

Summary

A correlation is analysed between strength characteristics of solid rocks and selective weathering processes, field observation data being used from an alpine area in Central Tien-Shan. Geological and geomorphological survey revealed coincidence of lithomorphical landform boundaries (i. e. cirque walls bases), petrographic contacts and ore zones. The cause of the coincidence is concluded to be selective character of the denudation and ore formation, both processes making use of weak zones in rocks.

УДК 551.4.042

БЕРКГАУТ В. В., БЕЛОУСОВА Н. И.

ДВИЖЕНИЕ МАСС ПО СКЛОНАМ И ПОЧВЫ

В настоящее время в геоморфологии твердо установлен факт движения почвенно-грунтовых масс на склонах, создающего своеобразные — склоновые — отложения. Разработаны представления о возможных механизмах этого движения, методики измерения его скорости. Эти представления пока мало проникли в почвоведение, хотя еще в 1941 г. И. П. Герасимов высказал предположение о существенном отличии почвообразования на склонах от элювиального, протекающего при нисходящем лишь перемещении продуктов почвообразования и выветривания [1]. Почвообразование на склонах, кроме самых крутых, традиционно рассматривается сейчас как преимущественно элювиальный процесс.

В настоящей работе делается попытка показать, как медленные склоновые движения почвенно-грунтовых масс отражаются на морфологии и некоторых химических свойствах почвы. Исследования проводились в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, в окрестностях пос. Байкит, на характерном для Среднесибирского плоскогорья участке с абс. отметками 540—600 м и преобладающей крутизной склонов от 1—2 до 5—7°. Территория сложена туфогенными породами основного состава, прорванными системой трапповых жил. Выходы траппов имеют вид конусовидных останцов и невысоких ступеней и дают обломочный материал для плаща рыхлых щебнисто-мелкоземистых образований мощностью 0,5—1,5 м, покрывающего большую часть участка. На участке были вскрыты два принципиально различных типа этих образований¹. Один из них характеризуется траншеей П-3, расположенной на пологом склоне южной экспозиции крутизной 5—7°; в 100—150 м выше по склону расположены останцовые выходы траппов; вблизи них поверхность сильно камениста; вблизи траншеи на поверхности находятся лишь одиночные крупные глыбы, ориентированные длинной осью вдоль склона.

Траншея П-3 (рис. 1) вскрывает две резко различные толщи: нижнюю, представляющую собой структурный элювий туфобрекчий, и верхнюю — рыхлую каменисто-мелкоземистую грубослоистую толщу склоновых образований. Приведем их описание.

Слой I. 0—10 (20) см. Легкоглинистый, местами выклинивается, белесовато-палевый, содержит отдельные мелкие сильно выветрелые обломки траппов.

Слой II. 10(20) — 27(35) см. Та же глина, содержит около 70% трапповых обломков преимущественно пластинчатой удлинённой формы, размером 5—15 см, резко преобладает ориентация обломков длинной осью вдоль склона и залегание их параллельно дневной поверхности или под небольшим углом к ней.

Слой III. 27(35) — 80(110) см. Буро-коричневая глина с несколько меньшим содержанием обломков, отдельные участки почти без щебня. Имеющиеся обломки зна-

¹ Схематическое строение и почвенная карта участка приведены в нашей более ранней работе [2].

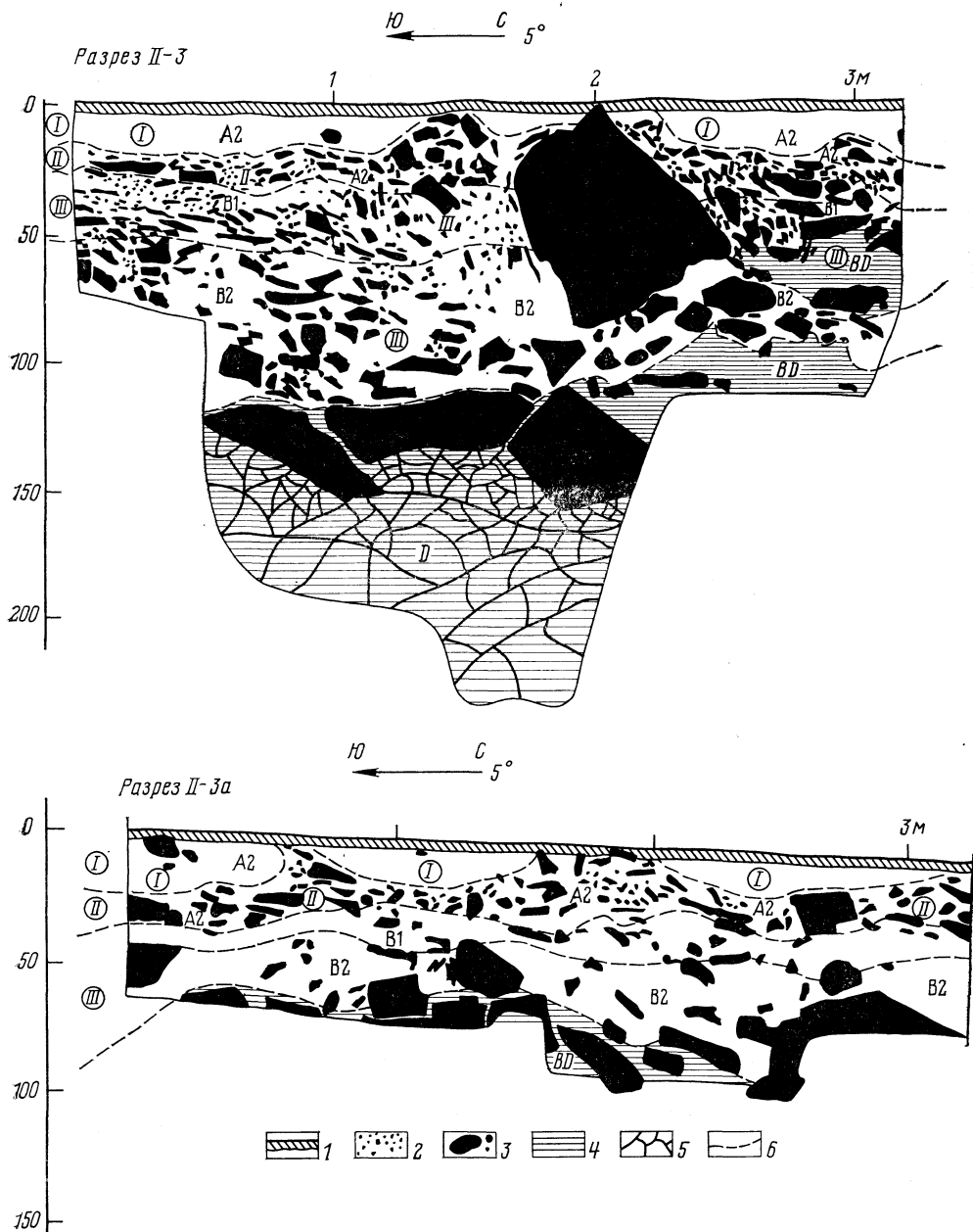


Рис. 1. Строение дефлюкционных образований и профиля бурозема грубогумусового оподзоленного

1 — дернина и гумусовый горизонт почвы; 2 — угольки; 3 — обломки траппов; 4 — мелкокораздробленный и перемятый материал туфогенных пород, почвенный горизонт BD; 5 — структурный элювий туфогенных пород, почвенный горизонт D; 6 — граница между слоями склоновых образований и почвенными горизонтами. Римские цифры в кружках — номера слоев склоновых образований, буквы — индексы горизонтов

чительно крупнее, чем в слое II, удлиненные обломки ориентированы так же, как в верхнем слое. В пределах слоя на глубине 50—80 см — большое овальное пятно выветрелого материала подстилающей толщи.

Слой IV. 80(110) — 150 см. Крупные трапповые глыбы, практически без мелкозема, часто имеют форму шестигранных призм, длинной осью ориентированы вдоль склона, обычно плотно упакованы.

Слой V. 150—240 см. Толща туфобрекчий, разбитая сетью трещин на изометричные угловатые обломки, не несет признаков смещения; обломки постепенно увеличиваются в поперечнике от дресвянисто-песчаных частиц в верхней части, до 10—15 см — в нижней.

В строении верхней толщи обращает на себя внимание четкая ориентация мелких и средних обломков параллельно поверхности большой глыбы. При этом обломки концентрируются перед глыбой, выше нее по склону. Ниже по склону щебнистость уменьшается. В данном случае глыба является препятствием на пути движения поверхностных слоев, и последние обтекают ее.

При пересмотре под биноклем мелкозема верхней толщи обнаружилось, что он состоит в основном из продуктов дезинтеграции туфобрекчий. Таким образом, верхняя толща склоновых образований представлена смесью продуктов разрушения туфобрекчий и траппов, коренные выходы которых расположены выше по склону. Эта смесь резко отделяется от подстилающих пород элювиального залегания. Закономерная ориентация обломков в толще склоновых образований свидетельствует о движении почвенно-грунтовой массы преимущественно в пластичном состоянии и позволяет отнести эти образования к дефлюкционным [3].

Другой тип склоновых образований, отличающихся иным характером движения, вскрывает траншея III-14 (рис. 2). Она находится на выполненном участке склона крутизной 1—2° примерно в 300 м от коренных выходов траппов. Здесь развиты пологие бугры плавных очертаний, 5—20 м в диаметре и до 1 м высотой, разделенные пологими западинами и ложбинами; поверхность разбита морозобойными трещинами на полигоны 30—70 см в диаметре.

Слой I. 0—40(60) см. Бурый, в целом очень однородная глина, верхние (~10 см) прослои прогумусированы; пронизан мелкими гумусовыми клиньями до 60 см глубины: клинья в своей верхней части загнуты вниз по склону, причем чем сильнее загнут клин, тем бледнее его окраска и диффузнее граница. В пределах слоя лежат плашмя единичные крупные (до 2 м) уютообразные глыбы траппов, ориентированные длинной осью по склону; под глыбами находится слой глинистого очень тонкого материала мощностью 2—4 см.

Слой II. 40(60)—70(90) см. Горизонт «отмостки» сложен дресвянисто-мелкоземистыми продуктами разрушения туфов с включением многочисленных изометричных трапповых глыб.

Слой III. 70(90)—230 см. Толща туфов без признаков смещения, разбитая сетью трещин, внизу практически без мелкозема.

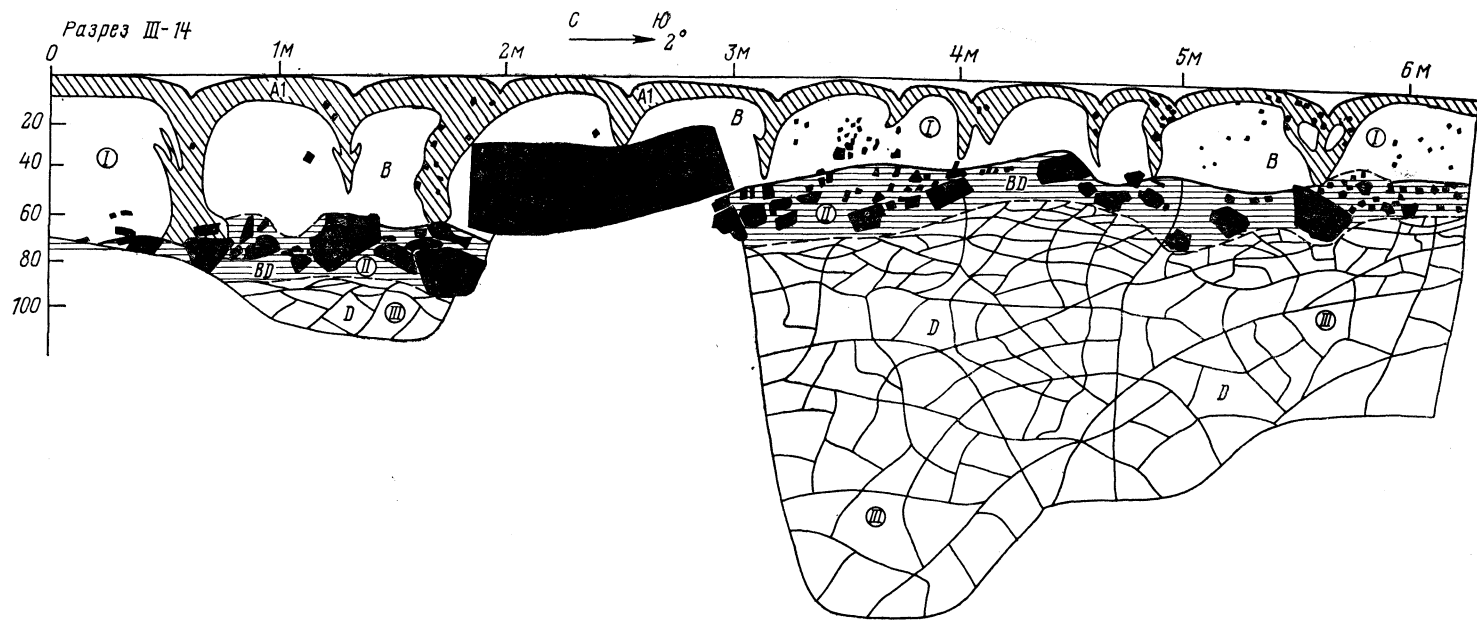
Траншея III-14, также как и описанная выше траншея II-3, вскрывает склоновые образования, состоящие из смеси продуктов разрушения туфов и траппов и резко отделяющиеся от подстилающего структурного элювия туфов. Обломки траппов, очевидно, транспортированы сюда в результате движения почвенно-грунтовых масс от коренных выходов, расположенных в 300 м выше по склону.

В отличие от траншеи II-3 склоновые образования в траншее III-14 почти лишены крупного обломочного материала. Практически все обломки траппов сосредоточены в нижней части профиля на границе со структурным элювием туфов. Такое строение профиля связывается с периодическим его переувлажнением, притом большим, чем в разрезе II-3, вероятно, до уровня вязко-текучего или даже жидко-текучего состояния. В этом случае обломки «тонут», оседают, образуя характерный горизонт «отмостки» [3—8]. То, что здесь действительно реализуются условия текучего состояния грунта, косвенно доказывается почти полным заплыванием разрезов за один год, чего не происходит в ареале склоновых образований в траншее II-3. О большом увлажнении свидетельствует также появление здесь зеленых мхов.

В траншее III-14 под большими глыбами, лежащими на структурном элювии туфов, хорошо прослеживается 2—4-сантиметровый слой тонкого материала, образующегося, по-видимому, при истирании породы в процессе движения глыб.

Если сопоставить приведенные описания с известными в литературе примерами [3, 7, 8 и др.], то склоновые отложения, вскрытые траншеей III-14, могут быть отнесены к образованиям медленной солифлюкции.

Анализ двух характерных профилей склоновых образований и их некоторых диагностических признаков показал, что эти образования могут



09

Рис. 2. Строение образований медленной солифлюкции и профиля крипозема (усл. обозн. см. рис. 1)

формироваться в водораздельных условиях при малых уклонах поверхности. Аналогично ортоэлювиальным образованиям они в целом характеризуются увеличением общей обломочности и относительного количества крупных обломков в нижней части профиля. В отличие от ортоэлювия обломки в склоновых образованиях закономерно ориентированы в профиле и генетически связаны с коренными выходами траппов, расположенными выше по склону, а сами образования имеют четкую границу с подстилающим структурным элювием. Эти отложения не могут быть делювиальными, так как содержат перенесенные крупные обломки и не обнаруживают признаков сортировки [9].

Весьма важен вопрос о генетическом типе отложений, выступающих в данном случае в качестве почвообразующей породы. Если в почвах на ортоэлювии обломки из нижней части почвенного профиля можно рассматривать как эталон почвообразующей породы, то в почвах на склоновых отложениях это заведомо неправомерно, так как состав склоновых отложений определяется всеми породами, слагающими вышележащие участки склона.

С охарактеризованными типами склоновых образований связаны определенные типы морфологического строения почв.

При детальном почвенном исследовании участка было установлено, что здесь наиболее широко распространены почвы с осветленным горизонтом — буроземы грубогумусовые оподзоленные и почвы с бурым слабодифференцированным профилем, которыми мы дали предварительное название «крипоземы». При этом оподзоленные буроземы занимают ровные участки склонов крутизной 4—7° и связаны со склоновыми отложениями, охарактеризованными траншеей II-3; крипоземы развиты на более пологих участках и приурочены к склоновым образованиям, охарактеризованным траншеей III-14.

В профиле крипоземов выделяются: 1) гумусовый муллевый горизонт A1 темно коричнево-серого цвета, хорошей зернистой структуры, средней мощностью около 10 см, по морозобойным трещинам проникает до глубины 60 см; 2) горизонт B — вся нижележащая часть почвенного профиля — представляет собой очень равномерно окрашенный в темно-коричневый цвет глинистый материал крупнозернистой структуры. Встречающиеся обломки траппов имеют светлую корочку выветривания толщиной около 1 мм, перекрытую яркой коричневой глинистой кутаной. Состав корочек и их мощность одинаковы на верхней и нижней сторонах щебенки по всему профилю. Граница между горизонтами A1 и B заметная. Почвенный профиль целиком развивается в толще рыхлых склоновых отложений и горизонтом отморстки резко отделяется от структурного элювия туфов.

Аккумулятивный гумусовый горизонт, бурый окисленный оглиненный профиль и оструктуренность мелкозема сближают эти почвы с почвами буроземного ряда. Специфичными для них являются гомогенность горизонта B и резкая смена гомогенной, охваченной процессами почвообразования толщи, породой, слабо затронутой почвообразованием. Эти оригинальные, не повторяющиеся в других типах почв, особенности мы связываем с процессами медленного турбулентного движения всей почвенной массы. Кроме указанных уже признаков движения почвенно-грунтовых масс в профиле траншеи III-14 ярко выражены нарушения специфических «почвенных» черт строения профиля. Это 1) загибание верхней части гумусовых клиньев вниз по склону (рис. 2), что происходит в результате более быстрого движения поверхностных слоев и отставания более глубоких. Снижение интенсивности гумусовой окраски и четкости границ более загнутых клиньев ассоциируется с большим возрастом клина. В гумусовых клиньях сосредоточивается основное количество угольков. Вероятно, наклонные линии угольков вне клиньев остаются от них при их разрушении; 2) отсутствие качественного различия корочек выветривания на верхней и нижней сторонах обломков и практически одинаковая их мощность по всему почвенному профилю; 3) гомогенность почвенного профиля — в противоположность постепенному сверху вниз

Таблица 1

Воловой состав пород и почвенного мелкозема (определен рентгенофлуоресцентным методом)

Анализируемый материал	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Траппы (долериты)—5 определений	46,90	10,89	16,41	0,88	11,73	9,36	2,87	0,38
Продукты разрушения долерита, 5—10 мм	46,71	12,36	13,34	0,93	11,91	11,53	2,28	0,38
3—5 мм	46,31	12,67	11,21	0,94	12,00	13,75	2,17	0,37
р. II-3, A2 кутана	45,86	16,81	10,00	1,41	9,37	13,47	1,80	0,51
Туфогенные породы II-3	53,30	9,58	14,42	0,95	2,87	14,21	3,97	0,15
2 определения								
р. III-14	57,05	10,14	13,51	0,93	2,80	9,50	4,01	1,22
3 определения								
Продукты разрушения туфов 3—5 мм	54,73	11,21	14,67	1,07	2,72	10,44	3,62	0,91
1—3 мм	54,52	11,23	14,88	1,05	2,71	10,72	3,50	0,78
р. III-14, 120—130 1 мм	55,23	11,37	15,17	0,99	2,76	9,61	2,98	0,90
Средний состав мелкозема р. II-3, 0—100 см	56,5	10,60	15,7	1,20	4,75	6,65	1,75	0,95
То же, р. III—14 0—40 см	57,1	11,64	17,6	1,16	2,06	6,59	2,28	1,06
р. II-3 A0A1	60,43	9,28	13,08	1,51	5,36	6,40	2,18	1,10
A2 _p	59,67	9,93	13,61	1,41	5,39	6,37	2,03	0,99
B1	55,13	11,50	18,41	1,06	4,47	6,74	1,32	0,82
B2 _p	55,04	11,73	18,51	0,91	4,19	6,86	1,28	0,89
100—110	53,54	11,53	14,20	0,89	3,01	13,41	2,58	0,27
140—150	52,87	11,24	14,17	0,83	2,94	16,97	3,24	0,17
180—190	53,36	10,66	14,37	0,88	2,83	13,35	3,78	0,19
р. III 0—5	57,30	11,73	17,10	1,17	2,21	5,90	2,71	1,14
5—10	57,82	11,85	17,43	1,19	1,91	5,78	2,26	1,08
10—20	57,46	11,57	17,36	1,17	1,78	6,55	2,44	1,07
30—40	56,84	11,55	16,81	1,17	2,16	6,95	2,90	1,02
50—60	55,28	12,31	16,01	1,07	2,23	9,02	2,58	0,88
80—90	54,04	12,91	14,73	1,06	3,08	10,20	2,62	0,71
150—160	55,06	12,00	14,39	1,03	2,82	10,29	2,96	0,79
180—190	54,96	11,49	14,75	1,05	2,81	10,14	3,30	0,88

уменьшению интенсивности окраски и степени выветрелости минеральной массы в элювиальных почвах. Следовательно, в данном случае движение почвенно-грунтовых масс, сформировавшее склоновые отложения, происходит одновременно с почвообразованием и выветриванием и определяет некоторые своеобразные черты почвенного профиля.

Обратимся к строению буроземов грубогумусовых оподзоленных. Здесь выделяются: 1) маломощный, около 5 см, грубогумусовый горизонт; 2) горизонт A2 мощностью от 5 до 30 см, в верхней части почти без щебня; мелкозем палевый, светлый, глинистый, комковато-зернистый, несколько слоистый, содержит мелкие железистые конкреции; 3) иллювиальные горизонты B темно-коричневой окраски за счет хорошо развитых глинистых кутан, внутриведная масса имеет светлую серовато-бурую окраску, мелкозем глинистый, ореховатый, горизонт сильно каменистый, отделяется от нижележащего структурного элювия туфобрекчий плотно уложенными трапповыми глыбами.

По всей мощности профиля на трапповых обломках развиты светлые корочки выветривания одинаковой толщины с верхней и нижней стороны обломков, почти не меняющиеся по профилю. В иллювиальных горизонтах корочки перекрыты плотной коричневой глинистой кутаной.

Таким образом, в толще склоновых образований сформирован почвенный профиль, дифференцированный по подзолистому типу. В данном случае склоновое движение и перемешивание почвенно-грунтовой массы не препятствует морфологическому проявлению вертикальной дифференциации почв.

Рассмотрим некоторые аналитические данные, характеризующие склоновые отложения с развитыми на них почвами и подстилающий их структурный элювий. Прежде всего сравним средний химический состав мелкозема склоновых отложений в обеих траншеях, рассчитанный с учетом щебнистости и объемного веса (табл. 1). Такое сравнение обнаруживает значительное его сходство, несмотря на очень существенные различия в валовом составе подстилающего элювия туфогенных пород. Это косвенно свидетельствует об интенсивном перемешивании продуктов выветривания туфов и траппов, являющихся источником минерального материала для плаща склоновых отложений. По химическому составу почвенный мелкозем в целом ближе к продуктам выветривания туфогенных пород, чем долеритов. Это еще раз подтверждает, что мелкозем склоновых образований представлен в основном продуктами разрушения туфов и туфобрекчий. По сравнению с составом как туфогенных, так и магматических пород почвенный мелкозем по средним данным в обоих разрезах содержит меньше Mg и Na и соответственно обогащен Ti, Si, Al, возможно, K; происходит некоторое ожелезнение мелкозема. Геохимические преобразования при выветривании туфогенных пород в зоне структурного элювия выражены очень слабо. Таким образом, склоновые отложения представляют в данном случае зону выветривания, глубже которой оно не проникает. Это объясняется тем, что в ходе движения почвенно-грунтовых масс происходит механическое дробление и истирание частиц, постоянное сдирание образующихся пленок и обновление «свежей» поверхности [3], при этом увеличиваются различия между химическим составом мелкозема движущегося рыхлого плаща склоновых образований и мелкозема неподвижного элювия туфогенных пород.

Результат геохимических преобразований при выветривании траппов принципиально иной, чем туфогенных пород: происходит накопление Mg и Fe и теряются Ca, Al и Na (табл. 1). Но в почвенном профиле эффект этого геохимического процесса не сказывается, что объясняется ограниченностью роли траппов в почвенном мелкоземе. Эта роль, видимо, проявляется в обогащении Ca мелкозема траншеи II-3 главным образом за счет продуктов дезинтеграции траппов.

При определенном сходстве почвообразующих пород и однотипном их выветривании оподзоленный бурозем и крипозем резко различно дифференцированы по валовому составу (табл. 1): крипозем очень однороден, оподзоленный бурозем четко дифференцирован по элювиально-иллювиальному типу. Это хорошо согласуется с установленными различиями в скорости движения и перемешивания почвенно-грунтовых масс.

Итак, склоновые движения обеспечивают гомогенизацию почвообразующих пород; ускоряют темп выветривания минерального материала; контролируют выраженность вертикальной дифференциации почвенного профиля. Фактически толща, охваченная почвообразованием и выветриванием, совпадает в данном случае с толщей склоновых образований.

По более динамичным почвенным признакам (содержание гумуса, рН солевой суспензии мелкозема, состав обменных катионов) в табл. 2 представлены средние данные по ряду разрезов, расположенных в непосредственной близости от описанных выше. По этим показателям крипоземы и оподзоленные буроземы (и соответствующие склоновые образования) обнаруживают значительное сходство. Обе почвы характеризуются кислой и очень кислой реакцией солевой суспензии. Содержание обменных оснований высокое во всем профиле и существенно увеличивается в нижней его части, что связано со смектитовым составом глин. Поглощающий комплекс насыщен или почти насыщен.

В обеих почвах гумус имеет резко аккумулятивный тип вертикального распределения с высоким накоплением в горизонтах A0 и A1 (5—15%), резким падением его в подгумусовом горизонте и глубокой гумусированностью профиля (около 0,5% на глубине 100 см).

Описываемые почвы характеризуются значительным биогенным накоплением подвижных форм калия в органоаккумулятивных горизонтах при незначительном содержании его (7—15 мг) в минеральном профиле.

Химические свойства почв

Горизонты, глубина, см	Гумус, %	pH _{KCl}	H ⁺ по Гед-ройцу, мг-экв/100 г почвы	Сумма поглощенных оснований	Ненасыщенные, %	P ₂ O ₅ , мг/100	K ₂ O мг/100	
Траншея II-3, среднее из 17 определений								
A0A1	0—5	11,13	4,47	2,58	37,0	7	1,51	20,1
A2	5—10	5,10	4,34	1,91	27,3	7	0,83	11,4
	10—20	2,19	4,30	1,11	24,3	5	0,31	5,7
	20—30	1,69	4,11	0,92	29,8	3	0,38	6,5
B1	30—40	1,59	4,12	0,79	36,5	2	0,60	8,1
	40—50	1,45	4,14	0,71	43,3	2	0,74	9,1
B2 _p	50—60	1,21	4,20	0,53	45,6	1	1,95	9,4
	60—70	0,90	4,25	0,36	49,4	<1	9,03	9,1
	70—80	0,84	4,25	0,30	53,0	<1	18,0	8,3
Траншея III-14, среднее из 15 определений								
A2	0—5	11,49	4,01	6,01	44,6	13	1,03	25,1
	5—10	5,62	3,94	6,38	42,4	15	0,53	14,4
B1	10—20	2,41	3,85	4,59	41,9	11	0,30	9,4
	20—30	1,47	3,88	2,91	40,6	7	0,27	9,4
	30—40	1,22	3,88	1,83	40,9	4	0,27	10,2
ВД	40—50	0,97	3,93	1,09	47,1	2	0,33	10,5
	50—60	0,82	4,01	0,69	50,9	1	0,59	11,1
	60—70	0,83	4,01	0,55	53,3	1	1,09	10,7
	70—80	0,79	4,08	0,43	54,7	<1	2,88	10,7

Содержание кислоторастворимых форм фосфора ничтожно мало (около 1 мг в 100 г почвы), биогенное его накопление слабо выражено; в нижней части разрезов происходит резкое увеличение содержания доступного фосфора, что обусловлено высоким содержанием его в туфогенных породах.

Судя по приведенным динамичным химическим свойствам, крипозем характеризуется теми же закономерностями вертикального и пространственного распределения, что и оподзоленный бурозем, но выраженными слабее. Тем самым для крипозема мы можем констатировать «стремление» к подзолистому типу вертикальной дифференциации профиля, которая достигается в динамичных почвенных признаках, но не может отразиться в консервативных признаках — в валовом составе и морфологии — из-за процессов перемешивания при склоновом движении.

ВЫВОДЫ

1. На исследованном Среднесибирском трапповом плато на приводораздельных участках междуречий в отложениях, расцениваемых обычно как элювиальные, описаны склоновые образования: дефлюкционные и медленной солифлюкции.

2. Движение почвенно-грунтовых масс на склонах вызывает перемешивание и гомогенизацию плаща рыхлых поверхностных образований, служащих почвообразующей породой.

3. Особенностью склоновых образований как почвообразующей породы является связь их химико-минералогического состава не с составом подстилающей не измененной почвообразованием породы, а со всеми породами и продуктами их разрушения, расположенными выше по склону.

4. Движением почвенно-грунтовых масс на склонах обуславливается ускорение выветривания минеральных частиц в смещающейся толще, в результате чего возникают различия в химическом составе движущегося слоя и исходной неподвижной породы.

5. Скоростью перемешивания при склоновом движении определяется степень дифференцированности почв: медленные движения (дефлюкция) почвенной массы не препятствуют дифференциации почвенного профиля

и формируются грубогумусовые оподзоленные буроземы; при больших скоростях движения (медленная солифлюкция) формируются гомогенные бурые почвы — крипоземы.

6. Склоновые движения сказываются на более консервативных почвенных признаках и не отражаются на более динамичных.

7. В описанных склоновых почвах не менее ярко, чем в аллювиальных и вулканических, выступает тесная связь почвообразования и континентального литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П. О движении почвенно-грунтовых масс на склонах. — Почвоведение, 1941, № 7—8, с. 74.
2. Белоусова Н. И., Беркгаут В. В., Цехановская Е. Б. Влияние современных склоновых движений на структуру почвенного покрова. — В кн.: Структура почвенного покрова и организация территории. М.: Наука, 1983, с. 145.
3. Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 228 с.
4. Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969. 153 с.
5. Жигарев Л. А. Причины и механизм развития солифлюкции. М.: Наука, 1967. 167 с.
6. Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965. 193 с.
7. Раиба И. Н., Салюкова Р. И. Геоморфологические процессы и преобразование рельефа. — В кн.: Геосистемы предгорий Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975, с. 237.
8. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 250 с.
9. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.

Почвенный институт ВАСХНИЛ

Поступила в редакцию
14.VI.1983

MASS MOVEMENTS ON SLOPES AND SOLL

BERKGAUT A. V., BELOUSOVA N. I.

Summary

The paper discusses mass movement influence on morphological and chemical properties of soils. The mass movements: 1) provide homogeneity of parent material under conditions of complicate geological structure; 2) facilitate the mineral mass weathering which accounts for difference in the chemical composition between slope formations and solid rocks; 3) control the vertical differentiation of soil profile (defluction permits the morphological differentiation of soil; slow soliifluction determines a homogenous brown soil profile which is given an informal name «creepozem»); 4) mass movements on slopes influence the long-existing (conservative) properties (morphology, general chemical composition) while more dynamic characteristics (humus, pH, absorbed bases) have time to differentiate even under relatively «high» rate of the mass movement.

УДК 551.432 : 551.331.56(235.222)

БУТВИЛОВСКИЙ В. В.

КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ СБРОСЫ ВОД ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ И ИХ СЛЕДЫ В РЕЛЬЕФЕ

Гипотеза катастрофических прорывов вод огромных ледниково-подпрудных озер была впервые предложена и обоснована в США Д. Бретцем [1]. Ее дальнейшую разработку проводили Д. Пардэ [2], Р. Дж. Райс [3] и Дж. Ричмонд с соавторами [4]. Р. Дж. Райс [3, с. 415] подчеркивает: «Не приходится сомневаться, что катастрофические потоки, подобные вышеописанным, могли происходить и в других древнеледниковых областях, хотя до сих пор почти никому не удавалось распознать их признаки». Факт возникновения ледниково-подпрудных