-50	0,120	0,36	1,68	0,50	7,10	0,49	0,11	9,04	фатнос
BC _k	60-70	0,148	0,36	1,20	0,66	7,10	0,49	0,13	8,70	
C _k	90-100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Солонец лугово-степной										
A	0-10	0,528	0,94	4,91	1,88	8,20	0,39	0,11	15,43	Содово-
B _{1k}	13-23	0,218	0,51	5,83	2,20	8,00	0,37	0,32	16,85	суль-
B _{2k}	25-35	0,408	0,82	4,31	1,72	7,40	0,47	0,34	13,44	фатнос
BC _k	38-48	0,188	0,44	1,88	0,46	8,20	0,22	0,55	10,21	
C _k	65-75	0,190	0,41	1,77	0,46	7,90	0,44	0,26	9,84	
Солончак луговой										
A _k	0-10	1,228	2,34	7,02	2,40	0,20	0,44	0,26	11,26	Хло-
B _{1k}	13-23	1,364	3,17	11,54	5,28	2,70	0,71	0,39	21,59	ридно-
B _{2k}	30-40	1,000	1,99	8,82	6,30	3,50	0,54	0,18	21,17	со-
BC _k	50-60	0,390	1,73	6,30	3,18	4,30	0,47	0,22	14,82	довос
C _k	68-78	0,421	0,86	4,46	1,88	6,50	0,49	0,09	13,12	
Луговая солончаковатая										
A ₂	0-3	0,656	1,94	8,26	3,10	7,30	0,53	1,26	18,81	Силь-
A _k	5-15	0,564	1,38	5,10	1,88	8,20	0,34	0,43	15,79	фатно-
AB _k	20-30	0,134	0,50	1,67	0,76	7,70	0,45	0,36	9,82	содовос
B _k	40-50	0,152	0,50	1,67	0,61	7,70	0,73	0,35	9,40	
C _k	90-100	0,156	0,50	1,56	0,56	8,20	0,46	0,25	10,11	

Минералогические исследования, проведенные в Центральной Кулунде, показывают, что песчаные и супесчаные озерно-аллювиальные отложения этой территории характеризуются полимиктовым составом и значительным количеством калийсодержащих минералов – полевых шпатов, первичных слюд (см. табл. 2.9). Глинистые минералы представлены также преимущественно калийсодержащими минералами – гидрослюдами или смешанослойными иллит-монтмориллонитовыми образованиями с высоким содержанием неразбухающих фаз (Градусов, 1976). Последние обладают значительной калийфиксирующей способностью (Середина, 1984). Понятно, что количество полевых шпатов, первичных слюд и вторичных глинистых минералов в большой степени зависит от гранулометрического состава почв. Поэтому характер смены гранулометрического состава в геохимически сопряженном ряду почв является ярким диагностическим показателем поведения калия в ландшафте.

Таблица 5.3. Гранулометрический состав почв Кулундинской степи

Горизонт	Глубина, см	Потеря от НСI, %	Размер фракций, мм, содержание, %						
			1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01
Темно-каштановая, р. 7									
A _{max}	0–10	2,64	24,21	37,60	11,03	5,35	14,07	5,11	24,53
AB	25–35	1,64	17,59	44,11	9,21	7,98	15,04	4,43	27,45
B	40–50	2,06	14,35	39,94	13,20	5,56	9,82	15,07	30,45
BC _x	60–70	13,40	22,65	34,44	9,82	5,56	7,18	6,95	19,69
Солонец лугово-степной, р. 5									
A	0–10	1,91	19,87	47,65	10,75	3,93	5,49	10,40	19,82
B ₁	13–23	3,41	14,21	46,07	6,03	5,45	4,93	19,90	30,28
B _{2x}	25–35	5,08	7,00	23,27	28,78	12,87	17,29	5,71	35,87
BC _x	38–48	5,06	11,79	31,75	12,96	12,28	12,32	3,84	28,44
C _x	65–75	4,69	45,23	38,11	нет	1,27	4,27	11,43	16,97
Солончак луговой, р. 6									
A	0–10	2,34	22,98	51,07	8,07	3,31	7,20	5,03	15,54
B ₁	13–23	3,76	10,29	29,65	24,82	5,15	18,22	8,11	31,48
B _{2x}	40–50	3,86	10,17	41,69	14,38	15,72	6,58	7,60	29,90
BC _x	50–60	18,72	16,30	20,57	17,26	6,74	13,47	9,94	27,15
C _x	68–78	6,79	25,47	41,63	8,28	2,14	7,81	7,88	17,83
Луговая солончаковатая, р. 4									
A _d	0–3	6,65	18,93	40,32	2,80	8,64	6,59	16,07	31,30
A	5–15	2,60	17,48	48,41	11,87	1,82	6,82	10,97	19,61
AB	20–30	2,66	15,81	48,03	4,07	7,26	12,28	9,89	29,43
B _x	40–50	9,78	11,44	32,13	13,51	5,18	17,26	10,70	33,14
C _x	90–100	10,78	21,46	47,13	1,55	6,14	9,91	2,85	18,19

Данные, приведенные в табл. 5.3, позволяют обратить внимание на следующие обстоятельства. Литологический профиль всех разрезов, иллюстрирующих геохимически сопряженный ряд почв, характеризуется слоистостью отложений и тенденцией облегчения гранулометрического состава в нижних горизонтах почв, особенно в почвообразующей породе.

Некоторое утяжеление гранулометрического состава в средней части профиля темно-каштановой почвы, лугово-степного солонца и лугового солончака связано не с развитием в этих почвах элювиально-иллювиальных процессов, а является отражением исходной слоистости пород.

Об этом свидетельствует асинхронное с фракцией физической глины профильное распределение илистой фракции, которая при развитии элювиально-иллювиальной дифференциации почвенного профиля, прежде всего, должна перераспределяться по генетическим горизонтам почв. Этот же аргумент свидетельствует о малой значимости в исследуемых почвах внутрипрофильного оглинивания за счет выветривания крупнообломочных первичных калийсодержащих минералов и соответственно об отсутствии процессов мобилизации заключенного в них калия. Незначительная интенсивность химического выветривания в почвах с развитыми солонцовыми или солончаковыми процессами при слабых миграционных явлениях отмечалась также в солонцах и солончаках Барабинской низменности (Базилиевич, 1953, 1965). Однако калий в принципе может мигрировать как в почвенном профиле, так и в системе почв геохимически сопряженных ландшафтов не только в виде истинных растворов с водными потоками, но и механическим путем – в виде неразрушенных калийсодержащих алюмосиликатов. Внутри почвенного профиля такие перемещения осуществляются в ходе лессиважа, а в ландшафте – при развитии денудации, главным образом, плоскостного смыва. Последнее особенно активно проявляется в почвах лесостепной зоны (Хмелев, Танасиенко, 1983). В условиях ограниченной водной миграции, свойственной почвам сухостепной зоны, процессы лессиважа калийсодержащих минералов, судя по многочисленным публикациям валового химического состава почв, практически не развиты.

Этому препятствует, как правило, высокое расположение в профиле почв карбонатов кальция, а иногда и гипса и длительное со-

хранение мерзлого горизонта в период снеготаяния, когда могут осуществляться процессы нисходящей водной миграции и соответственно лессиважа (Курачев, Рябова, 1981). Внутриландшафтное перераспределение калийсодержащих первичных минералов поверхностным стоком проявляется также слабо. По этой причине почвы подчиненных и даже аккумулятивных ландшафтов не отличаются от почв, занимающих автономные позиции, по содержанию физической глины – основного показателя наличия поверхностного перемещения тонкодисперсного материала. Некоторое облегчение гранулометрического состава верхних горизонтов исследуемых почв определяется, с одной стороны, слоистостью почвообразующих пород, с другой – действием дефляционных процессов (Панфилов, 1973).

Таблица 5.4. Содержание форм калия в почвах Кулундинской степи

Горизонт	Глубина, см	Валовой калий, %	Негидролизуемый	Гидролизуемый		Подвижный	Негидролизуемый	Гидролизуемый		Подвижный
				10 % НСІ	2 н. НСІ			10 % НСІ	2 н. НСІ	
				мг на 100 г почвы				% от валового		
Темно-каштановая, р. 7										
A _{max}	0–10	2,20	2048,5	103,5	32,8	15,2	93,1	4,71	1,39	0,69
AB	25–35	2,15	2176,4	115,6	36,8	11,2	93,3	4,94	1,54	0,48
B	40–50	2,54	2370,3	124,2	35,3	10,2	92,0	4,39	1,39	0,40
BC _x	60–70	1,98	1822,4	119,7	31,7	6,1	94,0	6,05	1,61	0,31
C _x	90–100	1,93	1814,9	82,3	26,7	6,1	94,0	4,26	1,38	0,32
Солонец лугово-степной, р. 5										
A	0–10	1,99	1847,6	107,0	2,3	33,1	92,8	5,38	0,12	1,66
B ₁	13–23	2,12	1910,9	128,3	59,7	21,1	90,1	6,05	2,82	1,00
B _{2x}	25–35	2,52	2289,7	149,5	60,7	20,1	90,9	5,93	2,42	0,80
BC _x	38–48	1,89	1678,9	162,6	39,3	9,2	88,8	8,60	2,08	0,49
C _x	65–75	1,86	1763,0	61,6	30,3	5,1	94,8	3,31	1,63	0,27
Солончак луговой, р. 6										
A	0–10	1,86	1769,0	43,0	29,8	18,2	25,1	2,31	1,60	0,98
B ₁	13–23	2,12	1928,0	118,8	56,0	17,2	90,9	5,60	2,64	0,81
B _{2x}	40–50	2,23	1977,5	184,3	52,0	16,2	88,7	8,27	2,33	0,73
BC _x	50–60	1,78	1620,9	110,6	57,3	11,2	91,1	6,21	2,10	0,63
C _x	68–78	1,82	1741,2	43,4	29,3	6,1	95,7	2,39	1,61	0,34
Луговая солончакватая, р. 4										
A ₂	0–3	2,29	2042,8	151,9	68,5	26,8	89,2	6,63	3,99	1,17
A	5–15	2,33	2229,0	53,0	35,9	12,1	95,7	2,28	1,54	0,52
AB	20–30	2,15	1902,8	179,0	55,1	13,1	87,5	8,33	2,56	0,61
B _x	40–50	2,19	1935,0	188,7	53,0	13,3	88,4	8,62	2,42	0,61
C _x	90–100	2,10	2000,0	54,5	36,3	9,1	95,2	2,60	1,73	0,43

Отражением геохимической пассивности калия в почвах и ландшафтах сухостепной зоны Центральной Кулунды, наряду с особенностями распределения гранулометрического состава, является также поведение в почвах валового калия и его так называемых гидролизуемых форм (табл. 5.4).

Общее содержание валового калия в исследуемых почвах можно считать высоким, что с учетом сравнительно легкого гранулометрического состава этих почв указывает на значительную концентрацию в составе минеральной основы почв калийсодержащих минералов. Внутрипрофильная дифференциация валового калия практически отсутствует, поэтому количество его в том или ином горизонте почвы повторяет закономерности распределения физической глины. Отсюда следует, что одним из основных первичных калийсодержащих минералов выступают первичные слюды, сосредоточенные во фракции тонкой пыли – главной компоненты физической глины. Нет принципиальных различий в валовом содержании калия и характере его внутрипрофильного распределения также и в почвах, формирующихся на противоположных позициях геохимического ландшафта, в частности между темно-каштановыми почвами солонцеватыми и луговыми солончаковатыми.

Если валовой калий условно разделить на две группы – подвижный и неподвижный (к первой группе относятся обменный и водорастворимый, а ко второй – гидролизуемый 10 % соляной кислотой и негидролизуемый), то станет очевидным, что основное его количество представлено геохимически неподвижными формами, в особенности негидролизуемыми, на долю которых приходится от 88 до 95 % всего калия, тогда как на долю подвижных его форм – около 1 %. От 2 до 8 % общего содержания калия находится в почвах в виде форм, гидролизуемых соляной кислотой.

Чтобы подчеркнуть роль почвообразования в соотношении форм валового калия, отметим для сравнения, что в дерново-подзолистых почвах юго-востока Западной Сибири, имеющих также легкосуглинистый гранулометрический состав, на долю подвижных форм калия, как и в темно-каштановых почвах, приходится не более 1 % всего калия, однако на долю гидролизуемых соляной кислотой – уже не 4–6, а от 6 до 12 % (Середина, 1984).

Распределение по профилю изучаемых почв гидролизуемых и негидролизуемых форм калия не отражает дифференциации этих

почв по генетическим горизонтам, следовательно, не зависит от напряженности процессов внутрипочвенного выветривания, а определяется, главным образом, слоистостью почвообразующих пород, но в данном случае не по гранулометрическому, а по химико-минералогическому составу. Хорошей иллюстрацией к сказанному служит распределение гидролизуемого калия по профилю солончака лугового и луговой солончаковой почвы, т.е. почв, занимающих аккумулятивные позиции в ландшафте. При однотипности и одинаковой направленности ведущего элементарного почвообразовательного процесса, в данном случае солончакового, профильная дифференциация гидролизуемого калия совершенно различна и не соответствует ни аккумулятивному типу, ни элювиально-иллювиальному.

Содержание подвижных форм калия в исследуемых почвах невелико, но внутрипрофильная дифференциация их распределения выражена заметно. В частности, верхние горизонты почв выделяются накоплением этих форм калия по сравнению с нижележащими. Как и в литературе (Захарчук, 1949; Адерихин, Беляев, 1973; Перевалов, Поддубный, 1977; Прокошев, Дерюгин, 2000), мы связываем это накопление с развитием процессов биологической аккумуляции, хотя в отношении лугового солончака и луговой солончаковой почвы допускаем наличие гидрогенной аккумуляции этого элемента. Так, содержание подвижного калия в нижних горизонтах названных почв заметно больше, чем в темно-каштановых почвах, занимающих повышенные элементы рельефа. Как уже отмечалось выше, некоторому внутриландшафтному перераспределению растворимых форм калия могут способствовать достаточно сильная циркуляция в ландшафте грунтовых вод и малое содержание в водоносных породах легкого гранулометрического состава калийфиксирующих глинистых минералов. Однако масштабы процессов внутриландшафтного перераспределения названных форм калия крайне незначительны, и они не могут сколько-нибудь существенно изменить распределение в почвах, занимающих различные позиции в ландшафте, величины запасов различных форм калия или их соотношение (табл. 5.5).

Таблица 5.5. Запасы форм калия в почвах Кулундинской степи

Слой, см	Валовой	Гидролизусмый		Обменный, кг/га
		10 % HCl (по Гедройцу)	2 н. HCl (по Пчелкину)	
		т/га		
Темно-каштановая, р. 7				
0-20	60,38	2,89	1,41	380
0-50	165,49	8,27	3,04	890
50-100	171,34	8,92	2,57	550
0-100	336,83	17,19	5,61	1440
Солонец лугово-степной, р. 5				
0-20	69,47	3,94	0,95	940
0-50	186,95	12,13	3,48	1770
50-100	166,03	6,84	2,79	490
0-100	352,98	18,97	6,27	2260
Солончак луговой, р. 6				
0-20	54,84	2,14	1,16	490
0-50	155,78	9,63	3,54	1220
50-100	155,37	5,28	2,68	4070
0-100	311,15	14,91	6,22	5290
Луговая солончаковатая, р. 4				
0-20	63,80	2,43	1,24	420
0-50	164,50	10,97	3,73	1020
50-100	175,02	8,85	3,50	1280
0-100	339,52	19,82	7,23	2300

Общие запасы калия в исследуемых почвах находятся в пределах 300–350 т/га, при этом количество калия, сосредоточенного в верхнем полуметре почвенного профиля, практически не отличается от нижнего. В то же время на долю верхних горизонтов почв приходится до 60–65 % гидролизусмых соединений калия и примерно столько же обменных его форм.

Если сопоставить эти данные с содержанием в почвах органического вещества и величинами емкости обмена, то станет заметно, что отмеченные изменения в соотношении запасов гидролизусмых и обменных форм вызваны гумусонакоплением в этих горизонтах и соответственно возрастанием емкости катионного обмена. Анализ поведения калия в почвенных профилях и в системе геохимически сопряженных ландшафтов сухостепной зоны Центральной Кулунды обнаруживает его почвенно-геохимическую пассивность при значительном запасе и, следовательно, большом потенциальном резерве калия во всех почвах.

Распределение их по элементам ландшафта характеризуется, главным образом, особенностями рельефообразования и седиментогенеза. Влияние миграционных процессов на внутриландшафтную дифференциацию калийсодержащих минералов невелико и ограничено, по-видимому, лишь дефляционными явлениями.

Ведущими калийдифференцирующими процессами, приводящими к некоторым различиям между почвами различных элементов ландшафта по содержанию и соотношению подвижных форм калия (обменных и легкогидролизуемых), выступает исходная слоистость пород по количеству калийфиксирующих структур и неодинаковая интенсивность потоков растворов, восходящих от засоленных грунтовых вод. Однако и такой путь аккумуляции подвижных форм калия в почвах геохимически подчиненных ландшафтов не приводит к крупномасштабным перемещениям калия в ландшафте.

Миграционные процессы – важный элемент перераспределения химических элементов. Исследования поведения калия в почвах геохимически сопряженных ландшафтов лесной и лесостепной зон в условиях гумидного климата свидетельствуют о том, что интенсивность миграционных процессов в большинстве почв невелика, но набор очень многообразен (Середина, 2004, 2007). Наряду с поверхностным стоком развиты процессы нисходящей и восходящей миграции растворов и бокового внутрипочвенного стока. Приуроченность почв к конкретному геохимическому ландшафту в меньшей степени влияет на содержание водорастворимой формы калия. Несколько повышенной величиной водорастворимого калия характеризуются почвы трансупераквальных ландшафтов. Автономные и трансэлювиальные ландшафты характеризуются минимальным содержанием данной формы калия, что связано с водной миграцией ионов калия в подчиненные ландшафты. Взаимосвязь между содержанием калия и геохимическими особенностями элементарных ландшафтов возрастает для обменной и гидролизуемой HCl форм калия, а именно: наибольшее содержание данных форм характерно для почв трансаккумулятивных ландшафтов, в которых отмечается повышенное содержание всех химических элементов за счет привноса их из элювиальных ландшафтов (Структура, функционирование..., 1976). Поскольку миграция калия в сопряженных ландшафтах происходит не только в ионной форме, но также в коллоидном и во взвешенном состоянии, то вполне очевидно, что накопление об-

менного и гидролизуемого калия в элементарных геохимических ландшафтах будет обусловлено миграцией тонкодисперсного материала, в частности илистой фракции. Если взять за точку отсчета содержание данных форм калия в автоморфных почвах, приуроченных к автономным ландшафтам, формирующихся в автономном режиме и характеризующихся относительной независимостью развития, то можно видеть, что почвы трансэлювиальных ландшафтов обеднены всеми рассмотренными формами калия. Трансаккумулятивные ландшафты характеризуются более высоким (по сравнению с автономными) содержанием гидролизуемого и обменного калия. В почвах, приуроченных к аккумулятивным ландшафтам, величина необменных гидролизуемых форм не изменяется, что связано с избыточным увлажнением почв собственно супераквальных ландшафтов, которое, вероятно, препятствует фиксации калия глинистыми минералами.

Таким образом, анализ поведения калия в системе геохимически сопряженных ландшафтов таежной и лесостепной зон Западно-Сибирской равнины, так же как и исследования, проведенные для сухостепной зоны, свидетельствуют о слабом внутрипочвенном выветривании и связанных с ним процессах мобилизации калия из калийсодержащих минералов. По этой причине внутрипрофильная и внутриландшафтная перегруппировка форм калия осуществляется в сравнительно небольших масштабах. Тем не менее, в отличие от относительно спокойного геохимического режима, складывающегося в почвах автономных ландшафтов, в подчиненных ландшафтах (в супераквальном и субаквальном), где развиваются полугидроморфные и гидроморфные почвы, обстановка становится более динамичной и контрастной. Она определяется переменным окислительно-восстановительным режимом, щелочной или резко щелочной реакцией среды, высокой миграционной способностью органических соединений, значительной насыщенностью почвенного поглощающего комплекса обменным натрием. В таких случаях создаются условия, способствующие разрушению некоторых минералов и миграции в виде суспензий тонкодисперсных глинистых калийсодержащих минералов – гидрослюд и слюда-сметитовых смешанослойных образований, приводящих к перераспределению форм калия в ландшафте.

5.3. Поведение калия при чередовании явлений смачивания и высушивания

Очень важно с теоретической и практической стороны рассмотреть поведение калия в системе, подвергающейся чередованию процессов увлажнения – иссушения, явлений, совершенно обычных для естественных условий почвообразования. Как в отечественной литературе (Пчёлкин, 1966), так и зарубежной (Volk, 1934, 1938) считалось общепринятым, что эти явления способствуют наиболее активному развитию процессов фиксации калия. Механизм фиксации представляется следующим образом: в режиме увлажнения происходит расширение кристаллической решетки способных к набуханию минералов. Это благоприятствует проникновению калия в межпакетное пространство. При высушивании и последующем сжатии кристаллической решетки межплоскостное расстояние сокращается. Это затрудняет выход калия в почвенный раствор, часть его оказывается «зажатой» и теряет способность обмениваться на другие катионы. Данные авторы предполагают, что разбухающие минералы в сжатом состоянии не способны сорбировать калий, а, напротив, часть его отдают в раствор. Заметим, что сжатый минерал имеет межслоевой промежуток около 4 Å, что при радиусе калия 1,6 Å практически не препятствует его проникновению внутрь кристаллической решетки. Увеличение межслоевого промежутка до 7 Å (монтмориллонит в набухом состоянии) хотя и увеличивает результативность диффузионных процессов, но не делает их принципиально иными по сравнению с межслоевыми промежутками в 4 Å (монтмориллонит в сжатом состоянии). Другое дело высушивание до абсолютно сухого состояния, когда межслоевой промежуток сокращается до десятых долей ангстрема. Однако такого иссушения в природных условиях не бывает, так как для этого нужна температура более 300 °С.

Современное объяснение усиления калийфиксирующей способности почв под действием чередования иссушения – увлажнения исходит из экспериментального обнаружения минералов, способных в определенных условиях трансформироваться из разбухающей фазы в неразбухающую. Это так называемые «деградированные иллиты» или «монтмориллониты по слюде». Особенно важно то, что эти структуры характеризуются высоким тетраэдрическим зарядом. При

чередовании высушивания и увлажнения, когда во внешнем растворе много ионов калия, пакеты таких минералов стремятся к более упорядоченной ориентации относительно друг друга. Такой ориентации способствуют сорбированные ионы калия. В конечном счете гексагональные кольца окажутся строго друг против друга, кристаллическая решетка сжимается и калий из обменного состояния переходит в необменный. По сути дела происходит трансформация разбухающей фазы в неразбухающую – гидрослюду.

Экспериментальное изучение калия методом моделирования природных процессов (Середина, 1985) показало, что при прочих равных условиях (компостирование в условиях постоянной влажности, равной 30 % от ПВ, 60 % от ПВ, при попеременном увлажнении и высушивании) характер сорбции калия удобрений в наибольшей степени изменяется при чередовании увлажнения и иссушения. При иссушении, вследствие увеличения концентрации катионов в почвенном растворе, конкурентные взаимоотношения между катионами приводят к сорбции калия преимущественно в межслоевых промежутках. Основное количество его при этом сорбируется необменно. При увлажнении значительная часть калия приобретает возможность сорбироваться на внешних обменных позициях кристаллита (*p*-позиции), что снижает интенсивность необменного поглощения калия. В связи с этим изучены фиксирующая способность автоморфных (дерново-подзолистых, серых лесных, черноземных) и аллювиальных почв и изменения в содержании водорастворимого, обменного и гидролизуемого (вытяжка 2 н. НСl) калия в условиях длительного компостирования почвы. Общая характеристика почв приведена в табл. 5.6.

Таблица 5.6. Некоторые химические и физико-химические свойства почв

Показатели	Дерново-подзолистая	Серая лесная	Чернозем выщелоченный	Аллювиальная луговая
Гумус, %	3,45	5,60	9,80	6,71
pH солевой вытяжки	4,55	5,46	6,20	6,62
Сумма обменных катионов, мг-экв/100 г	15,20	29,14	40,11	32,24
Илистая фракция, %	11,36	16,63	30,80	16,58
K ⁺ водорастворимый, мг/100 г почвы	1,12	1,20	1,50	1,42
K ⁺ обменный, мг/100 г почвы	12,18	14,05	24,00	15,02

Основным условием проведения опыта являлось попеременное увлажнение почвы и ее высушивание до воздушно-сухого состояния. Считается общепризнанным, что наиболее активному проявлению фиксации калия способствует именно попеременное увлажнение и высушивание почвы, что, в свою очередь, означает набухание и сжатие кристаллической решетки трехслойных глинистых минералов. При набухании минералов происходит расширение кристаллической решетки, что способствует проникновению калия в межплоскостное пространство минералов (монтмориллонит, бейделлит, вермикулит). Наоборот, при высыхании и сжатии кристаллической решетки межплоскостное расстояние сокращается, что затрудняет выход калия в почвенный раствор.

Определение фиксирующей способности проводилось в образцах, взятых из верхних горизонтов вышеуказанных почв. Как отмечает А.В. Петербургский (1973), способность почв к фиксации калия проявляется больше всего в верхних почвенных слоях, которые летом подвержены попеременному увлажнению атмосферными осадками и последующему высыханию. Это в большей мере относится к исследуемым почвам, которые в силу климатических условий данного региона развиваются в очень контрастных гидротермических условиях.

Данные по содержанию обменного и водорастворимого калия (табл. 5.7) показывают, что с течением времени количество указанных форм калия меняется.

В контроле эти колебания незначительны и отклонения от исходной величины для водорастворимого калия составляют десятые доли миллиграмма, для обменного – 4–7 мг на 100 г почвы. В этом варианте содержание водорастворимого калия во всех исследованных почвах несколько повысилось в первые сроки, однако в последующем его показатели стали ниже.

Явление фиксации водорастворимого калия отмечено ранее А.В. Петербургским, Л.П. Горбуновой (1966). Внесение калийных удобрений значительно увеличивает содержание калия как в водорастворимой, так и обменной форме, т.е. смещает калийное равновесие в сторону увеличения содержания подвижных форм.

Определение данных форм калия через пять дней после внесения удобрений показало, что содержание водорастворимого калия увеличилось в 3–9 раз по сравнению с контролем при одинарной дозе и

в 13–30 раз при тройной дозе калия. Количество обменного калия увеличилось соответственно в 2–4 раза в варианте почва + K_1 и в 5–12 раз в варианте почва + K_3 , т.е. пропорционально дозе внесенного удобрения.

Таблица 5.7. Изменение содержания водорастворимого и обменного калия при попеременном увлажнении и высушивании

Вариант	Калий, мг/100 г почвы									
	Водорастворимый					Обменный				
	Сроки отбора образцов									
	1-й	2-й	3-й	4-й	5-й	1-й	2-й	3-й	4-й	5-й
Дерново-подзолистая										
Контроль	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	11,5	11,5	11,7	18,2	18,2
Почва + K_1	16,1	16,6	14,3	13,3	12,3	46,1	44,1	45,2	44,9	43,9
Почва + K_3	18,1	17,4	17,8	15,2	16,0	138,4	135,2	138,5	134,4	132,9
Серая лесная										
Контроль	1,0	1,2	1,1	1,0	1,0	13,3	13,1	13,4	19,0	19,2
Почва + K_1	15,4	13,2	13,1	12,2	12,0	38,6	41,4	43,0	44,4	42,3
Почва + K_3	19,2	18,2	16,3	15,8	15,9	117,3	117,4	120,6	125,4	121,0
Чернозем выщелоченный										
Контроль	1,3	1,3	1,1	1,0	1,0	23,0	23,0	24,2	26,6	27,1
Почва + K_1	11,2	10,7	10,0	9,3	9,1	52,0	51,7	50,7	50,6	48,1
Почва + K_3	17,0	15,2	14,4	14,2	13,1	120,8	122,3	120,4	117,4	108,6
Аллювиальная луговая										
Контроль	1,5	1,6	1,0	1,0	0,9	14,3	13,7	12,1	8,5	11,2
Почва + K_1	8,9	3,4	9,3	8,2	16,2	27,7	27,6	35,3	28,4	21,1
Почва + K_3	29,7	15,5	30,0	27,9	46,6	65,9	87,6	66,3	43,4	46,4

Интересно отметить, что в варианте с калийными удобрениями в содержании водорастворимого калия наблюдаются различия, связанные с неодинаковой подвижностью обменного калия в почвах различного типа почвообразования. Из внесенного калийного удобрения наибольшее количество водорастворимого калия сохраняется в дерново-подзолистой и серой лесной почвах по сравнению с черноземами. В пятый и шестой сроки, по сравнению с первым, происходит некоторое уменьшение обменного калия, однако при этом в обменной форме находится еще значительное количество (свыше 44 мг на 100 г почвы) калия. Сравнивая полученные данные с ориентировочной шкалой обеспеченности растений обменным калием в вытяжке Л.А. Масловой (1938), можно видеть, что, несмотря на значительную фиксацию калия черноземными и особенно аллювиальными почвами, по истечении трех месяцев после внесения калийных

удобрений в подвижном состоянии находится значительно больше калия, чем его необходимо для обеспечения культурных растений этим элементом. Такая картина наблюдается как в варианте с одинарной, так и особенно с тройной дозой калийных удобрений.

Результаты модельного опыта показали, что исследованные почвы обладают различной калийфиксирующей способностью (табл. 5.8).

Таблица 5.8. Фиксация калия почвами при попеременном увлажнении и высушивании

Вариант	Исходное количество K_2O + внесенное, мг/100 г почвы	Зафиксировано K_2O				
		Сроки (в сутках)				
		5	10	30	60	90
Дерново-подзолистая						
Контроль	13,3	$\frac{0,8}{6,2}$	$\frac{0,8}{5,9}$	$\frac{0,7}{4,9}$	—	—
Почва + K_1	73,3	$\frac{11,2}{18,7}$	$\frac{12,7}{21,1}$	$\frac{13,8}{23,1}$	$\frac{15,2}{25,3}$	$\frac{16,1}{26,8}$
Почва + K_3	193,3	$\frac{36,8}{20,4}$	$\frac{40,7}{22,6}$	$\frac{37,4}{20,8}$	$\frac{43,7}{24,3}$	$\frac{44,7}{24,8}$
Серая лесная						
Контроль	15,3	$\frac{0,9}{5,9}$	$\frac{1,0}{6,4}$	$\frac{0,7}{4,9}$	—	—
Почва + K_1	75,3	$\frac{21,3}{35,3}$	$\frac{20,7}{34,5}$	$\frac{19,3}{32,1}$	$\frac{18,6}{31,0}$	$\frac{21,0}{34,9}$
Почва + K_3	195,3	$\frac{58,8}{32,7}$	$\frac{59,6}{33,1}$	$\frac{58,4}{32,4}$	$\frac{54,1}{30,1}$	$\frac{58,4}{32,4}$
Чернозем выщелоченный						
Контроль	25,5	$\frac{1,3}{4,9}$	$\frac{1,2}{4,6}$	—	—	—
Почва + K_1	85,5	$\frac{22,3}{37,2}$	$\frac{23,2}{38,7}$	$\frac{24,9}{41,4}$	$\frac{25,7}{42,8}$	$\frac{28,4}{47,3}$
Почва + K_3	205,5	$\frac{67,7}{37,6}$	$\frac{68,0}{37,8}$	$\frac{70,7}{39,3}$	$\frac{73,7}{40,9}$	$\frac{83,8}{46,6}$
Аллювиальная луговая						
Контроль	25,5	$\frac{0,5}{7,7}$	$\frac{0,7}{15,8}$	$\frac{2,9}{17,8}$	$\frac{6,5}{40,0}$	$\frac{3,9}{23,5}$
Почва + K_1	85,5	$\frac{39,4}{65,5}$	$\frac{45,0}{75,4}$	$\frac{31,4}{52,1}$	$\frac{39,4}{65,5}$	$\frac{38,3}{64,9}$
Почва + K_3	205,5	$\frac{100,4}{55,7}$	$\frac{92,9}{51,7}$	$\frac{99,7}{56,2}$	$\frac{124,7}{60,9}$	$\frac{103,3}{57,1}$

Примечание. В числителе зафиксировано калия в миллиграммах на 100 г почвы, в знаменателе – в процентах.

Самой высокой калийфиксирующей способностью – до 85 % от внесенного с удобрениями калия обладают аллювиальные луговые тяжелосуглинистые почвы. Столь высокую фиксирующую способность аллювиальных почв по сравнению с дерново-подзолистыми и черноземными почвами связывают с наличием большого числа свободных, так называемых «вакантных» (Медведева, 1976) для фиксации калия мест в периодически затопляемых и промывающихся полыми водами пойменных почвах. В связи с этим фиксация калия в пойменных почвах обусловлена спецификой условий формирования этих почв и характером проявления поёмных и аллювиальных процессов.

Среди автоморфных почв наибольшей фиксацией (до 47 % от внесенного с удобрениями калия) обладают черноземы выщелоченные, наиболее низкой – дерново-подзолистые почвы (до 26 %). Серые лесные почвы по калийфиксирующей способности (32 %) занимают промежуточное положение. Различная способность к фиксации калия данных почв определяется не только воздействием внешней среды (высушиванием, увлажнением), но и зависит от внутренних свойств самой почвы: минералогического и гранулометрического состава, реакции среды, содержания и состава органического вещества, емкости катионного обмена. Полученный в настоящее время большой фактический материал о природе и величине фиксации калия позволяет предполагать, что в зависимости от конкретных почвенно-климатических условий механизм и масштабы могут быть различными. Причем при установлении природы и объема фиксации калия большое значение имеет тип высокодисперсных почвенных минералов. Это объясняется тем, что фиксация калия осуществляется почвенными частицами менее 10 мк, т.е. главным образом илистой фракцией (Забавская, 1974). В исследованных почвах фиксация калия осуществляется в основном за счет минеральной части почв, т.е. высокоадсорбционных слюда-сметитовых смешанослойных образований и иллита.

Однако при сравнительно одинаковом качественном составе основных ассоциаций глинистых минералов илистой фракции почв фиксирующая способность серых лесных почв и выщелоченных черноземов выше по сравнению с дерново-подзолистыми. Это дает основание полагать, что на почвах, обогащенных органическим веществом, фиксация калия может быть связана с органоминеральным

комплексом почвы. Об этом свидетельствуют опыты В.У. Пчелкина (1941) по изучению влияния органического вещества на необменное поглощение калия, из которых следует, что сама гуминовая кислота не переводит калий в необменное состояние. Значение органического вещества в необменном связывании калия определяется, по-видимому, тем, что в результате адсорбции гуматов кальция, образующих пленки-гели на поверхности минеральных частиц, происходит блокирование последних. В связи с этим фиксация калия в необменной форме сильнее выражена на почвах с высоким содержанием органического вещества – черноземах и пойменных дерновых (Середина, 1981), чем на малогумусных дерново-подзолистых почвах.

Наряду с органическим веществом определенную роль в усилении фиксации калия черноземами по сравнению с дерново-подзолистыми почвами, на наш взгляд, играет увеличение рН почвенного раствора. Значительное ослабление фиксации калия при подкислении почвенного раствора подчеркивается в работе (Barshad, Kishk, 1954). Очевидно, в случае подкисления реакции почвенного раствора снижение фиксации калия обусловлено блокированием межслоевых промежутков ионом гидроксония и алюминием. При взаимодействии калийных солей с почвой калий значительно легче вытесняет ионы кальция, как позиционно более доступные (Powell, Hutcheson, 1965). В этом случае создаются более благоприятные условия для фиксации калия в необменной форме в черноземах.

Фиксирующая способность почв определяется рядом факторов, среди которых значительную роль играют колебания влажности. Результаты изучения фиксации калия в зависимости от характера увлажнения пойменных почв показали (Середина, 1981), что наибольшая фиксация происходит при попеременном увлажнении и высушивании, а также при влажности, равной 30 % от ПВ, как в контроле, так и в вариантах с калийными удобрениями. Уменьшение размера фиксации калия наблюдается при повышении влажности до 60 % от ПВ. Подобную зависимость величины фиксации калия от степени увлажнения почв наблюдали Л.И. Кораблева, Л.Д. Слуцкая (1972, 1978), О.П. Медведева (1976) на пойменных почвах, А.В. Петербургский, Л.П. Горбунова (1966) – на черноземных почвах.

Следует отметить, что процесс фиксации калия осложняется наложением на него обратного перехода калия в подвижную форму, т.е. процесса мобилизации. Есть основание считать, что в этом слу-

чае фиксируется калий из удобрений, а высвобождается из минералов почвы. Исследованиями А.В. Петербургского и О.А. Репиной (1976) было выяснено, что оба эти процесса усиливаются при высушивании почвы. Подобное явление можно наблюдать при влажности пойменных почв, равной 30 % от ПВ, где имеет место мобилизация калия, в связи с чем эффект фиксации калия несколько затушевывается, а в некоторые сроки совсем не наблюдается. Таким образом, степень фиксации калия в исследуемых почвах, принадлежащих к различным генетическим типам, неодинакова и зависит, как было указано выше, от многих свойств.

Процесс фиксации калия протекает достаточно быстро. В первые пять дней в необменную форму переходит почти такое же количество калия, какое отмечается и для более длительных экспозиций опыта. Необходимо отметить, что фиксация калия характерна для всех сроков как при одинарной, так и при тройной дозе калия. С увеличением дозы калийного удобрения абсолютное количество калия, фиксированного как дерново-подзолистыми, так и серыми лесными и черноземными почвами, значительно увеличивается. Процент же фиксации остается на прежнем уровне или даже снижается. Подобная закономерность фиксации калия в зависимости от дозы удобрений отмечена для дерново-подзолистых, черноземных и аллювиальных почв европейской территории России (Пчелкин, 1966; Медведева, 1971, 1976). Однако имеются данные (Петербургский, Горбунова, 1966; Горбачева, 1975), указывающие на усиление фиксирующей способности почв с увеличением дозы калийного удобрения. Причину различной фиксации калия в зависимости от дозы удобрений следует, видимо, искать в различной исходной насыщенности почв калием, так как каждая почва имеет свой предел насыщения. Поскольку степень насыщения почвенного поглощающего комплекса калием связана с долей калия в сумме обменных катионов, а последняя контролируется законом действующих масс (Блэк, 1973), можно полагать, что процент насыщения ППК калием может явиться одним из ценных показателей тенденции почв к фиксации калия.

Развитие экспериментальных исследований в минералогии (McLean, 1968; Reichenbach, 1969; Rich, 1972) привело к признанию того, что фиксация калия обусловлена минералами типа монтмориллонита, вермикулита, а его высвобождение – калийсодержащими минералами (в основном иллитом) и что оба процесса при подходя-

щих условиях могут происходить одновременно. Причем эти процессы усиливаются при высушивании почвы (Петербургский, Репина, 1976).

Подобное явление можно наблюдать в условиях модельного опыта, где в контрольных вариантах почв имеет место мобилизация калия, особенно ярко выраженная при длительных экспозициях опыта, а в варианте с добавлением калия – фиксация. Если учесть, что в минералогическом составе илистых фракций исследуемых почв, особенно черноземов, преобладающим минералом является иллит, то становится вполне очевидным, что процессы мобилизации калия, имеющие место в контрольных вариантах этих почв, связаны с присутствием данного минерала.

Фиксированный почвой калий через определенное время после внесения удобрений, по мере выноса растениями наиболее доступных форм, высвобождается, переходя в более подвижные, усвояемые растениями формы. В зависимости от конкретных условий потребление растениями калия из фиксированного состояния может достигать больших количеств – 50–80 % от его выноса (Кораблева, 1969; Кораблева, Слуцкая, 1972, 1978; Медведева, 1976). Доступность же для растений фиксированного калия, по мнению большинства исследователей (Welte, Niderbudde, 1963; Barshad, Kishk, 1968), зависит от прочности связи его с кристаллической решеткой. Однако независимо от прочности этой связи установлено, что фиксированный из удобрений калий переходит в доступные растениям формы легче, чем необменный калий почв.

Оценивая количество фиксированного калия с точки зрения практических приемов регулирования калийного режима, необходимо учитывать как отрицательное, так и положительное значение этого процесса. Мнение о том, что фиксация калия – негативный процесс (Volk, 1934; Пчелкин, 1966; Петербургский, 1973), основывается на оценке уменьшения доступности для растений внесенного калия. Точка зрения о фиксации калия как позитивном процессе (Медведева, 1976; Кораблева, Слуцкая, 1978) базируется на том, что этот процесс замедляет потерю калия почвами вследствие выщелачивания.

Разумеется, к оценке роли фиксации калия в различных почвах нельзя подходить односторонне, при этом необходимо учитывать весь комплекс природных условий. Результаты лабораторного опыта

свидетельствуют о том, что аллювиальные луговые почвы р. Оби обладают высокой калийфиксирующей способностью (45–80 %) от внесенного с удобрениями калия, что можно рассматривать как положительное явление, так как оно замедляет потерю калия почвами в результате вымывания и выноса полыми водами. Важно отметить, что фиксированный калий с течением времени постепенно переходит в обменное состояние и становится доступным для растений. Как указывают Л.И. Кораблева и Л.Д. Слуцкая (1978), калий, мобилизованный из необменно-фиксированного калия удобрений, на пойменных почвах является основным источником питания растений этим элементом. На его долю приходится около 62–100 % выноса калия растениями. Несмотря на высокую фиксирующую способность исследуемых аллювиальных почв в отношении калия, при внесении калийных удобрений в больших дозах, по истечении 3 месяцев компостирования в почвах наблюдаются значительные запасы подвижного калия, превышающего в несколько раз вынос калия культурными растениями и находящегося в незакрепленном состоянии. Исходя из вышесказанного, а также учитывая специфические условия формирования пойменных почв, при внесении больших доз калийных удобрений не исключена возможность частичного вымывания калия удобрений за пределы корнеобитаемого слоя с полыми и дождевыми водами, что может приводить к снижению эффекта калийных удобрений.

Почвы с промывным водным режимом и ярко выраженным проявлением подзолообразовательного процесса (дерново-подзолистые и светло-серые лесные) характеризуются крайне невысоким содержанием наиболее подвижных форм калия – обменного и водорастворимого. Обладая по сравнению с черноземами минимальными запасами наиболее доступных для питания растений форм калия, дерново-подзолистые почвы в то же время имеют еще и высокую подвижность обменного калия, отмеченную нами ранее. В результате высокой подвижности возможно частичное вымывание его из корнеобитаемого слоя в условиях промывного водного режима и особенно на дерново-подзолистых почвах легкого гранулометрического состава. Поэтому в почвах подзолистого типа почвообразования фиксация калия может иметь положительное значение. В связи с тем, что дерново-подзолистые почвы при внесении калийных удобрений будут фиксировать сравнительно небольшие количества ка-

лия, следует опасаться внесения высоких доз калийных удобрений в запас.

В почвах черноземного типа почвообразования фиксация калия будет оказывать неблагоприятное воздействие на калийный режим, так как почти половина внесенного калия (до 47 %) может необменно поглощаться. Даже несмотря на то, что растения в процессе вегетации на данных почвах используют до 50–60 % калия, фиксированного почвой (Медведева, 1971, 1976), внесение высоких доз калийных удобрений, по-видимому, будет нерациональным.

Таким образом, рекомендации по внесению калийных удобрений, их доз, сроков и способов могут быть различными в зависимости от типа почвы. Несомненно также и то, что только на основании знания запасов калия, степени его подвижности и способности к фиксации возможно проведение конкретных мероприятий по улучшению калийного режима почв.

Глава 6. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ

Калийное состояние почв не может быть достаточно полно охарактеризовано по набору широко применяемых показателей, которые включают: содержание водорастворимого калия, калия органического вещества почв, обменного, необменного калия, калия нерастворимых алюмосиликатов и общее (валовое) содержание калия. Почвы могут содержать равные количества тех или иных соединений калия и при этом, как указывают Т.А. Соколова и др. (1991), сильно различаться по способности десорбировать калий в почвенный раствор или поглощать его из раствора.

Учитывая эмпирический и произвольный характер многих методов определения доступности в почвах элементов питания, необходимы показатели калийного состояния почв, которые были бы более информативными и которые бы характеризовали способность почвы поддерживать уровень концентрации калия в равновесном растворе и прочность связи калия с твердой фазой почвы. В последнее время в почвоведении и агрохимии все шире используются показатели и характеристики, основанные на теоретических представлениях о механизмах химических реакций в почвах с использованием термодинамических принципов. В связи с этим условия калийного питания растений изучают методами, основанными на термодинамических представлениях об ионообменном равновесии в системе почва – почвенный раствор (Спозито, 1984, Середина, 2002а; Seredina, Protoporov, 1997).

Ионообменное равновесие калия в почве тесно связано с конкуренцией доминирующих катионов кальция и магния. Количественно оно может быть оценено известным уравнением Гапона или следующим уравнением Никольского:

$$\frac{x_k}{\sqrt{x_{Ca+Mg}}} = \tilde{k}, \frac{a_k}{\sqrt{a_{Ca+Mg}}},$$

где \tilde{k} – константа ионообменного равновесия; a_k, a_{Ca+Mg} – активности катионов в равновесном растворе; x_k, x_{Ca+Mg} – равновесное содержание катионов в почве.

Модели равновесия в системе твердая фаза почвы – почвенный раствор являются необходимыми составными частями комплексных имитационных моделей роста и развития сельскохозяйственных культур (Терлеев и др., 2000). Предпочтительно, чтобы модели почвенного многофазного равновесия были относительно простыми, теоретически обоснованными и опирались на общепринятые агрохимические методы.

6.1. Калийный потенциал (КП) и потенциальная буферная способность почв (ПБС^к) в отношении калия

При сопоставлении почв по способности отдавать калий в почвенный раствор необходимо учитывать многие факторы. Поскольку численные значения калийного потенциала рассчитываются с учётом активностей ионов калия и кальция в равновесном растворе, то прямая оценка подвижности калия и усвояемости его растениями по величинам калийного потенциала возможна только для почв с близкими значениями активностей ионов кальция в растворе. Узкий диапазон колебаний данных величин позволяет допустить корректность сравнения изученного ряда почв по величине калийного потенциала.

Величина свободной энергии Гиббса в исследованных автоморфных почвах колеблется в широких пределах от -1241 до -4719 кал. Диапазон значений калийного потенциала составляет $0,91-3,59$. Согласно изменению величины $pK - 0,5$ pCa более благоприятные условия калийного питания растений складываются в чернозёмных почвах, особенно в подтипах обыкновенных и южных чернозёмов. В данных почвах существенно увеличивается активность ионов калия по сравнению с почвами с текстурно-дифференцированным профилем (табл. 6.1).

Таблица 6.1. Активности ионов и калийный потенциал автоморфных почв

Горизонт	Глубина, см	Концентрации ионов		Ионная сила, $\mu \cdot 10^{-3}$	$\alpha_K \cdot 10^{-5}$	$\alpha_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$	КП	- ΔG , кал
		$C_K^+ \cdot 10^{-5}$	$C_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$					
		моль/л						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая, р. 59								
A ₁	3-13	11,74	2,53	7,51	1,06	1,72	3,59	4897
A ₂	23-33	16,13	2,45	7,22	1,47	1,66	3,44	4692
A ₂ B ₁	35-45	4,82	2,32	6,94	4,38	1,60	2,96	4037
B ₁	65-75	5,60	3,03	9,05	5,05	1,99	2,94	4010
B ₂	107-117	4,81	3,07	9,04	4,33	1,99	3,01	4133
BC	160-170	8,10	3,16	9,38	7,30	2,05	2,79	3805
C	200-210	5,10	1,22	3,02	4,33	0,78	2,81	3833
Светло-серая лесная тяжелосуглинистая, р. 3								
A ₁	0-10	12,75	2,23	6,61	1,16	1,08	3,45	4719
A ₁ A ₂	20-30	6,64	2,42	7,26	6,02	1,65	2,83	3860
A ₂ B	40-50	4,09	1,03	3,13	3,84	0,80	2,87	3915
B ₁	74-84	14,82	2,41	7,21	1,35	1,66	3,48	4747
B ₂	95-105	20,46	2,40	7,22	1,85	1,66	3,34	4556
BC	150-160	16,60	1,14	6,32	1,52	1,48	3,39	4624
C	180-190	16,51	1,13	6,30	1,52	1,49	3,38	4610
Серая лесная тяжелосуглинистая, р. 7								
A ₁	0-10	2,17	2,28	6,86	1,99	1,59	3,30	4501
A ₁ A ₂	28-38	2,30	2,31	6,95	2,10	1,61	3,28	4474
A ₂ B	40-50	3,58	1,03	3,13	3,36	0,80	2,93	3997
B ₁	68-78	3,58	0,92	2,80	3,86	0,73	2,85	3888
B ₂	80-90	3,58	0,94	2,86	3,37	0,74	2,91	3969
BC _x	140-150	3,58	0,96	2,94	5,37	0,76	2,71	3696
C _x	180-190	6,18	1,05	3,24	5,80	0,81	2,69	3669
Темно-серая лесная тяжелосуглинистая, р. 103								
A ₁	0-10	3,75	2,25	6,78	3,18	1,57	3,10	4228
A ₁ A ₂	33-43	2,17	2,36	7,01	1,98	1,64	3,31	4515
A ₂ B	48-58	1,92	2,26	6,80	1,75	1,58	3,36	4583
B ₁	60-70	3,84	2,38	7,18	3,50	1,65	3,06	4174
B ₂	90-100	3,27	2,41	7,26	2,98	1,67	3,14	4283
BC _x	120-130	2,17	2,80	8,42	1,97	1,89	3,37	4556
C _x	140-150	2,05	2,80	8,42	1,85	1,89	3,37	4597
Чернозем оподзоленный тяжелосуглинистый, р. 13								
A	0-10	4,73	2,68	8,09	4,29	1,82	3,00	4092
AB	40-50	2,81	2,35	7,08	2,57	1,63	3,20	4365
B ₁	65-75	1,74	2,31	6,95	1,59	1,61	3,40	4638
B ₂	100-110	2,05	2,70	8,12	1,56	1,83	3,36	4583
BC _x	140-150	2,56	2,82	8,48	2,32	1,90	3,27	4460
C _x	180-190	2,30	2,78	8,36	2,09	1,88	3,32	4528

Продолжение табл. 6.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Чернозем выщелоченный тяжелосуглинистый, р. 51								
A	0-10	5,67	0,96	2,94	5,34	0,75	2,71	3696
A	20-30	4,60	0,97	2,96	4,33	0,67	2,81	3833
AB	40-50	4,09	0,98	2,98	3,85	0,77	2,86	3901
B ₁	67-75	2,17	2,15	6,47	1,99	1,52	3,29	4487
B _{2x}	100-110	2,30	2,18	6,56	2,11	1,53	3,26	4447
BC _x	140-150	2,05	2,73	8,21	1,86	1,85	3,36	4583
C _x	180-190	1,33	2,73	8,20	1,21	1,86	3,55	4842
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, р. 208								
A	0-10	27,6	0,84	5,28	25,58	0,60	0,99	1350
AB	30-40	5,11	0,86	3,10	4,81	0,67	1,73	3957
B _x	70-80	2,56	1,44	4,58	2,37	1,68	2,14	2919
BC _x	120-130	3,84	1,63	5,27	2,54	1,18	1,99	2714
C _x	150-160	0,25	0,98	3,20	2,40	0,76	2,06	2810
C _x	190-200	0,25	1,06	3,40	2,40	0,81	2,07	2823
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, р. 207								
A _{max}	0-20	35,80	1,03	6,67	32,77	0,72	0,91	1241
AB	25-35	25,56	1,06	5,74	23,54	0,76	1,07	1459
B _x	50-60	17,79	1,13	4,67	11,86	0,84	1,39	1896
B _x	80-90	7,67	2,10	7,07	7,00	0,46	1,74	2373
BC _x	110-120	0,25	1,06	3,41	2,40	0,81	2,07	2823
C _x	140-150	0,79	2,10	7,09	7,24	1,46	1,73	2360
C _x	190-200	0,51	2,07	6,51	4,69	1,40	1,90	2592
Чернозем южный среднесуглинистый, р. 106								
A _x	0-20	18,41	1,22	5,50	16,98	0,88	1,24	1691
AB _x	25-35	7,67	1,32	4,23	7,11	0,97	1,64	2237
B _x	60-70	1,48	1,38	5,26	1,37	0,99	1,36	1855
BC _x	90-100	6,14	1,12	3,30	5,72	0,85	1,71	2332
C _x	140-150	10,46	0,72	3,21	9,04	0,64	1,69	2305
C _x	190-200	7,67	0,78	3,12	7,21	0,61	1,53	2087

Как известно, в окислительных условиях в процессе внутрислоистого выветривания (по данным многих исследователей) в менее устойчивых триоктаэдрических слюдах происходит окисление октаэдрического железа и потеря октаэдрических катионов. Частичная потеря и изменение ориентации оставшихся в кристаллите гидроксид-ионов приводят к возрастанию прочности кристаллической решётки биотитов, способности удерживать межслоевой калий и необменно фиксировать ион калия из почвенного раствора. Другими словами, выветривание и окисление триоктаэдрических слюд ведёт к снижению доступности растениям содержащегося в их решётках калия (величина калийного потенциала при этом увеличивается).

В распределении калийного потенциала в профиле текстурно-дифференцированных почв отмечаются определённые закономерности. Как следует из предыдущих исследований, твёрдая фаза иллювиальных горизонтов В₁, В₂ дерново-подзолистых и серых лесных почв намного лучше других горизонтов обеспечена обменной формой калия. Однако в этих горизонтах отмечаются наименьшие по профилю концентрации калия и более высокие значения калийного потенциала. И наоборот, элювиальные горизонты А₂ и А₁А₂, где твёрдая фаза содержит меньшие количества обменного калия, равновесный раствор в наибольшей степени обогащён калием, а калийный потенциал более низкий.

Таблица 6.2. Активности ионов и калийный потенциал почв различного гранулометрического состава

Горизонт	Глубина, см	Концентрации ионов		Ионная сила, $\mu \cdot 10^{-3}$	$\alpha_K^+ \cdot 10^{-5}$	$\alpha_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$	КП	-ΔG, кал
		$C_K^+ \cdot 10^{-5}$	$C_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$					
моль/л								
Дерново-подзолистая супесчаная, р. 167								
А ₁	2-12	8,31	0,85	2,63	7,85	0,68	2,52	3437
А ₂	23-33	3,06	0,82	2,49	2,90	0,66	2,95	4024
А ₂ В ₁	38-48	3,08	0,83	2,52	2,89	0,66	2,95	4024
В ₁	65-75	5,19	0,82	2,51	5,36	0,66	2,68	3655
В ₂	85-95	5,67	0,87	2,67	5,35	0,69	2,69	3669
В ₃	130-140	5,67	0,84	2,58	5,36	0,67	2,69	3669
BC	160-170	5,19	0,79	2,42	4,91	0,63	2,71	3696
С	180-190	5,67	0,83	2,55	5,36	0,66	2,68	3655
Дерново-подзолистая легкосуглинистая, р. 145								
А ₁	5-15	6,10	2,02	6,06	5,60	1,42	2,82	3846
А ₂	20-30	5,62	2,04	6,05	5,14	1,42	2,87	3915
А ₂ В ₁	40-50	11,24	1,91	5,31	9,49	1,36	2,59	3533
В ₁	60-70	5,87	2,12	6,35	5,32	1,48	2,86	3901
В ₂	80-90	5,82	2,15	6,35	5,32	1,48	2,86	3901
BC	120-130	9,70	2,14	6,39	8,89	1,48	2,91	3969
С	140-150	5,81	2,03	6,07	5,14	1,43	2,87	3915
С	160-170	5,90	2,10	6,06	5,14	1,42	2,87	3915
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая, р. 59								
А ₁	0-10	11,74	2,53	7,51	1,06	1,72	3,59	4897
А ₂	16-26	16,13	2,45	7,22	1,47	1,66	3,44	4692
А ₂ В ₁	35-45	4,82	2,32	6,94	4,38	1,60	2,96	4037
В ₁	68-78	5,60	3,03	9,05	5,05	1,99	2,94	4010
В ₂	107-117	4,81	3,07	9,04	4,33	1,99	3,01	4133
BC	160-170	8,10	3,16	9,38	7,30	2,05	2,79	3805
С	200-210	5,10	1,22	3,02	4,33	0,78	2,81	3833

Изучена коррелятивная зависимость между калийными потенциалами и концентрациями калия. Она характеризуется высокими достоверными коэффициентами корреляции ($r=0,78$). Изменение концентраций калия и калийных потенциалов в изученных почвах не позволило чётко проследить за такими закономерностями, которые были бы связаны с физико-химическими свойствами почв.

При сопоставлении почв различного гранулометрического состава можно видеть, что тяжёлые почвы характеризуются более низкой активностью иона калия по сравнению с лёгкими (табл. 6.2).

Это связано с более высоким содержанием в тяжелосуглинистых разновидностях дерново-подзолистых почв иллитов и высокозарядных лабильных силикатов (Носов, 1997), которые являются носителями наиболее селективных к калию клинообразных обменных позиций, обеспечивая более прочное его закрепление.

По результатам измерений для изученных образцов почв построены графики потенциальной буферной способности в отношении калия. Все они имеют типичную для данного показателя форму, соответствующую литературным данным (Beckett, 1964; Медведева, 1975; Орлов, 1992; Горшкова, Массуд, 1984; Куйбышева, 1985). Соотношение верхней прямолинейной части графика и нижней криволинейной варьирует в зависимости от типа почв и генетического горизонта.

Выявлено три типа кривых ПБС^К (рис. 6.1). Первый тип кривой – это традиционный, описанный Бекеттом (Beckett, 1964). Данная кривая имеет прямолинейную форму в верхней своей части, которая соответствует обмену на однородных отрицательно заряженных неспецифических обменных позициях, и криволинейную в нижней части, которая описывает обмен на селективных к калию позициях. Как указывает И.П. Куйбышева (1985), этот тип кривой характерен для почв, содержащих больше всего иллитов (в том числе и педогенных), высокоразрядных лабильных силикатов и вермикулита. Именно эти минералы и определяют наличие специфических обменных позиций в верхнем горизонте исследованных выщелоченных чернозёмов. Для некоторых горизонтов (A₁A₂) тёмно-серых лесных почв графики ПБС^К представлены прямыми линиями. Это свидетельствует о том, что в данных горизонтах выход калия происходит только с неспецифических однородных обменных позиций, что позволяет предполагать о преобладании в составе илистых фракций монтмориллонита и отсутствии вермикулитовых минералов.

Для большинства исследованных почв характерен третий тип кривой ПБС^К, форма которого близка к S-образной. Так же, как и в работе И.П. Куйбышевой (1985), на исследованных кривых ПБС^К можно выделить два прямолинейных участка, разделённых более выположенным участком. S-образная форма кривой свидетельствует о наличии двух типов неспецифических обменных позиций, которые указывают на присутствие в составе илистых фракций почв монтмориллонита и вермикулита или разбухающих минералов группы монтмориллонита, имеющей разный заряд.

Следует подчеркнуть следующую особенность кривых ПБС^К: практически все экспериментальные точки на графиках ПБС^К, кроме самой первой при нулевой концентрации калия в исходном растворе, расположены выше горизонтальной оси. Известно, что часть графика, лежащая ниже оси абсцисс, показывает, сколько калия может быть вытеснено из почвы растворами, в которых $a_k : \sqrt{a_{Ca}} < AR_0$. Часть графика, которая расположена выше оси абсцисс, соответствует процессу поглощения почвой калия при соответствующем соотношении калия и кальция в растворе. В связи с этим можно считать, что во всех исследованных почвах ПБС^К указывает на способность почв поглощать калий из раствора, а не десорбировать ионы калия в раствор.

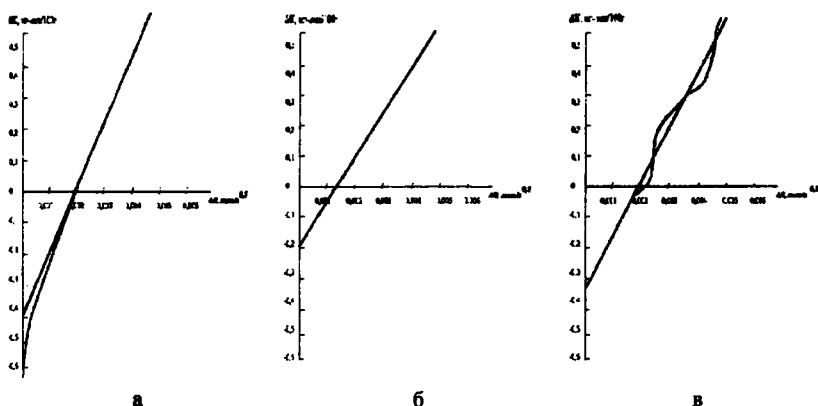


Рис. 6.1. Типы кривых потенциальной буферной способности почв в отношении калия: а – чернозём выщелоченный, р. 51 (гор. А 0–10 см); б – тёмно-серая лесная, р. 103 (гор. А₁ А₂ 23–33 см); в – аллювиальная луговая, р. 41 (гор. А₁ 0–15 см)

Результаты исследований потенциальной буферной способности основных типов автоморфных почв свидетельствуют о следующем: минимальный уровень ПБС^К характерен для дерново-подзолистых почв, а максимальный – для черноземов (табл. 6.3).

Таблица 6.3. Потенциальная буферная способность автоморфных почв в отношении калия

Горизонт	Глубина, см	Физическая глина, %	Поглощенные Ca ²⁺ +Mg ²⁺	K _{обм}	-ΔK ₀	AR ₀ ·10 ⁻³ моль/г ^{0,5}	ПБС ^К
			мг экв/100 г почвы				
1	2	3	4	5	6	7	8
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая, р. 59							
A ₁	3–13	40,50	14,2	0,15	0,12	2,43	49
A ₂	23–33	29,84	10,3	0,17	0,10	2,25	44
A ₂ B ₁	35–45	30,54	15,0	0,29	0,19	1,70	112
B ₁	65–75	39,68	21,0	0,34	0,24	1,35	178
B ₂	107–117	40,59	21,4	0,44	0,32	1,45	221
BC	160–170	38,09	24,4	0,47	0,27	1,41	191
C	200–210	32,17	25,6	0,47	0,25	1,39	180
Светло-серая лесная тяжелосуглинистая, р. 3							
A ₁	0–10	42,03	16,8	0,29	0,21	2,57	82
A ₁ A ₂	20–30	38,94	12,6	0,25	0,18	2,03	89
A ₂ B	40–50	43,42	15,0	0,33	0,22	1,30	169
B ₁	74–84	50,45	20,5	0,45	0,27	1,27	212
B ₂	95–105	52,85	22,0	0,47	0,28	1,31	214
BC	150–160	54,64	25,4	0,46	0,27	1,20	225
C	180–190	48,92	24,7	0,42	0,24	1,26	190
Серая лесная тяжелосуглинистая, р. 7							
A ₁	0–10	40,18	25,3	0,26	0,22	2,50	88
A ₁ A ₂	28–38	33,15	21,4	0,23	0,19	1,32	144
A ₂ B	40–50	38,13	19,2	0,30	0,22	1,40	157
B ₁	68–78	41,18	21,5	0,34	0,24	1,34	179
B ₂	80–90	43,73	22,8	0,39	0,26	1,30	200
BC ₁	140–150	42,64	21,5	0,41	0,25	1,36	184
C ₁	180–190	46,71	22,3	0,33	0,23	1,25	184
Темно-серая лесная тяжелосуглинистая, р. 103							
A ₁	0–10	50,86	32,5	0,49	0,36	2,70	133
A ₁ A ₂	33–43	50,25	28,3	0,43	0,20	1,52	131
A ₂ B	48–58	50,85	27,0	0,43	0,22	1,34	164
B ₁	60–70	56,11	24,6	0,50	0,45	1,38	227
B ₂	90–100	57,26	24,4	0,48	0,46	2,02	228
BC ₁	120–130	55,54	21,8	0,46	0,44	1,84	239
C ₁	140–150	56,93	20,3	0,46	0,40	1,52	263

Продолжение табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Чернозем оподзоленный тяжелосуглинистый, р. 13							
A	0-10	55,97	35,0	0,55	0,40	2,10	190
AB	40-50	57,00	29,0	0,53	0,36	2,02	178
B ₁	65-75	54,71	27,2	0,49	0,32	1,65	194
B ₂	100-110	55,86	22,6	0,46	0,31	1,52	204
BC _k	140-150	57,93	22,4	0,47	0,30	1,32	227
C _k	180-190	54,62	21,5	0,53	0,32	1,30	246
Чернозем выщелоченный тяжелосуглинистый, р. 51							
A	0-10	57,67	41,2	0,56	0,39	2,18	179
A	20-30	56,77	39,4	0,49	0,30	2,02	148
AB	40-50	53,45	30,4	0,46	0,28	1,78	157
B ₁	67-75	51,98	28,8	0,49	0,31	1,96	158
B _{2k}	100-110	57,27	24,4	0,46	0,29	1,63	178
BC _k	140-150	He опр.	23,9	0,48	0,28	1,60	175
C _k	180-190	55,35	20,4	0,55	0,32	1,65	194
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, р. 208							
A	0-10	53,52	50,6	0,77	0,53	2,20	241
AB	30-40	58,86	45,5	0,66	0,40	2,04	196
B _k	70-80	61,08	44,9	0,44	0,38	1,93	197
BC _k	120-130	61,63	38,1	0,38	0,36	1,91	188
C _k	150-160	59,23	39,4	0,37	0,34	1,84	185
C _k	190-200	57,49	36,7	0,36	0,35	1,80	194
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, р. 207							
A _{max}	0-20	54,14	51,6	0,79	0,54	2,50	216
AB	25-35	61,28	49,5	0,78	0,52	2,44	213
B _k	50-60	64,64	50,6	0,72	0,50	2,39	209
B _k	80-90	65,62	43,8	0,66	0,42	2,04	206
BC _k	110-120	62,89	42,9	0,56	0,34	1,84	185
C _k	140-150	57,38	42,0	0,50	0,30	1,82	165
C _k	190-200	59,16	40,1	0,48	0,28	1,73	162
Чернозем южный среднесуглинистый, р. 106							
A _k	0-20	37,44	29,0	0,49	0,42	2,25	187
AB _k	25-35	41,17	22,6	0,47	0,40	2,15	186
B _k	60-70	39,00	19,7	0,37	0,32	2,05	156
BC _k	90-100	33,90	18,8	0,36	0,30	2,07	145
C _k	140-150	26,89	16,9	0,47	0,40	2,17	184
C _k	190-200	22,36	18,4	0,53	0,44	2,18	202

В ряду почв: дерново-подзолистые, светло-серые, серые, темно-серые лесные, черноземы оподзоленные, выщелоченные, обыкновенные, южные – показатели буферности повышаются от 49 до 216 (мг-экв/100 г) (моль/л)^{-0,5}. Средние значения ПБС^К для различных типов почв изучались Н.И. Канивец и Л.Я. Бергулевой (1975). Результаты данных авторов указывают на то, что наименьшей вели-

чиной потенциальной буферной способности в отношении калия характеризуются дерново-подзолистые почвы (26), высокие значения данного показателя (160–490) характерны для черноземных почв. В профилном распределении ПБС^К наблюдаются следующие закономерности: в дерново-подзолистых почвах потенциальная буферная способность достигает наибольших значений в нижних иллювиальных горизонтах, а наименьших – в верхней части профиля; в почвах черноземного типа почвообразования распределение данной величины довольно равномерное.

Таблица 6.4. Потенциальная буферная способность в отношении калия почв различного гранулометрического состава

Горизонт	Глубина, см	Физическая глина, %	Поглощенные $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	$K_{\text{обм}}$	$-\Delta K_0$	$\text{AR}_0 \cdot 10^{-3}$ моль/л ^{0,5}	ПБС ^К
Дерново-подзолистая супесчаная, р. 167							
A ₁	2–12	16,30	9,4	0,12	0,07	4,06	17
A ₂	23–33	8,74	6,2	0,05	0,04	2,03	20
A ₂ B ₁	38–48	11,23	4,1	0,08	0,05	2,11	24
B ₁	65–75	18,88	6,2	0,12	0,10	2,82	35
B ₂	85–95	19,52	7,6	0,17	0,11	3,04	36
B ₃	130–140	18,10	8,2	0,13	0,12	3,12	38
BC	160–170	16,67	7,3	0,13	0,12	3,02	40
C	180–190	16,58	7,5	0,11	0,10	3,00	33
Дерново-подзолистая легкосуглинистая, р. 145							
A ₁	5–15	20,20	12,1	0,18	0,10	2,27	44
A ₂	20–30	19,60	9,0	0,14	0,08	2,03	39
A ₂ B ₁	40–50	48,70	16,6	0,56	0,33	2,54	130
B ₁	60–70	49,50	14,1	0,51	0,42	2,67	157
B ₂	80–90	48,30	12,7	0,46	0,40	2,79	143
BC	120–130	39,40	16,5	0,44	0,30	2,05	146
C	140–150	36,45	16,6	0,44	0,32	2,04	157
C	160–170	Не опр.	16,4	0,43	0,33	1,97	167
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая, р. 59							
A ₁	3–13	40,50	14,2	0,15	0,12	2,43	49
A ₂	23–33	29,84	10,3	0,17	0,10	2,25	44
A ₂ B ₁	35–45	30,54	15,0	0,29	0,19	1,70	112
B ₁	65–75	39,68	21,0	0,34	0,24	1,35	178
B ₂	107–117	40,59	21,4	0,44	0,32	1,45	221
BC	160–170	38,09	24,4	0,47	0,27	1,41	191
C	200–210	32,17	25,6	0,47	0,25	1,39	180

Можно утверждать, что чем выше ПБС^К, тем устойчивее равновесие между калием твердой фазы почв и почвенного раствора, тем больше способность почвы сохранить и поддержать присущий ей уровень эффективного плодородия почв в отношении калия. У почв с высокими значениями ПБС^К критический уровень содержания калия в растворе (уровень, ниже которого калийные удобрения начинают действовать) меньше, чем у почв с низкой ПБС^К. Более высокая калийная буферная способность согласуется с лучшими адсорбционными свойствами почвы при поглощении калия из растворов. Величины калийной потенциальной буферной способности имеют тесную связь с содержанием в почвах обменного калия ($r=0,98$). Приведенные данные свидетельствуют о существенном различии в энергетической обеспеченности в отношении калия основных типов автоморфных почв Западной Сибири.

Гранулометрический состав почв обуславливает внутритиповые колебания потенциальной буферной способности в отношении калия: ПБС^К возрастает с утяжелением гранулометрического состава (табл. 6.4).

Так, в типе подзолистых почв (подтип дерново-подзолистые) минимальные значения ПБС^К характерны для супесчаных дерново-подзолистых почв, максимальные – для дерново-подзолистых почв тяжелосуглинистых. Аналогичные результаты получены Г.М. Юрьевой и К.Г. Крейер (1985), согласно которым в ряду почв от легкого к тяжелому гранулометрическому составу ПБС^К увеличивается от 8 до 48 (мг·экв/100 г) · (моль/л)^{-0,5}. На основании полученных данных можно составить приблизительную группировку дерново-подзолистых почв по величине потенциальной буферной способности в отношении калия: супесчаные < 17, легко- и среднесуглинистые 17–49, тяжелосуглинистые > 49 (мг · экв/100 г) · (моль/л)^{-0,5}. Увеличение значений ПБС^К с утяжелением гранулометрического состава свидетельствует о том, что способность тяжелосуглинистых и глинистых почв поддерживать равновесие между формами почвенного калия и обеспечивать соответствующую потребностям растений концентрацию его в почвенных растворах в течение вегетации выше, чем у песчаных почв. Однако увеличение данного показателя не всегда положительно с точки зрения калийного режима почв. Как указывает Н.А. Канунникова (1989), увеличение ПБС^К дерново-подзолистой почвы при сильном истощении свидетельствует о мо-

билизации малоподвижных резервных форм калия и снижении вследствие этого плодородия почвы.

Одновалентные катионы занимают в твердой фазе почв разнообразные по энергии связи центры обменной и необменной сорбции, носителями которых являются органическое вещество и минеральные компоненты, прежде всего тонкодисперсные глинистые минералы со слоистой структурой. Органическое вещество почвы удерживает ионы одновалентных металлов менее прочно, чем глинистые минералы. Особенно активно ионы калия фиксируются при наличии в почве минералов групп монтмориллонита и гидрослюд, менее эффективны в этом отношении минералы каолининовой группы. В минералах выделяют несколько типов центров сорбции, расположенных на внешней плоскости, в частично расширенных (клиновидных) краевых зонах и в межслойном пространстве кристаллических решеток, и с разной силой удерживающих ионы калия. Согласно терминологии, предложенной в работе (Cremers et al., 1988), места обменной сорбции на внешней поверхности частиц почвенных минералов и органического вещества принято обозначать RES (Regular Exchange Sites), а высокоселективные по отношению к ионам цезия, аммония, калия места сорбции, располагающиеся в краевых клиновидных зонах и межслойном пространстве глинистых минералов, — FES (Frayed Edge Sites). Центры FES составляют лишь незначительную часть общей емкости катионного обмена почв, но играют важную роль в необменной сорбции (фиксации) одновалентных катионов.

В соответствии с исследованиями (Nemeth et al., 1970) различается две группы адсорбционных мест в почвенном поглощающем комплексе. Это энергетически однородные места с меньшей энергией связи (вероятно, отвечающие обменным катионам, расположенным на плоскости, *p*-места) и места с большей, но неодинаковой между собой энергией связи (*e*-места, вероятно, на ребрах, углах, выступках поверхности). Если калия в ППК мало (меньше 10–15%), то он связан преимущественно с *e*-местами. Очевидно, что обменный калий изученных почв соответствует как раз *e*-местам, так как содержание его в ППК составляет не более 2 %. Участие энергетически неоднородного калия в ионном обмене будет определять неустойчивость равновесному состоянию обмена и, вследствие этого, давать значительные отклонения в составе равновесных растворов даже при небольшом изменении внешних факторов.

Как указывалось ранее, кривая потенциальной буферной способности в отношении калия имеет два участка: прямолинейный верхний, на основе которого рассчитывается ПБС^К, и криволинейный нижний. Считается (Beckett, 1964), что прямолинейный участок изотермы обмена соответствует обмену на неспецифических обменных позициях, расположенных в минеральных горизонтах на планарных позициях глинистых минералов. Величину ΔK_0 получают экстраполяцией линейной части графика АВ. Эта величина характеризует легкообменный калий и соответствует фактору емкости. Криволинейный участок изотермы обмена характеризует обмен катионов на специфических позициях, имеющих повышенное сродство к калию. Эти специфические обменные позиции расположены, главным образом, на боковых гранях глинистых кристаллитов. Величина $\Delta K_x = \Delta K_L - \Delta K_0$ характеризует обменный калий, который занимает специфические обменные позиции в почвенном поглощающем комплексе и в связи с этим более прочно закреплен почвой.

Содержание легкоподвижного калия $-\Delta K_0$ (калий неспецифических обменных позиций почвенного поглощающего комплекса) закономерно изменяется в профиле автоморфных почв (см. табл. 6.3). В почвах с текстурно-дифференцированным профилем (подзолистые, серые лесные) первый максимум непосредственно доступного обменного калия ($-\Delta K_0$) наблюдается в верхнем перегнойно-аккумулятивном горизонте A_1 . В элювиальных горизонтах A_2 дерново-подзолистых и A_1A_2 серых лесных почв отмечаются минимальные значения $-\Delta K_0$. Иллювиальные горизонты B_1, B_2 характеризуются более высокими значениями $-\Delta K_0$ по сравнению с элювиальными горизонтами; в горизонтах ВС и С величины $-\Delta K_0$ изменяются в зависимости от условий седиментации пород и их гранулометрического состава.

Все исследованные почвы по величинам $-\Delta K_0$ можно разделить на несколько групп. Первая группа объединяет чернозёмные почвы. Эти почвы характеризуются максимальными величинами $-\Delta K_0$ (0,39–0,54 мг-экв на 100 г почвы). Вторая группа включает серые лесные почвы и характеризуется величинами $-\Delta K_0$ в пределах от 0,21 до 0,36 мг-экв на 100 г почвы. Третья группа почв (дерново-подзолистые) имеет самые низкие значения $-\Delta K_0$ (0,12 мг-экв на 100 г почвы).

Очень важным параметром определения ПБС^К является фактор интенсивности J , равный AR_0 . Этот показатель дает представление о реальном соотношении активности ионов K^+ и Ca^{2+} в почвенном растворе, который находится в равновесии с ненарушенной почвой, когда ион калия не поглощается из раствора и не высвобождается почвой. Соотношение ионов калия и кальция, или величина AR_0 , как следует из литературных данных, неодинакова для отдельных типов почв и отдельных генетических горизонтов. Так, для почв тропиков, а также некоторых почв Австралии, Египта, Дании, Ирландии отмечены величины AR_0 , колеблющиеся от 0,0006 до 0,1135 (моль/л)^{0.5} (Горшкова, Массуд, 1984). В работах, касающихся почв России, этот параметр колеблется в широких пределах (Канунникова, 1986; Куйбышева, 1985; Жарикова, 2006).

Минимальными показателями калийного потенциала и вместе с тем более высокими величинами активностей ионов калия характеризуются лугово-черноземные почвы.

Значения потенциальной буферной способности в отношении калия по профилю полугидроморфных и гидроморфных почв примерно одинаковые (табл. 6.6) и колеблются в узких пределах (222–297), достигая максимума в нижних оглеенных горизонтах.

Полученные экспериментальные данные в отношении калийного потенциала аллювиальных почв позволяют выявить следующие закономерности (табл. 6.7).

Исследуемые аллювиальные почвы характеризуются сравнительно близкими значениями свободной энергии Гиббса, колеблющимися от –3383 до –3942 кал.

Калийный потенциал верхних горизонтов аллювиальных почв изменяется от 2,48 до 2,89, что в соответствии с градацией Вудруффа (Woodruff, 1955), свидетельствует о недостаточной обеспеченности данных почв доступным калием, хотя по содержанию обменного калия их можно отнести к средне- и достаточно обеспеченным для трав и к низкообеспеченным для выращивания овощных культур. Меньшими величинами калийного потенциала характеризуются аллювиальная дерновая и аллювиальная луговая суглинистая почва (2,61 и 2,48 соответственно), что указывает на более благоприятные условия питания растений данным элементом. Эти почвы и по другим показателям являются наиболее плодородными из изучаемых почв (Почвы поймы Средней Оби..., 1981).

В изученных почвах данный показатель представлен величинами от 0,0021 до 0,0027 (моль/л)^{0,5}. Наибольшие величины AR₀ характерны для верхних гумусовых горизонтов почв. Вниз по профилю величина AR₀, как правило, снижается в 1,5–2 раза.

Как известно, гидроморфные и полугидроморфные почвы относятся к почвам с резко контрастным окислительно-восстановительным режимом в верхней части профиля и восстановительным – в нижней. Резкая смена окислительно-восстановительных условий, ведущая к расшатыванию кристаллической решётки глинистых минералов, является причиной высокой податливости поглощённого калия к ионообменным реакциям, что подтверждается удовлетворительными величинами калийного потенциала в гумусово-аккумулятивных и оглеенных горизонтах (табл. 6.5).

Таблица 6.5. Активности ионов и калийный потенциал полугидроморфных и гидроморфных почв

Горизонт	Глубина, см	Концентрации ионов		Ионная сила, $\mu \cdot 10^{-3}$	$\alpha_K^+ \cdot 10^{-5}$	$\alpha_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$	КП	–ΔG, кал
		$C_K^+ \cdot 10^{-3}$	$C_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$					
		моль/л						
Лугово-черноземная тяжелосуглинистая, р. 175								
A	0–10	14,83	2,20	8,08	13,46	1,49	1,46	1991
AB	40–50	7,67	2,18	7,00	4,20	1,52	1,97	2687
B _{1кг}	70–80	14,83	2,25	7,00	2,33	1,56	2,23	3042
BC _{1кг}	100–110	6,13	1,32	4,47	4,75	0,98	1,82	2482
BC _{2кг}	140–150	10,46	1,31	4,44	4,75	0,98	1,81	2469
C _{1кг}	190–200	7,67	1,32	4,52	5,22	0,98	1,78	2428
Лугово-черноземная тяжелосуглинистая, р. 174								
A _п	0–22	7,98	2,75	8,33	7,23	1,86	2,77	3778
A	22–32	2,81	2,61	7,86	2,56	1,78	3,22	4392
AB	40–50	3,20	2,34	7,05	2,92	1,63	3,14	4283
B _{1кг}	60–70	2,68	2,38	7,17	2,45	1,65	3,22	4392
B _{2кг}	80–110	4,14	2,30	6,94	3,78	1,60	3,02	4119
BC _{1кг}	150–160	3,58	2,25	6,78	3,27	1,57	3,08	4201
C _{1кг}	190–200	5,75	2,75	8,31	5,22	1,86	2,92	3983
Луговая тяжелосуглинистая, р. 197								
A	0–10	5,60	3,02	9,05	5,05	1,99	2,94	4010
A _{Fe}	10–20	3,84	2,82	8,50	3,47	1,90	3,10	4228
AB _{Fe}	45–55	3,71	2,84	8,56	3,56	1,91	3,11	4242
B _{1Fe}	90–100	3,45	2,56	7,41	3,14	1,75	3,12	4256
C _{1Fe}	130–140	3,45	2,56	7,41	3,14	1,75	3,12	4256
Лугово-болотная перегнойная тяжелосуглинистая, р. 146								
A _{Fe}	5–15	3,83	1,50	4,53	7,43	3,55	2,97	4051
AB _{Fe}	30–40	1,60	2,00	6,01	7,11	1,38	3,43	4678
B _{1Fe}	50–60	2,53	1,80	5,42	7,25	2,34	3,19	4351
C _{1Fe}	90–100	2,71	2,30	6,92	6,97	2,48	3,21	4378

Таблица 6.6. Потенциальная буферная способность в отношении калия полугидроморфных и гидроморфных почв

Горизонт	Глубина, см	Физическая глина, %	Поглощенные $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	$K_{\text{обм}}$	$-\Delta K_0$	$\text{AR}_0 \cdot 10^{-3}$ моль/л ^{0,5}	ПБК ^к
Лугово-черноземная тяжелосуглинистая, р. 175							
A	0-10	50,02	42,8	0,66	0,47	1,58	297
AB	40-50	52,08	40,4	0,50	0,36	1,12	321
B _{1гг}	70-80	54,33	34,8	0,44	0,30	0,79	380
B _{2гг}	100-110	50,21	36,2	0,42	0,28	0,70	400
B _{3гг}	140-150	54,25	32,3	0,53	0,35	0,85	412
C _{гг}	190-200	56,94	28,4	0,50	0,36	0,92	391
Лугово-черноземная тяжелосуглинистая, р. 174							
A _п	0-22	52,31	40,4	0,64	0,50	1,76	284
A	22-32	54,98	42,4	0,59	0,47	1,66	283
AB	40-50	53,58	32,6	0,51	0,39	1,18	330
B _{1гг}	60-70	55,50	30,4	0,43	0,31	0,90	344
B _{2гг}	100-110	49,80	32,4	0,41	0,29	0,71	408
B _{3гг}	150-160	54,89	25,4	0,59	0,47	1,09	431
C _{гг}	190-200	58,81	25,0	0,56	0,46	1,14	403
Луговая тяжелосуглинистая, р. 197							
A	0-10	50,90	34,4	0,43	0,32	1,33	241
A _{FC}	10-20	50,00	33,2	0,43	0,29	1,04	279
AB _{FCg}	45-55	48,18	33,3	0,43	0,31	1,30	238
B _{1FCg}	90-100	46,00	29,2	0,41	0,36	1,12	321
C _{1FCg}	130-140	40,38	26,2	0,41	0,35	1,11	315
Лугово-болотная перегнойная тяжелосуглинистая, р. 146							
A _{FCg}	5-15	45,80	19,4	0,55	0,30	1,35	222
AB _{FCg}	30-40	38,90	11,0	0,45	0,28	1,29	217
B _{1FCg}	50-60	51,10	12,8	0,64	0,41	0,95	433
C _{1FCg}	90-100	47,70	14,1	0,62	0,40	0,77	519

Концентрация и активности ионов K^+ и Ca^{2+} в солевой вытяжке CaCl_2 не могут точно отражать их поведение в истинном растворе, однако, как указывают Н.А. Канунникова и В.П. Ковриго (1986), они тесно связаны с генетическими особенностями почвенных горизонтов. Наибольшими значениями ионной силы раствора, активностей ионов K^+ и Ca^{2+} и вместе с тем меньшими значениями калийного потенциала характеризуются верхние горизонты аллювиальных почв, что свидетельствует о меньшей энергии адсорбционных мест калия в ППК гумусовых горизонтов.

Величины $pK - 0,5 pCa$ с глубиной возрастают, однако при появлении в профиле признаков оглеения отмечается некоторое уменьшение данной величины (на 0,09-0,15), видимо, за счет снижения прочности связи калия с минералами, претерпевающими трансфор-

Таблица 6.7. Активности ионов и калийный потенциал аллювиальных почв

Горизонт	Глубина, см	Концентрации ионов		Ионная сила, $\mu \cdot 10^{-3}$	$\alpha_K^+ \cdot 10^{-5}$	$\alpha_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$	КП	- ΔG , кал
		$C_K^+ \cdot 10^{-5}$	$C_{Ca^{2+}} \cdot 10^{-3}$					
		моль/л						
Дерново-слоистая легкосуглинистая, р. 85								
A _{тек}	0-16	11,38	2,64	8,03	10,33	1,79	2,61	3560
A _{впн}	18-28	8,62	2,50	7,59	7,84	1,72	2,72	3710
AB	33-43	5,81	2,08	6,30	5,32	1,47	2,86	3901
A ^h	50-60	9,77	2,14	6,52	8,95	1,51	2,64	3600
A ^h	70-80	3,45	2,22	6,69	3,16	1,56	3,09	4215
B ₁	100-110	4,30	2,04	6,16	3,94	1,45	2,98	4065
B ₂	125-135	6,14	2,14	6,48	5,62	1,51	2,84	3874
B ₃	150-160	4,73	2,08	6,29	4,34	1,47	2,95	4024
D	165-175	4,55	2,10	6,35	4,17	1,48	2,96	4037
Луговая тяжелосуглинистая, р. 68								
A _{тек}	0-18	7,93	2,98	9,02	7,16	1,98	2,79	3806
A _{впн}	20-30	7,03	2,68	8,11	6,38	1,83	2,82	3846
AB _g	40-50	3,45	2,50	7,53	3,14	1,72	3,12	4256
AB _{Fe,g}	63-73	6,39	2,35	7,11	5,84	1,63	2,84	3874
A ^h	85-95	4,22	2,23	6,73	3,86	1,56	3,01	4106
AB ^h	107-117	4,73	2,27	6,86	44,32	1,58	2,96	4037
B _{Fe,g}	126-136	9,85	2,20	6,70	9,01	1,54	2,64	3600
D	150-160	6,91	2,04	6,19	6,34	1,45	2,78	3792
Луговая суглинистая, р. 44								
A ^h	0-10	14,83	2,44	7,47	13,51	1,68	2,48	3383
A ^h	18-28	5,12	2,36	7,13	4,67	1,64	2,94	4010
A ^h	43-53	3,84	2,09	6,31	3,52	1,48	3,04	4147
AB _{Fe,g}	67-77	4,73	2,07	6,26	4,34	1,47	2,95	4024
B _{1Fe,g}	85-95	4,47	2,05	6,19	4,11	1,45	2,97	4051
B _{2Fe,g}	105-115	6,27	2,02	6,12	5,75	1,44	2,82	3846
D	140-150	4,01	2,00	6,04	3,69	1,33	3,01	4106
Луговая тяжелосуглинистая, р. 41								
A ^h	0-15	6,06	2,66	8,04	5,50	1,81	2,89	3942
A ^h	18-28	4,14	2,28	6,88	3,79	1,59	3,02	4120
A ^h	34-44	3,91	2,23	6,73	3,58	1,56	3,04	4147
AB _{Fe,g}	50-60	5,24	2,04	6,17	4,81	1,45	2,90	3956
B _{1Fe,g}	85-95	3,78	2,05	6,19	3,74	1,45	3,04	4147
Лугово-болотная суглинистая, р. 29								
A ^h	0-10	6,52	3,24	9,78	5,87	2,12	2,89	3942
A ^h	11-21	5,29	2,85	8,60	4,79	1,91	2,96	4037
AB _{Fe,g}	27-37	3,84	2,45	7,39	3,55	1,69	3,07	4187
B _{Fe,g}	50-60	4,47	2,14	6,46	4,10	1,51	2,98	4065
B _{Fe,g}	73-83	6,14	2,12	6,42	5,63	1,50	2,84	3874
Болотная иловато-торфяно-глеевая, р. 26								
A ₁	0-12	7,29	3,87	11,68	6,50	2,45	2,88	3928
A _{1A_T}	12-22	5,12	3,47	10,46	4,59	2,24	3,01	4106
A _{T1}	30-40	6,52	3,67	11,07	5,83	2,35	2,92	3983
A _{T2}	55-65	44,73	2,98	8,99	4,27	1,98	3,02	4119
B _g	70-80	6,27	2,60	7,96	5,69	1,77	2,87	3915
BC _g	100-110	8,18	2,14	6,50	7,49	1,51	2,71	3696

мационные изменения и даже разрушение в процессе глееобразования. При этом a_{K^+} в глеевых горизонтах возрастает, а $a_{\text{Ca}^{2+}}$ с глубиной закономерно убывает, не обнаруживая связи с восстановительными условиями.

Считается, что образующиеся в результате анаэробнозиса агрессивные органические кислоты как специфической так и неспецифической природы, являются основным фактором, вызывающим разрушение глинистых минералов. При этом главным агентом служит ион H^+ , легко внедряющийся в кристаллические решетки и вытесняющий из них межпакетные, а затем тетраэдрические и октаэдрические ионы, среди которых находится и калий. Кроме того, таким же агентом может быть, как указывает Т.А. Соколова (1987), ион железа Fe^{2+} (гипотеза «ферролиза» Бринкмана). Все это способствует ослаблению связи калия с почвенным поглощающим комплексом.

Несколько иная картина наблюдается в аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почве. Увеличение активности калия при переходе к торфяному горизонту A_T и уменьшение значений калийного потенциала при этом можно объяснить тем, что калий здесь входит в состав органических и органоминеральных соединений, характеризующихся высокой растворимостью (Хапкина и др., 1974). С глубиной торфяной залежи активности ионов K^+ и Ca^{2+} уменьшаются вместе со снижением количества подвижных элементов по мере уменьшения степени разложения торфа. Изменение активности кальция по профилю аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почвы тесно связано со степенью насыщенности основаниями отдельных ее горизонтов: с увеличением степени насыщенности увеличивается и $a_{\text{Ca}^{2+}}$ (рис. 6.2).

При сопоставлении значений калийного потенциала отдельных генетических горизонтов аллювиальных почв с содержанием в них обменного калия (табл. 6.8) можно отметить, что чем больше содержание обменного калия, тем меньше калийный потенциал. Это подтверждает выводы О.П. Медведевой (1968), В.Н. Башкина, О.А. Репиной (1984) и Е.А. Жариковой (1996) о зависимости величины $pK - 0,5 pCa$ от обменной формы калия. Особенно четко данная закономерность прослеживается в почвах разрезов 85 и 26. Однако о тесной связи калийного потенциала с обменным калием говорить не приходится, так как почвы с близкими значениями калийного потенциала имеют резкие отличия в содержании обменного калия, например почвы разрезов 41, 29 и разрезов 85, 44.

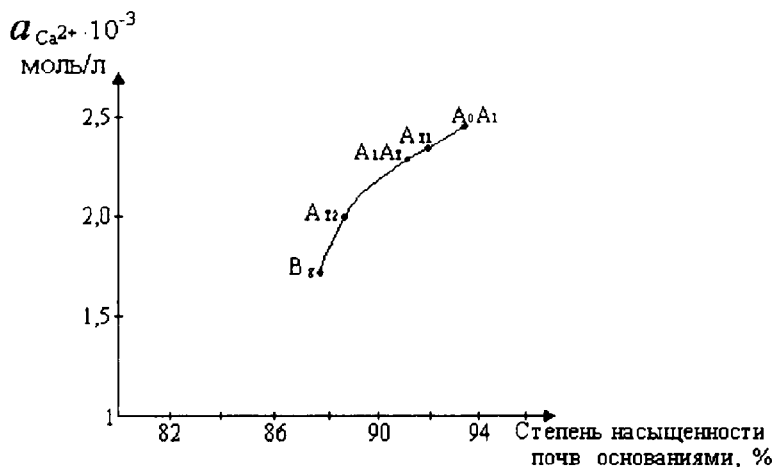


Рис. 6.2. Зависимость $a_{Ca^{2+}}$ от степени насыщенности основаниями в аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почве

Сравнивая значения калийного потенциала почв с различной текстурой, можно видеть, что большая стабильность величины $pK - 0,5 pCa$ наблюдается по профилю почв, однородных по гранулометрическому составу (разрезы 44, 41, 29), что может быть объяснено большей однородностью их минералогического состава. Известно, что гранулометрический и минералогический составы почв в некоторой мере взаимосвязаны. Более тяжелые почвы содержат большее количество дисперсных глинистых минералов, прочнее удерживающих калий в твердой фазе (Канунникова и др., 1980), что вызывает увеличение калийного потенциала, в то время как в облегченных супесчаных и легкосуглинистых горизонтах почв, сформированных на двучленном аллювии, его значение снижается, информируя о меньшей прочности связи калия с более крупными частицами минералов, у которых преобладают «планарные» поверхности.

Из полученных аналитических данных можно сделать заключение об отсутствии индивидуальных особенностей в отношении калийного потенциала аллювиальных почв, принадлежащих к разным генетическим типам, о чем свидетельствуют близкие его величины. В то же время можно отметить, что почвы, более тяжелые по гранулометрическому составу, имеют и более высокие значения калийного

Таблица 6.8. Потенциальная буферная способность аллювиальных почв в отношении калия

Горизонт	Глубина, см	Физическая глина, %	Поглощенные $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	$K_{\text{обм}}$	$-\Delta K_0$	$\text{AR}_0 \cdot 10^{-1}$ моль/л ^{0.5}	ПБС ^к
Дерново-слоистая легкосуглинистая, р. 85							
A _{пах}	0-16	27,22	27,82	0,16	0,16	2,63	60
A _{л/п}	18-28	25,48	26,96	0,15	0,10	2,42	43
AB	33-43	19,22	15,91	0,09	0,12	2,10	57
A ^h	50-60	27,72	24,13	0,15	0,16	2,27	69
A ^h	70-80	27,54	24,96	0,13	0,14	1,18	119
B ₁	100-110	15,10	11,72	0,09	0,06	2,20	29
B ₂	125-135	19,21	24,54	0,13	0,22	1,87	120
B ₃	150-160	Не опр.	16,16	0,08	0,12	1,80	67
D	165-175	18,70	13,33	0,10	0,09	1,95	46
Луговая тяжелосуглинистая, р. 68							
A _{пах}	0-18	43,90	32,24	0,25	0,27	2,31	118
A _{л/п}	20-30	34,22	31,08	0,24	0,21	2,15	100
AB _г	40-50	41,60	25,62	0,16	0,13	2,00	67
AB _{Fe.g}	63-73	Не опр.	27,72	0,17	0,14	1,78	79
A ^h	85-95	66,78	36,95	0,21	0,14	1,33	106
AB ^h	107-117	42,49	30,60	0,20	0,15	1,39	108
B _{Fe.g}	126-136	20,15	19,58	0,15	0,40	2,63	60
D	150-160	30,26	22,60	0,21	0,26	2,31	113
Луговая суглинистая, р. 44							
A ^h	0-10	30,84	36,72	0,53	0,40	2,68	149
A ^h	18-28	31,84	39,60	0,31	0,28	1,50	187
A ^h	43-53	31,48	36,72	0,31	0,23	1,18	199
AB _{Fe.g}	67-77	49,48	31,88	0,24	0,24	1,45	167
B _{1Fe.g}	85-95	50,28	22,67	0,33	0,18	1,40	132
B _{2Fe.g}	105-115	41,48	19,36	0,26	0,31	1,91	162
D	140-150	12,20	8,46	0,29	0,06	2,75	24
Луговая тяжелосуглинистая, р. 41							
A ^h	0-15	43,48	47,02	0,47	0,33	2,07	162
A ^h	18-28	43,48	43,20	0,31	0,30	1,21	252
A ^h	34-44	46,68	34,87	0,28	0,37	1,08	347
AB _{Fe.g}	50-60	42,40	27,04	0,23	1,10	1,43	769
B _{1Fe.g}	85-95	47,52	23,46	0,27	0,40	1,22	328
Лугово-болотная суглинистая, р. 29							
A ^h	0-10	34,85	67,03	0,29	0,38	1,95	185
A ^h	11-21	31,16	52,08	0,37	0,30	1,27	236
AB _{Fe.g}	27-37	36,84	53,76	0,37	0,85	1,02	833
B _{Fe.g}	50-60	63,36	33,60	0,42	0,63	1,20	527
B _{Fe.g}	73-83	72,32	32,96	0,46	0,41	1,92	214
Болотная иловато-торфяно-глеевая, р. 26							
A ₁	0-12	50,56	69,50	0,34	0,48	1,83	261
A ₁ A _т	12-22	Не опр.	82,37	0,35	0,22	1,53	146
A _{т1}	30-40	Не опр.	98,56	0,14	0,21	2,00	108
A _{т2}	55-65	Не опр.	64,01	0,19	0,17	1,41	124
B _г	70-80	57,61	34,99	0,29	0,32	1,78	181
BC _г	100-110	74,29	63,22	0,41	0,41	2,45	166

потенциала. Можно предположить, что растения на тяжелых аллювиальных почвах испытывают больший недостаток в легкодоступном калии, что делает необходимым дополнительное его внесение с калийными удобрениями. Чтобы предположить, какова будет реакция почвы на дополнительное внесение калия, необходимо изучить ее буферность в отношении данного элемента (табл. 6.8).

Калийная потенциальная буферная способность аллювиальных почв изменяется в верхних горизонтах в широких пределах: от 60 до 261 (мг-экв/100 г) · (моль/л)^{-0.5}, имея величины, близкие к ПБС^К почв поймы р. Оби таежной зоны (Середина, Ревушкина, 1986), и приближаясь к значениям ПБС^К аллювиальных почв Армении (Авакян и др., 1972). В то же время калийная буферная способность автоморфных почв прилегающих водоразделов намного ниже.

Минимальным значением РВС^К обладает аллювиальная дерновая почва (60 мг-экв/100 г) (моль/л)^{-0.5}, наиболее легкая по гранулометрическому составу. Содержание физической глины здесь составляет 27,2 %. В более тяжелых почвах (разрезы 68, 44, 29) в верхних горизонтах калийная буферная способность превышает 100 единиц и колеблется от 118 до 185 (мг-экв/100 г) · (моль/л)^{-0.5}. Максимальное значение ПБС^К (261 мг-экв/100 г) · (моль/л)^{-0.5} наблюдается в аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почве, где в верхнем горизонте содержится 50,5 % физической глины. Величина ПБС^К находится в положительной корреляционной связи с содержанием физической глины ($r=0,80$).

Профильное распределение значений ПБС^К аллювиальных почв подчинено следующей закономерности. В неоглеенных или слабооглеенных почвах данная величина имеет относительно стабильные значения по профилю, изменяясь параллельно с изменением гранулометрического состава отдельных горизонтов. В почвах с более выраженным процессом оглеения отмечается резкое увеличение значений ПБС^К (до 769–833 единиц) при переходе к оглеенной части профиля за счет значительного повышения $-ΔK_0$ – величины непосредственно доступного калия (фактора емкости). Это может быть связано с высвобождением калия из кристаллических решеток калийсодержащих минералов (слюд, амфиболов) при их разрушении в процессе глееобразования (Зайдельман, 1974) либо с вытеснением калия из межслоевых промежутков глинистых минералов под воздействием ионов Н и Fe в анаэробных условиях (Соколова, 1987).

Рассматривая величину $-\Delta K_0$ как количество непосредственно доступного для растений калия, можно отметить, что наиболее благоприятные условия калийного питания складываются в верхней части профиля аллювиальных почв. Величина $-\Delta K_0$ в верхних горизонтах изменяется от 0,16 до 0,48 мг·экв/100 г почвы (см. табл. 6.8). Превышение величины непосредственно доступного растениям калия над содержанием его обменной формы в аллювиальной лугово-болотной и аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почвах подтверждает выводы Л.И. Кораблевой (1969) о возможности участия в питании растений необменных форм данного элемента. В остальных почвах значения $-\Delta K_0$ меньше содержания обменного калия, что свидетельствует о неоднородности обменных позиций в почвенном поглощающем комплексе аллювиальных почв.

Положение кривых ПБС^К выше оси абсцисс указывает на преобладание процесса адсорбции калия в исследуемых аллювиальных почвах над процессом его десорбции в почвенный раствор. Некоторые авторы (Кораблева, Слуцкая, 1976) отмечают, что характерная для пойменных почв высокая фиксирующая способность в отношении калия свидетельствует о нарушении калийного равновесия, широко распространенного в пойменных почвах нечерноземной полосы. Ненасыщенность данных почв калием авторы объясняют высоким выносом данного элемента сельскохозяйственными культурами, водной эрозией во время половодий, потерями калия при промывании его атмосферными осадками в грунтовые воды.

Можно отметить, что форма кривых ПБС^К аллювиальных почв близка к S-образной, что связано с наличием нескольких типов неспецифических обменных позиций, свойственных разбухающим минералам группы монтмориллонита с разным зарядом, присутствие которых в илистой фракции почв поймы р. Оби было установлено П.Н. Балабко и Н.П. Чижиковой (1974). Однородность фазового состава фракции менее 0,001 мм объясняет близкую форму кривых ПБС^К для всех типов изучаемых аллювиальных почв.

Результаты корреляционного анализа позволили выявить тесную достоверную положительную связь величины ПБС^К с содержанием в почвах физической глины ($r=0,80$), обменного калия ($r=0,69$) и суммы поглощенных оснований ($r=0,49$) во всех горизонтах аллювиальных почв, за исключением глеевых. Такая же закономерность была установлена Н.И. Канивец и Л.Я. Бергулевой (1975) для почв

зонально-генетического ряда. Данные корреляции потенциальной буферной способности почв в отношении калия и содержания органического вещества, приводимые в литературе (Канунникова и др., 1980, 1981; Горшкова, Массуд, 1984), противоречивы и обусловлены, вероятно, различным его составом. Коэффициент корреляции между ПБС^К и содержанием гумуса в аллювиальных почвах оказался недостоверным, что указывает на отсутствие связи между этими свойствами в изучаемых почвах.

В результате всего вышеизложенного можно отметить, что несмотря на различное содержание обменного калия в аллювиальных почвах (0,16–0,53 мг-экв/100 г), энергия связи его с почвенным поглощающим комплексом одинаково высока, о чем свидетельствуют близкие значения калийного потенциала. Это указывает на низкую доступность почвенного калия для растений, что вызывает необходимость внесения калийных удобрений, особенно при возделывании овощных культур. Как было показано ранее, пойменные почвы могут закреплять в необменной форме до 85 % от внесенного калия. Однако высокие значения ПБС^К аллювиальных почв, особенно тяжелого гранулометрического состава, свидетельствуют о высокой способности почв сохранять и поддерживать присущий им уровень эффективного плодородия в отношении калия. Таким образом, можно предположить, что однократное внесение калийных удобрений в большой дозе на аллювиальных почвах поймы будет экономически эффективнее, чем их дробное внесение.

6.2. Изучение влияния гидротермических условий на некоторые показатели калийного состояния почв

Влияние гидротермических условий на основные показатели калийного состояния почв исследовали путем лабораторного моделирования различных уровней влажности и температуры в образцах почв. Для проведения опыта использовались верхние горизонты аллювиальных луговых почв (р. 44, 41), лугово-болотной (р. 29), болотной иловато-торфяно-глеевой (р. 26), в которых создавались определенные условия увлажнения и температуры: W_1 – избыточное увлажнение; W_2 – увлажнение, соответствующее наименьшей влагоёмкости (НВ); W_3 – недостаточное увлажнение, соответствующее влажности разрыва капилляров (ВРК); W_4 – влажность почвы, соот-

ветствующая влажности завядания (ВЗ); W_5 – исходная влажность с учетом гигроскопической влаги. В опыте использовались следующие градации по температуре: $t_1 = -10^\circ\text{C}$; $t_2 = +5^\circ\text{C}$; $t_3 = +10^\circ\text{C}$; $t_4 = +15^\circ\text{C}$, $t_5 = +25^\circ\text{C}$. Определение обменного калия, калийного потенциала и потенциальной калийной буферной способности проводилось в 2 срока – через 15 и 30 дней компостирования. Повторность опыта – четырехкратная. Результаты опыта статистически обработаны. Содержание различных форм калия и физико-химическая характеристика почв приведены в табл. 6.9, 6.10.

Таблица 6.9. Формы калия в аллювиальных почвах р. Оби, мг/100 г почвы

Горизонт	Глубина, см	Калий валовой, %	Негидролизуемый 10 % HCl	Гидролизуемый		Обменный	Водорастворимый
				10 % HCl (по Гедройцу)	2 н. HCl (по Пчелкину)		
Луговая суглинистая, р. 44							
A ^I _г	0–10	1,72	1526	148,00	20,75	20,65	0,65
A ^{II} _г	18–28	1,96	1802	118,40	22,90	12,30	0,90
A ^{III} _г	37–61	1,76	1622	103,20	20,20	12,25	0,30
AB _г	67–77	1,64	1521	86,40	20,65	9,60	0,60
B _{1Feг}	85–95	1,36	1255	68,00	21,70	12,96	0,70
B _{2Feг}	105–115	1,20	1104	69,20	14,95	10,25	0,80
D	140–150	1,04	901	106,20	19,25	11,30	0,60
Луговая тяжелосуглинистая, р. 41							
A ^I	5–15	1,68	1519	115,00	22,75	18,35	0,65
A ^{II}	24–34	1,64	1476	125,00	23,75	12,10	0,90
A ^{III}	45–55	1,40	1261	104,60	20,60	11,10	0,30
AB _{Feг}	65–75	1,56	1417	108,40	24,15	9,00	0,60
B _{1Feг}	90–100	1,58	1469	80,80	17,55	10,50	0,70
B _{2Feг}	125–135	1,96	1846	85,00	16,75	11,20	0,80
BC _{Feг}	155–165	1,60	1521	64,00	9,75	3,40	0,60
Лугово-болотная суглинистая, р. 29							
A ^I _г	0–10	1,80	1580	170,00	33,00	11,30	0,70
A ^{II} _г	11–21	1,60	1377	187,00	16,25	14,40	1,10
AB _{Feг}	27–37	2,04	1827	176,00	18,60	14,40	0,60
B _{Feг}	50–60	1,94	1763	136,00	21,75	16,45	1,05
B _{Feг}	73–83	1,72	1588	86,00	24,75	18,05	1,95
C _г	100–110	1,82	1722	62,00	19,00	15,40	1,10
Болотная иловато-торфяно-глеевая, р. 26							
A ^I _г	0–12	1,00	905	48,00	26,75	13,50	1,00
A ^{II} _г	12–22	1,20	1081	92,00	7,25	13,75	1,75
AT ₁	30–40	1,32	1181	116,00	13,80	5,65	0,55
AT ₂	55–65	1,72	1585	112,00	14,15	7,30	0,30
B _г	70–80	1,80	1643	132,00	12,25	11,35	0,65
B _г	100–110	1,96	1613	148,00	34,25	16,20	1,30

Таблица 6.10. Свойства аллювиальных почв

Горизонт	Глубина, см	Гумус, %	Обменные катионы, мг-экв/100 г		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г	Степень насыщенности основаними, %	рН	
			Ca ²⁺	Mg ²⁺			водный	солевой
Луговая тяжелосуглинистая, р. 68								
A _{двк}	0-18	4,20	22,47	9,70	0,53	98	6,62	5,70
Дерново-слоистая легкосуглинистая, р. 85								
A _{двк}	0-16	4,16	22,68	5,14	1,42	93	6,30	5,14
Луговая суглинистая, р. 44								
A _г ¹	0-10	6,71	30,64	7,54	3,72	91	6,88	6,32
Луговая тяжелосуглинистая, р. 41								
A ¹	5-15	8,88	39,42	7,62	3,54	93	6,58	6,34
Лугово-болотная суглинистая, р. 29								
A _к ¹	0-10	13,36	56,40	10,63	1,77	97	6,80	6,40
Болотная иловато-торфяно-глеевая, р. 26								
A _к ¹	0-12	12,31	57,59	11,91	4,43	94	6,84	5,62

6.2.1. Динамика обменного калия

Изучение динамики обменного калия в условиях модельного опыта позволило выявить закономерности (табл. 6.11).

Анализируя влияние влажности, можно отметить, что при понижении влажности от влажности завядания до воздушно-сухой почвы наблюдается некоторое увеличение содержания обменного калия при температуре выше 10 °С примерно на 1-2 мг/100 г. Повышенное содержание обменного калия в сухой почве по сравнению с влажной связано с тем, что в почвах, богатых слюдястыми минералами, высушивание может приводить к повышению доступности необменно-фиксированного калия за счет закручивания слюдястых пластинок и освобождения межслоевого калия. Джексон (Jakson, Luo, 1986) увеличение содержания обменного калия при высушивании объясняет высвобождением его при протонации слюд водородом диссоциированной воды. Может происходить и обратный процесс - фиксация, т.е. переход калия в необменную форму (Кушниренко, 1971; Кораблева, Слуцкая, 1972).

Таблица 6.11. Динамика обменного калия (мг/100 г почвы) в условиях модельного опыта (средние данные)

Влаж- ность	Температура, °С									
	-10		+5		+10		+15		+25	
	15 дней	30 дней	15 дней	30 дней	15 дней	30 дней	15 дней	30 дней	15 дней	30 дней
Аллювиальная луговая суглинистая, р. 44										
ПВ	9,59	13,27	7,39	11,69	8,54	12,88	8,65	11,93	14,14	9,95
НВ	8,45	11,47	8,00	11,77	7,94	11,77	8,07	11,40	8,91	8,82
ВРК	8,65	10,71	7,22	11,17	7,02	10,84	7,35	10,51	10,77	8,38
ВЗ	7,47	11,52	6,73	12,24	7,06	9,58	6,58	10,83	6,80	9,06
Г	8,42	9,89	7,60	10,46	7,83	11,33	8,14	11,85	9,37	9,41
Аллювиальная луговая тяжелосуглинистая, р. 41										
ПВ	11,92	11,19	10,78	11,92	9,50	14,65	14,00	13,53	15,94	11,6
НВ	12,01	11,51	10,73	12,36	9,58	10,23	11,58	12,87	9,87	13,73
ВРК	10,53	10,73	10,27	11,7	10,4	10,01	9,88	12,09	10,66	12,48
ВЗ	11,37	10,89	9,17	11,34	10,47	10,30	11,66	11,07	8,93	11,78
Г	10,09	13,84	10,03	12,17	11,44	12,58	11,60	13,57	11,70	12,58
Аллювиальная лугово-болотная тяжелосуглинистая, р. 29										
ПВ	11,22	16,50	15,66	31,00	16,19	37,06	13,91	38,06	15,95	38,21
НВ	11,46	16,02	13,66	27,06	13,03	30,13	12,85	29,77	13,94	30,95
ВРК	9,58	12,64	12,99	20,25	11,93	27,47	12,24	30,30	11,54	26,45
ВЗ	9,71	12,94	11,50	19,00	13,48	25,89	11,87	25,83	10,79	23,98
Г	9,19	13,23	13,03	24,30	12,60	24,84	13,34	26,15	12,45	26,04
Аллювиальная болотная иловато-торфяно-глиекая, р. 26										
НВ	14,47	15,62	15,19	20,89	11,92	14,46	13,65	17,94	13,22	16,35
ВРК	14,42	15,66	13,35	19,05	11,57	13,26	11,53	16,68	11,21	16,73
ВЗ	12,74	15,21	12,41	16,19	10,92	14,11	10,51	13,90	11,13	15,73
Г	11,65	13,76	12,39	14,65	11,29	16,12	13,12	16,28	12,10	16,80

Дальнейшее повышение влажности образцов почв до полной влагоемкости вызывает увеличение содержания обменной формы.

Это увеличение более значительно в аллювиальной лугово-болотной почве, особенно проявившееся во второй срок в вариантах с положительными температурами и составившее 12 мг на 100 г почвы. В остальных почвах повышение влажности от ВЗ до ПВ вызвало увеличение содержания обменного калия лишь на 1–3 мг на 100 г почвы. Изучая качественный состав илстой фракции почв поймы р. Оби, П.Н. Балабко и Н.П. Чижикова (1974) выявили в минералогическом составе всех типов аллювиальных почв присутствие неупорядоченных смешанослойных образований слюда-сметитового типа, сопровождаемых гидрослюдой, каолинитом и хлоритом. Сметитовый пакет данными авторами отнесен к типу монтмо-

риллонитовых по слюде. Установлено значительное преобладание минералов со структурой 2:1. Можно считать, что минералогический состав аллювиальных почв обуславливает возможность перехода калия из необменно-фиксированного состояния межпакетных пространств глинистых минералов в обменную форму при повышении влажности, чему способствует набухание минералов и увеличение расстояний между слоями кристаллической решетки.

Несколько по-иному влияет влажность на динамику обменного калия в аллювиальных почвах при температуре -10°C . В данных вариантах с повышением влажности от гигроскопической до полной влагоемкости происходит постепенное увеличение содержания обменной формы калия, что вероятнее всего связано со степенью проявления мерзлотных процессов (Полубесова и др., 1994), определяемых соотношением твердой и жидкой фаз почвы (рис. 6.3).

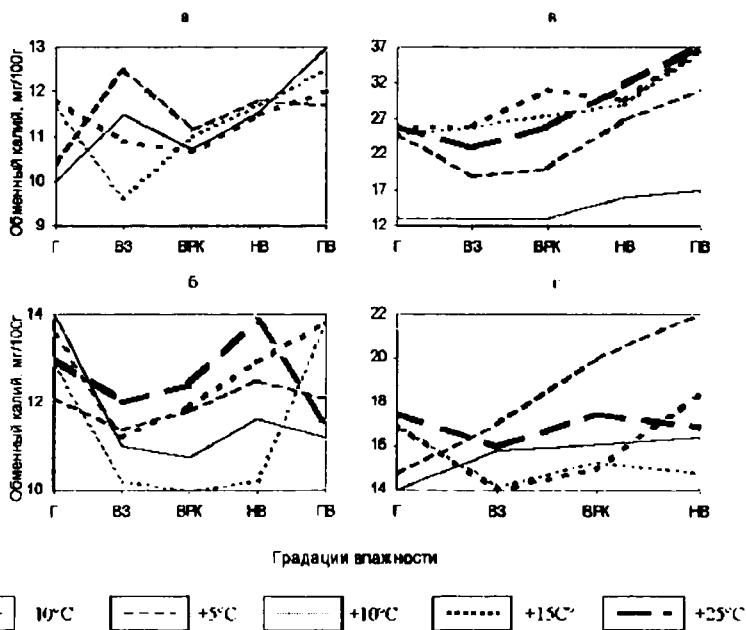
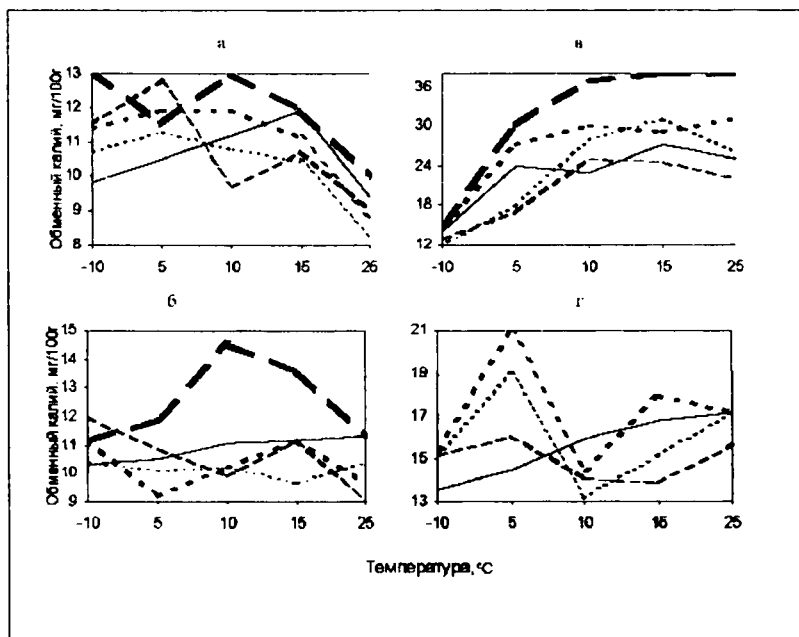


Рис. 6.3. Изменение обменного калия в модельном опыте на аллювиальных почвах под влиянием влажности: а – луговая суглинистая, р. 44; б – луговая тяжелосуглинистая, р. 41; в – лугово-болотная суглинистая, р. 29; г – болотная иловато-торфяно-глеевая тяжелосуглинистая, р. 26

По-видимому, чем выше влажность почвы, тем больше проявляется разрушающее влияние кристаллов льда на калийсодержащие минералы почвы, что приводит к дополнительному высвобождению ионов калия из кристаллических структур. В аллювиальной луговой тяжелосуглинистой почве влияние влажности проявилось лишь на тридцатый день опыта, что может быть связано с несколько повышенным содержанием в данной почве вторичных глинистых минералов с малоподвижной кристаллической решеткой, что препятствует переходу калия из необменной в обменную форму.



— I - - - IIЗ IIIЖ - · - · IVБ - - - - VБН

Рис. 6.4. Изменение обменного калия аллювиальных почв в модельном опыте под влиянием температуры: а – луговая суглинистая, р. 44; б – луговая тяжелосуглинистая, р. 41; в – лугово-болотная суглинистая, р. 29; г – болотная иловато-торфяно-глеевая тяжелосуглинистая, р. 26

Влияние температуры на изменение содержания обменного калия наиболее четко проявилось на аллювиальной лугово-болотной почве: повышение температуры от -10 до $+10$ °C вызывает увеличение содержания обменного калия примерно в 2 раза (см. табл. 6.11), причем это увеличение тем больше, чем влажнее образец почвы. Дальнейшее повышение температуры оказывает менее значительное влияние на содержание обменной формы калия.

Данный факт можно объяснить тем, что при переходе от отрицательных температур к положительным происходит оттаивание почвенного раствора, что делает возможным выход необменно-фиксированного калия из межпакетных пространств набухающих трехслойных минералов.

В воздушно-сухих образцах всех исследуемых почв при повышении температуры наблюдается увеличение содержания обменного калия (рис. 6.4), что свидетельствует о сдвиге равновесия в сторону ослабления связи калия с почвенным поглощающим комплексом.

Во влажных образцах почв (разрезы 44, 42, 26) имели место не закономерные колебания содержания обменного калия при изменении температуры. Процессы, происходящие во влажной почве при изменении температуры, достаточно сложны (Най, Тинкер, 1980) и могут быть связаны с трансформационными изменениями минеральной основы почв.

Следует подчеркнуть, что наибольшее влияние температуры и влажности проявилось на аллювиальной лугово-болотной почве, содержащей максимальное количество необменного калия, а наименьшее – на аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почве, которая характеризуется минимальными величинами обменных форм калия и вместе с тем повышенными значениями его обменных форм. Поскольку все соединения калия в почвах представлены в виде динамически равновесной системы: калий почвенного раствора \leftrightarrow обменный калий \leftrightarrow необменный калий, данный факт свидетельствует о том, что изменение внешних условий ведет к более значительному сдвигу равновесия там, где наблюдается более широкое различие между содержанием данных форм калия.

Обработка экспериментальных данных с помощью дисперсионного анализа позволила выявить долю влияния каждого из изученных факторов. Так, влияние температуры на динамику обменного калия в аллювиальных почвах, за исключением аллювиальной луго-

вой тяжелосуглинистой, проявилось в большей степени, чем влияние влажности, о чем свидетельствует большой показатель силы влияния. С доверительной вероятностью 0,95 можно говорить о взаимовлиянии температуры и влажности на изменение содержания обменного калия в первый срок в аллювиальной луговой суглинистой и аллювиальной лугово-болотной почвах и во второй срок – в аллювиальной болотной почве. Доля влияния влажности от суммы всех факторов составила от 13 % в аллювиальной болотной иловаторфяно-глеевой почве до 33 % в аллювиальной лугово-болотной почве, а доля влияния температуры – соответственно от 26 до 57 %.

Таким образом, изучение динамики обменного калия в условиях модельного опыта позволило выявить общую тенденцию к увеличению содержания данной формы калия как при повышении влажности, так и температуры, однако это увеличение зависит от минералогического состава почв. Переход калия из необменных форм в обменное состояние делает его более доступным для использования растениями, однако прочность связи обменной формы данного элемента с почвенным поглощающим комплексом более полно характеризует возможность такого использования.

6.2.2. Изменение КП и ПБС^К в условиях лабораторного моделирования

Калийный потенциал почвы выражает изменение реакции обмена ионов K^+ и Ca^{2+} в системе почва – почвенный раствор, характеризуя подвижность наиболее доступной растениям части почвенного калия.

Концентрации ионов в почвенном растворе подвержены значительным колебаниям в зависимости от содержания влаги в почвах и ионообменного взаимодействия между твердой фазой и почвенным раствором. Изучение изменений калийного потенциала в условиях модельного опыта позволило установить относительную динамику данной величины при изменении гидротермических условий. На тридцатый день опыта величина калийного потенциала по всем вариантам и на всех исследуемых почвах снизилась, что свидетельствует об увеличении доступности почвенного калия при паровании почвы. Обмен калия почвы на кальций почвенного раствора протекает с меньшими энергетическими затратами. Ионная сила раство-

ров во второй срок уменьшилась вместе с понижением концентрации ионов Ca^{2+} и их активностью. Концентрация и активность ионов K^+ в растворе при этом возросли.

Анализируя полученные данные, можно отметить тенденцию увеличения калийного потенциала при повышении влажности почвы (рис. 6.5), что связано с понижением концентрации калия в солевой вытяжке при разбавлении почвенного раствора.

Некоторые авторы (Канунникова и др., 1980) отмечают, что сезонно-временные изменения концентрации калия в природной обстановке обусловлены, прежде всего, характером гидротермических условий, в частности интенсивностью промачивания почв атмосферными осадками: чем больше увлажнение атмосферными осадками, тем меньше концентрация ионов.

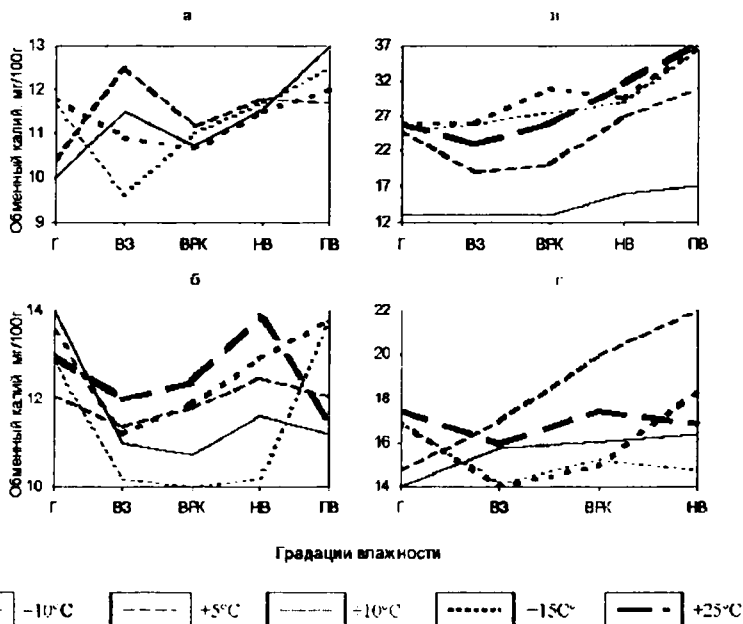


Рис. 6.5. Изменение калийного потенциала аллювиальных почв в модельном опыте под влиянием влажности: а – луговая суглинистая, р. 44; б – луговая тяжелосуглинистая, р. 41; в – лугово-болотная суглинистая, р. 29; г – болотная иловато-торфяно-глеевая тяжелосуглинистая, р. 26

В вариантах опыта с постоянными температурными условиями ($t = +10^\circ$), но различным характером увлажнения выявлено, что калийный потенциал возрастает до максимальных значений при $W = \text{ВРК}$. В условиях наименьшей влагоемкости величины КП остаются почти неизменными и резко понижаются с увеличением влажности, вплоть до ПВ (см. рис. 6.5).

Отсюда следует, что при данной температуре калий почвы наименее доступен для растений в диапазоне влажности от ВРК до НВ и наиболее доступен (минимальные значения КП) при избыточном увлажнении. В опытах Н.А. Канунниковой и др. (1981) на дерново-подзолистых почвах Удмуртии при увеличении влажности от 60 до 100 % от полной влагоемкости калийные потенциалы увеличились, в то время как концентрация калия в растворе снизилась. Автор связывает данное явление со смещением динамического равновесия ионного обмена. В исследуемых аллювиальных почвах это равновесие смещается в сторону снижения энергии адсорбционных мест калия в почвенном поглощающем комплексе, что влечет за собой понижение величины калийного потенциала.

При низких температурах (-10 и $+5^\circ\text{C}$) влажность почвы не оказывает существенного влияния на калийный потенциал почв. Так, в аллювиальной луговой суглинистой и аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почвах при изменении влажности от гигроскопической до полной влагоемкости калийный потенциал колеблется на одном уровне. Следовательно, увеличение содержания обменного калия при повышении влажности почв в условиях низких температур не приводит к значительным изменениям свободной энергии обмена калия, как это имеет место при более высоких температурах.

Анализируя влияние температуры на изменение величины $pK - 0,5 pCa$ можно отметить, что повышение температуры от -10°C до $+15^\circ\text{C}$ в аллювиальных луговых почвах и до $+25^\circ\text{C}$ в аллювиальной болотной иловато-торфяно-глеевой почве в воздушно-сухих образцах влечет за собой уменьшение калийного потенциала (рис. 6.6).

Эта же закономерность, однако в значительно менее выраженной форме, отмечается и для вариантов с разной степенью увлажнения. Таким образом, повышение температуры в условиях опыта способствует увеличению подвижности калия, поскольку реакция обмена K^+ на Ca^{2+} в почвенном поглощающем комплексе сопровождается поглощением энергии.

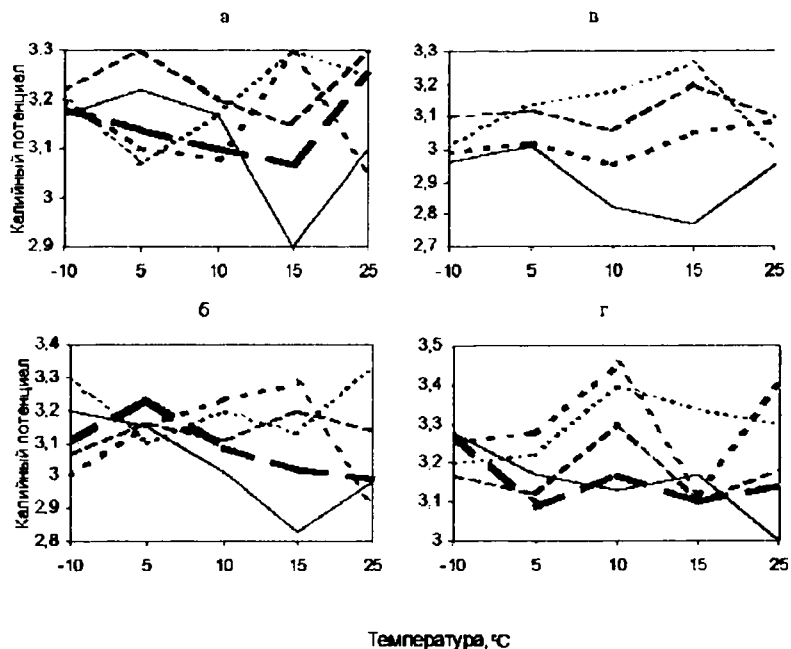


Рис. 6.6. Изменение калийного потенциала аллювиальных почв в модельном опыте под влиянием температуры: *а* – луговая суглинистая, р. 44; *б* – луговая тяжелосуглинистая, р. 41; *в* – лугово-болотная суглинистая, р. 29; *г* – болотная иловато-торфяно-глеевая тяжелосуглинистая, р. 26

Более информативным показателем калийного состояния почв является величина ПБС^К, характеризующая способность почвы поддерживать определенное соотношение ионов K^+ и Ca^{2+} в почвенном растворе при изменении их концентрации. Сопоставляя данные по калийной потенциальной буферной способности исследуемых почв, можно видеть, что большей величиной ПБС^К характеризуется аллювиальная луговая (187 мг·экв/100 г) · (моль/л^{-0.5}) по сравнению с аллювиальной иловато-торфяно-глеевой (103 мг·экв/100 г) (моль/л^{-0.5}) почвой. В то же время в аллювиальной болотной почве отмечается бо-

лее высокое содержание илистой фракции. Следовательно, различия в калийной буферной способности верхних горизонтов данных почв связаны не с количеством ила, а с разным его качеством, обусловленным спецификой условий пойменного почвообразования и различным минералогическим составом.

В условиях модельного опыта (табл. 6.12) выявлено влияние влажности на величину калийной буферной способности: с увеличением влажности от гигроскопической до полной влагоемкости происходит увеличение значений ПБС^К при одновременном уменьшении относительной активности ионов калия (AR_0). Вместе с тем величина непосредственно доступного калия ($-\Delta K_0$) не изменяется.

Таблица 6.12. Значения факторов емкости ($-\Delta K_0$), интенсивности (AR_0) и потенциальной буферной способности аллювиальных почв в условиях модельного опыта

Факторы	Условия увлажнения				
	Г	ВЗ	ВРК	НВ	ПВ
Аллювиальная луговая тяжелосуглинистая, р. 41					
$-\Delta K_0$, мг-экв/100 г	0,22	0,19	0,20	0,072	0,22
$AR_0 \cdot 10^{-3}$, моль/л ^{0,5}	1,18	1,00	0,80	0,39	1,1
ПБС ^К (мг-экв/100 г) × × (моль/л) ^{-0,5}	187	196	255	188	199
Аллювиальная болотная иловато-торфяно-глиекая, р. 26					
$-\Delta K_0$, мг-экв/100 г	0,21	0,20	0,15	0,19	Не опр.
$AR_0 \cdot 10^{-3}$, моль/л ^{0,5}	2,08	1,23	1,37	1,1	»
ПБС ^К (мг-экв/100 г) × × (моль/л) ^{-0,5}	103	157	115	107	»

Исследуя сорбционные свойства основных зональных типов почв, В.И. Савич (1986) установил, что при уменьшении концентрации исходного и равновесного растворов, т.е. при увеличении влажности, идет поглощение калия по сравнению с кальцием, чем и объясняется уменьшение активности калия при разбавлении почвенного раствора. В связи с этим можно констатировать, что изменение термодинамических показателей калийного состояния аллювиальных почв происходит, главным образом, под влиянием изменения концентрации ионов в почвенном растворе и степени их подвижности.

Таким образом, несмотря на различное содержание обменного калия (6,45–20,65 мг/100 г), аллювиальные почвы характеризуются одинаково высокой энергией его связи с ППК, на что указывают близкие величины свободной энергии Гиббса и калийного потен-

циала. В условиях лабораторного моделирования установлено, что увеличение влажности и температуры способствует увеличению подвижности калия аллювиальных почв, приводя к возрастанию содержания его обменных форм и уменьшению калийного потенциала. На основании дисперсионного анализа установлено, что наибольшее влияние гидротермических условий на калийное состояние проявилось в аллювиальной лугово-болотной почве.

Буферная способность является тем показателем, который характеризует состояние почв не только в настоящий момент, но и даёт долговременный прогноз способности почвы поддерживать величину доступного для растений калия на определённом уровне. Выявление связи между интенсивными показателями калийного состояния, физико-химическими параметрами почв и гидротермическими условиями позволяет определить значимость и долю влияния отдельных факторов на способность почвы противостоять внешним воздействиям и восстанавливать нарушенное равновесие по отношению к калию.

Глава 7. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ СПОСОБОВ РЕГУЛИРОВАНИЯ КАЛИЙНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Многогранные функции калия (экологические, физиолого-биохимические, агрохимические) и нарастающая отзывчивость культурных растений к этому биогенному элементу требуют пересмотра стратегии по отношению к оценке оптимизации содержания калия в почвах. Известно, что ведущую роль в регулировании калийного режима играют минеральные удобрения. Однако резкий спад применения калийных удобрений в нашей стране, наблюдающийся в последние годы (Минеев, 1999), привёл к дефициту калия в агроэкосистемах, расширению географии потребности в калийных удобрениях, поиску новых нетрадиционных источников улучшения калийного состояния почв, оценке их экологической и агрохимической роли. Особого внимания в этом плане заслуживает возможность применения природных цеолитов, прогнозные запасы которых в Кузбасском цеолитоносном районе (Челищев и др., 1987) составляют 100 млн т, что характеризует это месторождение как одно из самых перспективных. Низкая себестоимость и уникальные свойства превратили цеолиты в ценнейший тип минерального сырья с широким промышленным и сельскохозяйственным использованием. Воздействие на почву с целью повышения ее плодородия должно быть направлено, прежде всего, на усиление ее буферной способности, повышение гумусности и улучшение пищевого режима. Наибольшей устойчивостью плодородия и повышенной буферной способностью отличаются почвы, богатые гумусом с высоким содержанием в его составе гуминовых кислот. В этой связи органическим удобрениям как самому радикальному и многофакторному средству окультуривания почв, повышения эффективности химизации сельского хозяйства, обеспечения высоких и стабильных урожаев принадлежит одно из главных мест в системе мероприятий, направленных на решение проблем оптимизации калийного режима. В последние годы органические удобрения широко применяются при

комплексном агрохимическом окультуривании почв, которое предусматривает повышение плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур на основе интенсивного использования удобрений и других средств химизации (Органические удобрения..., 1984; Лозановская и др., 1987; Шишов и др., 1991).

7.1. Органические удобрения и поведение калия в почвах

Органические удобрения оказывают всестороннее благоприятное влияние на почвенные ресурсы и улучшают показатели, характеризующие как эффективное, так и потенциальное плодородие. Региональные особенности почв ставят перед земледелием Западной Сибири задачу наращивания объемов применения органических удобрений, так как современный уровень их внесения не способствует созданию условий для поддержания в них положительного баланса гумуса. Одним из перспективных источников пополнения органического вещества и улучшения пищевого режима почв нечерноземной зоны Западной Сибири является торф, запасы которого лишь в одной Томской области (Язвин и др., 1971; Торфяные ресурсы Томской области, 1985) чрезвычайно высоки – 30914,2 млн т, что составляет около 20 % от всероссийских (Оленин, 1987; Торфяные..., 1988).

При возделывании сельскохозяйственных культур особенно эффективен торф в сочетании с навозом, птичьим пометом, известью и минеральными удобрениями, которые применяются в смесях и горфо-навозных компостах как биологические активаторы (Славнина и др., 1987, 1988). Внесенное органическое вещество является не только поставщиком питательных веществ, но и важным жизненным субстратом для деятельности почвенных микроорганизмов, способствуя активизации микробиологических процессов и мобилизации питательных веществ, в том числе и калия, из собственных ресурсов почвы. Особое значение органические удобрения приобретают в зоне Сибирского нечерноземья, где дерново-подзолистые и серые лесные почвы являются основой земледелия и где почвы, в силу специфических условий почвообразования (длительная сезонная мерзлотность, небольшой период биологической активности), имеют сравнительно низкий бонитет (Щербинин и др., 1989).

В агрохимических исследованиях калийного режима почв суще-

ствуют понятия: доступный, подвижный и усвояемый. Доступный и усвояемый – синонимы, которые характеризуют то количество калия, которое растения могут вынести из почвы. Подвижность калия выражается в мобилизации калия удобрений и почвы из труднодоступных форм в легкодоступные и в фиксации калия удобрений в необменной форме. Литературные данные (Важенин, Карасева, 1959; Гомонова, Панникова, 1983; Карпинец, Липкина, 1992) свидетельствуют о том, что на подвижность и содержание различных форм калия в почве существенное влияние оказывают многие факторы: гранулометрический и минералогический состав, удобрение, реакция почвы, культура севооборота. И.Г. Важенин (1975), В.В. Прокошев, И.П. Дерюгин (2000) отмечают, что степень обеспеченности растений калием на различных почвах определяется не столько валовым содержанием, сколько соотношением между формами его соединений. Лучшими формами для усвоения растениями считаются водорастворимый и обменный калий (Петербургский, 1973; Дерюгин и др., 1985). Обычно содержание в почве калия, доступного для питания растений, находится в некотором равновесии с общими его запасами. Однако несмотря на способность почвы восстанавливать это равновесие, сельскохозяйственные культуры не всегда обеспечены калием и возникает необходимость в применении удобрений (Середина, 2002б).

Исследования подвижных форм калия в условиях полевого опыта с органическими удобрениями (табл. 7.1, 7.2) свидетельствуют о том, что за 5-летний период использования почвы в ней произошли незначительные изменения содержания как обменного, так и водорастворимого калия. В частности, на вариантах без внесения органических удобрений прослеживается некоторая тенденция к снижению содержания обменного калия во времени – от исходного уровня к концу первой ротации севооборота. Аналогичная закономерность наблюдается в распределении водорастворимой формы калия. Как известно (Мило, 1968), режим подвижных соединений калия складывается из двух процессов:

$$\text{необменный калий } \frac{(a)}{(e)} \text{ обменный калий } \frac{(b)}{(e)} \text{ калий почвенного}$$

раствора.

Этапы первого процесса принято называть освобождением (а) и мобилизацией (б), второго – обменным закреплением (в) и фиксацией (г).

Таблица 7.1. Статистические показатели содержания обменного калия за вегетационные периоды 1983–1987 гг., мг на 100 г почвы

Варианты опыта	1983 г. Картофель		1984 г. Пшеница		1985 г. Кукуруза		1986 г. Пшеница		1987 г. Овес	
	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %
Контроль	7,83± 0,88	22,4	5,37± 0,24	22,8	3,91± 0,48	49,0	9,62± 0,47	29,2	6,29± 0,21	19,9
Торф 100 т/га	7,57± 0,81	21,4	5,87± 0,21	17,9	4,79± 0,62	51,8	11,04 ±0,44	23,8	6,12± 0,11	10,7
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	9,75± 0,76	15,6	6,29± 0,20	15,5	6,30± 0,82	52,0	11,06 ±0,44	24,1	6,59± 0,19	17,1
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	9,68± 0,44	9,0	6,03± 0,24	19,8	8,52± 1,07	50,1	14,68 ±0,77	31,3	6,76± 0,41	36,2
Торф 100 т/га + пш. помг 3,2 т/га	9,30± 0,78	16,8	5,68± 0,32	28,5	4,76± 0,65	69,6	10,79 ±0,61	34,2	5,34± 0,29	32,2
Торф 100 т/га + пш. помг 3,2 т/га (дробно)	8,20± 1,01	24,7	4,96± 0,20	20,4	7,10± 1,00	56,2	11,74 ±0,52	26,5	5,48± 0,27	29,3
Торф 100 т/га + известь	7,47± 0,69	17,4	5,33± 0,25	23,8	4,99± 0,76	60,8	10,14 ±0,41	24,3	4,60± 0,40	51,5
Торф 100 т/га + P ₃₆₀ K ₃₆₀	8,52± 1,35	31,8	6,37± 0,29	22,6	6,68± 0,72	42,9	11,60 ±0,49	25,1	5,73± 0,20	20,7

Отмеченная сезонная динамика содержания подвижного калия обусловливается тем, что скорость установления равновесия между обменным и необменным калием (10^{-17} – 10^{-22} см²/с) значительно меньше, чем между обменным калием и калием почвенного раствора ($1,5 \cdot 10^{-5}$ см²/с) (Mengel, Busch, 1982). В результате этих различий поглощенный расте-

ниями калий из почвенного раствора не успевает восстановить свою исходную концентрацию из запасов необменного калия. Поэтому длительное возделывание сельскохозяйственных культур без применения калийных удобрений не вызывает существенного снижения содержания легкоподвижного и обменного калия в почве.

Одним из наиболее значимых факторов, приводящих к изменению сложившегося в почве режима подвижных соединений калия, является внесение удобрений. Однако характер этих изменений зависит от вида удобрений. Применение органических удобрений в виде торфяных смесей с жидким навозом и птичьим пометом значительно увеличивает не только абсолютное содержание обменного и водорастворимого калия, смещая калийное равновесие в сторону увеличения подвижных форм элемента, но и показатели варьирования данных форм калия во времени. Причем величина этого накопления относительно удобренных вариантов (контроля) изменяется в зависимости от количества внесенного калия – возрастает с увеличением доз органических удобрений.

Следует иметь в виду тот факт, что от одного и того же торфа при различных способах его использования может быть получен неодинаковый эффект. Подтверждением этого являются данные, полученные в опыте на серой лесной почве. Наименьший эффект с точки зрения накопления подвижных форм калия и поддержания их на оптимальном уровне дает внесение торфа в чистом виде. Это связано с тем, что в торфе содержатся небольшие количества калия, гораздо меньшие, чем фосфора. Поэтому дополнение торфа калийными удобрениями – необходимое условие использования торфа на удобрение. Кроме того, органическое вещество торфа достаточно инертно и требует длительного периода его активизации. Научой и практикой установлено (Органические удобрения..., 1984), что эффективность торфа резко увеличивается, если он применяется в виде компостов с навозом, навозной жижей, птичьим пометом и другими органическими удобрениями. Особенно велико значение торфяных компостов, приготовленных с навозом (Мамченков, 1956). Ценность приема совместного внесения торфа с навозом и другими органическими удобрениями определяется тем, что торф, отличаясь высокой поглощательной способностью, связывает аммиак, который мог бы улетучиться из навоза при его хранении. Кроме того, под влиянием навоза устраняется кислотность торфа, создаются благоприятные усло-

Таблица 7.2. Статистические показатели содержания водорастворимого калия за вегетационные периоды 1983–1987 гг., мг на 100 г почвы

Варианты опыта	1983 г.		1984 г.		1985 г.		1986 г.		1987 г.	
	Картофель		Пшеница		Кукуруза		Пшеница		Овес	
	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %
Контроль	1,37±0,05	7,2	1,17±0,04	15,7	1,98±0,11	14,4	1,13±0,22	63,0	0,62±0,03	28,4
Торф 100 т/га	1,38±0,03	4,3	1,00±0,04	21,4	1,84±0,37	51,4	1,79±0,12	41,6	0,55±0,04	44,5
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	1,56±0,03	4,3	1,19±0,07	28,1	1,76±0,28	41,1	1,43±0,32	77,8	0,59±0,03	28,6
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	1,45±0,02	3,2	1,02±0,05	22,7	1,52±0,23	36,8	1,48±0,20	48,1	0,78±0,05	35,6
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га	1,48±0,02	2,1	1,18±0,08	35,8	2,47±0,24	28,2	1,63±0,30	67,8	0,66±0,03	30,4
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га (дробно)	1,34±0,04	5,8	1,08±0,08	37,9	1,87±0,22	31,1	1,57±0,28	66,4	0,89±0,07	47,1
Торф 100 т/га + известь	1,36±0,02	3,3	1,11±0,07	31,0	1,89±0,27	37,6	1,34±0,26	67,3	0,56±0,05	50,3
Торф 100 т/га + P ₁₆₀ K ₃₆₀	1,46±0,03	4,6	1,40±0,08	29,9	2,21±0,37	46,4	1,37±0,22	56,4	0,70±0,05	44,0

вия для энергичной деятельности микроорганизмов, способствующих превращению имеющихся в них питательных веществ в соединения, усваиваемые растениями. Применение торфонавозных удобрений, как указывает И.Н. Лозановская и др. (1987), приносит до 80% дохода отнительно первоначальных затрат за счет прибавки урожая.

Исследования калийного режима серых лесных почв включали наблюдения за сезонной динамикой содержания обменного и водорастворимого калия (рис. 7.1, 7.2). Сопряженные исследования режима обменного калия в полевом опыте свидетельствуют о том, что его поведение в почвах несколько отличается от режима водорастворимой формы. Это касается как нативного калия, так и перешедшего в обменное состояние из удобрений. Вариабельность колебания водорастворимого калия значительно слабее изменений содержания обменной формы.

В течение вегетационного периода 1983 г. содержание обменного калия в целом изменялось незначительно, однако динамика его на отдельных вариантах опыта имеет некоторые различия. Ясно прослеживается тот факт, что в вариантах с торфосмесями (торф + жидкий навоз, торф + птичий помет) по сравнению с другими вариантами на протяжении всего периода вегетации поддерживается наибольшая величина обменного калия. Варианты опыта с минеральными удобрениями отличаются более повышенным содержанием обменной формы калия по сравнению с вариантом торф 100 т/га.

Следует подчеркнуть, что различные сельскохозяйственные культуры в силу своих биологических особенностей обладают неодинаковой во времени интенсивностью потребления калия. Так, в период цветения картофеля наблюдается снижение величины обменного калия практически на всех вариантах опыта. Однако созданные в почве (под влиянием удобрений) различия в содержании подвижного калия до начала вегетации растений обусловили неодинаковый характер динамики данных форм за вегетационный период в целом. На почвах с повышенным исходным содержанием обменного калия (варианты с торфосмесями и минеральными удобрениями) сезонная динамика выражена более резко, что в особенности характерно для обменного калия. Постепенное снижение величины обменного калия к концу вегетации объясняется увеличением потребления картофелем данной формы и выносом ее с урожаем.

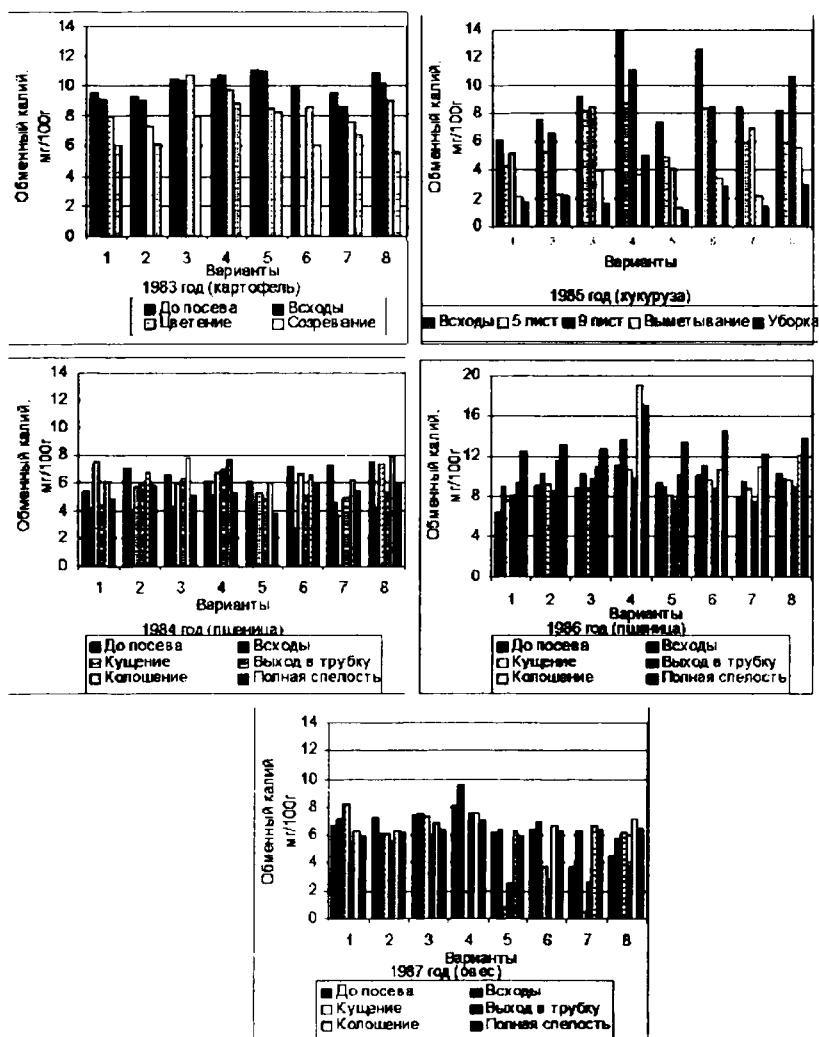


Рис. 7.1. Динамика обменного калия в условиях полевого опыта (мг/100 г почвы)
 Варианты: 1 – контроль; 2 – торф 100 т/га; 3 – торф 100 т/га + жидкий навоз 120 т/га; 4 – торф 50 т/га + жидкий навоз 60 т/га; 5 – торф 100 т/га + птичий помет 3,2 т/га; 6 – торф 50 т/га + птичий помет 1,6 т/га; 7 – торф 100 т/га + известь 4,6 т/га; 8 – торф 100 т/га +
 К₁₀₀Р₁₀₀

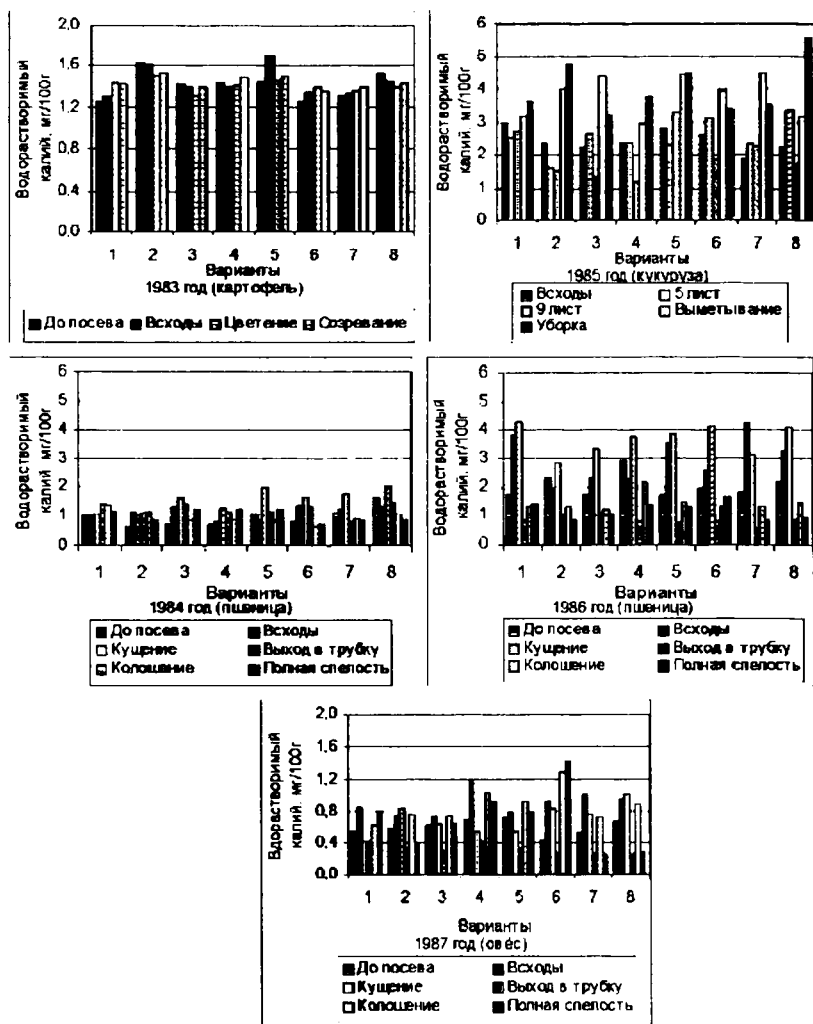


Рис. 7.2. Динамика водорастворимого калия в условиях полевого опыта (мг/100 г почвы).

Варианты: 1 – контроль; 2 – торф 100 т/га; 3 – торф 100 т/га + жидкий навоз 120 т/га; 4 – торф 50 т/га + жидкий навоз 60 т/га; 5 – торф 100 т/га + птичий помет 3,2 т/га; 6 – торф 50 т/га + птичий помет 1,6 т/га; 7 – торф 100 т/га + известь 4,6 т/га; 8 – торф 100 т/га + $K_{360}P_{360}$.

Как известно (Прянишников, 1952; Алов, 1967; Блэк, 1973; Петербургский, 1979), вынос питательных веществ из почвы возрастает пропорционально увеличению урожая. Это положение подтверждается полученными данными. Так, большой урожай картофеля в этом году был получен на варианте торф 100 т/га + жидкий навоз 120 т/га при максимальном выносе данного элемента (табл. 7.3, 7.4).

Таблица 7.3. Вынос калия сельскохозяйственными культурами, кг/га

Варианты опыта	1983 г.	1984 г.	1985 г.	1986 г.	1987 г.
	Картофель	Пшеница	Кукуруза	Пшеница	Овес
Контроль	159,1	11,6	77,5	11,4	10,4
Торф 100 т/га	158,5	13,0	69,7	11,4	10,8
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	159,8	10,7	110,1	15,8	10,8
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	159,4	12,9	158,3	14,5	11,0
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га	156,9	14,1	66,3	16,8	12,6
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га (дробно)	151,7	11,7	132,8	15,2	12,8
Торф 100 т/га + известь	133,6	13,0	71,5	11,4	12,2
Торф 100 т/га + P ₁₆₀ K ₁₆₀	160,6	13,9	82,9	11,8	12,4

Результаты наблюдений, проведенных под посевом пшеницы в вегетационный период 1984 г., свидетельствуют о том, что изменчивость в содержании в почве водорастворимого и обменного калия во времени является характерной чертой этих форм. Однако степень выраженности колебания их за вегетационный период дифференцируется относительно особенностей этих культур, а также определяется динамикой гидротермического режима почвы. Так, увеличение подвижных форм калия (как обменных, так и водорастворимых) в период кущения растений пшеницы связано, по-видимому, с жаркой, умеренно влажной погодой, способствовавшей увеличению активности микроорганизмов, а отсюда и высвобождению питательных элементов из удобрений. Таким образом, можно предположить, что временная изменчивость содержания в почве под-

вижных форм калия является не только следствием процессов использования калия растениями, но и процессов, протекающих в почве без их участия. К ним, как известно, относятся процессы фиксации и мобилизации подвижного калия, обусловленные в почвах, как было показано ранее (Середина, 1984), динамикой температуры, влажности, а также деятельностью микроорганизмов (Пчелкин, 1966; Синягин, Тепер, 1968; Петербургский, Репина, 1976).

Таблица 7.4. Влияние органических удобрений на урожай сельскохозяйственных культур

Варианты опыта	1983 г. Картофель		1984 г. Пшеница		1985 г. Кукуруза, жел. масса		1986 г. Пшеница		1987 г. Овес	
	урожайность, ц/га	прибавка, %	урожайность, ц/га	прибавка, %	урожайность, ц/га	прибавка, %	урожайность, ц/га	прибавка, %	урожайность, ц/га	прибавка, %
Контроль	210,0	—	24,4	—	163,5	—	23,2	—	21,9	—
Торф 100 т/га	208,8	-0,6	28,2	15,6	157,7	-3,5	22,9	-1,3	23,9	9,1
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	247,1	17,7	27,4	12,3	234,6	43,5	26,3	13,4	24,1	10,0
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	220,5	5,0	27,9	14,3	348,3	113,0	30,4	31,0	25,6	16,9
Торф 100 т/га + итгл. помет 3,2 т/га	222,7	6,0	30,0	2,3	194,5	19,0	24,5	5,6	28,1	28,3
Торф 100 т/га + итгл. помет 3,2 т/га (дробно)	218,7	4,1	24,9	2,0	293,3	79,4	31,3	34,9	27,8	27,0
Торф 100 т/га + известь	212,6	1,2	27,2	11,5	169,4	3,6	22,9	1,3	23,5	7,3
Торф 100 т/га + Р ₂ О ₅	228,1	8,6	29,3	20,1	181,5	11,0	23,8	2,3	27,6	26,0
НСР _{0,05}		2,4		1,3		2,3		1,2		1,5

На вариантах с внесением торфосмесей и минеральных удобрений сезонная динамика выражается в достижении минимального уровня содержания подвижных форм калия (обменного и водорастворимого) в период наиболее интенсивного роста пшеницы (трубкавание) и в дальнейшем повышении содержания к фазе колошения. На контрольном варианте, а также на вариантах с торфом и известью динамика содержания подвижных форм калия имеет более сглаженный характер с незначительным увеличением содержания калия к периоду созревания пшеницы.

В конце вегетационного периода, к моменту уборки пшеницы, происходит постепенное снижение обменного калия. Наибольший

вынос калия с урожаем наблюдается на варианте торф + птичий помет, о чем свидетельствует и максимальная величина урожая пшеницы (30 ц/га) на данном варианте.

Абсолютное содержание подвижных форм калия под посевами кукурузы в течение вегетационного периода 1985 г. невелико. Можно предположить, что слабая изменчивость содержания подвижных форм калия на удобренной почве определяется минимальным его уровнем. Следовательно, количество калия, поглощенное растениями кукурузы из подвижных форм, компенсируется поступлением элемента из труднодоступного состояния. В связи с этим динамика обменного калия не испытывает резких колебаний, хотя и отмечается небольшое увеличение данного показателя в фазе «9-й лист». К концу вегетационного периода происходит значительное, относительно исходного уровня, снижение величины обменного калия, что объясняется высоким выносом калия растениями кукурузы (см. табл. 7.3). Отмеченные особенности биологического отчуждения калия, несомненно, накладывают отпечаток на содержание подвижных соединений данного элемента в почвах.

В соответствии с программой опыта осенью 1985 г. были внесены дополнительные дозы органических удобрений дробно. Как отмечают В.А. Васильева и Н.Ф. Ганжора (1983), подвижность обменного калия играет очень большую роль в обеспечении растений данным элементом питания и позволяет вносить изменения в систему удобрений. На почвах с высокой подвижностью обменного калия — дерново-подзолистые, серые лесные (Середина, 1984) он, как правило, довольно быстро используется растениями. Для получения устойчивых урожаев, во избежание неэкономного использования калия растениями и его потерь за счет выщелачивания, на таких почвах внесение удобрений лучше производить дробно, в количествах, соответствующих потребности растений в калии в определенный период вегетации или ротации севооборота. Выдвинутое положение подтверждается данными полевого опыта.

Максимальное содержание обменного и водорастворимого калия в вегетационный период 1986 г. характерно как для варианта торф 100 т/га + жидкий навоз 120 т/га, так и для варианта торф 100 т/га + птичий помет 3,2 т/га, внесенных дробно. Полученные данные свидетельствуют о том, что накопление подвижных форм калия (об-

менного и водорастворимого) в почве находится в прямой зависимости от наличия органического вещества, скорости его разложения и минерализации, что согласуется с мнением ряда авторов (Ватагин, Минеев, 1972).

Таблица 7.5. Содержание калия в урожае сельскохозяйственных культур, %

Варианты опыта	1983 г. Картофель	1984 г. Пшеница		1985 г. Кукуруза	1986 г. Пшеница		1987 г. Овес	
		зерно	солома		зерно	солома	зерно	солома
Контроль	3,21	0,56	1,41	3,56	0,57	1,01	0,47	1,35
Торф 100 т/га	3,23	0,54	1,42	3,41	0,58	0,86	0,43	1,35
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	3,18	0,52	1,62	3,63	0,72	1,12	0,45	1,59
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	3,17	0,54	1,63	3,42	0,58	0,94	0,43	1,60
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га	3,09	0,55	1,52	2,74	0,57	0,94	0,45	1,26
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га (дробно)	2,94	0,55	1,41	3,69	0,57	1,01	0,46	1,58
Торф 100 т/га + известь	2,78	0,56	1,43	3,38	0,58	0,75	0,52	1,15
Торф 100 т/га + P ₁₆₀ K ₁₆₀	3,32	0,55	1,44	3,04	0,59	0,82	0,45	1,25

Содержание и распределение обменного калия по фазам развития растений пшеницы аналогичны предшествующим годам. Сопоставление характера динамики водорастворимого калия в этот период свидетельствует о том, что он имеет много общего с динамикой его обменной формы: минимальные значения данных форм калия отмечаются в фазе трубкования пшеницы с последующим постепенным повышением к концу вегетации. Такому поведению калия способствовала жаркая умеренно влажная погода периода. Как известно (Ониани, 1981), в условиях обеспеченности теплом и влагой идет высвобождение питательных элементов удобрений. Наличие ука-

занной взаимосвязи свидетельствует о сильном и одностороннем влиянии биологического выноса калия на процессы трансформации калия удобрений в почве, а следовательно, и одинаковым характере изменений подвижных форм калия в течение вегетации. В этот год исследования значительная прибавка урожая пшеницы в последствии (13,4 %) была получена на варианте торф 100 т/га + жидкий навоз 120 т/га. Однако максимальный урожай пшеницы получен на вариантах с дробным внесением торфоорганических смесей (см. табл. 7.4). Прибавка урожая на данных вариантах составила 31,0 и 34,9 % соответственно. Этим же вариантам соответствуют наибольшая величина выноса калия с урожаем пшеницы (см. табл. 7.3) и повышенное содержание калия в урожае сельскохозяйственных культур (табл. 7.5), что лишнее подчеркивает эффективность данного приема в оптимизации калийного режима данных почв.

Результаты наблюдений, проведенные под посевом овса в завершающем поле севооборота в течение вегетационного периода 1987 г., свидетельствуют о том, что все доступные формы калия претерпевали значительные изменения, обусловленные как биологическими особенностями культуры, так и гидротермическими условиями. Так, в период кущения-колошения овса практически на всех вариантах обнаруживается наименьшее содержание обменного и водорастворимого калия. К концу вегетационного периода (фаза восковой спелости) содержание доступных форм калия на всех вариантах опыта выравнивается, приближаясь к контролю. Известно, что способность к восстановлению у разных форм почвенного калия неодинакова. Калий почвенного раствора многократно пополняется за счет его обменных форм и на протяжении периода вегетации весь первоначально обменный калий может переходить в раствор и потребляться растениями. Максимальной величины водорастворимая форма калия достигает в варианте торф 100 т/га + птичий помет 3,2 т/га, внесенных дробно. Как и в предыдущий год, наибольший урожай получен на вариантах с дробным внесением торфосмесей.

Таблица 7.6. Вариационно-статистические показатели содержания необменного (по Пчелкину) калия в условиях полевого опыта, мг/100 г почвы

Варианты опыта	Сроки отбора образцов			
	перед освоением севооборота		после первой ротации	
	M±m	V, %	M±m	V, %
Контроль	34,96±2,89	16,5	23,49±1,41	12,0
Торф 100 т/га	35,78±2,40	13,4	31,67±2,53	16,0
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	47,12±3,79	16,1	43,30±2,23	10,3
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	43,81±2,98	13,6	41,85±1,26	6,0
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га	41,54±1,18	5,7	38,48±2,48	12,9
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га (дробно)	40,84±3,02	14,8	37,77±2,55	13,5
Торф 100 т/га + известь	33,02±1,24	7,5	32,55±2,44	15,0
Торф 100 т/га + P ₃₆₀ K ₃₆₀	44,35±5,21	13,5	41,02±4,37	21,3

Анализ данных по содержанию необменного калия перед введением севооборота и в конце первой ротации свидетельствует о том, что за 5-летний период запасы данной формы калия заметно изменились (табл. 7.6). В частности, на вариантах без внесения удобрений отчетливо прослеживается тенденция к снижению гидролизуемого 2 н. НСl калия во времени под влиянием выноса с урожаем. Вместе с тем содержание необменного калия в варианте с органическими удобрениями значительно выше, чем в контрольных.

Практически это в одинаковой мере характерно для всех изученных вариантов с внесением высокой дозы удобрений, что обусловлено проявлением калийфиксирующей способности почв, при которой, как было показано ранее, лабильные силикаты трансформируются в иллиты – минералы с жесткой слюдоподобной структурой. Как следует из эксперимента, при внесении удобрений почва противостоит изменению генетически свойственного ей уровня содержания обменного калия. Это проявляется в способности почв частично или полностью фиксировать (необменно поглощать) внесенный с удобрениями калий. Фиксацию калия почвами и способность почвы

отдавать фиксированный калий удобрений при снижении содержания более доступных его форм можно рассматривать как следствие калийной потенциальной буферной способности. Проявление ПБС^К через фиксацию калия является, несомненно, очень важным природным свойством почв, предохраняющим калий от выщелачивания и нерационального использования растениями.

Таблица 7.7. Потенциальная буферная способность почв в отношении калия в условиях полевого опыта с органическими удобрениями

Варианты опыта	Сроки отбора образцов					
	перед освоением севооборота			после первой ротации		
	$-\Delta K_0$ мг экв/100 г почвы	$AR_0 \cdot 10^{-2}$, моль/л ^{0,5}	ПБС ^К	$-\Delta K_0$ мг экв/100 г почвы	$AR_0 \cdot 10^{-2}$, моль/л ^{0,5}	ПБС ^К
Контроль	0,21	0,34	62	0,23	0,30	77
Торф 100 т/га	0,20	0,25	80	0,27	0,31	87
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га	0,32	0,31	103	0,24	0,21	114
Торф 100 т/га + жид. навоз 120 т/га (дробно)	0,27	0,28	96	0,30	0,30	100
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га	0,29	0,30	97	0,38	0,35	109
Торф 100 т/га + птич. помет 3,2 т/га (дробно)	0,20	0,25	80	0,20	0,20	100
Торф 100 т/га + известь	0,17	0,18	94	0,22	0,24	92
Торф 100 т/га + Р ₃₆₀ К ₃₆₀	0,27	0,31	87	0,23	0,30	77

В течение периода наблюдений под влиянием агротехнических факторов определённым образом изменялись и термодинамические показатели калийного состояния почв (табл. 7.7).

Внесенные удобрения в условиях полевого опыта по-разному повлияли на величины ПБС^К. Применение минеральных удобрений совместно с торфом, хотя и повысило уровень обменных форм калия, их непосредственно доступную часть ($-\Delta K_0$), но практически не вызвало изменений величины калийной потенциальной буферной способности почв по сравнению с вариантом с внесением торфа. Использование органических удобрений в виде смесей торфа с жидким навозом и птичьим пометом привело к существенному увеличению не только наиболее доступных для питания растений соединений данного элемента ($-\Delta K_0$), но и повышению буферной способно-

сти в отношении калия, что особенно важно для почв с низкими значениями ПБС^К – дерново-подзолистых и серых лесных.

Многие авторы считают, что известкование способствует снижению активности калия и соответственно повышению калийного потенциала. В частности, для дерново-подзолистых почв эта закономерность была показана Т.А. Гринченко с соавт. (1985), Т.Н. Кулаковской и др. (1983). Один из механизмов снижения активности ионов калия при известковании почв заключается в увеличении емкости катионного обмена при внесении извести, причем в этом случае вновь образованные обменные позиции замещаются кальцием. Соотношение ионов K^+ и Ca^{2+} в составе ППК при этом сужается и соответственно снижается активность калия в равновесном растворе.

В условиях полевого опыта в варианте с внесением извести происходит достаточно резкое (в 1,4 раза) снижение соотношения между активностью ионов калия и кальция (AR_0), что, естественно, повысило значения ПБС^К. Это сопровождается одновременным уменьшением содержания в почвенном растворе непосредственно доступного калия ($-\Delta K_0$) и общего количества обменных его форм, что является иллюстрацией влияния состава обменных катионов в почве на свойства почвенных коллоидов и прочности связи катионов, в данном случае калия, с коллоидным комплексом. Следовательно, внесение извести, увеличивая катионообменную емкость почв, вызывает закрепление органического вещества, способствует тем самым увеличению стабильности почвенной системы, приближая ее к минимуму энергии при данных условиях.

Таким образом, внесение удобрений на торфяной основе способствует улучшению калийного режима почв: под воздействием органических удобрений происходит увеличение значений потенциальной буферной способности почв в отношении калия и отмечаются значительные размеры накопления обменных его форм по сравнению с контрольными вариантами. Вместе с тем установлен факт параллельного поддержания в последующие годы более высокого уровня обеспеченности растений доступными соединениями данного элемента.

7.2. Цеолиты и поведение калия в почвах

Подъем и интенсификация сельскохозяйственного производства требуют внедрения интенсивных технологий, предусматривающих получение максимальных прибавок урожая культурных растений при одновременном сохранении и повышении плодородия почв. В этом отношении особого внимания заслуживает возможность применения природных цеолитов. Высокая обменная емкость, селективность к некоторым ионам и особенно к калию, высокие скорости обменных реакций позволяют рассматривать цеолиты как почвоулучшители сорбционного типа.

Цеолиты являются каркасными алюмосиликатами, в структуре которых имеются полости, занятые большими катионами и молекулами воды, способными свободно удаляться и поглощаться структурой, благодаря чему происходит ионный обмен и обратимая дегидратация. Это определение предложено Смитом, но в настоящее время оно используется для характеристики природных и синтетических цеолитов (цит. по: Ринальди, 1985). П.Ш. Искандеров (1979) дополняет это определение, указывая на большое количество сообщающихся ультрамикроскопических полостей алюмосиликатов, которые заняты подвижными катионами и молекулами воды. Исследованиями последних десятилетий установлено, что цеолиты наряду с полевыми шпатами, минералами кремнезема и глин являются наиболее распространенными минералами земной коры. В нашей стране известно более шестидесяти месторождений цеолитов.

Цеолиты оказывают существенное влияние на характер распределения компонентов минерального питания в системе почва — растения. В первую очередь это касается азотного и калийного питания. Кинетические особенности ионного обмена на клиноптилолите указывают на весьма высокие скорости и обратимость обменных реакций, выгодно отличающихся от кинетики ионного обмена на глинистых минералах, определяющих обменную емкость почв. Важная отличительная особенность ионного обмена на клиноптилолите — резкая селективность к катионам калия и аммония, являющихся основными действующими веществами минеральных удобрений (Челищев, 1973; Челищев, Беренштейн, 1974; Челищев, Челищева, 1978; Природные цеолиты, 1980). Высокая селективность клиноптилолита в биологических процессах

и значительные запасы цеолитового сырья ставят вопрос о широком использовании цеолитов в земледелии для повышения эффективности действия удобрений, нейтрализации кислых почв, в животноводстве – в качестве кормовой добавки и дезодоратора, а также для решения ряда медико-биологических и экологических проблем (Середина, 2002в).

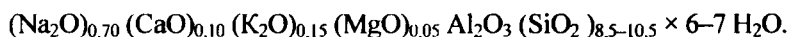
В Кузбасском цеолитоносном регионе Кемеровской области в семидесятых годах было открыто крупное месторождение с богатым содержанием цеолита (клиноптилолит + гейландит, 45–80 %). Минералогический тип – гейландитовый, относится к вулканогенно-осадочному промышленному типу, позднедиагенетическому подтипу. Мощность пластов составляет от 2,1 до 6 м.

Области применения цеолитов обусловлены их адсорбционными и ионообменными свойствами, а также термической, химической, механической устойчивостью и особенностями состава. В связи с этим была поставлена задача изучения состава и свойств клиноптилолита Пегасского месторождения, а также влияния цеолита на свойства и калийное состояние дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава в условиях подтаежной зоны Западной Сибири. Следует подчеркнуть, что характер почвообразовательных процессов в почвах легкого гранулометрического состава имеет своеобразные черты. Эти почвы содержат мало активных веществ, что определяет слабую катионную и влагопоглощающую способность, а также ограниченные резервы питательных веществ, неустойчивый водный режим, избыточную для сельскохозяйственных культур кислотность. В легких по гранулометрическому составу почвах, даже при систематическом применении высоких доз удобрений, содержание гумуса и питательных веществ возрастает очень медленно, оставаясь на низком уровне (Мазур и др., 1984) из-за ускоренных темпов минерализации органического вещества. Поэтому наряду с агротехническими методами давно ведутся поиски агропочвенно-мелиоративных приемов, направленных на изменение свойств почв данного типа. Решение этих вопросов было осуществлено в условиях лабораторного (модельного) и полевого опытов.

7.2.1. Химико-минералогическая характеристика цеолита

Кристаллическая решетка цеолита была расшифрована впервые в тридцатых годах XX в. с помощью рентгенографического метода (Горбунов, 1974). Широкое внедрение в практику рентгенографии позволило установить в казалось бы хорошо изученных породах присутствие тонкодисперсных цеолитов (Градусов, 1976). Большинство крупных промышленных месторождений открыто по данным рентгеновского апробирования.

Рентгендифрактометрический анализ исследуемого цеолита показал, что по подбору рефлексов данный цеолит относится к клиноптилолиту с небольшой примесью кварца. Сложный минералогический состав клиноптилолита представлен формулой



Основная доля в валовом химическом составе (табл. 7.8) принадлежит SiO_2 (62,7 %), содержание Al_2O_3 – 10,6 %. Клиноптилолит относится к группе гейландита, имеет ряд сходных с ним черт.

Таблица 7.8. Валовой химический состав клиноптилолита, в % на прокаленную бескарбонатную навеску

Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	MnO	TiO_2	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$
9,4	62,7	10,6	2,4	1,7	1,1	5,9	0,005	0,06	8,8

На основе обобщения химических анализов большого количества образцов, проведенных группой ученых во главе с Н.Ф. Челищевым (1987), был установлен предел соотношения Si / Al, равный для клиноптилолита 4,25–5,95. Отношение, равное 4,0, может служить для разделения серий: 4,0 и более – клиноптилолит и менее – гейландит.

Соотношение Si/Al в исследуемом цеолите составляет 5,9, что указывает на принадлежность его к клиноптилолиту. По соотношению Si/Al Г.В. Цициашвили (1980) выделяет три группы цеолитов: высококремнистые (> 3), промежуточные (2–3), высокоалюминие-

вые (< 2). Цеолит Пегасского месторождения относится, согласно этой классификации, к высококремнистым. Последнее определяет его хорошие ионообменные свойства, термическую и химическую устойчивость, что очень важно в практическом отношении. В соответствии с литературными данными (Челищев и др., 1987), в каркасе клиноптилолита не наблюдается существенных изменений даже при взаимодействии с весьма кислыми растворами ($\text{pH} < 1$). Из этого следует, что клиноптилолит Пегасского месторождения целесообразнее всего использовать на кислых почвах нечерноземной зоны Западной Сибири. Тем более, что исследованиями установлено, что на дерново-подзолистых почвах восточно-европейской фации при обработке почв молотыми цеолитовыми туфами урожайность ячменя увеличивается в 1,5 раза. Наибольший эффект наблюдался при использовании клиноптилолита в аммиачной и калиевой форме. Пегасский цеолит по валовому анализу относится преимущественно к калиево-натриевым.

По катионному составу клиноптилолит является многокомпонентным (табл. 7.9).

Таблица 7.9. Физико-химические свойства клиноптилолита

Гигроскопическая влага, %	pH водн.	Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г	Обменные катионы						Сумма
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺ + Al ³⁺	
5,0	6,6	0,8	<u>54,1</u> 86,6	<u>4,5</u> 7,2	<u>58,6</u> 93,8	<u>3,6</u> 5,8	<u>0,3</u> 0,5	<u>0,04</u> 0,06	62,5

Примечание. В числителе – в мг-экв/100 г, в знаменателе – в % от ЕКО.

Основная доля (93,8% от ЕКО) представлена Ca²⁺ и Mg²⁺, причем преобладающим катионом является кальций. В то же время в дерново-подзолистой почве сумма обменных Ca²⁺ и Mg²⁺ составляет всего лишь 9,8 мг-экв на 100 г почвы, что свидетельствует в целом о невысокой емкости катионного обмена данных почв и указывает на возможность использования клиноптилолита Пегасского месторождения для повышения ЕКО и содержания обменных оснований. Существует специальная классификация месторождений цеолитов (Челищев, Беренштейн, 1974), построенная на основе современных дан-

ных, определяющая предпочтительные области применения цеолитов в связи с их катионной спецификой. В соответствии с этой классификацией преимущественное значение в растениеводстве имеет кальциево-калиевый цеолит. Наличие натрия в составе исследуемого цеолита обуславливает повышение ионообменных свойств, что чрезвычайно важно при использовании его на дерново-подзолистых почвах, имеющих низкую адсорбционную способность почвенного поглощающего комплекса.

Клиноптилолит является мощным резервом пополнения доступных для питания растений соединений калия. Анализ исследуемого цеолита показал преимущественное содержание обменной (140,0 мг на 100 г цеолита) и необменной (70,0 мг на 100 г цеолита) форм калия, что указывает на высокие ионообменные свойства клиноптилолита Пегасского месторождения в отношении данного элемента.

7.2.2. Влияние клиноптилолита на калийтрансформирующие свойства дерново-подзолистой почвы

Селективные свойства клиноптилолита определяются размером и формой пор в тетраэдрах, через которые могут проникать и вступать в реакции обмена лишь определенные ионы и молекулы. Известно (Горбунов, 1963; Травникова и др., 1973), что эффективный диаметр пор клиноптилолита (3,5 Å) позволяет сорбировать H_2O , NH_3 , N_2 , CO_2 , SO_2 и другие вещества, играющие важную роль в плодородии почв и жизнедеятельности растений. Пегасский клиноптилолит показывает повышенную селективность к ионам Ca^{2+} и Mg^{2+} (см. табл. 7.9), что ведет к увеличению емкости катионного обмена исследуемых почв.

Как известно, генетические ресурсы органических и минеральных коллоидов, являющихся носителями поглотительной способности легких по гранулометрическому составу почв, крайне невелики. Следовательно, можно считать, что в данных почвах ограничена способность к поглощению и удержанию питательных элементов. Клиноптилолит, внесенный в почву, приводил к повышению количества обменных катионов (табл. 7.10).

Таблица 7.10. Влияние клиноптилолита на физико-химические свойства дерново-подзолистой почвы

Варианты	Размер фракций клиноптилолита, мм	Гидролитическая кислотность	Обменные катионы			Степень насыщенности основаниями, %
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма	
			мг-экв на 100 г почвы			
1-й срок						
Контроль		5,2	7,3	1,7	9,0	63
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-3	4,2	10,4	1,1	11,5	73
Кл. 2 г / 100 г почвы	1-3	4,4	9,9	1,9	11,8	73
Кл. 4 г / 100 г почвы	1-3	4,8	10,6	2,2	12,8	79
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-0,5	4,6	10,4	1,4	11,8	72
Кл. 1 г / 100 г почвы	< 0,5	4,3	10,7	1,8	12,0	74
2-й срок						
Контроль		4,3	7,4	1,5	8,9	67
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-3	2,8	10,4	1,1	11,5	80
Кл. 2 г / 100 г почвы	1-3	2,7	9,9	1,8	11,7	81
Кл. 4 г / 100 г почвы	1-3	2,9	9,6	2,2	11,8	81
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-0,5	2,5	10,8	1,2	12,0	81
Кл. 1 г / 100 г почвы	< 0,5	2,7	10,6	1,5	12,1	81

Особенно ярко это проявилось в вариантах с дозой клиноптилолита 4 мг на 100 г почвы. При внесении в почву в различной степени измельченного цеолита, с увеличением дисперсности материала, относительное содержание в ней активной минеральной фракции с высокими ионообменными свойствами естественно возрастает, вследствие чего увеличивается содержание обменных катионов кальция и магния. Варианты лабораторного опыта с внесением цеолита размерностью 1-0,5 и < 0,5 мм характеризуются повышенным содержанием суммы Ca²⁺ и Mg²⁺ по сравнению с теми вариантами, где использовалась фракция 1-3 мм. Это подтверждается исследованиями Р. Дилковой с соавт. (1983), изучавших изменения свойств почв Болгарии при внесении цеолита различной степени измельчения. Под влиянием цеолита уменьшается гидролитическая кислотность при соответствующем увеличении суммы обменных катионов. В связи с этим почва из разряда ненасыщенных при внесении клиноптилолита переходит в разряд насыщенных основаниями. Анализируемая в опыте дерново-подзолистая почва отличается неустойчивым во времени режимом кислотности (табл. 7.11).

Таблица 7.11. Изменение pH солевой вытяжки в условиях полевого опыта

Варианты опыта	1987 г.		1988 г.	
	весна	осень	весна	осень
Контроль	5,0	5,5	4,6	4,7
Подстилочный навоз, 50 т/га	4,7	6,0	4,7	4,9
Цеолитизированный навоз (200 г/сут), 50 т/га	5,1	6,3	5,1	5,3
Цеолитизированный навоз (350 г/сут), 50 т/га	5,2	6,0	5,1	5,2
Цеолит, 900 кг/га	5,5	5,9	5,5	5,6

Среднее значение pH солевой вытяжки на контрольном варианте (1-й срок) составляет 5,0. В соответствии с величиной pH данная почва является кислой и средне нуждается в известковании. Это подтверждается анализом степени насыщенности основаниями, которая в дерново-подзолистой почве опытного участка составляет 63 %. Внесение клиноптилолита способствовало снижению потенциальной кислотности почв, обнаруживая эффект нейтрализации, аналогичный известкованию, благодаря чему дерново-подзолистая почва переходит в категорию почв, слабо нуждающихся в известковании. Следует подчеркнуть, что нейтрализующее действие цеолитовых туфов на кислых почвах является длительным. Изучение последствий действия цеолитов выявило его эффективность не только в год внесения, но и в последующие годы.

7.2.3. Влияние цеолита на режим калия

Изучение содержания всех форм калия в дерново-подзолистых почвах в условиях полевого опыта показало, что внесение подстилочного навоза, цеолитизированного навоза и цеолита вызвало повышение количества обменного и водорастворимого калия (табл. 7.12). Увеличению водорастворимой формы калия способствовала жаркая, умеренно влажная погода периодов исследования. Как известно, в условиях обеспеченности почв теплом и влагой идет высвобождение обменных форм питательных элементов из удобрений (Beckett, 1971; Петербургский, Репина, 1976). В соответствии с группировкой почв по содержанию водорастворимого калия, предложенной О.Г. Ониани (1981), исходная дерново-подзолистая почва относится к разряду малообеспеченных, тогда как внесение цеоли-

Таблица 7.12. Изменение форм калия, мг/100 г почвы, в условиях полевого опыта (средние данные)

Варианты опыта	Глубина, см	Весна. 1987 г.			Осень. 1987 г.			Весна. 1988 г.			Осень. 1988 г.		
		Водорастворимый	Обменный	Необменный	Водорастворимый	Обменный	Необменный	Водорастворимый	Обменный	Необменный	Водорастворимый	Обменный	Необменный
Контроль	0-20	0,66	2,24	11,17	0,89	2,37	9,62	0,91	2,30	10,10	0,90	2,39	9,82
	20-40	0,30	2,23	9,76	0,43	1,53	9,64	0,45	1,32	9,04	0,42	1,30	9,01
	40-60	0,45	1,79	13,98	0,47	1,34	10,78	0,75	1,68	11,23	0,70	1,64	10,92
Подстилочный навоз, 50 т/га	0-20	0,76	5,62	20,05	2,06	4,06	12,99	1,02	5,12	12,14	1,28	5,03	13,84
	20-40	0,48	2,35	15,53	0,43	1,74	10,25	0,70	1,49	7,17	0,62	1,40	7,02
	40-60	0,53	2,35	13,69	0,49	1,85	12,54	0,95	1,21	10,24	0,91	1,18	9,38
Цеолизированный навоз (200 г/сут), 50 т/га	0-20	0,89	7,68	12,37	2,38	3,69	10,58	1,40	5,94	10,38	1,39	3,91	10,11
	20-40	0,33	2,26	10,50	0,56	1,89	9,60	0,75	1,93	7,87	0,72	1,84	6,96
	40-60	0,33	1,95	13,58	1,71	1,75	11,26	0,95	8,04	11,82	0,94	1,98	11,04
Цеолизированный навоз (350 г/сут), 50 т/га	0-20	1,21	8,86	12,55	2,14	4,13	12,59	1,90	6,96	12,33	1,88	4,00	12,09
	20-40	0,43	2,14	10,22	0,48	1,90	10,09	0,60	1,54	7,87	0,63	1,50	6,82
	40-60	0,40	2,68	11,47	0,63	1,67	12,85	0,88	1,60	12,61	0,80	1,56	11,99
Цеолиз, 900 кг/га	0-20	0,76	4,39	11,39	1,19	3,89	10,38	1,20	2,75	10,66	1,22	2,48	10,34
	20-40	0,40	3,20	9,34	0,53	1,93	10,06	0,91	2,04	7,70	0,90	1,96	7,45
	40-60	0,50	2,07	12,83	0,43	1,27	11,86	0,90	1,60	13,32	0,90	1,53	13,03

тизированной навоза, цеолита и органических удобрений обеспечивает переход дерново-подзолистой почвы в группу среднеобеспеченных данным элементом. Присутствие большой дозы цеолита в цеолитизированном навозе (доза кормления коров 350 г/сут) обеспечивает более высокое содержание водорастворимого калия. Этот эффект, по-видимому, связан с закреплением калия удобрений в решетке цеолита в первые сроки опыта и с постепенной отдачей в дальнейшем. Большее количество цеолита в почве способствует и большему закреплению калия из удобрений.

Действие подстилочного навоза на почву было более эффективным в первый год исследования; весной следующего года содержание водорастворимого калия стало ниже, чем в вариантах с цеолитизированным навозом. При внесении чистого цеолита в дозе 900 кг/га происходит незначительное увеличение водорастворимого калия по сравнению с контрольным вариантом, что связано с низким содержанием водорастворимой формы калия в составе цеолита.

Таблица 7.13. Влияние клиноптилолита на содержание форм калия дерново-подзолистой почвы в условиях модельного опыта

Варианты	Фракции клинопти- лолита, мм	Калий		
		необменный (по Пчелкину)	обменный	водорас- творимый
		мг на 100 г почвы		
1-й срок				
Контроль		14,3	3,0	1,8
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-3	14,6	4,0	1,4
Кл. 2 г / 100 г почвы	1-3	16,1	6,3	1,3
Кл. 4 г / 100 г почвы	1-3	17,8	10,6	0,8
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-0,5	15,5	5,9	1,3
Кл. 1 г / 100 г почвы	< 0,5	16,0	4,9	1,6
2-й срок				
Контроль		14,6	6,7	1,9
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-3	12,6	8,5	1,4
Кл. 2 г / 100 г почвы	1-3	13,4	9,1	1,2
Кл. 4 г / 100 г почвы	1-3	14,4	26,9	1,0
Кл. 1 г / 100 г почвы	1-0,5	12,9	9,2	1,4
Кл. 1 г / 100 г почвы	< 0,5	12,9	8,5	1,3

Изучение влияния цеолита на калийное состояние дерново-подзолистой почвы в условиях модельного опыта (табл. 7.13) показало, что применение чистого цеолита на почве с низким содержа-

нием обменной формы калия вызывает первоначально ухудшение калийного режима в связи с фиксацией цеолитом ионов калия.

Анализ влияния дисперсности цеолита на фиксацию калия дает возможность предположить, что с уменьшением размера фракций цеолита уменьшается степень фиксации, что связано с возможным разрушением каналов в структуре цеолита при механическом воздействии в процессе дробления.

Изменение режима обменного калия в варианте с внесением удобрений в виде подстилочного и цеолитизированного навоза показывает, что содержание подвижных форм калия варьирует сильнее по сравнению с контролем, что, вероятно, связано со смещением калийного равновесия в сторону образования легкорастворимых форм при внесении органических удобрений. Поддержание же определенного равновесия калийного уровня в почве определяется направленностью процессов мобилизации – фиксации калия.

Особенно это касается дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава, десорбирующих калий значительно интенсивнее, чем другие почвы (Середина, 1984). В соответствии с существующими представлениями (Минкин и др., 1982) реакция катионного обмена, т.е. десорбция калия в почвенный раствор, осуществляется в следующие пять стадий: 1) перемещение иона из внешнего раствора к поверхности твердой частицы; 2) перемещение иона внутри твердой фазы ППК к точке обмена; 3) химическая реакция обмена катионов; 4) перемещение вытесненного иона внутри твердой фазы от точки обмена к поверхности ППК; 5) перемещение вытесненного иона от поверхности ППК во внешний раствор. Т.А. Соколова с соавт. (1999), изучая кинетику вытеснения легкообменного калия из дерново-подзолистых почв различного гранулометрического состава в условиях лабораторного эксперимента, установили, что вытеснение легкообменного калия кальцием не является мгновенным процессом и требует времени порядка пяти часов для почв песчаного гранулометрического состава. В суглинистых дерново-подзолистых почвах за промежуток времени около семи часов было вытеснено только 40–60 % легкообменного калия, т.е. состояние равновесия не было достигнуто. Калий, поступив в раствор, может использоваться растениями, но часть его (большая или меньшая) в зависимости от условий может просачиваться вниз по профилю, т.е. калий теряется из почвы в результате инфильтрации.

Значительных размеров эти потери достигают на почвах легкого гранулометрического состава. По данным А.П. Щербакова и И.Д. Рудого (1983), среднее количество калия, вымытого из почвы, в условиях нечерноземной зоны составляет 7 кг/га, в черноземной зоне – 4,0 кг/га. Особенно ярко процесс выщелачивания калия проявляется в таежных почвах, в то время как фиксация калия в почвенном профиле за счет сорбции и осаждения затруднена в связи с низкой поглотительной способностью почв в кислых условиях и высокой растворимостью большинства солей щелочных металлов, в том числе и калия (Середина, 1984; Красильников, Фомин, 2000).

Можно констатировать, что для дерново-подзолистых почв, особенно легкого гранулометрического состава, характерны не только малое содержание обменного калия, но и более высокая его подвижность, что, в свою очередь, обуславливает и более высокую скорость использования доступного калия растениями. Так, содержание обменного калия в осенний период первого года исследования заметно снижается, что связано с превышением скорости поглощения обменного калия корневой системой растений над скоростью высвобождения его из необменной формы. Весной следующего года происходит увеличение обменной формы калия: максимальные значения отмечаются в вариантах с внесением подстилочного и цеолитизированного навоза.

При внесении цеолита в почву в условиях лабораторного эксперимента (см. табл. 7.13) наблюдалась общая тенденция повышения содержания обменного калия независимо от дисперсности фракций цеолита, что подтверждается также данными полевого опыта. Причем во второй срок компостирования почвы с цеолитом значения обменного калия увеличиваются в большей степени по сравнению с первым сроком, что, вероятно, связано с переходом калия из необменного состояния в обменное под влиянием фиксации цеолитом водорастворимого калия почвы.

В соответствии с исследованиями ряда значительная часть калия в общем выносе приходится на долю его необменной формы. Еще К.К. Гедройц в 1912 г. показал принципиальную возможность перехода необменного калия в обменный. Известны также работы (Сokolova, 1987; Носов и др., 1997), из которых следует, что обменный калий удобрений при его избытке может фиксироваться в необменной форме.

Возможна и обратная трансформация, т.е. переход фиксированного калия в легкоподвижные формы. В.И. Кобзаренко (1999), исследуя почвы Московской области, отмечает, что при содержании в 100 г почвы контрольных вариантов 6,8 мг подвижного калия растения использовали из почвы за семнадцать лет 583 кг/га K_2O , что превысило исходное содержание калия в почве почти в 30 раз. Заметных изменений в содержании подвижных форм калия за этот период не наблюдалось. Это происходило как за счет мобилизации резервов калия подпахотных горизонтов, так и постепенной трансформации менее подвижных форм калия в подвижные. Переход калия из необменных форм в обменную происходит в разных условиях по-разному. Переход природного фиксированного калия в обменное состояние связан с большой затратой энергии и совершается гораздо медленнее, чем переход искусственно фиксированного. Он связан с разрушением и видоизменением тетра- и октаэдрической основы кристаллической решетки, в результате чего часть ионов фиксированного калия удерживается кристаллической решеткой с меньшей силой (Beckett, 1971).

Значительное увеличение (до 20 мг на 100 г почвы) необменного калия, гидролизуемого 2 н. HCl , наблюдалось в варианте с внесением подстилочного навоза. В остальных вариантах произошло слабое увеличение данной формы калия по сравнению с контролем. Как известно, между обменной и необменной формами калия полного соответствия не существует. Т.А. Соколова (1987) указывает, что это связано, во-первых, с прочной фиксацией части необменного калия, который может не раствориться в кислотах даже при нагревании; во-вторых, с переходом в кислотную вытяжку калия легковыветривающегося, т.е. калия, унаследованного от породы. Необменный калий можно рассматривать как резерв запасов усвояемых соединений калия в почве. Однако возможность использования этого калия невелика и, как указывает ряд авторов (Соколова и др., 1998), меняется в зависимости от типа почв и их гранулометрического состава.

Для более полной характеристики обеспеченности почв калием недостаточно оценки его обменной формы, потому что эмпирический и произвольный характер многих методов, как отмечает Н.А. Канунникова (1989), не всегда удовлетворяет практические исследования. Известны теоретически обоснованные методы определения на основе химической термодинамики. Термодинамические

потенциалы реакций характеризуют их направление и состояние равновесия, они позволяют моделировать почвенные процессы и прогнозировать действие удобрений.

На основе полученных экспериментальных данных (табл. 7.14) установлено, что свободная энергия Гиббса дерново-подзолистой почвы опытного участка составляет -5047 кал, что, согласно классификации Вудруффа (Woodruff, 1955), характеризует обеспеченность данной почвы как более чем недостаточную.

Таблица 7.14. Концентрация, активность ионов калия и калийный потенциал в условиях полевого опыта с цеолитизированными удобрениями

Варианты опыта	Сроки отбора образцов					
	1987 г.			1988 г.		
	$C_{K^+} \cdot 10^{-5}$, моль/л	$a_{K^+} \cdot 10^{-1}$	КП	$C_{K^+} \cdot 10^{-5}$, моль/л	$a_{K^+} \cdot 10^{-3}$	КП
Контроль	0,61	0,57	3,61	0,54	0,51	3,72
Подстильный навоз, 50 т/га	0,66	0,63	3,58	0,54	0,51	3,72
Цеолитизированный навоз (200 г/сут), 50 т/га	0,87	0,82	3,52	0,54	0,54	3,58
Цеолитизированный навоз (350 г/сут), 50 т/га	1,30	1,22	3,35	0,56	0,61	3,52
Цеолит, 900 кг/га	1,66	1,56	3,23	0,72	0,68	3,49

Предложенная Ю.В. Дараган (1985) группировка обеспеченности растений усвояемым калием также указывает на очень низкую обеспеченность калием растений, произрастающих на дерново-подзолистых почвах.

Исследование калийного потенциала в условиях полевого опыта показало снижение значений $pK - 0,5$ pCa под влиянием цеолита, что свидетельствует об улучшении калийного состояния данных вариантов. Наибольший эффект отмечен на вариантах с внесением цеолитизированного навоза в первый год его действия: наблюдается значительное уменьшение калийного потенциала (3,23) по сравнению с контролем (3,61). Одновременно происходит увеличение активности ионов калия. Известно, что доступность калия минералов значительно повышается при насыщенности питательной смеси катионами. Так, в опыте Ф.В. Чирикова (1956) по изучению усвояемости калия цеолита показано, что когда цеолит, насыщенный калием,

находится вместе с катионами питательной смеси, то в этом случае калий его превосходно усваивается растениями. Динамика калийных потенциалов в последующие периоды исследований указывает на возможную стабилизацию активности ионов калия почвенного раствора.

Согласно данным И.П. Дерюгина, Н.А. Канунниковой (1985), Г.М. Юрьевой, К.Г. Крейера (1985), М.Ш. Шаймухаметова и др. (1991, 2003), изучавших дерново-подзолистые почвы, рК – 0,5 рСа слабоокультуренных почв находится в пределах 3,15–3,30. Калийные потенциалы изученных дерново-подзолистых почв имеют еще более высокие значения, что указывает на неблагоприятные условия калийного питания растений. Известно, что чем больше калийный потенциал, тем больше энергии необходимо затратить, чтобы вытеснить обменный калий почвенного поглощающего комплекса катионом Ca^{2+} . Как указано в работе Lindsay (1980), существует взаимосвязь интенсивного и емкостного факторов подвижности химических элементов с химическим равновесием почвенных процессов – адсорбцией и растворимостью труднорастворимых соединений почвы. Показатель интенсивности – концентрация элемента в почвенном растворе – определяет его доступность на данный момент. Показатель емкости определяет способность твердой фазы пополнять концентрацию элемента при ее уменьшении. Если из трех присутствующих в почве минеральных компонентов (А, В, С) один является более растворимым (А), то он будет контролировать уровень концентрации элемента до тех пор, пока весь не перейдет в раствор. При этом минералы В и С, находясь в перенасыщенном растворе, будут медленно выпадать в осадок. Через некоторое время равновесную концентрацию в растворе станут определять они. Вместе с труднорастворимыми минералами контроль за составом ионов ведет механизм адсорбции ионов: большему количеству адсорбированных ионов в данной почве соответствует более высокая концентрация их в растворе. Критический уровень в оценке обеспеченности почвы элементами питания, в частности калием, определяет интенсивный показатель. Показатель же емкости, вероятно, не несет в этом случае достаточную информацию о доступности химических элементов растениям. Понижение значения калийного потенциала в год внесения цеолита говорит о снижении энергии вытеснения и о выходе иона калия из обменных позиций в раствор. Одновременно изменя-

ется состав почвенного поглощающего комплекса, связанный с закреплением Ca^{2+} , что свидетельствует об увеличении емкости катионного обмена исследуемой почвы. Работами некоторых ученых (Барбалис, Бейнаре, 1968; Медведева, 1968) установлена четкая зависимость между активностью ионов калия и содержанием калия в почвенном растворе, калийным потенциалом, количеством гумуса. Зависимость между активностью K^+ и содержанием данного иона подтверждается результатами исследований: с увеличением концентрации калия в почвенном растворе происходит повышение активности ионов калия, вместе с тем значения калийного потенциала закономерно уменьшаются.

Различные почвы при близких значениях калийного потенциала могут обладать неодинаковой способностью противостоять изменению калийного потенциала под влиянием растительности. Более полную характеристику калийного состояния почвы и обеспеченности растений калием дает величина потенциальной буферной способности почв относительно калия, т.е. способность поддерживать калий на определенном уровне, независимо от выноса калия растениями или внесения с удобрениями. Следовательно, характеристика доступности калия растениям включает в качестве одного из критериев потенциальную буферную способность, которая характеризует ответную реакцию почвы при разных системах удобрения и мелиорации в виде изменения PBC^{K} .

Для изученной дерново-подзолистой почвы, в соответствии с исследованиями И.П. Куйбышевой (1985), выявлен III тип кривой PBC^{K} , форма которого близка к S-образной. Такая форма кривой PBC^{K} свидетельствует о наличии двух типов неспецифических позиций в изучаемых почвах, которые связаны с присутствием в составе илистых фракций монтмориллонита и вермикулита или разбухающих минералов групп монтмориллонита, имеющих разный заряд. Определение значений PBC^{K} в условиях опыта показало устойчивое повышение буферной способности почв всех вариантов по сравнению с контролем (табл. 7.15).

Максимальное увеличение PBC^{K} , достигающее $40 (\text{мг} \cdot \text{экв} / 100 \text{ г}) \cdot (\text{моль} / \text{л})^{-0.5}$, наблюдается в варианте с внесением цеолита, что более чем в 1,3 раза выше PBC^{K} дерново-подзолистой почвы. Причем это увеличение происходит постепенно, что связано с пролонгирующим действием цеолита.

Таблица 7.15. Потенциальная буферная способность почв в отношении калия в условиях полевого опыта с цеолитизированными удобрениями

Варианты опыта	Сроки отбора образцов					
	1987 г.			1988 г.		
	$-\Delta K_0$, мг-экв/ 100 г почвы	$AR_0 \cdot 10^{-2}$, моль/л ^{0,5}	ПБС ^к	$-\Delta K_0$, мг-экв/ 100 г почвы	$AR_0 \cdot 10^{-2}$, моль/л ^{0,5}	ПБС ^к
Контроль	0,06	0,19	31	0,07	0,24	29
Подстилочный навоз, 50 т/га	0,08	0,24	33	0,09	0,26	35
Цеолитизированный навоз (200 г/сут), 50 т/га	0,11	0,22	50	0,12	0,22	54
Цеолитизированный навоз (350 г/сут), 50 т/га	0,13	0,22	60	0,14	0,21	66
Цеолит, 900 кг/га	0,10	0,25	40	0,11	0,25	44

В заключение следует отметить, что изученные природные цеолиты имеют высокую ёмкость катионного обмена, превышающую во много раз показатели легкосуглинистых дерново-подзолистых почв. Минералы группы цеолита имеют благоприятный химический состав и содержат в обменно-поглощенном состоянии дефицитные для легких почв элементы – кальций, калий и магний. Можно отметить положительное влияние цеолита Пегасского месторождения на свойства дерново-подзолистой почвы, выраженное в повышении содержания обменных катионов, увеличении степени насыщенности почв основаниями, понижении гидролитической кислотности, а также в нормализации кислотного режима. Результаты исследований указывают на целесообразность использования клиноптилолита Пегасского месторождения в целях оптимизации калийного состояния дерново-подзолистых почв и увеличения доступных для питания растений форм калия. Однако внесение цеолитизированного навоза является наиболее предпочтительным как по сравнению с подстилочным навозом, действие которого на дерново-подзолистых почвах легкого гранулометрического состава в силу промывного

водного режима и элювиально-иллювиальных процессов не долго-временно, так и по сравнению с чистым цеолитом, который фиксирует ионы калия почвенного раствора, особенно в первое время, несколько ухудшая калийный режим почв. Таким образом, цеолиты могут служить в качестве мелиорантов кислых почв; они также являются удобрениями пролонгированного действия.

Глава 8. КАЛИЙ В ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВАХ

Нефть в настоящее время – один из самых распространенных загрязнителей природной среды. Она содержит, помимо собственно нефтяного вещества, попутную пластовую воду, находящуюся с нефтью в различных соотношениях. Вследствие этого образуется комплексный загрязнитель, воздействие которого на почвы и другие компоненты ландшафта определяется количеством, составом и свойствами как органических, так и неорганических соединений (Солнцева, Пиковский, 1980; Гольдберг и др., 2001; Середина и др., 2006). Сами нефти в своём составе несут признаки, указывающие на связь с гидротермальными минералообразующими растворами. К их числу относятся, например, наличие в нефтях многих металлов и других элементов: S, O, P, V, K, Na, Ni, Si, Ca, Fe, Mg, Al, Mn, Pb, Ag, Au, Cu, Ti, U, Su, As. В подавляющем большинстве нефтяных месторождений в нефтеносных пластах воды имеют повышенную минерализацию – это или соленая вода (10–50 г/л), или рассолы (свыше 100 г/л). Все нефтяные воды исключительно хлоридные. Преобладающими катионами являются Na или Ca (Пиковский, 1993).

Изменение и трансформация экосистем в результате добычи нефти носят региональный характер. Территории нефтепромыслов Западной Сибири занимают площади в десятки и сотни квадратных километров, причем большая часть этих территорий изъята из сельскохозяйственного землепользования. Общей особенностью нефтедобывающих районов, как указывают Н.П. Солнцева и Е.М. Никифорова (1988), Н.П. Солнцева (2002), является формирование обширных региональных геохимических полей повышенных концентраций органического углерода нефтяного происхождения. Исследования воздействий нефти на почвенный покров относятся в основном к районам европейской части России. Западная Сибирь является одним из регионов России, богатых топливными ресурсами, в

частности нефтью и газом. Открытие новых месторождений и увеличение объемов добычи нефти на территории Западной Сибири приводят к усилению техногенной нагрузки на все компоненты экосистем, в том числе и на почвы (Горникова, Середина, 1985; Славина и др., 1989; Середина, Андреева, 2002; Середина, 2003).

Загрязнение природной среды нефтью органическими поллютантами в условиях нефтяных месторождений Западной Сибири вызывает резкие ответные реакции во всех компонентах экосистем, в том числе и в почве. Под влиянием нефтяного загрязнения почва становится токсичной (Снакин и др., 1993). В значительной мере изменяются её свойства (Огородников и др., 2000; Середина, 2003; Середина и др., 2006–2008; Экологическое сопровождение..., 2006; Середина, Непотребный, 2009, 2011), что на многие годы приводит к потере плодородия почв. Актуальность этой проблемы стоит остро ещё потому, что почвы северных районов наиболее ранимы: период их восстановления очень длителен, что связано с замедленным темпом естественных биогеохимических процессов (Волобуев, 1973; Середина и др., 2010). Повышенная восприимчивость к загрязнению сибирских почв нефтью и нефтепродуктами связана с тем, что интенсивность процесса биodeградации нефти прямо пропорциональна количеству поступающего в почвы тепла и наличия в них элементов питания.

Для ведения целенаправленного восстановления первоначальных свойств почв необходимо изучение всех последствий нефтяного загрязнения, в том числе и влияние нефти на пищевой режим. Калийное состояние почв, подверженных воздействию данного техногенного загрязнителя, представляет особый интерес, поскольку в питании растений калию принадлежит ведущая роль.

8.1. Изменение основных параметров калийного состояния почв под влиянием нефти в природных условиях

Влияние загрязнения нефтью на режим калия в природных условиях изучалось с помощью сравнения техногенных почв с их фоновыми аналогами. Исследования включали сопряженный анализ калийного состояния загрязнённых и незагрязнённых почв (фоновые аналоги), представленных подзолистыми и аллювиальными лугово-болотными почвами территорий нефтепромыслов в пределах Том-

Таблица 8.1. Изменение некоторых параметров калийного состояния аллювиальной лугово-болотной почвы под воздействием нефти

Горизонт	Глубина, см	Обменный калий, мг-экв/100 г	Концентрации ионов			$\alpha_K \cdot 10^{-5}$	$\alpha_{Ca}^{2+} \cdot 10^{-3}$	Ионная сила, $\mu \cdot 10^{-3}$	КП	-ΔК _с , мг-экв/100 г	AR _с · 10 ⁻³ (моль/л) ^{0,5}	ПБС ^к
			$C_K \cdot 10^{-5}$		$C_{Ca}^{2+} \cdot 10^{-3}$							
			моль/л									
Аллювиальная лугово-болотная тяжелосуглинистая (фоновая), р. 52												
A _{Fe}	0-11	0,35	11,50	2,52	10,46	1,72	4,7	2,60	0,30	3,8	79	
B _{Fe}	16-26	0,40	9,20	2,08	8,45	1,47	3,7	2,65	0,37	2,9	128	
B _{2Fe}	40-50	0,20	3,07	1,26	2,87	0,96	3,9	3,04	0,05	1,4	36	
BC _{Fe}	65-75	0,11	3,83	1,20	3,58	0,92	3,9	2,92	0,06	2,5	24	
C _{Fe}	105-115	0,18	7,16	1,22	6,70	0,93	3,3	2,65	0,15	4,0	37	
Аллювиальная лугово-болотная легкосуглинистая (загрязненная), р. 51												
A _{Fe}	0-11	0,27	6,39	1,56	5,93	1,16	7,6	2,75	0,23	7,1	32	
B _{Fe}	16-26	0,21	3,83	1,22	3,58	0,93	6,3	2,92	0,06	2,0	30	
B _{2Fe}	40-50	0,18	6,14	1,28	5,73	0,97	3,8	2,79	0,15	3,2	47	
BC _{Fe}	65-75	0,11	4,34	1,32	4,05	1,32	3,6	2,88	0,07	3,0	23	
C _{Fe}	105-115	0,30	10,99	1,08	10,31	0,84	3,7	2,44	0,32	4,2	76	

ской области (средняя тайга). При анализе почв соблюдалось требование максимальной однородности факторов почвообразования – почвообразующих пород, элементов рельефа и характера растительности.

Для характеристики калийного режима почв, загрязнённых нефтью, наряду с общепринятым определением различных форм калия использовались и такие термодинамические показатели, как калийный потенциал ($pK - 0,5 pCa$) и потенциальная буферная способность почв в отношении калия (ПБС^К). Указанные показатели не только характеризуют подвижность калия в почвах, но и позволяют выявить способность почв противостоять трансформациям в отношении соединений калия при действии на них техногенных факторов.

Данные по основным термодинамическим параметрам (табл. 8.1) указывают на достаточно высокие значения калийного потенциала в фоновых (незагрязнённых нефтью) аллювиальных почвах, что в соответствии с градацией Вудруффа (Woodruff, 1955) отражает недостаточную обеспеченность этих почв доступными для растений формами калия. Наибольшими значениями ионной силы раствора, активностей ионов K^+ и Ca^{2+} и вместе с тем меньшими значениями калийного потенциала характеризуются верхние горизонты аллювиальных почв, что свидетельствует о меньшей энергии адсорбционных мест калия в ППК гумусово-аккумулятивных горизонтов.

Нефть оказывает негативное влияние на калийное состояние почв. Под ее воздействием уменьшается содержание обменных форм калия и, как следствие этого, увеличивается необменная адсорбционная способность аллювиальных почв (Огородников, Середина, 1999). Наиболее чувствительным показателем изменения калийного состояния почв, оказавшихся в зоне нефтяного загрязнения, является активность ионов калия (Seredina, Protopopov, 2000). В условиях загрязнения почв нефтью интенсивность десорбции ионов калия падает, что значительно снижает концентрацию и практически двукратно уменьшает в почвенном растворе активность ионов калия. Таким образом, вследствие снижения концентрации калия и обменных его форм происходит одновременное увеличение значений калийного потенциала, что свидетельствует об ухудшении условий калийного питания растений в загрязнённых нефтью почвах. Говорить в таком случае об изменениях свободной энергии в реакции

обмена $2K_p^+ + Ca_n^{2+} \leftrightarrow 2K_n + Ca_p^{2+}$ в сторону увеличения сорбции подвижного K^+ и десорбции Ca^{2+} как основной причине повышения значений активности иона K^+ , по-видимому, не следует, так как увеличения концентрации и активности иона Ca^{2+} в загрязненных почвах не наблюдается.

Показатели буферных свойств почв относятся к её фундаментальным признакам. Почвенный буферный механизм играет роль посредника взаимосвязи между внешними воздействиями на почву и составом жидкой, газообразной и твердой фаз почвы. Н.П. Солнцева (1982) указывает, что буферность отдельных частей профиля почв различна. При этом верхние горизонты оказываются более устойчивыми к данному типу нагрузок, но обладают менее высокой активностью восстановления, в то время как нижние горизонты, являясь изначально менее устойчивыми к техногенным воздействиям, восстанавливаются быстрее. Как указывает Н.А. Канунникова (1989), буферная способность почвы в отношении данного элемента тем выше, чем сильнее его ион адсорбируется почвой.

Потенциальная буферная способность в отношении калия (ПБС^K) не загрязненных нефтью аллювиальных почв колеблется от 79 до 128 (мг-экв/100 г) · (моль/л)^{-0,5}, что находится в пределах, установленных ранее для аллювиальных почв поймы Оби (Середина, Ревушкина, 1986). Форма кривых ПБС^K в профиле исследованных почв близка к S-образной, что, согласно И.П. Куйбышевой (1985), связано с наличием нескольких типов неспецифических обменных позиций, свойственных разбухающим минералам группы монтмориллонита с разным зарядом, преобладающим в минералогическом составе илистой фракции почв поймы долины Оби (Балабко, Чижикова, 1974).

Нефть оказывает определенное влияние и на такие величины, как подвижность калия в почвах ($-\Delta K_0$) и равновесная активность (AR_0). Под воздействием нефтяного загрязнения в почвах происходит возрастание значений AR_0 , тогда как содержание подвижного калия ($-\Delta K_0$) явно понижается (см. табл. 8.1). Это связано с тем, что под влиянием нефти происходит блокирование неспецифиче-

ских обменных позиций лабильных минералов, что приводит к уменьшению значений $-\Delta K_0$ и, соответственно, величины ПБС^К. В этой связи следует отметить, что при изучении морфологических признаков загрязненных нефтью почв отмечается увеличение количества железистых новообразований. Одной из причин повышенной ожезненности, как указывают Н.П. Солнцева и Ю.И. Пиковский (1980) и Н.П. Солнцева (1982), является дополнительное поступление железа из нефтяной эмульсии.

Известно (Соколова, 1987), что при сходном составе силикатной фазы почв потенциальная буферная способность илистых фракций может существенно снижаться при высоком содержании несиликатных форм железа и алюминия, блокирующих обменные позиции. Рассматривая $-\Delta K_0$ как количество непосредственно доступного для растений калия, занимающего неспецифические позиции в ППК, следует отметить, что верхняя часть профиля загрязненных нефтью почв характеризуется меньшими значениями обменного калия по сравнению с верхними горизонтами фоновых аналогов. Таким образом, сравнение свойств загрязненных нефтью почв с их фоновыми аналогами позволяет говорить о том, что нефть специфически воздействует на многие характеристики калийного режима почв, приводя к трансформации отдельных форм калия и ухудшению основных термодинамических показателей.

8.2. Изменение основных параметров калийного состояния почв под влиянием нефти в модельных условиях

Поскольку в нативных условиях на почвы одновременно воздействует множество различных факторов, довольно сложно понять, какой вклад в изменение калийного состояния почв вносит каждый из них. В связи с этим влияние нефти на некоторые показатели физико-химических свойств и основные параметры калийного состояния почв исследовалось в условиях лабораторного моделирования, где возможно изучение каждого фактора в отдельности при строгом контроле других факторов. Для модельных опытов использовались почвы, свойства которых приведены в табл. 8.2.

Состояние почвы характеризуют химические свойства различной природы и количественной мерой их служат различные показа-

Таблица 8.2. Свойства образцов почв, использовавшихся в модельном опыте
Гранулометрический состав

Горизонт	Глубина, см	Размер частиц, мм, количество, %				Название по гранулометрическому составу			
		1-0,25	0,25-0,05	0,01-0,005	0,01-0,001				
		0,25	0,05	0,005	<0,001	>0,001			
Подзолистая грунтово-глеевая, р. 34									
A ₂	1-20	1,30	2,29	66,45	7,20	6,34	4,20	13,02	Суглинок легкий иловато-песчаный
A ₂	25-35	1,30	1,52	72,36	7,64	5,33	2,44	10,71	Супесь иловато-песчаная
Аллювиальная дерново-глеевая, р. 20									
A	0-14	0,36	9,34	41,48	10,48	11,76	26,60	51,16	Суглинок тяжелый иловато-крупнопылеватый

Физико-химические свойства

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	рН		Обменные катионы, мг-экв/100 г почвы		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г	ЕКО, мг-экв/100 г	Степень насыщенности основаниями, %	
			водный	солевой	сумма	Ca ²⁺ Mg ²⁺				
Подзолистая грунтово-глеевая, р. 34										
A ₂	10-20	2,88	4,70	4,3	14,90	11,30	3,60	17,6	33,25	46
A ₂	25-35	3,15	5,60	3,6	19,65	15,69	3,89	16,6	36,85	54
Аллювиальная дерново-глеевая, р. 20										
A	0-14	3,17	5,65	3,5	17,00	12,00	5,00	10,5	Не опр.	62
Дерново-подзолистая почва										
A ₁	0-15	Не опр.	Не опр.	5,4	5,77	4,12	1,65	4,9	17,90	54

тели. Одну группу составляют свойства почв, устойчивые к воздействию естественных и антропогенных факторов, другую – свойства, чутко реагирующие на любое изменение среды (Соколова и др., 1991). В естественных природных условиях в почвах складывается определённое, оптимальное для данной ситуации устойчивое соотношение между формами калия. При изменении этого соотношения (интенсивное потребление калия растениями, внесение удобрений, а тем более загрязнение нефтью) динамика и трансформация форм калия может протекать совершенно в ином направлении.

Таблица 8.3. Влияние нефтяного загрязнения на поведение форм калия в аллювиальной дерново-глеевой почве

Варианты опыта	Формы калия, мг/100 г	Сроки								
		10 дней		30 дней		45 дней		90 дней		
		M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	
Контроль (без нефти)	Об- мен- ный	3,14±0,27	17,3	7,08±0,28	7,8	9,19±0,51	11,1	4,61±0,44	19,2	
Нефть 5 г		2,94±0,16	10,7	7,80±0,28	7,1	6,02±0,31	10,2	5,44±0,17	6,4	
25 г		2,32±0,04	3,7	5,82±0,57	19,7	4,84±0,09	3,8	4,50±0,09	4,0	
25 г + NPK		3,74±0,24	12,7	9,39±0,35	7,5	6,25±0,21	6,7	7,69±0,08	2,0	
NPK		4,94±0,13	5,3	11,88±0,44	7,4	10,83±0,88	16,2	8,62±0,16	3,7	
Контроль (без нефти)		Необ- мен- ный (по Пче- лки- ну)	22,59±1,83	16,2	8,87±0,13	2,9	16,82±1,02	12,2	9,60±0,75	15,6
Нефть 5 г			16,09±0,30	3,7	5,70±0,26	9,1	17,26±1,87	21,6	8,55±0,44	10,3
25 г			14,36±0,15	2,1	5,72±0,45	15,8	17,09±1,61	18,9	6,35±0,51	16,2
25 г + NPK			11,12±2,17	39,1	6,01±1,42	47,4	16,17±0,60	7,4	10,04±0,08	1,6
NPK			16,93±1,06	12,5	5,09±0,82	31,1	19,83±1,07	10,8	7,39±0,06	1,6
Контроль (без нефти)	Водо- рас- тво- ри- мый		0,56±0,04	12,5	0,64±0,02	6,44	0,48±0,03	13,4	0,99±0,07	13,5
Нефть 5 г		0,44±0,04	19,8	0,52±0,03	9,7	0,42±0,04	17,4	0,90±0,06	14,3	
25 г		0,41±0,02	12,2	0,43±0,03	12,4	0,40±0,02	11,8	0,68±0,07	20,7	
25 г + NPK		0,56±0,06	19,9	0,74±0,05	13,5	0,59±0,09	31,6	0,96±0,07	14,1	
NPK		0,87±0,01	1,6	1,07±0,03	5,2	1,11±0,04	6,87	1,01±0,05	9,6	

Исследования, проведенные по изучению влияния нефтяного загрязнения на основные параметры калийного режима почв в условиях лабораторного моделирования, позволяют судить о том, что содержание основных форм калия (обменной, необменной и водорастворимой) изменяется как в зависимости от продолжительности взаимодействия нефти с почвой, так и от вариантов опыта (табл. 8.3).

С помощью однофакторного дисперсионного анализа установлено влияние фактора «варианты опыта» на некоторые характеристики калийного режима аллювиальной дерново-глеевой почвы (табл. 8.4).

Таблица 8.4. Результаты однофакторного дисперсионного анализа форм калия аллювиальной дерново-глеевой почвы

Статистический критерий Краскела-Уоллиса и уровень значимости	Обменный	Необменный	Водорастворимый
	мг/100 г почвы		
I срок (10 дней)			
Н	16,40	13,37	13,94
Р	0,002	0,010	0,007
II срок (30 дней)			
Н	17,37	9,39	17,65
Р	0,002	0,052	0,001
III срок (45 дней)			
Н	16,74	4,13	12,73
Р	0,002	0,388	0,013
IV срок (90 дней)			
Н	16,61	15,57	8,08
Р	0,002	0,004	0,089

Как следует из результатов дисперсионного анализа, непосредственного влияния нефти на изменение водорастворимой формы калия не обнаружено, хотя и прослеживается тенденция уменьшения его количества пропорционально увеличению степени загрязнения.

Это связано, вероятно, с тем, что в процессе загрязнения почв нефтью возможно блокирование наиболее легкодоступных обменных позиций на поверхности глинистых кристаллитов, в результате чего происходит своеобразная «консервация» калия нефтяными углеводородами. Как было указано выше, нефть содержит многие ме-

таллы в виде металлоорганических соединений. Можно предположить, что какая-то часть первоначально «законсервированного» калия затем входит в более сложные комплексы с углеводородами нефти. Использование в опыте минеральных удобрений существенно повышает количество водорастворимого калия, что подтверждается статистически. Это и естественно, так как из всех видов калийных удобрений наиболее подвижным является калий хлористых солей, который и был внесен в почву в составе NPK.

Учитывая, что нефтяное загрязнение в дозе 25 г на 100 г почвы приводит к уменьшению водорастворимого калия до минимального значения (0,88 мг/100 г), а удобрения существенно повышают его количество в незагрязненной почве (3,16 мг/100 г), то максимальные различия следовало ожидать между этими двумя вариантами опыта. Это подтверждается в процессе статистической обработки при использовании метода множественных сравнений.

Несколько по-иному протекает динамика обменного калия под влиянием нефтяного загрязнения. С усилением нефтяной нагрузки его количество постепенно уменьшается с 3,14 до 2,32 мг/100 г почвы. Многие авторы указывают на существование динамического равновесия между различными соединениями калия. При техногенном загрязнении почв происходит нарушение естественного равновесия между формами калия, наблюдаемое во все сроки, кроме второго (30 дней). В этом сроке можно проследить противоположную направленность динамики обменных и необменных форм, отражающую характер их взаимодействия. Так, величина обменного калия в первом сроке опыта в варианте с сильной степенью загрязнения составляет 2,32 мг/100 г почвы, а во втором сроке его содержание увеличивается в 2,5 раза. Одновременно с этим приблизительно во столько же раз уменьшается и количество необменного калия.

Как указывают некоторые авторы (Williams, Jenny, 1952), высвобождение калия зависит от сопутствующих ионов почвы. Аммоний, например, подавляет высвобождение калия из необменных форм, а ионы H^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} более энергично, чем NH_4^+ , замещают необменный калий. В работе Н.П. Солнцева и Ю.И. Пиковского (1980) указывается на возможность дополнительного поступления в почву кальция из нефтяной эмульсии. В связи с этим в первом сроке с увеличением дозы загрязнителя до 25 г на 100 г почвы наблюдает-

ся возрастание количества обменного кальция при одновременном уменьшении содержания обменных и необменных форм калия.

Следует подчеркнуть, что в начальный период загрязнения нефтью почва находится в неустойчивом состоянии, поэтому перестройка ее почвенного поглощающего комплекса происходит, очевидно, не сразу, а с течением времени. Так, в третьем сроке опыта (45 дней) под воздействием нефти увеличивается необменная адсорбционная способность аллювиальной дерново-глеевой почвы и, как следствие этого, статистически значимо уменьшается количество обменных форм калия (рис. 8.1). Это может объясняться еще и тем, что в данном сроке во всех вариантах опыта величина pH водной вытяжки достигает своего максимального значения. Как указывает Т.А. Соколова (1987), повышение pH может приводить к растворению прослоек гидроксида алюминия в минералах почвенных хлоритов, присутствующих во многих почвенных горизонтах.

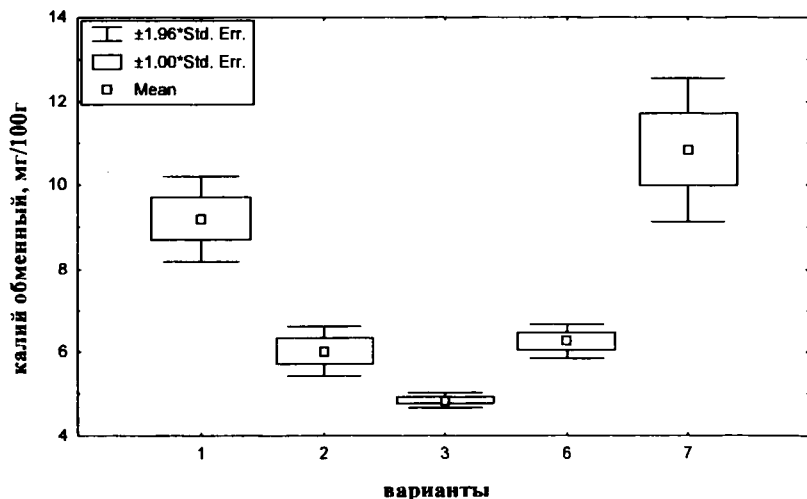


Рис. 8.1. Изменение величины обменного калия по вариантам опыта: 1 – контроль; 2 – 5 г нефти; 3 – 25 г нефти; 6 – 25 г нефти + NPK; 7 – NPK

В результате этого в межпакетных промежутках трехслойных силикатов освобождаются дополнительные обменные позиции, что

приводит к необменному поглощению калия. В.М. Ропот с соавт. (1986) также отмечают, что прочное связывание металлов в сильной степени зависит от pH почвенного раствора. Об этом свидетельствует довольно высокая корреляция между pH водной вытяжки и необменным калием ($r_s=0,63$, $p=0,008$), наблюдающаяся при длительной экспозиции опыта (45 дней).

Следует подчеркнуть, что при одинаковой дозе загрязнения (25 г нефти на 100 г почвы) количество обменного калия в этом сроке увеличивается по сравнению со вторым почти в 3 раза (рис. 8.2).

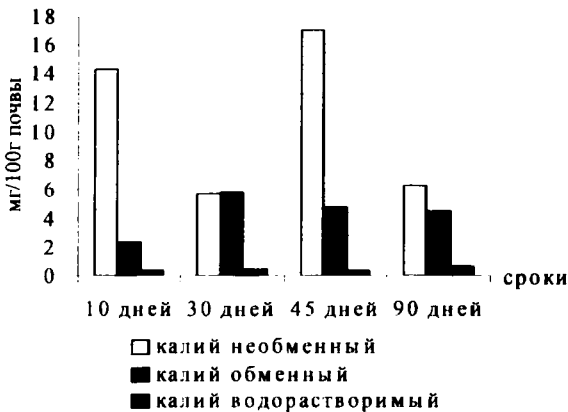


Рис. 8.2. Динамика форм калия в аллювиальной дерново-гумусовой почве (вариант с 25 %-ным загрязнением нефтью)

Как указывают С.М. Самосова с соавт. (1982), в первые сроки после загрязнения нефтью в почвах наблюдается подавление биохимической активности. Почвенная микрофлора является основным деструктором углеводов нефти. После адаптации к условиям загрязнения её численность увеличивается, но при этом обедняется видовое разнообразие (Исмаилов, 1982; Славнина и др., 1989). В результате интенсивного развития почвенной микрофлоры происходит усиленная иммобилизация минерального азота (Славнина и др., 1992), недостаток которого в почве может лимитировать процесс биodeградации при избытке органического углерода (Исмаилов, 1982).

Исследования многих авторов (Мукатанов, Ривкин, 1980; Seredina, Karimov, Protopopov, 1998; Огородников, Середина, 1999) показывают, что в загрязненных нефтью почвах резко ухудшаются водно-физические свойства, затормаживаются ферментативные реакции. Изучение окислительно-восстановительных условий свидетельствует о снижении окислительно-восстановительного потенциала в аллювиальной дерново-глеевой почве, загрязненной нефтяными углеводородами (табл. 8.5).

Таблица 8.5. Изменение окислительно-восстановительного потенциала в условиях модельного опыта, мВ

Варианты опыта	Сроки опыта		
	10 дней	30 дней	90 дней
Аллювиальная дерново-глеевая почва			
Контроль (без нефти)	298	315	281
Нефть 5 г	288	301	275
25 г	279	298	251
25 г + торф	276	276	280
Торф	253	280	259

Незагрязненная нефтью аллювиальная дерново-глеевая почва при оптимальных условиях характеризуется умеренно восстановительной обстановкой (290–320 мВ). Воздействие нефти приводит к интенсификации восстановительных процессов, что может быть обусловлено различными причинами: увеличением количества органических веществ в условиях повышенного увлажнения и ухудшающейся аэрации, возникновением специфических реакций между загрязняющим веществом и почвенной массой. Внесение в почву органических удобрений (торфа) способствует снижению величины ОВП, так как в этих условиях развитие микроорганизмов вызывает усиление восстановительных процессов.

Одновременно происходит ухудшение фосфатного и калийного режимов почв зоны нефтяного загрязнения и уменьшение содержания основных питательных элементов. При внесении минеральных удобрений наблюдается активизация почвенной микрофлоры, что в свою очередь способствует ускорению деструкции нефтяных углеводородов.

Как следует из результатов модельного опыта, влияние минеральных удобрений на фоне сильной степени загрязнения (25 %) проявляется не сразу. Очевидно, нефть замедляет действие азотно-фосфорно-калийных удобрений. Возможно, что уже во втором сроке (30 дней) наряду с пополнением почвенного раствора доступными формами элементов питания внесение удобрений (НРК) одновременно стимулирует деятельность микроорганизмов и частично снимает эффект негативного воздействия нефти. В четвертом сроке опыта наблюдается довольно резкое повышение количества водорастворимого калия (рис. 8.3), что, по-видимому, связано с деструкцией нефтяных углеводородов и переходом калия обменных позиций в почвенный раствор.

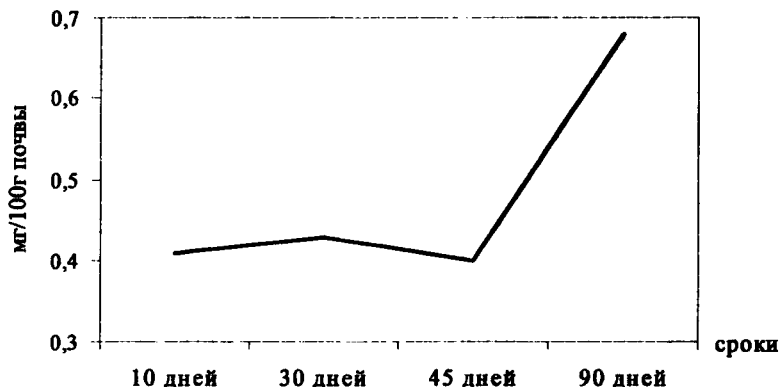


Рис. 8.3. Изменение водорастворимой формы калия в аллювиальной дерново-глеевой почве (вариант с 25%-ным загрязнением нефтью)

Это подтверждается уменьшением обменных и гидролизуемых 2 н. HCl форм калия в данном сроке, что лишний раз подчеркивает наличие существующего в природных условиях динамического равновесия между подвижными соединениями калия. Об этом свидетельствует наличие статистически значимых корреляционных зависимостей между некоторыми показателями калийного состояния аллювиальной дерново-глеевой почвы.

Следует отметить, что обменная и водорастворимая формы калия одинаково реагируют на внесение минеральных удобрений, об

этом свидетельствует и высокая положительная корреляция между этими величинами ($r_s=0,83$, $p=0,000$) (рис. 8.4).

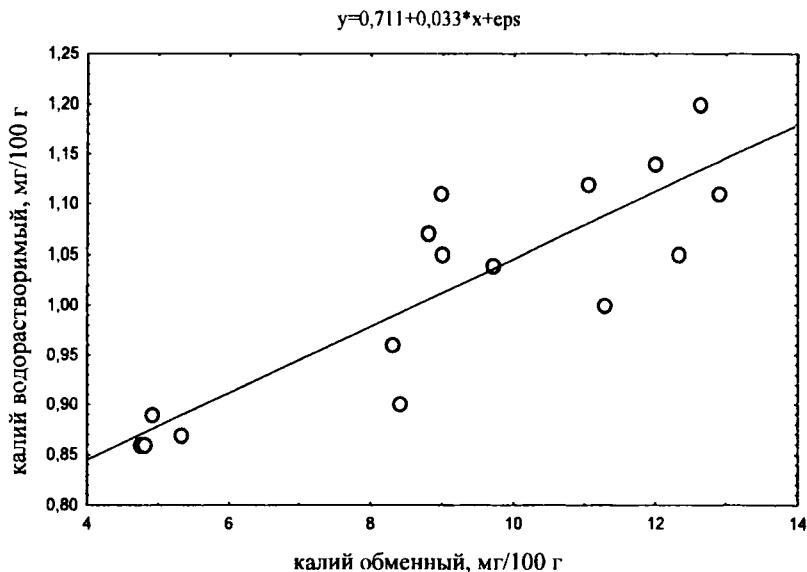


Рис. 8.4. Корреляционная зависимость между калием обменным и калием водорастворимым в варианте с NPK

Некоторые авторы (Канунникова, 1989; Соколова и др., 1991) указывают на то, что различные в генетико-классификационном отношении почвы по-разному реагируют на техногенное загрязнение. Результаты модельного опыта, проведенного на дерново-подзолистой почве по аналогичной схеме (табл. 8.6), подтверждают основные закономерности изменения форм калия, выявленные для аллювиальной дерново-глеевой почвы. Однако в ней ярче проявляется влияние нефти (особенно высоких доз) на поведение водорастворимых и обменных форм калия.

Отмеченные изменения в почвенном поглощающем комплексе дерново-подзолистой почвы в связи с загрязнением нефтью, также как и аллювиальной дерново-глеевой почвы, растянуты во времени и происходят постепенно (табл. 8.7).

Таблица 8.6. Влияние нефтяного загрязнения на поведение форм калия в дерново-подзолистой почве

Варианты опыта	Формы калия, мг/100 г	Сроки					
		10 дней		30 дней		45 дней	
		M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %
Контроль (без нефти)	Обменный	5,87±0,07	2,2	8,43±0,10	2,4	8,39±0,16	3,8
Нефть 5 г		6,86±0,04	1,2	6,63±0,06	1,7	8,09±0,08	1,9
25 г		4,43±0,04	1,6	4,68±0,02	0,9	5,23±0,03	1,3
25 г + NPK		8,80±0,16	3,7	6,77±0,25	7,4	8,00±0,11	2,8
NPK		12,31±0,07	1,2	12,55±0,08	1,2	11,72±0,12	2,1
Контроль (без нефти)		Необменный (по Пчелкину)	33,65±1,30	7,7	33,25±0,43	2,6	36,68±0,90
Нефть 5 г	31,20±1,06		6,8	32,49±0,18	1,1	35,70±0,77	4,3
25 г	27,42±0,82		5,9	28,95±0,38	2,6	35,70±1,01	5,6
25 г + NPK	29,71±0,59		4,0	32,99±0,33	2,0	40,36±0,12	0,6
NPK	35,70±0,52		2,9	36,19±0,53	2,9	41,37±0,39	1,9
Контроль (без нефти)	Водорастворимый		2,43±0,03	2,4	2,53±0,00	0,4	4,03±0,21
Нефть 5 г		2,11±0,03	3,1	2,24±0,06	5,3	3,30±0,04	2,6
25 г		1,04±0,01	2,4	0,88±0,00	1,1	1,19±0,05	8,9
25 г + NPK		1,44±0,02	2,3	1,67±0,06	7,6	2,20±0,12	10,5
NPK		2,55±0,02	1,5	3,16±0,03	1,8	4,91±0,11	4,6

Так, статистически значимое влияние нефти на величину обменного калия обнаруживается через месяц после загрязнения: оно выражается в снижении количества обменного калия в варианте с высокой дозой нефти (25 г на 100 г почвы) по сравнению с контролем. В этом же варианте при компостировании почвы в течение 30 дней по сравнению с менее длительной экспозицией опыта происходит незначительное увеличение обменных и необменных соединений калия и уменьшается количество водорастворимых форм.

Таблица 8.7. Результаты однофакторного дисперсионного анализа форм калия дерново-подзолистой почвы

Статистический критерий Краскела – Уоллиса и уровень значимости	Обменный	Необменный	Водорастворимый
	мг/100 г		
I срок (10 дней)			
Н	18,30	14,14	18,22
р	0,001	0,007	0,001
II срок (30 дней)			
Н	17,64	15,53	18,39
р	0,001	0,004	0,001
III срок (90 дней)			
Н	16,36	16,96	18,28
р	0,003	0,002	0,001

Внесение минеральных удобрений оказывает влияние на содержание доступных для питания растений соединений калия. По сравнению с контролем в вариантах с минеральными удобрениями отмечается статистически значимое увеличение обменных его форм.

Использование минеральных удобрений на фоне высокой дозы загрязнения нефтью (25 %) оказывает наибольшее действие в первый срок опыта, сглаживая отрицательное влияние нефти на калийный режим почвы. Эта закономерность наиболее четко отмечается в первый срок опыта и проявляется в значительном (почти в 2 раза) увеличении содержания обменного калия в варианте 25 г нефти + NPK по сравнению с контролем. Положительное действие NPK на состояние необменного и водорастворимого калия проявляется лишь при длительном компостировании почвы (45 дней). Возможно, в это время интенсифицируется деятельность почвенных микроорганизмов, разрушающих углеводороды нефти; при этом освобождается часть обменных позиций почвенного поглощающего комплекса и происходит перегруппировка форм калия.

Результаты проведенного опыта на дерново-подзолистой почве свидетельствуют о неоднозначном поведении различных форм калия в условиях техногенного загрязнения. Так, наиболее сильное и статистически значимое влияние нефтяное загрязнение оказывает на содержание водорастворимой формы калия, поскольку на фоне высокой дозы нефти оно прослеживается во все сроки опыта. При этом следует отметить, что в отличие от более доступных растениям

форм калия – обменной и водорастворимой, данный техногенный загрязнитель не оказывает значимого влияния на величину необменного калия.

Для характеристики калийного режима почв, загрязненных нефтью, наряду с общепринятыми формами калия были определены и такие термодинамические показатели, как активность ионов кальция и калия, калийный потенциал и потенциальная буферная способность почв в отношении калия (табл. 8.8).

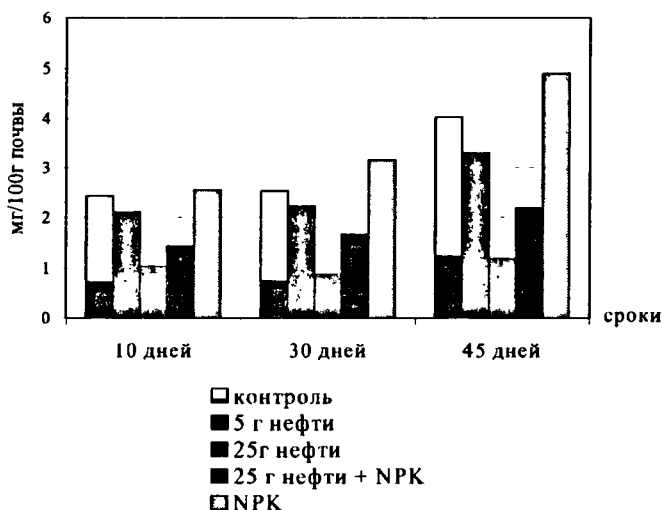


Рис. 8.5. Изменение водорастворимого калия по вариантам опыта

В условиях лабораторного моделирования выявлено влияние фактора (варианты опыта) на все термодинамические показатели калийного состояния аллювиальной дерново-глеевой почвы (табл. 8.9). Четко прослеживается следующая закономерность: активность ионов калия (α_{K^+}) во все сроки опыта уменьшается по мере увеличения степени загрязнения почв нефтью, причем самые низкие значения этой величины наблюдаются в вариантах с сильной степенью загрязнения (25 %). Однако более детальный анализ с помощью множественных сравнений позволяет говорить о статистически значимом влиянии нефти лишь на концентрацию и активность кальция в первый срок экспозиции опыта. Возможно, в это время идет ак-

тивное внедрение кальция в ППК, с чем связано уменьшение концентрации, а следовательно, и активности кальция в почвенном растворе.

Таблица 8.8. Влияние нефтяного загрязнения на термодинамические показатели калийного состояния аллювиальной дерново-глеевой почвы

Варианты опыта	Термодинамические показатели	Сроки							
		10 дней		30 дней		45 дней		90 дней	
		M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %	M±m	V, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Контроль (без нефти)	C _K ⁺ ·10 ⁴ М/л	0,47± 0,02	8,8	0,63± 0,00	1,5	0,67± 0,04	13,4	0,37± 0,01	5,6
Нефть 5 г		0,30± 0,02	10,4	0,51± 0,01	5,1	0,57± 0,01	4,1	0,48± 0,01	2,4
25 г		0,40± 0,04	18,8	0,37± 0,04	23,5	0,47± 0,01	5,8	0,42± 0,03	13,1
25 г + NPK		0,72± 0,09	25,3	0,91± 0,09	20,0	0,86± 0,03	7,4	0,70± 0,07	20,2
NPK		0,88± 0,07	16,6	1,05± 0,02	3,3	1,30± 0,02	2,6	0,79± 0,03	8,2
Контроль (без нефти)	Ca ²⁺ ·10 ² М/л	0,19± 0,01	2,6	0,12± 0,02	0,0	0,19± 0,00	0,0	0,30± 0,02	10,7
Нефть 5 г		0,16± 0,00	3,1	0,15± 0,01	6,4	0,18± 0,02	4,5	0,27± 0,00	3,5
25 г		0,15± 0,02	5,4	0,13± 0,03	4,4	0,18± 0,01	2,8	0,28± 0,01	2,1
25 г + NPK		0,18± 0,00	5,3	0,18± 0,02	7,2	0,21± 0,01	2,4	0,39± 0,02	1,3
NPK		0,19± 0,03	3,0	0,14± 0,01	3,6	0,26± 0,01	13,1	0,27± 0,03	2,1
Контроль (без нефти)	α _K ⁺ ·10 ⁴	0,43± 0,02	8,6	0,59± 0,00	1,4	0,62± 0,04	13,7	0,33± 0,02	9,6
Нефть 5 г		0,28± 0,01	10,2	0,47± 0,01	5,0	0,53± 0,01	4,2	0,44± 0,01	3,4
25 г		0,37± 0,04	22,7	0,35± 0,04	23,2	0,43± 0,01	5,2	0,38± 0,03	13,5
25 г + NPK		0,67± 0,08	24,6	0,79± 0,04	11,1	0,80± 0,03	6,9	0,55± 0,07	25,3
NPK		0,81± 0,07	17,2	0,99± 0,01	2,5	1,18± 0,02	2,7	0,72± 0,03	8,3

Продолжение табл. 8.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Контроль (без нефти)	$\alpha_{Ca^{2+}} \cdot 10^2$	0,14± 0,01	3,6	0,09± 0,02	0,0	0,14± 0,01	0,0	0,19± 0,01	9,1
Нефть 5 г		0,12± 0,01	4,2	0,11± 0,00	4,6	0,13± 0,02	6,3	0,18± 0,00	3,2
25 г		0,11± 0,02	4,5	0,10± 0,00	5,1	0,13± 0,00	0,0	0,19± 0,01	2,6
25 г + NPK		0,13± 0,01	3,8	0,13± 0,01	7,3	0,15± 0,01	0,0	0,24± 0,02	2,4
NPK		0,14± 0,02	0,0	0,10± 0,02	4,9	0,17± 0,01	11,3	0,18± 0,01	3,2
Контроль (без нефти)	КП	2,93± 0,02	1,4	2,71± 0,00	0,3	2,78± 0,03	2,3	3,11± 0,02	1,4
Нефть 5 г		3,08± 0,01	0,4	2,85± 0,02	1,1	2,83± 0,01	0,8	2,99± 0,01	0,5
25 г		2,97±0 ,05	3,4	2,95± 0,06	3,8	2,92± 0,01	0,9	3,05± 0,03	1,8
25 г + NPK		2,74±0 ,05	3,7	2,63± 0,01	0,8	2,67± 0,02	1,3	2,95± 0,05	3,5
NPK		2,67± 0,04	2,8	2,50± 0,01	0,5	2,53± 0,02	1,4	2,77± 0,02	1,3

Таблица 8.9. Результаты однофакторного дисперсионного анализа термодинамических показателей аллювиальной дерново-глеевой почвы

Статистический критерий Краск-сла – Уоллиса и уровень значимости	pK – 0,5 pCa	C _K ⁺	C _{Ca} ²⁺	$\alpha K^+ \cdot 10^4$	$\alpha Ca^{2+} \cdot 10^{-2}$
		моль / л			
I срок (10 дней)					
Н	15,99	16,37	16,71	16,08	16,89
p	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002
II срок (30 дней)					
Н	17,63	18,33	17,30	18,31	16,65
p	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002
III срок (45 дней)					
Н	17,65	17,77	17,30	17,65	17,33
p	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002
IV срок (90 дней)					
Н	14,74	15,92	11,95	15,18	11,48
p	0,005	0,003	0,018	0,004	0,022

В ходе проведения модельного опыта установлено, что по мере увеличения дозы загрязнителя повышаются значения калийного по-

тенциала ($pK - 0,5 pCa$). Это подтверждается исследованиями ряда авторов (Канунникова, 1989; Шаймухаметов и др., 1991; Соколова и др., 1999), указывающих на то, что при снижении активности ионов калия в почвенном растворе повышается величина калийного потенциала, что свидетельствует о неблагоприятных условиях питания растений данным элементом. На протяжении всего периода наблюдений наиболее низкая активность ионов калия и, соответственно, самые высокие значения калийного потенциала отмечаются при 25%-ном загрязнении почв. Близость величин активности и концентрации ионов калия в этом варианте опыта (25 г нефти на 100 г почвы) во все сроки наблюдений указывает на то, что неблагоприятное воздействие нефти на калийный режим почв не уменьшается в течение достаточно длительного промежутка времени (90 дней). При статистической обработке значимого влияния нефти на величину калийного потенциала не было выявлено, но можно отметить тенденцию к увеличению значений калийного потенциала при загрязнении почвы нефтью. Так, например, во второй срок опыта отмечается рост величины калийного потенциала от 2,71 в контрольном варианте до 2,95 в варианте с 25%-ным загрязнением, что свидетельствует об ухудшении условий питания растений.

Одной из актуальных задач природоохранных мероприятий является разработка научно обоснованных способов рекультивации почв, загрязненных углеводородами нефти (Пиковский, 1993; Трофимов и др., 2000; Гольдберг и др., 2001). Наиболее эффективным приёмом оптимизации калийного режима почв является внесение как органических, так и минеральных удобрений. Полное минеральное удобрение способствует улучшению термодинамических показателей калийного состояния почв – S_{K+} , α_{K+} , $pK - 0,5 pCa$. При компостировании почвы в течение 45 дней статистически значимые различия по величине концентрации, активности ионов калия и калийному потенциалу наблюдаются между вариантом с высокой дозой нефти (25 г нефти) и этой же дозой на фоне NPK. Во все сроки опыта минимальные значения $pK - 0,5 pCa$ характерны для вариантов с NPK и NPK + 25 г нефти, что приближает условия калийного питания растений на данных вариантах, в соответствии с градациями (Woodruff, 1955; Медведева, 1975; Башкин, Репина, 1979), к оптимальным. Интенсивность перехода калия из почвы в раствор, выра-

женная через характеристику калийного потенциала, с течением времени меняется очень незначительно.

Активность ионов калия в суглинистых почвах связана прямой корреляционной зависимостью с содержанием обменного калия, что некоторые авторы (Qureshi, 1986) объясняют существующим динамическим равновесием между калием почвенного раствора и калием, находящимся в обменной форме. Взаимное изменение величины калийного потенциала и активности калия дает основание считать эти величины взаимозависимыми. Тем более, что обратная корреляционная зависимость была отмечена между калийным потенциалом (КП) и концентрацией калия (C_{K_1}) по всем вариантам опыта (табл. 8.10), (рис. 8.6–8.8).

Таблица 8.10. Корреляционные зависимости между некоторыми показателями калийного состояния аллювиальной дерново-глеевой почвы

Пара количественных признаков	Коеффициент корреляции Спирмена (r_s)	Достигнутый уровень значимости (p)
<i>Контроль</i>		
Калийный потенциал и калий обменный	-0,59	0,017
Калий необменный и калий водорастворимый	-0,63	0,009
<i>5 г нефти на 100 г почвы</i>		
Калийный потенциал и концентрация ионов калия	-0,96	0,000
Калий обменный и концентрация ионов калия	0,66	0,005
Калий обменный и калийный потенциал	-0,77	0,000
Калий обменный и калий необменный	-0,56	0,024
Калий необменный и калий водорастворимый	-0,55	0,028
<i>25 г нефти на 100 г почвы</i>		
Калийный потенциал и концентрация калия	-0,69	0,003
<i>25 г нефти на 100 г почвы + NPK</i>		
Калий обменный и калий водорастворимый	0,53	0,036
<i>NPK</i>		
Калий обменный и концентрация ионов калия	0,66	0,005
Калий необменный и концентрация ионов кальция	0,53	0,033
Калий обменный и калийный потенциал	-0,61	0,012
Калий обменный и калий водорастворимый	0,83	0,000

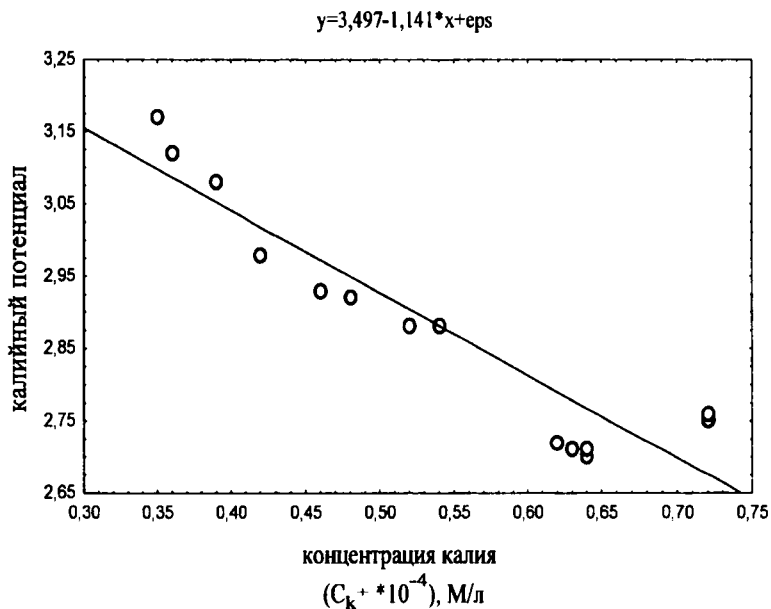


Рис. 8.6. Корреляционная зависимость между концентрацией калия и калийным потенциалом в контрольном варианте модельного опыта

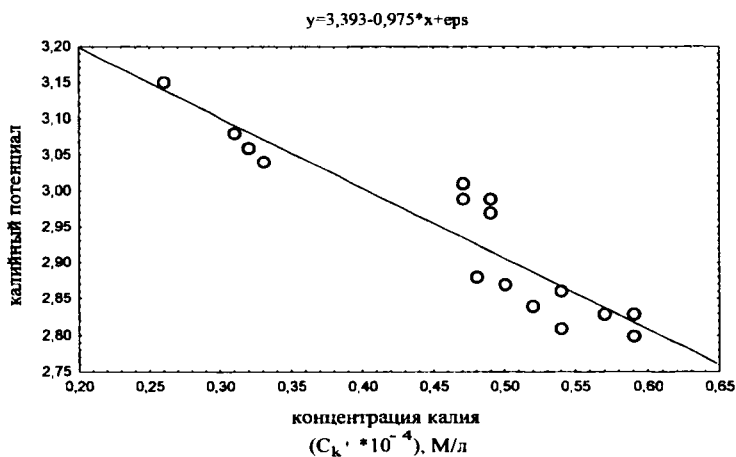


Рис. 8.7. Корреляционная зависимость между концентрацией калия и калийным потенциалом в варианте с 5%-ным загрязнением нефтью

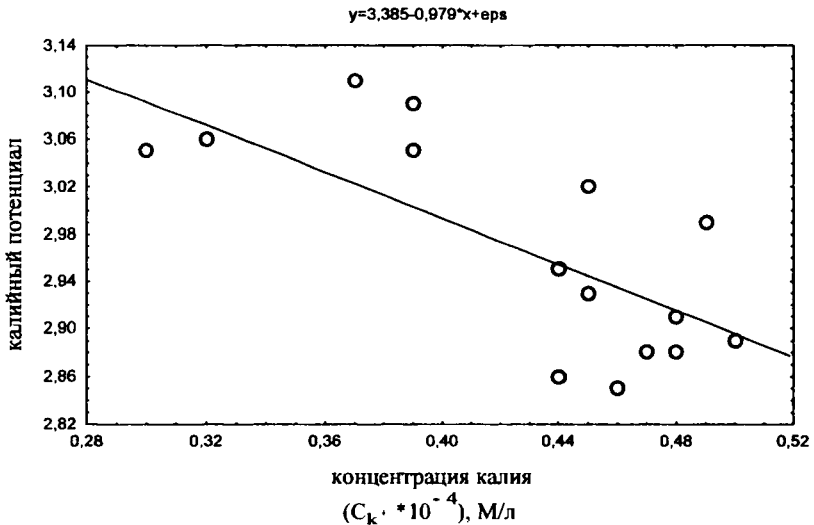


Рис. 8.8. Корреляционная зависимость между концентрацией калия и калийным потенциалом в варианте с 25 %-ным загрязнением нефтью

В варианте с 5 %-ным загрязнением нефтью она максимальна ($r_s=0,96$, $p=0,000$); по мере увеличения степени загрязнения эта зависимость ослабевает. При усилении нефтяной нагрузки на почву нарушаются связи между различными свойствами, вследствие чего многие из них ослабевают или становятся статистически незначимыми.

Таблица 8.11. Изменение ПБС^к в аллювиальной дерново-глеевой почве

Вариант опыта	$-\Delta K_o$, мг-экв/100 г	$AR_o \cdot 10^{-2}$, моль/л ^{0,5}	ПБС ^к , (мг-экв/100 г) × × (моль/л) ^{-0,5}
Контроль	0,07	0,25	28
Нефть 5 г	0,08	0,40	20
25 г	0,05	0,60	8,3

Наряду с термодинамическим потенциалом важным показателем является мера устойчивости (стабильности), которая определяет буферные свойства почв. Она, как и потенциал, представляет термодинамическую характеристику свойств почвенной системы (Жанунникова, 1989; Соколова и др., 1991). Почвенный буферный механизм

рассматривается как посредник между внешними воздействиями на почву и равновесным составом её жидкой, газообразной и твёрдой фаз. В условиях модельного опыта установлено (табл. 8.11), что нефть оказывает существенное влияние на величину ПБС^К аллювиальной дерново-глеевой почвы.

Отмечается следующая закономерность: при увеличении дозы нефти до 25 г на 100 г почвы происходит уменьшение (более чем в 3 раза) значений ПБС^К по сравнению с контрольным вариантом. Отмеченное в опыте значительное снижение калийной потенциальной буферной способности обусловлено, вероятно, высоким содержанием несиликатных форм железа и алюминия, блокирующих обменные позиции почвенного поглощающего комплекса. По мнению ряда авторов (Солнцева, 1982; Пиковский, 1993), нефтяная эмульсия может являться источником поступления в почву дополнительных количеств данных элементов. Нефть оказывает влияние и на такие показатели калийного состояния почв, как подвижность калия ($-\Delta K_0$) и равновесная активность (AR_0). Общее количество наиболее подвижного калия ($-\Delta K_0$), которое почва отдает в раствор при полном отсутствии в нём ионов калия, практически не изменяется в варианте с 5%-ным загрязнением по сравнению с контролем.

Увеличение степени загрязнения до 25 % способствует уменьшению данного показателя при одновременном возрастании значений фактора интенсивности. Считается, что чем сильнее выражено адсорбционное поглощение калия в почве, тем меньше размеры её истощения, поскольку десорбция катионов из ППК буферствует концентрацию данного элемента в почвенном растворе. Из результатов опыта следует, что параллельно с уменьшением количества обменного калия происходит снижение величины ПБС^К, что связано с уменьшением резервов этого элемента в почвенном поглощающем комплексе. Однако пополнение его в условиях сильного техногенного загрязнения, как правило, затруднено.

Все вышеизложенное позволяет констатировать, что загрязнение почв нефтью, особенно в высоких дозах, влияет не только на содержание наиболее доступных для питания растений форм калия – обменного и водорастворимого, уменьшая исходный уровень обеспеченности почв, но и отражается на их буферном механизме, нарушая динамическое равновесие между обменными и необменными формами. Под воздействием нефти как в нативном состоянии, так и в

условиях модельного опыта интенсивность десорбции почвой калия заметно падает, что приводит к снижению активности данного иона и одновременному повышению калийного потенциала. Параллельно с этим наблюдается изменение потенциальной буферной способности почв в отношении калия. Существенное уменьшение значений ПБС^К в почвах, загрязненных нефтью, особенно в вариантах с сильным загрязнением, свидетельствует о снижении поступления ионов калия в почвенный раствор и, как следствие этого, ухудшении условий питания растений данным элементом.

С помощью дискриминантного анализа в данной работе изучалась степень различия вариантов опыта по некоторым почвенным параметрам. Для анализа использованы автоморфные (подзолистая грунтово-глееватая) и аллювиальные (дерново-глеевая) почвы. После дискриминации массива данных аллювиальной дерново-глеевой почвы для каждой из групп (вариантов) были получены проценты правильной классификации (табл. 8.12).

Таблица 8.12. Классификационная матрица

Группы (варианты)	Процент классифи- кации	Конт- роль	5 г нефти	25 г нефти	25 г нефти + NPK	NPK
		p=,20	p=,20	p=,20	p=,20	p=,20
Контроль	100,0	16	0	0	0	0
5 г нефти	87,5	0	14	2	0	0
25 г нефти	93,7	0	1	15	0	0
25 г нефти +NPK	87,5	0	2	0	14	0
NPK	100,0	0	0	0	0	16
Средний про- цент	93,7	16	17	17	14	16

Для первого (контроль) и пятого (NPK) вариантов он составил – 100 %, для второго (5 г нефти) и четвертого (25 г нефти + NPK) – 87,5 %, для третьего (25 г нефти) – 93,7 %; средний процент классификации равен 93,7.

Поскольку при использовании метода Standard одна переменная вошла в модель незначимо, был проведен пошаговый анализ Forward stepwise (Fe = 2,0, Fr = 1,9). Таким образом, выделены те дискриминантные переменные, по которым исследуемые группы (варианты) оказались наиболее различными (табл. 8.13).

Таблица 8.13. Результаты дискриминантного анализа по основным параметрам аллювиальной дерново-глеевой почвы

Дискриминантные переменные	F-remove (4,66)	p-level	1-Toler. (R-Sqr.)
Калийный потенциал	7,70630	,000037	,576742
Калий водорастворимый	6,22366	,000260	,578571
Ёмкость катионного обмена	7,61193	,000042	,321613
Калий необменный	4,06578	,005244	,583078
pH водный	7,11657	,000079	,800483
Гидролитическая кислотность	11,21867	,000001	,929562
pH солевой	7,84721	,000031	,739651
Степень насыщенности основаниями	6,06755	,000321	,894655
Калий обменный	2,95785	,026072	,719443
Гигроскопическая влага	2,57975	,045229	,676532

Для выявления тех показателей химического состояния почв, которые вносят наибольший вклад в дискриминантную функцию, были получены стандартизованные коэффициенты для канонических переменных. По первой оси наиболее информативными являются гидролитическая кислотность, степень насыщенности основаниями, pH водный и калийный потенциал. По второй оси – гидролитическая кислотность, pH солевой, калий водорастворимый и гигроскопическая влага (табл. 8.14).

Таблица 8.14. Стандартизованные коэффициенты

Дискриминантные переменные	Ось 1	Ось 2
Калийный потенциал	- 0,89017	0,189945
Калий водорастворимый	0,32866	-0,906911
Ёмкость катионного обмена	0,66644	0,298524
Калий необменный	0,64220	0,347753
pH водный	-1,12872	-0,105381
Гидролитическая кислотность	2,03549	1,598419
pH солевой	0,18294	1,323716
Степень насыщенности основаниями	1,46754	0,473112
Калий обменный	0,70445	-0,115903
Гигроскопическая влажность	0,25237	-0,773627
Собственное значение	11,11322	1,278200

Анализируя распределение наблюдений в осях дискриминантных функций, обнаруживаем, что некоторые из рассматриваемых групп перекрываются друг с другом (рис. 8.9).

Наиболее обособлены контроль и NPK, вариант с 25 г нефти и 25 г нефти + NPK. Вариант с 5 %-ным загрязнением частично пере-

крывается с двумя последними. Достаточно хорошо видно, что незагрязненные варианты довольно четко отделены в пространстве этих двух осей от загрязненных нефтью.

Сходные результаты показал и дисперсионный анализ. Как указывалось ранее, загрязнение почв нефтью вызывает в первую очередь глубокую перестройку почвенного поглощающего комплекса и изменение щелочно-кислотных условий. Эти изменения, в свою очередь, обуславливают существенную трансформацию и многих других почвенных показателей, в частности, в худшую сторону изменяется калийный режим почв.

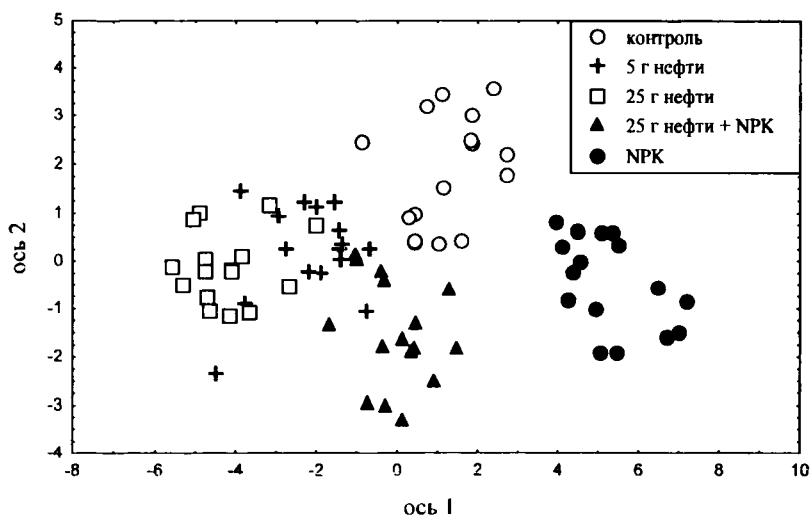


Рис. 8.9. Распределение наблюдений в осях дискриминантных функций (аллювиальная дерново-глеевая почва)

Таким образом, загрязнение почв нефтью, особенно в высоких дозах, статистически значимо влияет на уровень наиболее доступных для питания растений форм калия – обменного и водорастворимого, уменьшая исходную степень обеспеченности почв данным элементом. Внесение торфа на фоне сильного загрязнения почв нефтью (25 %) увеличивает активность ионов калия и улучшает калийное питание растений не только в незагрязненных нефтью почвах, но и в загрязненных (табл. 8.15). Минеральные удобрения способствуют улучшению калийного режима техногенно загрязнённых почв,

статистически значимо увеличивая содержание подвижных соединений калия.

В заключение следует отметить, что разработка комплекса наиболее общих и важных параметров экосистем представляет возможность оценить степень их отклонения от некоторого состояния, принимаемого условно за норму, и оценить уже имеющуюся степень нарушенности. Основной принцип выбора этих параметров – это не стремление наиболее полно охарактеризовать почву, а акцентирование внимания на тех свойствах, которые в наибольшей степени подвержены изменениям под воздействием антропогенных факторов и которые служат интегральным показателем этих изменений.

Таблица 8.15. Влияние загрязнения нефтью аллювиальной луговой почвы на активность калия и калийный потенциал

Варианты опыта	$C_K^+ \cdot 10^{-5}$	$C_{Ca}^{2+} \cdot 10^{-3}$	Ионная сила $\mu \cdot 10^{-3}$	$\alpha_{Ca}^{2+} \cdot 10^{-3}$	$\alpha_K^+ \cdot 10^{-5}$	КП
	моль/л					
I срок (10 дней)						
Контроль (без нефти)	2,30	4,46	13,4	7,25	2,30	3,57
Нефть 5 г	2,30	3,99	12,0	6,34	2,30	3,54
25 г	1,53	3,84	11,5	6,05	1,53	3,70
25 г+ торф	10,57	4,23	12,7	6,83	5,36	3,33
Торф	5,37	4,69	14,1	7,73	5,36	3,21
II срок (45 дней)						
Контроль (без нефти)	3,07	5,18	18,6	9,12	2,66	3,55
Нефть 5 г	3,45	4,04	12,1	6,44	3,07	3,42
25 г	2,30	3,38	11,9	6,32	2,58	3,78
25 г+ торф	4,27	4,58	13,8	7,50	3,77	3,36
Торф	5,16	4,93	14,8	8,20	4,54	3,29
III срок (90 дней)						
Контроль (без нефти)	4,35	5,06	15,2	8,48	4,94	3,27
Нефть 5 г	3,83	4,06	12,2	6,48	4,56	3,25
25 г	3,32	3,95	11,8	6,26	2,26	3,42
25 г+ торф	4,37	4,62	13,1	7,48	4,90	3,24
Торф	6,65	4,98	15,0	8,31	5,66	3,20

Примечание. Нефть в опытах смешивали с почвой в расчете: количество 1 г/100 г почвы. Торф вносили в дозе из расчета 10 г на 100 г почвы.

Результаты статистической обработки данных, полученных в ходе проведения модельных опытов, позволяют выделить критерии

для оценки техногенного загрязнения почв нефтью и разработки программы почвенно-экологического мониторинга нефтегазоносных районов Западной Сибири. Как дискриминантный, так и дисперсионный анализ свидетельствует о том, что при диагностике нефтяного загрязнения почв, наряду с физико-химическими показателями (гидролитическая кислотность, актуальная кислотность, ёмкость катионного обмена, степень насыщенности основаниями) наиболее существенными также являются некоторые показатели калийного состояния почв (калий обменный и калийный потенциал).

Материалы исследований по оценке калийного состояния почв могут быть использованы для решения проблем рекультивации территорий, подверженных влиянию нефтегазового комплекса, и разработке программ комплексного экологического мониторинга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, представленные в данном пособии, наглядно характеризуют особенности калийного состояния основных типов почв Западно-Сибирской равнины и факторы, его определяющие. Калийное состояние почв рассматривается в нескольких аспектах: в генетическом, раскрывающем связи поведения калия с калийсодержащими минералами и генезисом почвообразующих пород; географическом, описывающем ландшафтно-дифференцирующие процессы преобразования калийного состояния; профилльно-субстантивном, характеризующем связи калийного состояния почв с профиледифференцирующими процессами, гранулометрическим составом пород, свойствами и режимами почвы.

Природа разнокачественности калийного состояния почв, прежде всего, является функцией почвообразующей породы, поскольку именно она служит исходным минеральным субстратом, на который воздействуют все другие факторы почвообразования. Важнейшей и характерной особенностью лёссовидных суглинков как наиболее распространенных почвообразующих пород Западной Сибири является однородность их гранулометрического и химико-минералогического состава. Это обуславливает формирование глубоких почвенных профилей и значительных по мощности генетических горизонтов почвы. Минералогическую основу крупнодисперсных фракций лёссовидных суглинков составляют легкие фракции минералов кварцево-полевошпатового состава. Следовательно, в химико-минералогическом отношении лёссовидные суглинки – породы трудновыветриваемые в условиях умеренного и холодного климата.

Качественный и количественный состав первичных минералов автоморфных почв сходен с составом лёссовидных суглинков и является унаследованным от породы. Полевые шпаты занимают второе место после кварца и представлены, главным образом, калиевыми (ортоклаз и микроклин) и в незначительном количестве кальцие-

выми (плагиоклазы) разновидностями. На территории Западно-Сибирской равнины наряду с субэвральными отложениями широкое распространение в качестве почвообразующих пород получили континентальные озерно-аллювиальные отложения и речной аллювий. Минералогический состав их крупнодисперсных фракций сходен с субэвральными отложениями, однако соотношение кварца, полевых шпатов и слюд в большей степени зависит от гранулометрического состава породы, особенностью которой является слоистость. Однотипность химико-минералогического состава крупных фракций всех пород свидетельствует о том, что выветривание первичных минералов, в том числе и калийсодержащих (полевых шпатов и слюд), в условиях бореального и суббореального почвообразования осуществляется слабо. Это приводит к весьма медленному высвобождению калия первичных минералов.

Однообразие состава первичных минералов исследованного ряда почв и однотипный характер их внутрипочвенных преобразований обуславливают сходство ассоциаций глинистых минералов. В основе минералогического состава илистых фракций как в породах (лессовидные суглинки), так и в сформированных на них автоморфных почвах, преобладают слюда-сметитовые неупорядоченные смешанослойные образования и гидрослюда. Унаследованность почвой качественного состава минералов характерна, следовательно, не только для крупных фракций, но и для ила. Внутрипрофильные миграционные процессы несколько нарушают однородность почвенного профиля, поэтому в почвах с развитыми элювиально-иллювиальными процессами (дерново-подзолистых, серых лесных) заметна дифференциация глинистого материала по горизонтам, обуславливающая генетическое своеобразие изученных почв. Профильной дифференциации подвержены в основном наиболее дисперсные минералы с набухающей решеткой. Главный же калийсодержащий минерал илистой фракции – гидрослюда – в профиле всех почв оказывается малоподвижен, что при большом количестве данного компонента (42–55%) в составе ила обеспечивает высокий уровень ближнего калийного резерва. Следовательно, ведущую роль в формировании калийного состояния изученных почв играют минералогический состав и кристаллохимические особенности минералов илистой фракции почв, содержащей калийфиксирующие и калийсорбирующие структуры.

Результаты изучения содержания валового калия в почвах Западно-Сибирской равнины подтверждают вывод многих исследователей о том, что общее содержание калия в почвах с сиаллитным характером выветривания оказывается всегда значительным. При этом в содержании и профилном распределении валового калия не наблюдается чёткой связи с типовой принадлежностью почв. Это объясняется тем, что и процессы биологической аккумуляции, и процессы вторичной фиксации калия в кристаллических решетках глинистых минералов ни по своей направленности, ни по интенсивности не укладываются в узкие рамки таксономического ранга – тип почвы.

При естественном ходе почвообразования соотношение форм калия определяется интенсивностью мобилизации калия из кристаллической решетки алюмосиликатов процессами сорбции и десорбции. Эти процессы диагностируются по схеме: негидролизующий калий (силикатный) → калий, гидролизующий соляной кислотой ↔ ↔ обменный калий ↔ калий почвенного раствора. Выделенные фракции почвенного калия взаимно связаны между собой геохимическими процессами, что подтверждается наличием корреляционной зависимости между отдельными формами калия. Такая геохимическая связь определяет специфику пространственной и внутривертикальной дифференциации калия и изменения в соотношении гидролизующих, обменных и водорастворимых форм. Таким образом, если общее количество калия и содержание его негидролизующих форм определяет, главным образом, тот фон, на котором складывается калийный режим почв, то величина и характер различных по своей доступности для растений соединений калия, сформированных в результате трансформационных изменений калийсодержащих структур, обеспечивают механизм функционирования системы калийных соединений при изменении внешнего воздействия. Определённое соотношение указанных групп соединений калия, сформированных в ходе смены этапов миграции и аккумуляции, а также в процессе разрушения термодинамически неустойчивых в данных условиях и сохранения более стабильных соединений, обуславливает устойчивость почв в отношении данного элемента, поддерживая естественные, сложившиеся в ходе эволюции пропорции.

Гетерогенность состава почвы в отношении органических и минеральных компонентов определяет многоаспектность протекающих

в ней химических процессов. Многие из них контролируются химическими и физико-химическими реакциями на поверхности раздела и взаимодействия почвенных минералов и почвенных растворов (интерфейсах). Площадь и качество поверхностей раздела зависят от размера и минералогического состава частиц. В автоморфных почвах, формирующихся на лёссовидных суглинках, по мере уменьшения размера частиц происходит увеличение содержания валового калия, которое во фракциях тонкой пыли и ила достигает максимального значения. Наибольшая обогащённость тонкодисперсных фракций калием определяется особенностями геохимии этого элемента, для которого, в отличие от натрия, характерна слабая миграционная способность, а в связи с этим закрепление во вторичных алюмосиликатах в ходе выветривания. Об этом свидетельствуют достоверные коэффициенты корреляции валового калия илистой фракции с количеством гидрослюд ($r=0,74$).

Сосредоточенность калия преимущественно в крупных фракциях и высокое содержание полевых шпатов отражают генетические особенности почв, формирующихся на аллювиальных и озёрно-аллювиальных отложениях. Поскольку для почвообразования в поймах рек характерен аккумулятивный баланс почвообразования, то с речным аллювием и из грунтовых вод в пойму поступают и аккумулируются в зависимости от геохимической обстановки различные компоненты, в том числе и глинистые минералы. Накопление их приводит к постоянному омолаживанию субстрата и препятствует развитию почвенного профиля, адекватного внешним факторам, как это происходит в условиях постлитогенного почвообразования. При синлитогенном почвообразовании происходит регулярное отложение на поверхности почв мелкозёмистого материала, в минералогическом составе крупных фракций которого значительную долю составляют калиевые полевые шпаты, а в более тонких – гидрослюды. Тем не менее и здесь максимальная обогащённость калием характерна для фракций тонкой пыли и ила.

При оценке значения фракций как источника обменного калия и его ближайшего резерва – необменного установлено, что из всех фракций гранулометрического состава основная доля гидролизуемого (до 82 %) и обменного (до 92 %) от общего их содержания в почве приурочена к илистой фракции. Следовательно, обеспеченность почв обменным калием и необменными его формами зависит пре-

имущественно от содержания и состава наиболее дисперсных фракций; именно эти фракции являются главными носителями калийселективных позиций, а присутствующие в их составе иллиты и иллитоподобные структуры – основным источником необменного калия.

Современное агротехногенное воздействие на почвы и почвенный покров в значительной степени интенсифицирует процессы преобразования тонкодисперсных глинистых минералов как наиболее реакционноспособных компонентов. В связи с этим необходим мониторинг не только минеральной основы почв, но и функционально связанных с ней многоуровневых резервов калия. Содержание и соотношение резервов калия в почвах Западно-Сибирской равнины определяются разнокачественностью почвообразующих пород (лессовидные суглинки, озёрно-аллювиальные и аллювиальные отложения). При близких значениях общих резервов потенциальные калийные резервы почв, сформированных на озерно-аллювиальных отложениях, почти в два раза выше, чем в почвах, сформированных на лессовидных суглинках.

Концентрирование валового калия в наиболее дисперсных фракциях минеральной основы почв создаёт предпосылки к более лёгкому выходу калия из необменных позиций кристаллической решётки минералов в обменные, обеспечивает условия усиления его геохимической активности в процессах выветривания и почвообразования. Однако невысокая интенсивность выветривания в условиях данного региона не позволяет реализоваться этой возможности, поэтому во всех исследуемых почвах (автоморфных, полугидроморфных, гидроморфных и аллювиальных) преобладают негидролизуемые формы калия (70–92 % от общего). Основная часть валового калия остаётся, следовательно, в форме, недоступной ионному обмену, – в жёстких позициях кристаллической решётки. То относительно небольшое количество калия, которое способно к гидролизу или обмену на другие катионы, сосредоточено преимущественно в наиболее дисперсных фракциях, главным образом в илистой. В связи с этим распределение подвижных форм калия в пределах почвенного профиля в значительной мере определяется дифференцированностью профиля по илу. Биоаккумулятивные процессы оказывают влияние на перераспределение обменного калия в почвенном профиле лишь чернозёмных почв, в верхней части гумусового горизонта которых отмечается накопление обменных форм калия.

В почвоведении и агрохимии важнейшей проблемой при изучении калия считается понимание механизмов его сорбции – десорбции – фиксации. Современное развитие почвенной минералогии и геохимии гипергенных процессов позволяет гораздо глубже и полнее представить механизмы, ответственные за данные процессы. Развитие элювиально-иллювиальных процессов, в той или иной степени свойственных большинству почв Западно-Сибирской равнины, осуществляется в условиях кислой реакции среды и, следовательно, сопровождается явлениями гидролиза калийсодержащих минералов, что приводит к разрушению, в первую очередь, триоктаэдрических слюд с образованием вторичных разбухающих фаз типа монтмориллонита. Эта фаза отличается от неразбухающей повышенной способностью к обменным процессам; калий, сорбированный на таких структурах, десорбируется легче, чем с иллитов. По мере развития элювиального процесса разбухающей фазы в элювиальном горизонте становится всё меньше, соответственно снижается и количество обменного калия.

Элювиально-иллювиальные процессы могут развиваться, как известно, не только в кислой, но и в нейтральной и даже щелочной обстановке. Поведение калия и судьба калийсодержащих структур в таких почвах практически не изучены. Известно лишь, что ни полевые шпаты, ни слюды при нейтральной или слабощелочной обстановке практически не выветриваются. Основным механизмом профильной дифференциации калийфиксирующих и калийсорбирующих минералов, как и в кислых почвах, являются миграционные процессы, приводящие к лессиважу разбухающих фаз и накоплению калийсорбирующих структур в иллювиальном горизонте. В итоге в элювиальном горизонте, как и при кислой реакции среды, относительно накапливаются неразбухающие калийсодержащие структуры – гидрослюды. Тем не менее дифференциация профиля солонцов или солодей по поведению калия выражена не столь резко, как в дерново-подзолистых почвах, и верхние горизонты этих типов почв содержат значительные количества обменного калия.

Дифференциация калия в почвах геохимически сопряженных ландшафтов определяется, в основном, тремя факторами: перераспределением калийсодержащих минералов по составу, количеству и степени дисперсности; способностью этих минералов фиксировать, сорбировать или десорбировать калий в физических и физико-

химических условиях, складывающихся в каждой почве; направленностью и интенсивностью миграционных процессов, связывающих различные почвы при формировании геохимического сопряжения. Анализ поведения калия в системе геохимически сопряженных ландшафтов таежной и лесостепной зон, также как и сухостепной зоны, свидетельствует о слабом внутрипочвенном выветривании и связанных с ним процессах мобилизации калия из калийсодержащих минералов. В связи с этим внутрипрофильная и внутриландшафтная перегруппировка форм калия осуществляется в сравнительно небольших масштабах. Тем не менее, в отличие от относительно спокойного геохимического режима, складывающегося в почвах автономных ландшафтов, в подчиненных ландшафтах (в супераквальном и субаквальном), где формируются полугидроморфные и гидроморфные почвы, обстановка становится более динамичной и контрастной. Она определяется переменным окислительно-восстановительным режимом, щелочной реакцией среды, высокой миграционной способностью органических соединений, значительной насыщенностью почвенного поглощающего комплекса обменным натрием. В таких случаях создаются более благоприятные условия, способствующие разрушению некоторых минералов и миграции в виде суспензий тонкодисперсных глинистых калийсодержащих минералов – гидрослюды и слюда-сметитовых смешанослойных образований, приводящих к перераспределению форм калия в ландшафте.

Очень важным с теоретической и особенно практической стороны в плане применения калийных удобрений является поведение калия в системе, подвергающейся чередованию процессов увлажнения и высушивания, явлений, совершенно обычных для естественных условий почвообразования Западной Сибири. Исследованные почвы в режиме чередования циклов увлажнения – высушивания обладают различной калийфиксирующей способностью. Самая высокая калийфиксирующая способность – до 85 % от внесенного с удобрениями калия (при одинаковом количестве циклов) – характерна для пойменных почв. Среди автоморфных почв максимальной фиксацией обладают черноземы выщелоченные, наиболее низкой – дерново-подзолистые; серые лесные почвы по калийфиксирующей способности занимают промежуточное положение. Полученный фактический материал о природе и величине фиксации калия позволяет предполагать, что в зависимости от конкретных почвенно-

климатических условий механизм и масштабы ее могут быть различными. Тем не менее определяющим фактором является тип высокодисперсных почвенных минералов, в частности присутствие в составе ППК слоистых глинистых структур с высоким тетраэдрическим зарядом (гидрослюды, высокозарядный монтмориллонит) и высокоадсорбционных слюда-сметитовых смешанослойных образований.

Калийное состояние почв не может быть достаточно полно охарактеризовано по набору вышерассмотренных широко применяемых экстенсивных показателей. В настоящее время все шире используются характеристики, основанные на теоретических представлениях о механизмах химических реакций в почвах с использованием термодинамических принципов. Такими показателями являются калийный потенциал и потенциальная буферная способность почв в отношении калия (ПБС^К). Полученные данные свидетельствуют о существенном различии энергетической обеспеченности в отношении калия основных типов автоморфных почв Западной Сибири. Величина свободной энергии Гиббса в исследованных почвах колеблется в широких пределах (1241–4719 кал). Согласно значениям калийного потенциала наиболее благоприятные условия калийного питания растений складываются в чернозёмных почвах, особенно в подтипах обыкновенных и южных чернозёмов. Можно считать, что во всех исследованных почвах ПБС^К указывает на способность почв поглощать калий из раствора, а не десорбировать ионы калия в раствор. Величины калийной потенциальной буферной способности имеют тесную достоверную связь с содержанием в почвах обменного калия ($r=0,98$) и илистой фракции ($r=0,87$) и повышаются от дерново-подзолистых почв к обыкновенным и южным черноземам. Гранулометрический состав почв обуславливает внутритиповые колебания ПБС^К.

Иная картина в распределении термодинамических показателей наблюдается в почвах аккумулятивных ландшафтов. Резкая смена окислительно-восстановительных условий, приводящая к расшатыванию кристаллической решётки глинистых минералов, является причиной высокой податливости поглощённого калия к ионообменным реакциям, что подтверждается удовлетворительными величинами калийного потенциала в гумусово-аккумулятивных и оглеенных горизонтах гидромофных, полугидроморфных и аллювиальных

почв. Минимальными показателями калийного потенциала и вместе с тем более высокими величинами активностей ионов калия характеризуются лугово-черноземные почвы. Можно считать, что оглеение способствует ослаблению связи калия с почвенным поглощающим комплексом, вызывая соответственно увеличение активности иона, количества легкодоступного для питания растений калия, уменьшение калийного потенциала и вместе с тем значительное возрастание ПБС^К.

Многогранные функции калия требуют пересмотра стратегии по отношению к оценке оптимизации содержания калия в почвах. Известно, что ведущую роль в регулировании калийного режима играют минеральные удобрения. Однако резкий спад применения калийных удобрений в нашей стране, наблюдающийся в последние годы, привёл к дефициту калия в агроэкосистемах, поиску новых нетрадиционных источников улучшения калийного состояния почв, оценке их экологической и агрохимической роли. Особого внимания в этом плане заслуживает возможность применения органических удобрений и природных цеолитов. Исследование органических удобрений на торфяной основе в условиях полевого опыта свидетельствует об улучшении калийного режима почв. Под воздействием торфосмесей активизируются процессы накопления обменных его форм по сравнению с контрольными вариантами, происходит увеличение непосредственно доступного калия ($-\Delta K_0$), значений потенциальной буферной способности в отношении калия. Установлен также факт пролонгирования более высокого уровня обеспеченности растений доступными соединениями калия. Внесение цеолитизированных органических удобрений и цеолита в условиях полевого опыта вызвало устойчивое повышение буферной способности, увеличение количества доступных для питания растений форм калия ($-\Delta K_0$ – непосредственно усвояемого, обменного и водорастворимого), параллельное увеличение активности ионов калия. Все это указывает на то, что цеолиты могут служить в качестве мелиорантов кислых почв; они также являются почвоулучшителями сорбционного типа, удобрениями прологированного действия и могут быть использованы для оптимизации калийного режима дерново-подзолистых и серых лесных почв Западной Сибири. Характер режима калийного питания даже при внесении калийных удобрений и почвоулучшителей в значительной степени зависит от технологий

возделывания сельскохозяйственных культур, контролирующих масштабы, скорость и направленность процессов сорбции – десорбции. Технологии, следствием которых является стабилизация степени увлажнения почвы и нарастания в них гумуса, способствуют улучшению режима питания калием. Технологии, вызывающие учащение ритмов увлажнения – иссушения или понижение содержания в почве гумуса, приводят к ухудшению режима калийного питания растений.

В условиях возрастающего антропогенного воздействия увеличиваются техногенные потоки различных загрязняющих веществ. Исследования нефтяного загрязнения на режим калия в условиях нефтепромыслов Томской области свидетельствуют о том, что нефть оказывает негативное влияние на калийное состояние почв. Это воздействие проявляется в следующем: а) уменьшении содержания обменного калия; б) блокировании обменных позиций ППК углеводородами нефти и изменении процессов сорбции – десорбции калия; в) снижении потенциальной буферной способности почв в отношении калия. Материалы исследований по оценке калийного состояния почв могут быть использованы для решения проблем рекультивации территорий, подверженных влиянию нефтегазового комплекса, и разработки программ комплексного экологического мониторинга.

Таким образом, изучение совокупности калийсодержащих компонентов почв, которые связаны между собой причинно-следственными отношениями, но функционирующими по своим законам, позволяет сформулировать представления о калийной системе. Интегральным следствием функционирования такой системы является калийное состояние почвы, параметры которого измеряются количеством той или иной формы калия. Такое представление о калийной системе почв и их калийном состоянии раскрывает перспективы для разработки теории прогнозирования калийного состояния почв при тех или иных антропогенных воздействиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абызов И.Г.* Калий в почвах Татарской АССР: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Казань, 1965. – 15 с.
- Авакян Н.О.* Почвенный поглощающий комплекс и калийное питание растений // *Агрехимия*. – 1969. – № 8. – С. 35–43.
- Авакян К.М., Ачканов А.Я., Неговелов С.Ф.* Формы и резервы калия в черноземах и перегнойно-карбонатных почвах Северного Причерноморья Краснодарского края // *Агрехимия*. – 1972. – № 7. – С. 29–35.
- Авдусин П.П.* О гранулометрическом и минералогическом составе аллювия некоторых рек Сибири // *Труды Ин-та нефти АН СССР*. – 1956. – Т. 7. – С. 88–107.
- Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири*. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1976. – 544 с.
- Адерихин П.Г.* Формы калия в зональных почвах Центрально-черноземных областей // *Третий делегатский съезд почвоведов*. – М.: Наука, 1968. – С. 130–134.
- Адерихин П.Г., Беляев А.Б.* Запасы калия в почвах ЦЧО и выделенных из них механических фракциях // *Науч. докл. высшей школы. Биол. науки*. – 1971. – № 3. – С. 112–115.
- Адерихин П.Г., Беляев А.Б.* Калий, его содержание, формы и распределение в почвах Центрально-черноземных областей // *Почвоведение*. – 1973. – № 10. – С. 99–107.
- Алексеев В.Е.* Состав, содержание и распределение по гранулометрическим фракциям обломочных минералов крупнее 0,001 мм в черноземах Молдавии // *Генезис, география и классификация почв Молдавии*. – Кишинев: Штиинница, 1973. – С. 119–135.
- Алекин О.А., Бражникова Л.В.* Вынос растворимых веществ с земной поверхности // *Современные осадки морей и океанов*. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 28–39.
- Алов А.С.* Факторы эффективности удобрений. – М.: Изд-во ВИНТИСХ МСХ СССР, 1967. – С. 112–118.
- Ананьев В.П.* О связи гранулометрического состава с минералогическим в лессовых породах // *Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения*. – М., 1956. – Т. 1. – С. 87–91.
- Антипов И.К.* Малонатриевые солонцы и солонцеватые южные черноземы Павлодарской области: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М., 1975. – 26 с.
- Афанасьева Е.А.* Черноземы Среднерусской возвышенности. – М.: Наука, 1966. – 222 с.
- Базилевич Н.И.* Типы засоления природных вод и почв Барабинской низменности // *Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева*. – 1953. – Т. 36. – С. 172–434.
- Базилевич Н.И.* Обмен минеральных элементов в различных типах степей и лугов на черноземных, каштановых почвах и солонцах // *Проблемы почвоведения*. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 148–206.
- Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. – М.: Наука, 1965. – 351 с.

- Балабко П.Н., Чижикова Н.П.* Зональные и провинциальные особенности глинистых минералов поймы реки Оби // Науч. докл. Высшей школы. Биол. науки. – 1974. – № 2. – С. 116–125.
- Барбалис П.Д., Бейнаре А.Я.* Корреляционная связь между данными содержания подвижного калия, полученными методами Пейве, Эгнера–Рима и Масловой // Почвоведение. – 1968. – № 7. – С. 161–164.
- Барбер С.А.* Биологическая доступность питательных веществ в почве. Механистический подход. – М.: Агропромиздат, 1988. – 376 с.
- Башкин В.Н., Репина О.А.* Изменение активности калия в почвенном растворе в связи с выращиванием растений // Агрохимия. – 1984. – №10. – С. 86–91.
- Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р.* Минералогия: теоретические основы. Описания минералов. – М.: Мир, 1987. – 592 с.
- Блэк К.А.* Растение и почва. – М.: Колос, 1973. – 503 с.
- Богатырев Л.Г., Рыжова И.М.* Биологический круговорот и его роль в почвообразовании: учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1994. – 80 с.
- Бурлакова Л.М.* Плодородие алтайских черноземов в системе агроценоза. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 297 с.
- Быстрицкая Т.А., Волкова В.В., Снакин В.В.* Почвенные растворы черноземов и серых лесных почв. – М.: Наука, 1981. – 145 с.
- Важенин И.Г.* Методы определения калия в почве // Агрохимические методы исследования почв. – М.: Наука, 1975. – С. 128–164.
- Важенин И.Г., Карасева Г.И.* О формах калия в почве и калийном питании растений // Почвоведение. – 1959. – № 3. – С. 11–21.
- Вандакурова Е.В.* Растительность Кулундинской степи. – Новосибирск: Наука, 1950. – 128 с.
- Васильева В.А., Ганжора Н.Ф.* Влияние органических веществ на свойства почвы и урожай // Агрохимия. – 1985. – №2. – С. 38–42.
- Ватагин А.В., Минеев Л.Н.* Влияние удобрений на динамику питательных веществ в почве, поступления их в растения и урожай озимой пшеницы // Агрохимия. – 1972. – №10. – С. 104–109.
- Вернадский В.И.* Избранные сочинения (очерки по геохимии). – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – Т. 1. – 969 с.
- Вильгусевич И.П.* Вымывание калия из дерново-подзолистых среднесуглинистых и песчаных почв БССР // Труды Ин-та соц. сельского хозяйства АН БССР. – 1955. – Вып. 3. – С. 107–115.
- Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. – М.: АН СССР, 1957. – 132 с.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
- Возможности современных и будущих фундаментальных исследований в почвоведении.* – М.: ГЕОС, 2000. – 138 с.
- Волков Н.А., Волкова В.С., Задкова И.И.* Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. – Новосибирск: Наука, 1969. – 332 с.
- Волкова В.С.* Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения юга Западной Сибири // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. – М.: Наука, 1971. – С. 61–93.

- Волкова В.С., Воробьев А.И., Задкова И.И. Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. – Новосибирск: Наука, 1970. – 100 с.
- Волобуев Р.В. Введение в энергетiku почвообразования. – М.: Наука, 1974. – 121 с.
- Воробьев С.Н., Евдокимов Е.В. Опыт применения факторного анализа для сравнения пойменных и сопредельных почв бассейна Средней Оби // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель. – Томск: Том. ун-т, 2002. – Т. 2. – С. 473–478.
- Воробьева Л.А., Кривицкая Е.Ф. Влияние высушивания черноземов на содержание в них подвижного калия и урожай растений // Агрохимия. – 1964. – № 6. – С. 81–86.
- Вьербанова Здравка. Степень на десорбация на обменния калий от някой български почви // Почвоведение и агрохимия. – 1975. – № 4. – С. 36–51.
- Гамзиков Г.П., Маслова И.Я., Жуков Г.А., Дзикович К.М. Калий в земледелии Сибири // Проблемы агрохимического сырья Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 73–79.
- Гедройц К.К. Почвенные коллоиды и поглотительная способность почв. – М. Сельхозгиз, 1955. – Т. 1. – 559 с.
- Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири / И.М. Гаджиев, В.М. Курачев, В.Н. Шоба и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 224 с.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов // Вопросы петрографии и минералогии. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – С. 139–160.
- Гольдберг В.М., Зверев В.П., Арбузов А.И. Техногенное загрязнение природных вод углекислотами и его экологические последствия. – М.: Наука, 2001. – 125 с.
- Гомонова Н.Ф., Панникова И.В. Влияние длительного применения минеральных удобрений и извести на содержание форм калия в метровом профиле дерново-подзолистой почвы // Агрохимия. – 1983. – № 8. – С. 59–65.
- Горбунов Н.И. Природа фиксации калия в необменной форме // Химизация ссц. земледелия. – 1936. – № 2–3. – С. 63–70.
- Горбунов Н.И. Поглотительная способность почв и ее природа. – М.: Сельхозгиз, 1948. – 216 с.
- Горбунов Н.И. Значение минералов для плодородия почв // Почвоведение. – 1959. – № 7. – С. 1–13.
- Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 280 с.
- Горбунов Н.И. Минералы и плодородие почв // Агрохимия. – 1965. – № 7. – С. 3–14.
- Горбунов Н.И. Индивидуальные и смешанослойные минералы, их диагностика рентгенографическим методом // Почвоведение. – 1968. – № 9. – С. 104–116.
- Горбунов Н.И. Минералы как источники общих, непосредственных, ближних и потенциальных резервов зольных элементов // Агрохимия. – 1969. – № 9. – С. 67–73.
- Горбунов Н.И. Минералогия и ее связь с почвоведением и агрохимией // Почвоведение. – 1970. – № 2. – С. 133–145.
- Горбунов Н.И. Минералогия и коллоидная химия почв. – М.: Наука, 1974. – 315 с.
- Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. – М.: Наука, 1978. – 293 с.
- Горбунов Н.И., Воронина Т.В. Прочность связей калия в минералах и почвах // Агрохимия. – 1968. – № 5. – С. 45–51.
- Горбылева А.И., Трифоненкова Л.И. Резервы калия в дерново-подзолистой суглинистой почве при ежегодном и периодическом внесении минеральных удобрений // Агрохимия. – 1973. – № 7. – С. 38–44.

Горникова С.В., Середина В.П. Влияние нефти на физико-химические свойства почв нефтегазоносных районов Томского севера. – Томск: Изд-во АН СССР. Сиб. отд-ние, 1985. – 35 с.

Горшенин К.П. Почвы южной части Сибири. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 592 с.

Горникова Е.И., Массуд А.Р. Потенциальная буферная способность по отношению к калию почв зонально-генетического ряда // Агрохимия. – 1984. – №10. – С. 86–91.

Градусов Б.П. Образование глинистых минералов в почвах // Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к VIII Междунар. конгрессу почвоведов. – М.: Наука, 1964. – С. 325–332.

Градусов Б.П. Рентген-дифрактометрический метод в минералогических исследованиях почв. – Почвоведение. – 1967. – №10. – С. 127–137.

Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. – М.: Наука, 1976. – 128 с.

Градусов Б.П. Глинистые минералы основных типов почв земледельческих областей СССР (состав, генезис, преобразования): автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. – М., 1980. – 40 с.

Градусов Б.П. Опыт оценки состава и свойств литогенной основы экосистем мира // Почвоведение. – 1995. – № 2. – С. 217–225.

Градусов Б.П., Палечек Л.А. Содержание и химико-минералогический состав фракций меньше 0,001 мм подзолистых почв Обь-Васюганского водораздела // Науч. докл. Высш. школы. Биол. науки. – 1968. – № 4. – С. 119–124.

Градусов Б.П., Яковлева О.А. Генезис и география типов структурно-минералогического состояния калия в почвах // Совершенствование методологии агрохимических исследований. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. – С. 299–314.

Грим Р.Е. Минералогия глин. – М.: ИЛ, 1956. – 454 с.

Гринченко Т.А., Дараган Ю.В., Алексейчик И.Н. и др. Активность ионов и буферная способность в отношении калия дерново-подзолистых почв Белорусской ССР // Агрохимия. – 1985. – № 9. – С. 39–43.

Гришина Л.А. Биологический круговорот и его роль в почвообразовании. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 127 с.

Дараган Ю.В. Оптимальные уровни активности ионов и потенциалов в почвах – перспективный путь прогнозирования обеспеченности их элементами питания // Тез. докл. VII делегатского съезда ВОП. – Ташкент, 1985. – Т. 2. – С. 61.

Дерюгин И.П., Башков А.С. К вопросу о методах определения обеспеченности дерново-подзолистых почв доступным калием // Труды Ижевского СХИ. – 1974. – Вып. 23. – С. 161–170.

Дерюгин И.П., Канунникова Н.А., Башков А.С. и др. Диагностика доступности калия на основе показателя буферности и калийного потенциала // Тез. докл. VII делегатского съезда ВОП. – Ташкент, 1985. – С. 46.

Дзикович К.А., Паниткин В.А., Константинова В.И. Влияние длительного применения калийных удобрений на увеличение почвенных запасов калия и величину последствия калийных удобрений в зависимости от дозы и формы их внесения // Агрохимия. – 1978. – № 4. – С. 44–48.

Дилкова Р., Керчев Г., Аначкова С. Характеристика физических свойств цеолита в связи с использованием его в качестве удобрения. – М.: Мир, 1966. – Т. 3. – 318 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966. – Т. 3. – 318 с.

Добровальский В.В. Минералого-геохимические особенности лёссовидных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Почвоведение. – 1967. – № 3. – С. 128–138.

- Добровольский В.В.* Методы и приемы изучения минералогического состава крупнодисперсной части почв // Методы изучения минералогического состава и органического вещества почв. – Ашхабад: Ылым, 1975. – С. 255–283.
- Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. – М.: Высшая школа, 1998. – 413 с.
- Добровольский В.В.* Роль выветривания и почвообразования в эволюции химического состава земной коры континентов // Почвоведение. – 2002. – №12. – С. 1413–1420.
- Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Балабко П.Н.* Земельные ресурсы поймы Средней Оби, их рациональное использование // Проблемы использования и охрана почв Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – С. 161–166.
- Дьяков В.П.* Калийное состояние дерново-подзолистых почв тяжелого механического состава Предуралья // Плодородие и мелиорация почв Нечерноземья. – Пермь, 1991. – С. 60–71.
- Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. Эволюция почв (опыт изучения динамики почвообразования). – М.: Прогресс, 1970. – 591 с.
- Евдокимова Т.И., Быстрицкая Т.Л., Васильевская В.Д. и др.* Биогеохимические циклы элементов в природных зонах европейской части СССР // Биогеохимические циклы в биосфере. – М.: Наука, 1976. – С. 154–182.
- Жарикова Е.А.* Калий в почвах восточной буроземно-лесной области России. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 135 с.
- Жилко В.В., Жукова И.И., Черныш А.Ф. и др.* Потери гумуса и макроэлементов, вызываемые водной эрозией дерново-палево-подзолистых почв Белоруссии // Агрохимия. – 1999. – №10. – С. 41–47.
- Жукова Л.М.* Изменение подвижности обменного калия в различных почвах и доступность его для растений при систематическом применении удобрений // Агрохимия. – 1967. – № 8. – С. 59–68.
- Жуков Г.А.* Проблемы химизации почв Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1985. – 159 с.
- Забавская К.М.* Фиксация калия различными почвами и выделенными из них механическими фракциями // Агрохимия. – 1974. – № 7. – С. 3–42.
- Забавская К.М.* Сравнительная оценка различных способов определения необменного калия в почвах // Почвоведение. – 1977. – № 7. – С. 128–131.
- Забавская К.М., Панкова Н.К.* Калийное питание растений и эффективность калийных удобрений // Агрохимия. – 1975. – № 9. – С. 51–67.
- Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. – М.: Наука, 1974. – 208 с.
- Захарчук П.В.* О биологическом поглощении калия в почвах // Труды Киевского с.-х. ин-та. – Киев, 1949. – Т. 5. – С. 292–294.
- Зырин Н.Г.* К вопросу о поведении калия в почве // Учен. зап. Моск. гос. ун-та. Сер. Почвоведение. – 1946. – Вып. 105. – С. 112–119.
- Ильин Р.С.* Природа Нарымского края: Материалы по изучению Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1930. – Т. 2. – 344 с.
- Искандеров П.Ш.* Использование природных цеолитов // Почвоведение. – 1979. – № 10. – С. 126–129.
- Исмаилов Н.М.* Нефтяное загрязнение и биологическая активность почв // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. – М.: Наука, 1982. – С. 227–234.
- Канивец Н.И., Бергулева Л.Я.* Относительная активность калия и калийная буферная способность почв // Агрохимия. – 1975. – № 4. – С. 50–56.
- Канунникова Н.А.* Термодинамические потенциалы и показатели буферных свойств почв. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 100 с.

Канунникова Н.А., Ковриго В.П. Термодинамические показатели калийного равновесия в почве // Проблемы почвоведения: докл. к Междунар. конгр. почвовед. – М.: Наука, 1986. – С. 50–57.

Канунникова Н.А., Ковриго В.П., Дзюин Г.П. Исследования ионообменного равновесия калия в дерново-подзолистых почвах Удмуртии // Почвоведение. – 1980. – №6. – С. 104–114.

Канунникова Н.А., Ковриго В.П., Дзюин Г.П. Изучение динамики калийных потенциалов почвенных растворов // Почвоведение. – 1981. – №11. – С. 61–70.

Карпинец Т.В., Липкина Г.С. Устойчивые стационарные состояния калийного режима в почвах // Почвоведение. – 1992. – №3. – С. 61–68.

Карпинский Н.П. Агрохимическая характеристика дерново-подзолистых почв // Действие удобрений на урожай и его качество. – М.: Колос, 1965. – С. 288–308.

Кашанский А.Д., Высоцкий К.Л. Распределение фосфора и калия на мезоморфологическом уровне в профиле подзолистых почв на покровных суглинках // Изв. ТСХА. – 1979. – № 4. – С. 99–105.

Киндерлис З.Б. Вымывание питательных веществ дренажными водами // Почвоведение. – 1970. – № 2. – С. 102–110.

Классификация почв России / Сост. Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. РАСХНИЛ, 2000. – 235 с.

Князева Н.В., Капшук М.П., Чемелев Н.С. Термодинамические показатели калийного состояния ферраллитных почв Камбоджи // Почвоведение. – 1994. – № 3. – С. 53–58.

Кобзаренко В.И. Ресурсы фосфора и калия дерново-подзолистых почв и возможности их мобилизации // Агрохимия. – 1999. – № 10. – С. 12–23.

Ковалев Р.В., Панин П.С., Панфилов В.П., Селиков Н.С. Почвенно-мелиоративное районирование южной равнинной части Обь-Иртышского междуречья // Почвы Кулундинской степи. – Новосибирск: Наука, 1967. – С. 3–77.

Ковалев Р.В., Трофимов С.С. Общая характеристика почвенного покрова Западной Сибири // Агрохимическая характеристика почв СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 5–31.

Ковда В.А. Минеральный состав растений и почвообразование // Почвоведение. – 1956. – № 1. – С. 6–39.

Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. – М.: Наука, 1985. – 263 с.

Козлова О.Н., Лукин С.М., Соколова Т.А. и др. Вклад различных гранулометрических фракций в обеспеченность супесчаной дерново-подзолистой почвы обменным и необменным калием // Агрохимия. – 2000. – №12. – С. 15–23.

Козлова О.Н., Соколова Т.А., Носов В. В., Балдина В.В. О содержании калия в различных выгяхах из черноземов и дерново-подзолистых почв разного гранулометрического и минералогического состава // Агрохимия. – 2003. – № 10. – С. 13–21.

Кокотов Ю.А., Золотарев П.П., Ельки Г.Э. Теоретические основы ионного обмена. – М.: Химия, 1986. – 281 с.

Кораблева Л.И. Плодородие, агрохимические свойства и удобрение пойменных почв нечерноземной зоны. – М.: Наука, 1969. – 277 с.

Кораблева Л.И., Слуцкая Л.Д. Влияние фиксирующей способности пойменных почв на доступность калия растениям // Почвоведение. – 1972. – №9. – С. 62–69.

Кораблева Л.И., Слуцкая Л.Д. Изменения содержания обменного калия в пойменных почвах различного механического состава в условиях интенсивного земледелия // Агрохимия. – 1976. – №3. – С. 42–48.

Кораблева Л.И., Слуцкая Л.Д. Мобилизация необменного калия в почвах с высокой фиксирующей способностью // Почвоведение. – 1978. – № 8. – С. 83–89.

Корнблюм Э.Л., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирина А.Г. Изменение глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоды и солонца // Почвоведение. – 1972. – № 1. – С. 107–114.

Кочергин А.Е. Эффективность удобрений на черноземах Западной Сибири // Агрохимическая характеристика почв СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 316–336.

Красильников П.Ф., Фомин О.К. Механизмы необменного поглощения калия и натрия экстремально кислыми почвами таежной зоны // Почвоведение. – 2000. – № 7. – С. 808–814.

Красинцева В.В. К вопросу о гидрогеохимии калия // Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 45. – С. 44–48.

Кудрин С.А. Силикаты калия почвы как источник этого элемента для растений // Агробиология. – 1955. – № 1. – С. 90–99.

Куйбышева И.П. Влияние содержания и состава тонкодисперсных фракций на калийное состояние серых лесных почв: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М., 1985. – 25 с.

Кук Дж. Регулирование плодородия почвы. – М.: Колос, 1970. – 520 с.

Кулаковская Т.Н., Корзун А.Г., Алексейчик Н.Н., Скоропанова Л.С. Изменение активности ионов К и Са, калийного и известкового потенциалов в дерново-подзолистой суглинистой почве под влиянием удобрений и известкования // Почвенные исследования и применение удобрений. – Минск, 1983. – № 14. – С. 52–59.

Курачев В.М., Рябова Т.Н. Засоленные почвы Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. – 152 с.

Кутузова Р.С. Превращение кремнезема растительных остатков в процессе их минерализации // Почвоведение. – 1968. – № 7. – С. 119–128.

Кушниренко Е.Ф. Влияние высушивания почвы на содержание подвижных форм калия и фосфора // Агрохимия. – 1971. – № 7. – С. 55–59.

Лабенец Е.М., Горбунов Н.И., Щурина Г.Н. Прогноз изменений свойств почв и разрушения минералов под влиянием воды и растворов // Почвоведение. – 1974. – №4. – С. 130–146.

Лозановская И.Н., Орлов Д.С., Попов П.Д. Теория и практика использования органических удобрений. – М.: Агропромиздат, 1987. – 95 с.

Ляхов А.И., Феценко Н.С. Влияние высушивания и смачивания, замораживания и оттаивания на подвижность фосфора и калия в эродированных карбонатных черноземах // Бюл. ВНИИ удобр. и агропочвоведения. – 1984. – Вып. 71. – С. 53–57.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав и индикаторные признаки. – М.: Наука, 1968. – 276 с.

Мазур Г.А., Медвидь Г.К., Григора Т.И. О применении природных цеолитов для повышения плодородия почв легкого гранулометрического состава // Почвоведение. – 1984. – № 10. – С. 73–78.

Мамченков И.П. Правильное применение органических удобрений – важное условие повышения урожайности. – М.: Знание, 1956. – 36 с.

Маслова Л.А. Калий как элемент почвенного плодородия // Калийные удобрения. – М., 1938. – С. 1–52.

Маслова И.Я. Агрохимическая характеристика выщелоченных черноземов // Плодородие почв Новосибирского Приобья. – Новосибирск: Наука, 1971. – С. 5–56.

Медведева О.П. Калийный потенциал и условия калийного питания растений // Агрохимия. – 1968. – № 5. – С. 30–44.

Медведева О.П. Фиксация калия удобрений в необменной форме и его доступность растениям // Агрохимия. – 1971. – № 12. – С. 38–45.

- Медведева О.П.* Определение калийного потенциала и потенциальной буферной способности почв в отношении калия // *Агрохимические методы исследования почв.* – М.: Наука, 1975. – С. 219–227.
- Медведева О.П.* Фиксация черноземом калийных удобрений в необменной форме и его доступность растениям // *Агрохимия.* – 1976. – № 7. – С. 51–58.
- Медведева О.П.* К вопросу оценки обеспеченности растений доступным калием // *Агрохимия.* – 1987. – №1. – С. 116–138.
- Мееровский А.С., Самойлович М.П., Касьянчик С.А.* Калийный режим мелиорированных дерново-глееватых почв // *Почвоведение.* – 1991. – № 5. – С. 76–83.
- Мизеров Б.М., Черноусов С.И., Абрамов С.П.* Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-е, 1971. – 212 с.
- Мило Ж.* Геология глин. – Л.: Недра, 1968. – 405 с.
- Минеев В.Г.* Агрохимия и экологические функции калия. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 332 с.
- Минервин А.В.* Характеристика покровных отложений долины р. Оби в ее среднем и нижнем течении // *ДАН.* – 1959. – Т. 128, № 6. – С. 1247–1249.
- Минкин М.Б., Горбунов Н.И., Садыменко П.А.* Актуальные вопросы физической и коллоидной химии почв // *Труды Рост. гос. ун-та.* – Ростов н/Д, 1982. – 275 с.
- Мотузова Г.В.* Соединения микроэлементов в почвах: системная организация, экологическое значение, мониторинг. – М.: Изд-во УРСС, 1999. – 166 с.
- Мукатапов А.Х., Ривкин П.Р.* Влияние нефти на свойства почв // *Нефтяное хозяйство.* – 1980. – № 4. – С. 53–54.
- Най П.Х., Тинкер П.Б.* Движение растворов в системе почва – растение. – М.: Колос, 1980. – 365 с.
- Носов В.В.* Влияние содержания и состава глинистого материала на калийное состояние дерново-подзолистых почв: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М., 1997. – 31 с.
- Носов В.В., Соколова Т.А., Прокошев В.В., Исаенко М.А.* Изменение некоторых показателей калийного состояния дерново-подзолистых почв под влиянием применения калийных удобрений в длительных полевых опытах // *Агрохимия.* – 1997. – № 5. – С. 13–19.
- Огородников А.В., Середина В.П.* Влияние нефтяного загрязнения на водно-физические свойства и калийное состояние почв нефтегазоносных районов Томского севера // *Вопросы географии Сибири.* – Томск, 1999. – Вып. 23. – С. 170–178.
- Огородников А.В., Середина В.П., Хромых В.С.* Почвенно-экологический мониторинг загрязнения пойменных экосистем нефтью и нефтепродуктами на нефтяных месторождениях Западной Сибири // *Экология и рациональное природопользование на рубеже веков. Итоги и перспективы:* матер. Междунар. конф. – Томск, 2000. – Т. 1. – С. 18–20.
- Олений А.С.* Регионы мощного торфонакопления – главный сырьевой резерв торфяного производства // *Торфяная промышленность.* – 1987. – № 7. – С. 13–14.
- Онианы О.Г.* Агрохимия калия. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
- Органические удобрения в интенсивном земледелии / В.А. Васильев, И.И. Лукьянов, В.Г. Минеев.* – М.: Колос, 1984. – 303 с.
- Орлов Д.С.* Химия почв. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 400 с.
- Орлов Д.С., Воробьева Л.А.* Система показателей химического состояния почв // *Почвоведение.* – 1982. – № 4. – С. 5–22.
- Орлова А.Н., Прижужкова В.Г., Соколова Р.А.* Корреляционная связь и количественные соотношения между содержанием калия при определении различными методами // *Химия в сельском хозяйстве.* – 1974. – № 12. – С. 50–54.

- Основы использования и охраны почв Западной Сибири* / С.С. Трофимов, В.И. Щербинин, В.В. Реймхе и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 226 с.
- Панников В.Д., Минеев В.Т.* Почва, климат, урожай. – М.: Колос, 1979. – 416 с.
- Панфилов В.П.* Физические свойства и водный режим почв Кулундинской степи. – Новосибирск: Наука, 1973. – 260 с.
- Панфилов В.П., Ландина М.М.* Механический состав // Почвенно-физические условия мелиорации Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1977. – С. 4–13.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А.* Образование вторичных минералов в почвах и растениях в связи с миграцией элементов // Докл. к VI Междунар. конгрессу почвоведов. II комиссия. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – С. 77–85.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А.* Минералогические исследования в почвоведении. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 206 с.
- Перевалов М.И., Поддубный Н.Н.* Формы калия в гранулометрических фракциях черноземов Правобережья Саратовской области // Докл. ТСХА. – 1974. – Вып. 198. – С. 93–97.
- Перевалов М.И., Поддубный Н.Н.* Запасы и распределение калия в дерново-подзолистой и черноземной почвах // Изв. ТСХА. – 1977. – № 4. – С. 101–107.
- Перельман А.И.* Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 528 с.
- Петербургский А.В.* К.К. Гедройц о доступности растениям калия почвы и дальнейшем развитии этого процесса // Почвоведение. – 1957. – № 11. – С. 88–98.
- Петербургский А.В.* Калийные удобрения // Агрохимия. – М.: Колос, 1967. – С. 262–278.
- Петербургский А.В.* Усвоение растениями калия и других обменно-поглощенных катионов в свете учения К.К. Гедройца // Почвоведение. – 1973. – № 6. – С. 50–59.
- Петербургский А.В.* Круговорот и баланс питательных веществ в земледелии. – М.: Наука, 1979. – 168 с.
- Петербургский А.В., Горбунова Л.П.* О фиксации калия выщелоченным черноземом // Изв. ТСХА. – 1966. – Вып. 4. – С. 114–118.
- Петербургский А.В., Кузнецов А.В.* О доступности растениям калия почвенных минералов. – Изв. ТСХА. – 1972. – Вып. 6. – С. 97–104.
- Петербургский А.В., Никитишин В.И.* Баланс питательных веществ и урожайность сельскохозяйственных культур в земледелии СССР // Повышение плодородия почв и продуктивности сельского хозяйства при интенсивной химизации. – М.: Наука, 1983. – С. 5–16.
- Петербургский А.В., Ретина О.А.* Влияние высушивания на динамику обменного калия в серой лесной почве // Агрохимия. – 1976. – № 10. – С. 55–58.
- Петербургский А.В., Ретина О.А.* Использование калийного потенциала для характеристики условий питания растений // Агрохимия. – 1981. – № 4. – С. 151–155.
- Петков И.А.* О химическом и минералогическом составе механических фракций мощного и выщелоченного чернозема Центрально-черноземного заповедника // Вестник Моск. ун-та. Биология, почвоведение. – 1965. – № 6. – С. 62–75.
- Пивоварова Е.Г.* Формы калия в умеренно засушливой и колочной степи Алтайского края: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Новосибирск, 1990. – 18 с.
- Пивоварова Е.Г.* Влияние калийных удобрений на содержание механических форм калия в почвах и урожай сельскохозяйственных культур // Агрохимия. – 1993. – №2. – С. 44–49.
- Пиковский Ю.И.* Природные и техногенные потоки углеводов в окружающей среде. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 208 с.
- Полынов Б.Б.* Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 751 с.
- Почвы поймы р. Оби, их мелиоративное состояние и агрохимическая характеристика* / Т.П. Славнина, Г.Е. Пашнева, Р.Г. Иванова и др. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. – 225 с.

- Природные цеолиты. – М.: Наука, 1980. – 224 с.
- Прокошев В.В., Соколова Т.А. К вопросу о состоянии калия и сопутствующих элементов в системе почва–растение–удобрение // Матер. 22-го Междунар. коллоқ. Солигорск, 18–22 июня 1990. – Л., 1990. – Т. 1. – С. 105–128.
- Прокошев В.В., Дерюгин И.П. Калий и калийные удобрения (практическое руководство). – М.: Ледум, 2000. – 185 с.
- Прияишиков Д.Н. Избранные сочинения. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – Т. 1. – 630 с.
- Пчелкин В.У. Фиксация калия в почвах в зависимости от содержания в них органического вещества и коллоидной части // Вестник с.-х. науки. – 1941. – № 1. – С. 28–33.
- Пчелкин В.У. Почвенный калий и калийные удобрения. – М.: Колос, 1966. – 336 с.
- Рассел Дж. Почвенные условия и рост растений. – М.: ИЛ, 1955. – 623 с.
- Репина О.А. Калий в серых лесных почвах в связи с питанием растений и применением удобрений: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М., 1978. – 17 с.
- Ринальди Р. Цеолиты // Минералогическая энциклопедия. – М.: Мир, 1985. – С. 313–323.
- Родин Л.Е., Базилевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. – М.; Л.: Наука, 1965. – 251 с.
- Розанов Б.Г. Морфология почв. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 320 с.
- Ропот В.М., Кердиваренко М.А. Природные сорбенты и их роль в решении проблемы охраны окружающей среды // Адсорбенты и адсорбционные процессы в решении проблемы охраны природы. – Кишинёв: Штиинница, 1986. – С. 17–23.
- Рыжова Л.В., Шаймухаметов М.М. Сравнительная характеристика термодинамики обмена ионов К–Са в дерново-подзолистой и черноземной почвах // Физикохимия почв и их плодородие. – М.: Изд-во Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1988. – С. 47–55.
- Савич В.И. Термодинамика трансформаций соединений ионов в почвах // Итоги науки и техники. Почвоведение и агрохимия. – 1986. – Т. 6. – С. 7–86.
- Самосова С.М., Курбский Г.П., Усачёва Г.М. Изменение микрофлоры и состава нефти в чернозёмной почве Татарии в первый период после загрязнения // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. – М.: Наука, 1982. – С. 227–234.
- Сердобольский И.П. Калий. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944. – 82 с.
- Середина В.П. Химико-минералогический состав илистой фракции почв юга Томской области // Вопросы почвоведения Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979а. – С. 94–100.
- Середина В.П. Химический состав фракций механических элементов серых лесных почв Томского Приобья // Специфика почвообразования в Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-е, 1979б. – С. 157–162.
- Середина В.П. Формы калия в пойменных почвах // Почвы поймы Средней Оби, их мелиоративное состояние и агрохимическая характеристика. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981б. – С. 163–194.
- Середина В.П. Калий в автоморфных почвах на лёссовидных суглинках. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984. – 216 с.
- Середина В.П. Моделирование сорбции калия удобрений в почвах с гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом илистой фракции // Тез. докл. VII делегатского съезда ВОП. – Ташкент, 1985. – Ч. 2. – С. 43.
- Середина В.П. Запасы биофильных элементов в пойменных почвах р. Чулым // Тез. докл. научной конф. «Человек и вода». – Томск, 1990. – С. 132–135.
- Середина В.П. Минералого-геохимические особенности поведения калия в почвах Западной Сибири // Современные проблемы почвоведения в Сибири. – Томск: ТГУ, 2000. – С. 425–434.

Середина В.П. Оценка калийного состояния почв на основе термодинамических показателей: современные подходы и принципы // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: матер. Междунар. конф. / Под ред. Л.И. Герасько. – Томск: ТГУ, 2002а. – С. 349–357.

Середина В.П. Активизация процессов накопления подвижных форм калия в почвах под влиянием органических удобрений // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: матер. Междунар. конф. / Под ред. Л.И. Герасько. – Томск: ТГУ, 2002б. – С. 366–375.

Середина В.П. Цеолиты и поведение калия в почвах // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: матер. Междунар. конф. / Под ред. Л.И. Герасько. – Томск: ТГУ, 2002в. – С. 357–366.

Середина В.П. Оценка техногенного воздействия нефти на свойства почв Западной Сибири // Изв. Том. политех. ун-та. – 2003. – Т. 306, №2. – С. 34–37.

Середина В.П. Геохимические особенности поведения калия в почвах // Вестник Томского государственного университета. Биология. – Томск: Изд-во ТГУ, 2007. – № 1. – С. 106–118.

Середина В.П., Андреева Т.А. Интегральная оценка влияния нефти на основные параметры химического состояния почв // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: матер. Междунар. конф. / Под ред. Л.И. Герасько. – Томск: ТГУ, 2002. – С. 101–106.

Середина В.П., Андреева Т.А., Алексеева Т.П. и др. Нефтезагрязненные почвы: свойства и рекультивация. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 270 с.

Середина В.П., Непотребный А.И. Прогнозно-эволюционные аспекты посттехногенных трансформаций почв нефтезагрязненных экосистем южной тайги Западной Сибири // Эволюция почвенного покрова. История идей и методы, голоценовая эволюция, прогнозы / Отв. ред. И.В. Иванов, Л.С. Песочина. – Пушchino: Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 2009. – С. 292–293.

Середина В.П., Непотребный А.И. Направленность изменений свойств почв нефтезагрязненных экосистем в условиях южной тайги Западной Сибири // Закономерности изменения почв при антропогенных воздействиях и регулирование состояния и функционирования почвенного покрова: матер. Всерос. науч. конф. – М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2011. – С. 269–375.

Середина В.П., Непотребный А.И., Садыков М.Е. Характер изменения свойств почв нефтезагрязненных экосистем в условиях гумидного почвообразования // Вестник КрасГАУ. – 2010. – № 10. – С. 49–54.

Середина В.П., Ревушкина Т.С. Изучение некоторых термодинамических показателей калийного состояния почв средней Оби // Рациональное использование почв и почвенного покрова Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1986. – С. 35–54.

Середина В.П., Харакордин В.Н., Непотребный А.И. Эколого-геохимические трансформации почв нефтезагрязненных экосистем южной тайги Западной Сибири // Почвы Сибири: генезис, география, экология и рациональное использование: матер. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения выдающегося организатора почвенной науки Романа Викторовича Ковалева / Новосиб. гос. ун-т. – Новосибирск, 2007. – С. 154–155.

Середина В.П., Харакордин В.Н., Непотребный А.И. Особенности миграции и аккумуляции нефти и нефтепродуктов в почвах южной тайги Западной Сибири // Матер. V Всерос. съезда общества почвоведов. – Ростов н/Д, 2008. – С. 61.

Середина В.П., Янюшкина Т.В. Калий в почвах сопряженных ландшафтов Центральной Кулунды // Рациональное использование почв и почвенного покрова Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1986. – С. 55–65.

- Синягин И.И. Калий в почвах сероземной зоны // Почвоведение. – 1940. – № 11. – С. 55–68.
- Синягин И.И. Земельные ресурсы Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. – 221 с.
- Синягин И.И., Тепер Е.Н. Влияние замораживания и биологического поглощения на подвижность калия почвы // Вестник с.-х. науки. – 1968. – № 9. – С. 15–20.
- Славнина С.П., Изерская Л.А., Середина В.П. Оценка обеспеченности растений поймы долины Оби элементами-биофилами // Принципы оценки плодородия почв. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – С. 98–105.
- Славнина Т.П. Азот, фосфор, калий в лесостепных оподзоленных почвах Томской области // Труды Том. ун-та. – 1949. – Т. 109. – 196 с.
- Славнина Т.П., Изерская Л.А., Середина В.П. Оценка обеспеченности элементами-биофилами растений кормовых угодий поймы р. Оби // Земельно-оценочные проблемы Сибири и Дальнего Востока. – Барнаул, 1986. – С. 155.
- Славнина Т.П., Кахаткина М.И., Середина В.П. Элементы-биофилы в автоморфных почвах юго-восточной части Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984. – 130 с.
- Славнина Т.П., Кахаткина М.И., Середина В.П., Изерская Л.А. Загрязнение почв нефтью и нефтепродуктами // Основы использования и охраны почв Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – С. 186–207.
- Славнина Т.П., Середина В.П., Курочкин Н.И. и др. Эффективность торфосмесей на серых лесных почвах в севообороте // Информационный листок / Томский ЦНТИ. – № 92-87. – 4 с.
- Славнина Т.П., Середина В.П., Кляотова Н.Г., Попова Г.И. Эффективность применения торфяных удобрений на серых лесных почвах // Ресурсы и проблемы использования агрохимического сырья Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – С. 159–166.
- Снакин В.В., Кречетов П.П., Мельченко В.Е. Оценка состояния почв и ландшафтов для целей экологического нормирования // Биогосхимические основы экологического нормирования. – М.: Наука, 1993. – С. 126–142.
- Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. – Новосибирск: Наука, 1985. – 253 с.
- Соколова Т.А. Калийное состояние почв, методы его оценки и пути оптимизации. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 49 с.
- Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: учеб. пособие. – Тула: Гриф и К, 2005. – 336 с.
- Соколова Т.А., Мотузова Г.В., Малинина М.С., Обуховская Т.Д. Химические основы буферности почв. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 336 с.
- Соколова Т.А., Носов В.В., Прокошев В.В. Факторы, определяющие некоторые показатели калийного состояния дерново-подзолистых почв разного гранулометрического и минералогического состава // Вестник МГУ. Сер. 17. – 1998. – № 2. – С. 19–25.
- Соколова Т.А., Носов В.В., Прокошев В.В. Кинетика вытеснения легкообменного калия кальцием из дерново-подзолистых почв разного гранулометрического состава // Почвоведение. – 1999. – № 5. – С. 575–585.
- Соколова Т.А., Таргульян В.О. Разрушение и передвижение глинистого материала в дерново-подзолистой почве // Проблемы почвоведения (советские почвоведы к XI Международному конгрессу почвоведов). – М.: Наука, 1978. – С. 272–279.
- Соколова Т.А., Трофимов С.Я. Сорбционные свойства почв. Адсорбция. Катионный обмен: учеб. пособие по некоторым главам химии почв. – М.: Университетская книга, 2009. – 172 с.

- Солнцева Н.П.* Изменение морфологии дерново-подзолистых почв в районах нефтедобычи // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. – М.: Наука, 1982. – С. 29–70.
- Солнцева Н.П.* Эволюционные тренды почв в зоне техногенеза // Почвоведение. – 2002. – №1. – С. 9–20.
- Солнцева Н.П., Никифорова Е.М.* Региональный геохимический анализ загрязнения почв нефтью (на примере Пермского Прикамья) // Восстановление нефтезагрязнённых почвенных экосистем. – М.: Наука, 1988. – С. 122–140.
- Солнцева Н.П., Пиковский Ю.И.* Особенности загрязнения почв при нефтедобыче // Труды 2-го Всесоюз. совещания. – Обнинск, 1980. – С. 76–82.
- Слозито Г.Л.* Термодинамика почвенных растворов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
- Станков Н.З.* Корневая система полевых культур. – М.: Колос, 1964. – 280 с.
- Степанов А.Г.* Сравнительная оценка методов определения почвенного калия // Науч.-техн. бюл. СО ВАСХНИЛ. – 1986. – С. 22–30.
- Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы.* – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – Т. 2. – 496 с.
- Сулакишина Г.А., Рождественская Л.А.* Юго-восток Томской области // Лёссовые породы СССР. – М.: Наука, 1966. – С. 127–141.
- Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирина А.Г., Целпцева Л.К.* Организация, состав и генезис дерново-подзолистой почвы на покровных суглинках. – М.: Наука, 1974. – С. 109–213.
- Терлеев В.В., Кокотов Ю.А., Крейер К.Г.* Исследование обменного калия в дерново-подзолистой супесчаной почве методом Бекетта // Агрохимия. – 2000. – № 9. – С. 28–34.
- Титлянова А.А., Френч Л.П., Злотин Р.И., Шатохина Н.Г.* Антропогенная трансформация травяных экосистем умеренной зоны // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук. – 1983. – №10. – С. 9–21.
- Титова Э.В.* Почва – растение – удобрение. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2000. – 172 с.
- Титлянова А.А., Тесаржова М.* Режимы биологического круговорота. – Новосибирск: Наука, 1991. – 150 с.
- Тихонов С.А., Матусевич Н.А., Матусевич Л.А., Рябцев П.Н.* Минералы полугидроморфных почв Белоруссии // Тез. докл. V Всесоюз. съезда почвоведов. – Минск, 1977. – С. 148–149.
- Торфяные ресурсы мира:* Справочник. – М., 1988. – 383 с.
- Торфяные ресурсы Томской области /* Под ред. Э.В. Титовой. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1985. – 23 с.
- Травникова Л.С., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Цеоциты в некоторых почвах // Почвоведение. – 1973. – №3. – С. 106–114.
- Трофимов С.С.* (при участии Бомбер З.А.) Агрохимическая характеристика почв Кемеровской области // Агрохимическая характеристика почв СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 118–168.
- Трофимов С.Я., Аммосова Я.М., Орлов Д.С. и др.* Влияние нефти на почвенный покров и проблема создания нормативной базы по влиянию нефтезагрязнения на почвы // Вестник МГУ. Сер. 17. – 2000. – № 2. – С. 30–34.
- Трофимов С.Я., Караванова Н.И.* Жидкая фаза почв: учеб. пособие по некоторым главам химии почв. – М.: Университетская книга, 2009. – 111 с.
- Трофимов С.Я., Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Минеральные компоненты почв: учеб. пособие по некоторым главам химии почв. – Тула: Гриф и К, 2007. – 104 с.
- Трофимов И.Т., Чижикова Н.П., Гладков Ю.А.* Почвы солонцовых комплексов и их мелиорация на террасовидных склонах Касмалинской долины древнего стока в подзоне

южных черноземов Алтайского края // Засоленные почвы Алтайского края, их свойства и мелиорация. – Барнаул, 1980. – С. 86–106.

Трофимов С.Я., Караванова Н.И. Жидкая фаза почв: учеб. пособие по некоторым главам химии почв. – М.: Университетская книга, 2009. – 111 с.

Уивер Ч.Е. Эффект и геологическое значение фиксации калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита и вулканогенного материала // Вопросы минералогии глин. – М.: МЛ, 1962. – С. 369–402.

Фокин А.Д. Роль растений в формировании транспортных потоков вещества в почвах // Организация почвенных систем. – Пушкино: ИФХБПП РАН, 2007. – Т. 1. – С. 50–52.

Фокин А.Д. Устойчивость почв и наземных экосистем: подходы к систематизации понятий и оценке // Изв. ТСХА. – 1955. – №2. – С. 71–85.

Хапкина З.А., Мееровский А.С., Силач А.Н. Калийный режим низинных торфяноболотных почв Белоруссии // Почвоведение. – 1974. – №9. – С. 79–87.

Хмельев В.А. Чернозёмы на лёссовых породах: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. – Новосибирск, 1984. – 51 с.

Хмельев В.А., Танасиенко А.А. Черноземы Кузнецкой котловины. – Новосибирск: Наука, 1983. – 256 с.

Цициашвили Г.В. Перспективы применения цеолитов в сельском хозяйстве // Природные цеолиты. – Тбилиси, 1980. – С. 13–25.

Челищев Н.Ф. Ионообменные свойства минералов. – М.: Наука, 1973. – С. 80–101.

Челищев Н.Ф., Беренштейн Б.Г., Володин В.Ф. Цеолиты – новый тип минерального сырья. – М.: Недра, 1987. – 175 с.

Челищев Н.Ф., Беренштейн Б.Г. Клиногидролиты. – М.: ВИЭМС, 1974. – 40 с.

Челищев Н.Ф., Челищева Р.В. Использование природных цеолитов // Вестник с.-х. науки. – 1978. – № 2. – С. 126–131.

Черняховский Л.Г. Элювий и продукты его пересотложения. – М.: Наука, 1966. – 179 с.

Чижикова Н.П. Химический и минералогический состав южных черноземов Кустанайской области // Почвоведение. – 1965. – № 10. – С. 88–98.

Чижикова Н.П. Минералогический состав высокодисперсной части черноземов центральной фашии // Науч. докл. Высшей школы. Биол. науки. – 1968. – №6. – С. 115–119.

Чижикова Н.П. Изменение минералогического состава илистых фракций и их подвижности в дерново-подзолистых почвах под влиянием вносимых удобрений // Минералогический состав и микростроение почв в решении вопроса их генезиса и плодородия. – М.: ВАСХНИЛ. Почв. ин-т, 1990. – С. 16–29.

Чижикова И.П. Изменение минералогического состава черноземов, типичных при орошении // Почвоведение. – 1991. – № 2. – С. 65–81.

Чижикова Н.П. Агротехногенное преобразование минералогического состава дерново-подзолистых почв // Почвоведение. – 1994. – №4. – С. 85–91.

Чижикова Н.П. Устойчивость почв при агрогенном воздействии с позиций изменения их минералогического состава // Проблемы антропогенного почвообразования. – М., 1997. – Т. 1. – С. 239–241.

Чижикова Н.П. Изменение минералогического состава тонких фракций почв под влиянием агротехногенеза // Почвоведение. – 2002. – №7. – С. 867–876.

Чижикова Н.П. Современное состояние почвенной минералогии // Почвоведение: история, социология, методология / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. – М.: Наука, 2005. – С. 301–303.

Чижикова Н.П., Градусов Б.П., Травникова Л.С. Минералогический состав глинистого материала почв // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1974. – Т. 1. – С. 159–183.

- Чижикова Н.П., Королева И.Е. Взаимосвязь содержания гидрослюд илстых фракций со степенью обеспеченности растений калием на территории европейской части России // Антропогенная деградация почвенного покрова. – 1998. – Т. 2. – С. 322–333.
- Чижикова Н.П., Липкина Г.С., Градусов Б.П. Калийное состояние почв, развитых на песчаных отложениях, как функция их минералогического состава // Плодородие почв при интенсивном земледелии. – М.: ВАСХНИЛ, 1990. – С. 85–94.
- Чуриков Ф.В. Агрохимия калия и фосфора. – М.: Сельхозгиз, 1956. – 463 с.
- Шаймухаметов М.Ш., Мамадалиев Г.Н. Влияние длительного применения удобрений на некоторые параметры калийного состояния и минералогического состава илстых частиц типичного серозема // Почвоведение. – 2003. – № 9. – С. 1114–1123.
- Шаймухаметов М.Ш., Никитина Л.В., Бабарина Э.А., Князева Н.В. Обменный калий и калийный потенциал как показатели обеспеченности дерново-подзолистых почв доступным калием // Почвоведение. – 1991. – № 7. – С. 78–83.
- Шаймухаметов М.Ш., Травникова Л.С. Калийное состояние пахотных почв европейской территории России // Почвоведение. – 2000. – №3. – С. 329–333.
- Шелева А.И., Шелева Л.Ф. Проблемы региональной экологии. Принципы эколого-хозяйственной оценки пойменных земель и почвенно-генетические аспекты. – Томск: Красное знамя, 1995. – 152 с.
- Шишов Л.Л., Дурманов Д.Н., Карманов И.И., Ефремов В.В. Теоретические основы и пути регулирования плодородия почв. – М.: ВО Агропромиздат, 1991. – 304 с.
- Шоба С.А. Минералогический состав почв южно-таежной подзоны Западной Сибири // Почвоведение. – 1972. – № 9. – С. 112–125.
- Щербатов А.П., Рудой И.Д. Плодородие почв, круговорот и баланс питательных веществ. – М.: Колос, 1983. – 100 с.
- Щербинин В.И., Хмелев В.А., Гаджиев И.М. Сельскохозяйственная освоенность, качественный состав и способы контроля за использованием земельных ресурсов // Основы использования и охраны почв Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – С. 5–52.
- Экологическое сопровождение разработки нефтегазовых месторождений. – Вып. 2. Мониторинг природной среды на объектах нефтегазового комплекса=Environmental Eskort for exploitation oil and gas deposit. Issue 2. Natural State Monitoring on the Objects of Oil and Gas Complexes: анализ. обзор / А.Г. Гендрин, Г.А. Надоховская, Н.К. Смирнова и др. / Гос. публич. науч.-техн. б-ка Сиб. отд-ния Рос. акад. наук; ТомскНИПИнефть ВНК (Сер. Экология. – Вып. 81). – Новосибирск, 2006. – 123 с.
- Юрueva Г.М., Кретер К.Г. Калийная потенциальная буферная способность почв как показатель их обеспеченности калием // Тез. докл. VII делегатского съезда Всесоюзного общества почвоведов. – Ташкент, 1985. – С. 45.
- Язвин Л.Г., Львов Ю.А., Ларгин И.Ф. Торфяные месторождения Томской области и их использование в сельском хозяйстве. – М.: Недра, 1971. – 56 с.
- Якименко В.Н. Калий в агроценозах Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – 231 с.
- Aide M.T., Cwiek G.J., Cummings M.F. Clay mineralogy and potassium status of selected soils in the glacial Lake Agassiz region of central Manitoba // Can. J. of Soil Sci. – 1999. – № 79. – P. 141–148.
- Barshad I., Kishk F.M. Oxidation of ferrous iron in vermiculite and bi- otite alters fixation and replaceability of potassium // Science. – 1968. – № 162. – P. 1401–1402.
- Beckett P.H.T. Studies on soil potassium. Part I. Confirmation of the ratio law: measurements of potassium potential // Soil Sci. – 1964. – Vol. 15, №1. – P. 1–8.

- Beckett P.H.T.* Die Kalium – Potentiale – Eine Übersicht // Kali – Briefe. – Bern, 1971. – F. 30. – 47 S.
- Bertsch P.M., Thomas G.W.* Potassium status of temperate region soils // Potassium in Agriculture. – Madison, Wisc.: Amer. Soc. Agronomy, 1985. – P. 131–162.
- Biskaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deepsea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean // Unpublished Ph. D. Thesis, Yale University. – 1964. – P. 1–86.
- Bolt G.H.M., Summer M.E., Kamphorst A.A.* A study of the equilibria between three categories of potassium in an illitic soil // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. – 1963. – Vol. 27, №1. – P. 294–299.
- Carson C.D., Dixon J.B.* Potassium selectivity in certain montmorillonitic soil clays // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. – 1972. – Vol. 36, № 2. – P. 838–843.
- Conti M.E., Horra A.M.de la, Efron D., Junenez M.P.* Alteracion producida en la relacion cantidad-intensidad de potasio (Q/I) de algunos suelos argentinos afectados por laboreo continuo // Agrochimica. – 1993. – Vol. 37, № 4–5. – P. 352–358.
- Cremers A.A., Elsen A., De Preter P., Macs A.* Quantitative analysis of radiocaesium retention in soils // Nature. – 1988. – Vol. 335, № 6187. – P. 247–249.
- Diest A. van.* Factors affecting the availability of potassium in soils // Proc. 11th Congr. Int. Potash. Inst. – Bern, 1978. – P. 75–97.
- Dixon J.B., Sculze D.G.* (Ed). Soil Mineralogy with Environmental Application. – Madison Wisconsin, USA, 2002. – 866 p.
- Grimme H.* Potassium release in relation to crop production // Potassium Res. and Agricult. Prod. – Bern, 1975. – P. 131–136.
- Grimme H.* The effect of field strength on the quantity of K – desorbed from soil by electroultrafiltration // Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde. – 1980. – № 1. – P. 97–106.
- Grimme H., Nemeth K., Braunschweig L.C.* Beziehungen zwischen dem Verhalten des Kaliums im Boden und der K-Ernährung der Pflanze // Landw. Forsch. Sonderm. – 1971. – Bd. 26, H. 1. – S. 165–176.
- Hamdan J., Burnham C.P., Ruhana B.* Evaluation of quantity-intensity relationships of potassium in deeply weathered soil profile developed over granite from Peninsular Malaysia // Commun. In Soil Sci. Plant Anal. – 1999. – Vol. 30, № 17–18. – P. 2111–2321.
- Jackson M.L., Luo J.X.* Potassium – release mechanism on drying soil: nonexchangeable to exchangeable potassium by protonation of micas // Soil Sci. – 1986. – Vol. 141, № 3. – P. 225–229.
- Jimenez C., Parra M.A.* Potassium quantity-intensity relationships in calcareous vertisols and inceptisols of southwestern Spain // Soil Sci. Soc. Amer. J. – 1991. – Vol. 55, № 4. – P. 985–989.
- Kribbe W.G., Thomas G.W.* Potassium–Calcium exchange coefficients in clay fractions of some Vertisols // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. – 1972. – Vol. 36, № 2. – P. 568–583.
- Liebeoath, Immo.* Bodenkunde. Bodenfruchtbarkeit. – Berlin: Deutscher Landwirtschaftsverl., 1964. – 271 S.
- Lindsay W.L.* Chemical equilibria in soils. – N.Y., 1980. – 449 p.
- McLean A.* Fixation of potassium added to soils and its recovery by plants. – Canad. J. Soil Sci. – 1968. – Vol. 48, № 3. – P. 340–346.
- McLean E.O., Watson M.E.* Soil measurements of plantavailable potassium // Potassium in agriculture. – 1985. – P. 277–318.
- MacLean A.J., Brydon J.E.* Release and fixation of potassium in different size fraction of some Canadian soils as related to their mineralogy // Can. J. of Soil Sci. – 1963. – № 43. – P. 123–134.
- Mengel K., Busch R.* The importance of the potassium buffer power on the critical potassium level in soils // Soil Sci. – 1982. – Vol. 133, № 1. – P. 27–32.

- Mumbrum L.E.* K-fixation as affected, by mineralogy in some soils derived from Agrillaceous chalk // *Soil Sci.* – 1958. – Vol. 76, № 5. – P. 276–281.
- Munn D.A., Wilding L.P., McLean E.O.* Potassium release from sand, silt and clay soil separates // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1976. – Vol. 40, № 3. – P. 364–366.
- Nemeth K., Mengel K., Grimme H.* The concentration of K, Ca and Mg in the saturation extracts in relation to exchangeable K, Ca and Mg // *Soil Sci.* – 1970. – Vol. 109, № 3. – P. 179–185.
- Nielsen N.E., Hansen H.C.B., Borggaard O.K.* Mineral changes in a Danish alfisol caused by 30 years of potassium depletion in the field // *Acta Agric. Scand. Sect. B-Soil Plant Sci.* 1997. – Vol. 47, № 1. – P. 1–6.
- Novozamsky I., Houba V.J.G.* Critical evaluation of soil testing methods for K // *Proc. 20-th Collog. Intern. Potash Inst.* – 1987. – P. 165–185.
- Paul A.N.* Quantity-intensity relationship of potassium in representative soils of West Bengal // *Indian Biol.* – 1991. – Vol. 23, № 1. – P. 1–3.
- Patiram Prasad R.N.* Release of non-exchangeable potassium and its relation to potassium supplying power of soils // *J. Ind. Soc. Soil Sci.* – 1991. – Vol. 39, № 3. – P. 488–493.
- Powell A.I., Hutcheson T.B.Jr.* Effect of lime and potassium additions on soil potassium reactions and plant response // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* – 1965. – Vol. 29, № 1. – P. 76–78.
- Pratt P.F.* Release of potassium from nonexchangeable forms from size fractions of several lova soils // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* – 1952. – Vol. 16, № 1. – P. 25–19.
- Quemener J.* Important factors in potassium balance sheets // *Proc. 13th congress Int. Potash Inst.* – Bern, 1986. – P. 41–72.
- Reichenbach H.G., Rich C.I.* Potassium release from muscovite as influenced by particle size // *Clays and Clay Min.* – 1969. – Vol. 17, № 1. – P. 23–29.
- Ross G.J., Rich C.I.* Effect of particle size on potassium sorption by potassium depleted phlogopite // *Clays and Clay Minerals.* – 1973. – Vol. 10, № 1. – P. 1–11.
- Reynolds R.C.I.* Interstratified clay systems: calculation of the total one dimensional diffraction // *Amer. Min.* – 1967. – Vol. 52, № 5–6. – P. 666–662.
- Rich C.I.* Potassium in minerals // *Proc. Colloq. Int. Potash Inst.* – 1972. – Vol. 1. – P. 15–31.
- Rich C.I., Black W.R.* Potassium Exchange as affected by cation size, pH and mineral structure // *Soil Sci.* – 1964. – Vol. 97, № 6. – P. 384–390.
- Roy H.K., Kumar Ajay, Sarkar A.K.* Q/I relations of potassium in a representative acid secondary soil of Ranchi // *J. Indian Soc. Soil Sci.* – 1991. – Vol. 39, № 1. – P. 175–177.
- Schouwenberg J. Ch., Schuffelen A.C.* Potassium behavior of an illite // *Neth. J. Agr. Sci.* – 1963. – Vol. 11, № 1. – P. 13–22.
- Schroeder D.* Structure and weathering of Potassium Containing Minerals // *Potassium Res. – Rev. and Trends. Proc. 11 th Congress int. Potash Inst., 1978. Congr. Occas. 25 th Anniv. Sci Boord.* – Bern, 1975. – P. 43–63.
- Schroeder D.* Structure and weathering of potassium Containing Minerals// *Potassium Res.- Rev. and Trends. Proc. 11th Congress Int. Potash Inst., 1978. Congr. Occas. 25th Anniv. Sci. Boord.* – Bern, 1979. – P. 43–63.
- Schwertmann U.* Die Selektive Kationen der Tonfraktion einiger Böden aus Sedimenten // *Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde.* – 1962. – B. 97, №1. – S. 9–25.
- Soil testing and plant analysis.* – Madison, Wisc.: Amer Soc. Agronomy, 1973. – 451 p.
- Seredina V.P., Karimov R.G., Protapopov N.F.* Hydro-physical Properties as an Quality Indicator of Oil Contaminated Soil // *16th World Congress of Soil Science.* – Vol. Montpellier, Franc, 1998. – P. Summaries, 2: 684.

- Seredina V.P., Protopopov N.F.* The Usage of PBC^k and pK=0,5pCa as a Soil Oil Pollution Index // 7th Annual Meeting of SETAC-Europe Prospects for the European Environment beyond 2000. April 6-10. - 1997. RAI, Amsterdam, NL. - Amsterdam P. 10.37, 234.
- Smith S., Clark L.J., Scott A.D.* Exchangeability of potassium in soils // Trans. 9-th Int. Congr. Soil Sci. - 1972. - Vol. 9. - P. 661-669.
- Ure A.M., Berrow M.L.* The elemental constituents of soils // Environmental Chemistry. - 1982. - Vol. 2. - P. 94-204.
- Van der Marel H.W.* Potassium fixation in dutch soils: Mineralogical analyses // Soil Sci. - 1954. - Vol. 78, № 3. - P. 168-180.
- Volk G.W.* The nature of potash fixation in soils // Soil Sci. - 1938. - Vol. 45, № 4. - P. 263-276.
- Volk N.I.* The fixation of potash in difficulty available form in soils // Soil Sci. - 1934. - Vol. 37, № 4. - P. 169-178.
- Wear W.W., White I.L.* Potassium fixation in clay minerals as related to crystal structure // Soil Sci. - 1951. - Vol. 71, № 1. - P. 1-14.
- Weaver C.E.* The effects and geologic significance of potassium fixation by exchangeable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material // Amer. Mineralogist. - 1958. - Vol. 43, № 9-10. - P. 839-861.
- Welte E., Niderbude E.A.* Die unterschiedliche Bindungstestigkeit von fixiertem Kalium und ihre mineralogische Deutung // Plant and Soil. - 1963. - Vol. 18, № 2. - P. 76-190.
- Weir A.H.* Potassium relation on montmorillonite // Clays and Clay Minerals. - 1965. - Vol. 6, № 1. - P. 17-22.
- Wihardjaka A., Kirk G.J.D., Abdulrachman S., Mamaril C.P.* Potassium balances in rainfed lowland rice on a lighttextured soil // Field crops research. - 1999. - Vol. 64, № 3. - P. 237-247.
- Williams D.E., Jenny H.* The replacement of nonexchangeable potassium by various acids and salts // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. - 1952. - Vol. 16. - P. 12-18.
- Woodruff C.M.* The energies of replacement of calcium by potassium in soils // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. - 1955. - Vol. 19, № 2. - P. 167-171.
- Zubillaga M.M., Conti M.E.* Availability of exchangeable and non-exchangeable K in Argentine soils with different mineralogy // Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde. - 1996. - Vol. 159, № 2. - P. 149-153.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ	6
1.1. Химия и биогеохимия калия.....	6
1.2. Роль калия в жизни растений.....	13
1.3. Минералы – источники калия в почвах.....	15
1.4. Основные показатели калийного состояния почв.....	24
1.5. Современные представления о потенциальной буферной способности почв в отношении калия.....	46
Глава 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ	56
2.1. Содержание и состав первичных минералов.....	59
2.2. Минералогический состав илистой фракции.....	77
Глава 3. ЭКСТЕНСИВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ И ПРОЦЕССЫ ТРАНСФОРМАЦИИ КАЛИЯ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ И ПОЧВООБРАЗОВАНИИ	86
3.1. Валовой калий и его связь с минералогическим составом почв.....	87
3.2. Формы калия и процессы их трансформации в почвах.....	104
Глава 4. ВКЛАД РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ФОРМИРОВАНИЕ КАЛИЙНОГО СТАТУСА ПОЧВ	152
4.1. Дифференциация валового калия по гранулометрическим фракциям.....	153
4.2. Вклад различных фракций гранулометрического состава в формирование калийснабжающей способности почв.....	166
4.3. Резервы калия и их соотношения в почвах.....	180
Глава 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ КАЛИЯ В ПОЧВАХ	193
5.1. Профиледифференцирующие процессы.....	194
5.2. Ландшафтно-дифференцирующие процессы.....	203
5.3. Поведение калия при чередовании явлений смачивания и высушивания.....	214
Глава 6. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ КАЛИЙНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ	225
6.1. Калийный потенциал (КП) и потенциальная буферная способность почв (ПБС ^К) в отношении калия.....	226
6.2. Изучение влияния гидротермических условий на некоторые показатели калийного состояния почв.....	247
6.2.1. Динамика обменного калия.....	249
6.2.2. Изменение КП и ПБС ^К в условиях лабораторного моделирования.....	254

Глава 7. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ СПОСОБОВ РЕГУЛИРОВАНИЯ КАЛИЙНОГО РЕЖИМА ПОЧВ	260
7.1. Органические удобрения и поведение калия в почвах	261
7.2. Цеолиты и поведение калия в почвах	277
7.2.1. Химико-минералогическая характеристика цеолита	279
7.2.2. Влияние клиноптилолита на калийтрансформирующие свойства дерново-подзолистой почвы	281
7.2.3. Влияние цеолита на режим калия	283
Глава 8. КАЛИЙ В ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВАХ	294
8.1. Изменение основных параметров калийного состояния почв под влиянием нефти в природных условиях	295
8.2. Изменение основных параметров калийного состояния почв под влиянием нефти в модельных условиях	299
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	324
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	334

Учебное издание

СЕРЕДИНА Валентина Петровна

КАЛИЙ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Учебное пособие

Редактор *В.Г. Лихачева*

Компьютерная вёрстка *Г.П. Орлова*

Подписано в печать 09.10.2012 г.

Формат 60x84^{1/16}. Бумага офсетная №1. Печать офсетная.

Печ. л. 22,1; усл. печ. л. 20,6; уч.-изд. л. 20,4. Тираж 300. Заказ 61.

ООО «Издательство ТГУ», 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4

ООО «Интегральный переплет», 634040, г. Томск, ул. Высоцкого, 28, стр. 1

