

В.П. Середина

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ КАЛИЯ В ПОЧВАХ

В работе рассматриваются результаты полевых и экспериментальных исследований поведения калия в почвах Западной Сибири. Выявлены механизмы функционирования основных компонентов калийного состояния почв. Изучены факторы и процессы, определяющие геохимические особенности внутрипрофильного и внутриландшафтного распределения форм калия.

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 внутрипочвенную миграцию (в том числе внутригоризонтную, внутрипедную) 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. [1, 2].

Важнейшими калийсодержащими минералами, определяющими богатство почв калием, являются полевые шпаты и слюды. В каркасной структуре полевого шпата калий находится в плотнейшей упаковке из четырех кислородов. 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, увеличивается 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 трудновыветриваемым 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 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. Основной закономерностью строения тетраэдрических слоев является расположение их по своеобразному гексагональному кольцу. Максимальный диаметр этого кольца 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 при этом 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 или наиболее распространенных почв Западной Сибири: монтмориллоните, вермикулите и иллите [3]. 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. Эта особенность иллита – важнейшая причина прочного 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.

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.

Способность калия иллитов приобретать обменное состояние определяется механизмами трансформации, деградации слюд, интенсивность которых, в свою очередь, определяется характером заполнения октаэдрических слоев.

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. 1).

Т а б л и ц а 1

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

Горизонт	Глубина, см	Фракция <0,001, %	17Å минералы, % от ила	Валовой	Негидролизуемый	Гидролизуемый 2н HCl	Обменный
мг на 100 почвы							
Дерново-подзолистая							
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							
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							
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							
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							
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 тонкодисперсна и поэтому перемещается нисходящими растворами в иллювиальную часть профиля. В итоге в элювиальном гори-

зонте в зависимости от интенсивности элювиального процесса в той или иной степени накапливаются грубодисперсные части ила, представленные гидрослюдой, каолинитом и хлоритом. 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. 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 слюдистых 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.

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 исследований установлено, что десорбция калия из различных почв протекает неодинаково. Она зависит от типа почвы и ее гранулометрического состава. Для дерново-подзолистых и серых лесных почв характерно не только малое содержание обменного калия, но и представлен он легкодесорбируемыми фракциями. Некоторые авторы объясняют подвижность калия минералогическим составом коллоидов. По мнению [4], 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, то есть между слоями кристаллической решетки. Однако с таких позиций нельзя дать объяснение различной подвижности обменного калия в исследованных почвах, так как они имеют качественно близкий минералогический состав илистой фракции. К этому мнению приходит также и другие исследователи [5] при изучении калийного

состояния пахотных почв Европейской территории России. Механизм высвобождения калия из почв до настоящего времени остаётся до конца невыясненным. Анализ кинетических кривых десорбции калия 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, относится степень его совершенства, характер изоморфного замещения ионов в кристаллической решётке, размер частиц, температура, а также тип почвы [6].

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 обменные замещения поглощенного калия на водородные ионы и вытеснение в почвенный раствор.

Мобилизационные способности почвы зависят от совокупности её калий-селективных позиций и их насыщенности данным элементом. 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 гидролизующих форм почвенного калия, причём, содержание наиболее подвижных 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, меньшей подвижностью отличаются легкосуглинистые и особенно тяжелосуглинистые разновидности этих почв. Иными словами, степень подвижности обменного калия снижается с утяжелением гранулометрического состава. 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 развития, 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 усло-

вия 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. 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.

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 фиксировать, сорбировать или десорбировать калий в специфических физико-химических условиях, складывающихся в каждой конкретной 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. 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 геохимически сопряженных элементарных ландшафтов, наиболее типичных для данной зоны или подзоны (южно-таежной, подтаежной, лесостепной, степной) в пределах Западно-Сибирской равнины. Более детальное выявление роли ландшафтнодифференцирующих процессов в особенностях миграции и аккумуляции калия проведено на примере почв сухостепной зоны – темно-каштановой солонцеватой, солонце лугово-степном, солончаке луговом и луговой солончаковатой. Природные условия и почвообразующие породы Центральной Кулунды изучены достаточно хорошо. Следует отметить одну, очень 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. 2).

Результаты анализа водных вытяжек почв сухостепной зоны

Горизонт	Глубина, см	Сумма солей, %	мг-экв/100 г почвы					Тип засоления	
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺		Mg ²⁺
Темно-каштановая									
A _{пах}	0-10	0,194	0,24	1,60	0,59	8,10	0,30	9,88	Содово-сульфатное
AB	25-35	0,342	0,26	1,11	0,53	7,10	0,41	8,44	
B	40-50	0,120	0,36	1,68	0,50	7,10	0,49	9,04	
BC _к	60-70	0,148	0,36	1,20	0,66	7,10	0,49	8,70	
C _к	90-100	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	15,43	Содово-сульфатное
B _{1к}	13-23	0,218	0,51	5,83	2,20	8,00	0,37	16,85	
B _{2к}	25-35	0,408	0,82	4,31	1,72	7,40	0,47	13,44	
BC _к	38-48	0,188	0,44	1,88	0,46	8,20	0,22	10,21	
C _к	65-75	0,190	0,41	1,77	0,46	7,90	0,44	9,84	
Солончак луговой									
A _к	0-10	1,228	2,34	7,02	2,40	0,20	0,44	11,26	Хлоридно-содовое
B _{1к}	13-23	1,364	3,17	11,54	5,28	2,70	0,71	21,59	
B _{2к}	30-40	1,000	1,99	8,82	6,30	3,50	0,54	21,17	
BC _к	50-60	0,390	1,73	6,30	3,18	4,30	0,47	14,82	
C _к	68-78	0,421	0,86	4,46	1,88	6,50	0,49	13,12	
Луговая солончаковая									
A _д	0-3	0,656	1,94	8,26	3,10	7,30	0,53	18,81	Сульфатно-содовое
A _к	5-15	0,564	1,38	5,10	1,88	8,20	0,34	15,79	
AB _к	20-30	0,134	0,50	1,67	0,76	7,70	0,45	9,82	
B _к	40-50	0,152	0,50	1,67	0,61	7,70	0,73	9,40	
C _к	90-100	0,156	0,50	1,56	0,56	8,20	0,46	10,11	

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 солончаковых 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.

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 (табл. 3).

Таблица 3

Содержание кварца и полевых шпатов в песчаных фракциях почв, развитых на озёрно-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					
Апах	0–10	80	20	65	35
Ск	90–100	75	25	70	30
Солонец лугово-степной					
А	0–10	70	30	85	15
Ск	65–75	70	30	75	25
Солончак луговой					
Ак	0–10	70	30	75	25
Ск	68–78	85	15	65	35
Луговая солончаковатая					
А дер	0–3	70	30	80	20
Ск	90–100	70	30	65	35

Глинистые минералы представлены также преимущественно калийсодержащими минералами – гидрослюдами или смешаннослойными иллит-монтмориллонитовыми образованиями с высоким содержанием неразбухающих фаз. Последние обладают значительной калийфиксирующей способностью [7]. 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.

Литологический профиль всех разрезов, иллюстрирующих геохимически сопряженный ряд почв, характеризуется слоистостью отложений и тенденцией облегчения гранулометрического состава в нижних горизонтах почв, осо-

бенно 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. 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. 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 сохранение мерзлого горизонта в период снеготаяния, когда могут осуществляться процессы нисходящей водной миграции и соответственно лессиважа. 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.

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. Общее содержание валового калия (1,86–2,29%) 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. Основное количество калия представлено геохимически неподвижными формами, в особенности негидролизруемыми, 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 составляют формы, гидролизующиеся соляной кислотой.

Распределение по профилю изучаемых почв гидролизующихся и негидролизующихся 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 гидролизующегося калия по профилю солончака лугового и луговой солончаковатой почвы, т.е. почв, занимающих аккумулятивные позиции в ландшафте. При однотипности и одинаковой направленности ведущего элементарного почвообразовательного процесса, в данном случае солончакового, профильная дифференциация гидролизующегося 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, мы связываем это накопление с развитием процессов биологической аккумуляции, хотя в отношении лугового солончака и луговой солончаковатой 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. 4).

Общие запасы калия в исследуемых почвах находятся в пределах 311–340 т/га, при этом количество калия, сосредоточенного в верхнем полуметре почвенного профиля, практически не отличается от нижнего.

Таблица 4

Запасы форм калия в почвах сухостепной зоны

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

В то же время на долю верхних горизонтов почв приходится до 60–65% гидролизуемых 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 гидролизуемых 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 обнаруживает его почвенно-геохимическую пассивность при значительном запасе и, следовательно, большом потенциальном резерве калия во всех почвах.

Распределение их по элементам ландшафта определяется, 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 со-

пряжённых ландшафтов лесной и лесостепной зон в условиях гумидного климата свидетельствуют о том, что интенсивность миграционных процессов в большинстве почв невелика, но набор очень многообразен. 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 транссупераквальных 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 НСI 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. 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 обменного 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 процессами 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 созда-

ются 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.

Литература

1. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.
2. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во Москов. ун-та, 1992. 400 с.
3. Середина В.П. Химико-минералогический состав илистой фракции почв юга Томской области // Вопросы почвоведения Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. С. 94–100.
4. Горбунов Н.Н. Минералогия и физическая химия почв. М.: Наука, 1978. 293 с.
5. Шаймухаметов М.Ш., Травникова Л.С. Калийное состояние пахотных почв Европейской территории России // Почвоведение. 2000. № 3. С. 329–333.
6. 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.
7. Середина В.П. Калий в автоморфных почвах на лёссовидных суглинках. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984. 216 с.