

ПОЛЗУЧЕСТЬ ПРИРОДНЫХ СКЛОНОВ И ОТКОСОВ ВЫЕМОК¹

Член-корр. АН АрмССР, проф., докт. техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН²

Реферат. Ползучесть грунтов на склонах проявляется в медленной, длительной деформации и предшествует большей части оползней. Скорость ползучести изменяется вместе с интенсивностью оползнеобразующих факторов. Изучение ползучести грунтов и скальных пород на склонах в дополнение к инженерно-геологическим исследованиям позволяет устанавливать механизм оползней, предсказывать приближающееся бедствие и предотвращать оползание своевременным осуществлением противооползневых мер. Изложены теоретические соображения. Уточнено определение ползучести на склонах; проанализированы некоторые типы медленных движений грунтов на склонах и объяснено их происхождение.

ВВЕДЕНИЕ

Ползучесть является одним из наиболее широко распространенных геологических явлений. Ее действие проявляется в различном масштабе, от ползучести текучих элементов атомного размера в деформированном кристалле до ползучести тектонических плит континентального размера, как например Тихоокеанской и Северо-Американской плит, взаимно перемещающихся вдоль разлома Сан-Андреас в Калифорнии (Burford et al., 1978). Ползучесть обнаруживается в складчатости горных пород и движении покровных ледников. Геологи и инженер-геологи накопили огромное количество данных, доказывающих значение ползучести в геологическом развитии Земли.

Ползучесть грунтов и скальных пород на склонах относится к тому же классу явлений. Ползучесть грунтов, слагающих склоны, привлекает возрастающее внимание инженер-геологов, особенно в областях распространения переконсолидированных глин, поэтому этот вопрос, несомненно, заслуживает внимания.

За истекшее десятилетие или около того опубликовано несколько монографий, статей о современном состоянии науки, генеральных докладов и обзоров по ползучести на склонах и по родственным темам. В них подытожена и проанализирована огромная информация по ползучести и вообще по оползням. Хотя некоторое повторение неизбежно, мы пытались не терять это обстоятельство из вида. Некоторые из этих источников информации приведены в Приложении.

Настоящая статья преследует две цели: дать по возможности последовательную концепцию ползучести природных склонов и откосов выемок, учитывая как реологический, так и геологический аспекты этой проблемы, и доказать ее адекватность на основании геологического опыта в различных частях мира и в различных геологических условиях.

¹ Доклад о современном состоянии науки, представленный Третьему Международному симпозиуму по оползням в Нью-Дели, Индия, в апреле 1980 г. (G. Ter-Stepanian, Creep on natural slopes and cuttings, State-of-the-Art-Report, Proc., International Symposium on Landslides, New Delhi, 1980, vol. 2, p. 95—108).

² Зав. Лабораторией геомеханики ИГИС АН АрмССР.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЗУЧЕСТИ НА СКЛОНАХ

Понятие ползучести (creep)³ как одного из видов движений масс на склонах известно давно, но содержание его все еще остается неопределенным и неуточненным; то же относится к термину «течение» (flow), который иногда применяется попеременно с «ползучестью» для описания тех медленных движений на склонах, которые не являются скольжением. Этот вопрос в последнее время обсуждался Варнесом (Varnes, 1978).

Дэвисон (Davison, 1889) первым применил термин «ползучесть» для обозначения медленного смещения рыхлого материала на склонах в полярных областях под действием сезонного замерзания и оттаивания. Позже Андерсон (Andersson, 1906) ввел другой термин для обозначения этого явления—«солифлюкция», который оказался более состоятельным. Впоследствии оба термина применялись попеременно (см. например, Braun, 1909; Stokes, Varnes, 1955). И в Европе, и в Америке появлялись многочисленные статьи, в которых описывались и классифицировались различные типы медленных движений в поверхностном слое в неполярных областях (Almagià, 1910; Götzinger, 1907; Howe, 1909; Newland, 1916).

Следующий шаг в понимании механизма движений масс на склонах был сделан Вальтером Пенком (1961), который проводил различие между свободным смещением рыхлого материала (оползни и солифлюкция) и связным смещением под растительным покровом (ползучесть). Это важное уточнение не привлекло должного внимания в последующие годы, частично вследствие нечеткости определения примененных терминов.

Шарп (Sharpe, 1938) понимал под «ползучестью» медленные движения поверхностного грунта или осыпи скальных пород вниз по склону, обычно незаметные без длительных наблюдений; процесс проявляется на всех ступенях материала, от отдельных блоков размерами в несколько метров до мелкого песка и ила; влажность может колебаться от нуля до полного насыщения, в форме либо воды, либо пустотного льда. Позже он определял ползучесть как движение в верхних слоях грунта, вызванное термическим расширением и сжатием, набуханием и усадкой, замерзанием и оттаиванием и другими сезонными процессами (Sharpe, Dosch, 1942). Начиная с работ Шарпа по оползням понятие ползучести как независимого типа движений масс на склонах завоевало всеобщее признание. «Ползучесть» входит в ряд классификаций оползней (Skempton, Hutchinson, 1969). Пчелинцев (1943) дал детальное описание и классификацию медленных движений, происходящих в поверхностном слое. Шахунянц (1944, 1973) предложил теорию цикличности оползневых процессов, одной из особенностей которой было указание на чередование движений масс на склонах, протекающих с различной скоростью.

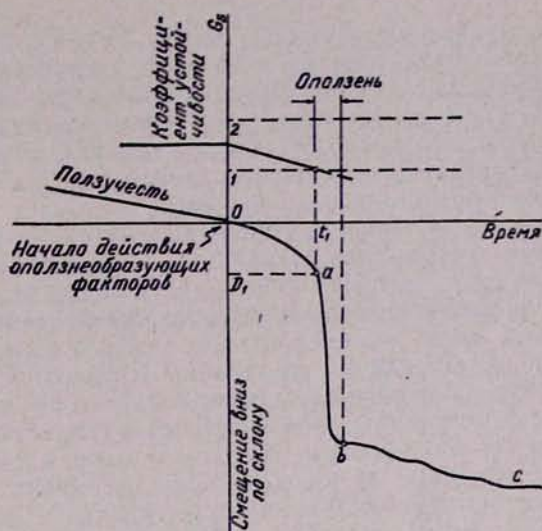
Терцаги (1958) впервые показал в 1950 г. связь между ползучестью и оползнями: «Термин оползень относится к быстрым смещениям масс пород, элювия или осадочных пород в теле склона, в которых центр тяжести движущихся масс продвигается в направлении вниз и наружу; подобное движение, происходящее с незаметной скоростью, называется ползучестью». Чертеж, иллюстрирующий предшествующие оползанию движения грунта, дан на рис. 1. Хотя этот график и является несколько устаревшим сегодня, он дает возможность видеть, что

³ Ниже везде термин «ползучесть» соответствует английскому «creep».

Рис. 1. График, иллюстрирующий предшествующие оползанию движения грунта (по Терцаги (1958)).

Նկ. 1 Սողանքին նախորդող գրունտի շարժման գրաֆիկը (Terzaghi, 1958).

Fig 1. Diagram illustrating the ground movement which precede a landslide (after Terzaghi, 1950).



являлось исходной точкой современного знания механизма оползания. Для многих из нас это было тогда настоящим откровением.

Терцаги различал *сезонную ползучесть*, которая происходит только в верхних слоях под действием сезонных процессов, и *непрерывную*, или *массовую, ползучесть*, которая развивается только ниже глубины сезонных вариаций под действием силы тяжести, без помощи других агентов (Terzaghi, 1953). Так как сила тяжести не подвергается сезонным изменениям, скорость происходящей вследствие этого ползучести довольно постоянна.

Маслов (1955) обозначает термином «пластическое течение» медленные движения глинистого грунта на склонах, происходящие в тех случаях, когда касательные напряжения ниже предельного сопротивления сдвигу, но выше длительного сопротивления сдвигу; очевидно, что это ползучесть.

Стокс и Варнес (Stokes, Varnes, 1955) определяют ползучесть как незаметное медленное и более или менее непрерывное движение грунтов или скальных пород вниз по склону. Движение ползучести в основном вязкое и совершается под действием касательных напряжений, достаточных для того, чтобы вызвать непрерывные деформации, но слишком малых для того, чтобы вызвать обрушение при сдвиге или оползень.

Тер-Степанян (Гольдштейн, Тер-Степанян, 1957; Тер-Степанян, 1955) назвал «глубинной ползучестью склонов» медленные движения, которые происходят в оползневом очаге, где возникает местная концентрация касательных напряжений. Соответственно значению мобилизованного сопротивления сдвигу тело склона может быть разделено на три зоны: стабилизации, ползучести и сдвига. Скорость ползучести зависит от касательных напряжений и реологических свойств грунтов и подвержена изменениям, зависящим от интенсивности оползнеобразующих агентов.

Терцаги (1964) различает относительно поверхностные *скальные обвалы* (rock falls) и более глубокорасположенные *скальные оползни* (rock slides). Здесь прилагательное «глубокорасположенные» не входит в собственно термин и должно пониматься лишь как указание на местоположение явления. То же относится к определению «крупномасштабные». Терцаги подчеркивает, что «постепенное развитие мест-

ной системы трещиноватости, вызывающее оползни, представляет собой комбинированное влияние касательных напряжений и медленных деформаций ползучести скальных пород под воздействием напряжений». И далее: «Разрушение распространяется в виде цепной реакции, и процесс продолжается до тех пор, пока поверхность разрушения не достигнет поверхности скальной породы. Этот процесс называется прогрессирующим разрушением».

Тер-Степанян (1967) описывает следующие типы глубинной ползучести склонов в скальных породах: 1) плоскостная глубинная ползучесть, которая происходит на длинных склонах (ползучесть плит; консеквентная ползучесть вдоль падения пластов; расползание блоков, когда жесткие породы разбиты вертикальными трещинами и медленно смещаются по наклонной поверхности пластических пород; ползучесть обнажений, происходящая в зоне сезонных изменений влажности и температуры; ползучесть голов пластов, сопровождаемая изгибанием крутопадающих пластов и происходящая ниже глубины сезонных колебаний); 2) вращательная глубинная ползучесть, которая происходит на коротких склонах (асеквентная ползучесть в однородных породах, не обладающих слоистостью; S-образная ползучесть крутопадающих пластов скальных пород); 3) общая глубинная ползучесть в случаях сложного геологического строения (инсеквентная ползучесть, когда наклонно залегающие компетентные пласты деформируются в результате ползучести подстилающих пластов; компенсационная ползучесть, происходящая в эрозионных долинах с горизонтальным напластованием, когда компетентные слои подстилаются некомпетентными и в результате возникает выпучивание (bulging) в средних частях долины и выгибание (cambering) в боковых).

Бек (Beck, 1967) определил медленные движения скальных пород на склонах как гравитационную складчатость (gravity faulting).

Атчинсон (Hutchinson, 1968) несколько свободно применяет термин «ползучесть» для описания очень медленных непрерывных деформаций склонов независимо от вызывающего их механизма. Он различает следующие типы ползучести: 1) неглубокая, преимущественно сезонная ползучесть (ползучесть почв, которая воздействует на поверхностную зону почвенного покрова и обнаруживается в направленном вниз по склону отклонении выветрелых обнажений слоистых пород и направленном вниз по склону движении отдельных валунов или блоков; осыпи—направленное вниз по склону весьма медленное движение поверхностных слоев откосов, сложенных обломками скальных пород или щебня); 2) глубокорасположенная непрерывная ползучесть, или массовая ползучесть, которая происходит во всех грунтах и скальных породах, подвергающихся действию касательного напряжения, превышающего критическое значение; 3) прогрессирующая ползучесть, которая происходит при приближении процесса ползучести к разрушению и характеризуется высоким уровнем напряжений и увеличивающейся, относительно высокой скоростью движения. Эта схема иллюстрирована Беллом (Bell, 1976) на примерах ползучести в долине Каварау в Новой Зеландии.

Заруба и Менцл (Záruba, Mencl, 1969) определяют ползучесть как медленную, длительную деформацию склонов, которая обычно происходит в широкой зоне, состоящей из системы плоскостей частичного скольжения, и имеет характер вязкого движения. Под ползучестью осыпей они понимают медленное, почти незаметное движение обломков скальных пород вниз по склону под действием силы тяжести и при содействии сезонных факторов.

Немчок, Пашек, и Рыбарж (Nemčok et al., 1972) определяют ползучесть как геологически длительные движения с неувеличивающейся скоростью без ясно выраженных поверхностей скольжения. В результате образуются ползучесть скальных пород, ползучесть осыпей и ползучесть грунта. Приводятся примеры восьми типов глубокорасположенной и одного типа поверхностной ползучести. Эти примеры основаны на хорошо известных случаях медленных деформаций на склонах.

Емельянова (1972) привлекает внимание к различию между истинной ползучестью, происходящей при неизменном напряженном состоянии, и медленным нарастанием деформации при продолжающемся подмыве и соответствующем нарастании величины касательных напряжений.

Радбрух-Холл (Radbruch-Hall, 1978) применяет термин «массовая ползучесть скальных пород» (mass rock creep) для описания глубокорасположенной крупномасштабной ползучести скальных пород на склонах.

РАЗЛИЧИЕ МЕЖДУ ТРЕМЯ ТИПАМИ МЕДЛЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ МАСС НА СКЛОНАХ

Из вышеприведенного краткого обзора видно, что под ползучестью в общем понимаются движения масс на склонах, происходящие без образования поверхностей скольжения и совершающиеся с незаметной скоростью. Варнес (Varnes, 1978) справедливо замечает, что все более совершенствующиеся методы измерений делают затруднительным удовлетворение последнему требованию. Если мы рассмотрим те типы движений масс, которые были уточнены и классифицированы на основании этого общего определения, то заметим, что они существенно различаются. Такие различные типы движений масс, как медленное смещение осыпей, предшествующие оползням медленные деформации глинистых склонов и медленное движение материала в земляных потоках, рядом авторов включаются в одну группу движений масс на склонах. Для того чтобы выяснить вопрос, необходимо учесть его геологический аспект.

Необходимо различать движение масс на склонах, вызванное деинтегрированными частицами, и деформацию непрерывной среды. В обоих случаях мы имеем дело со средой, состоящей из частиц, но ее геологическое поведение различно. Движение в первом случае состоит в отделении некоторых частиц от общей массы, их переносе на некоторое расстояние и аккумуляции, которая приводит к новому расположению составляющих. Частицы могут быть различного размера, начиная от мелких частиц глинистого грунта и зерен песчаного грунта и кончая комьями земли, обломками породы и даже блоками скальных пород. Деформация самих элементов, т. е. сжатие, растяжение или сдвиг под действием внешних сил, несущественна для этого процесса, и значение имеет лишь перемещение и новое расположение частиц. Наоборот, температурное расширение и сжатие играют большую роль в процессе; эти явления рассматриваются как внутренние. Нет никаких оснований принимать эти движения масс за ползучесть.

Во втором случае, когда рассматривается непрерывная среда, происходит именно деформация во времени или ползучесть всего массива или его части, т. е. длительное сжатие, растяжение, сдвиг или, наконец, течение. Общее движение масс в процессе ползучести определяется именно этими деформациями. Так как распределение деформации следует за распределением напряжений, не должно быть какого-либо резкого перехода от неподвижного массива к перемещающимся

частям. Поэтому отсутствие поверхностей скольжения является одной из наиболее важных особенностей ползучести. Естественно, что взаимное расположение составляющих частей в грунте или скальной породе несколько изменяется во время ползучести, но оно является результатом деформации массива в целом, а не смещения его частей, происходящего в различное время и на разное расстояние.

Первый тип движений масс на склонах, т. е. отделение, перемещение и отложение частиц, требует, чтобы не было никаких препятствий свободному перемещению частиц. Препятствия могут быть созданы растительностью, давлением покрывающих пород, любого рода связями и т. д. Отсюда следует, что такой тип движений должен наблюдаться на обнаженных склонах и лишь в самом поверхностном слое. Этот вид движений масс вызывается силой тяжести; ему содействуют сезонные изменения влажности и температуры. К нему относятся солифлюкция, осыпи, каменные потоки и аккумулятивные гряды. Эти движения масс на склонах классифицируются как свободное перемещение дезинтегрированного материала на склонах.

Ко второму типу движений масс на склонах относится ползучесть в полном смысле слова. Это явление широко распространено. В приповерхностном слое оно проявляется в виде деформации непрерывной среды, расположенной непосредственно под слоем, в котором происходит солифлюкция. Так как интенсивность сезонных факторов изменяется, положение границы между зонами солифлюкции и приповерхностной ползучести также изменяется. Поэтому грунт в этой пограничной полосе может попеременно деформироваться или переноситься в дезинтегрированном состоянии. В верхних частях склонов, где преобладает денудация, частицы грунта перемещаются вниз по склону вследствие солифлюкции, и обнажаются более глубокие слои, в которых ранее происходила ползучесть. Наоборот, в нижних частях склонов область солифлюкции покрывается накапливающимся материалом, и создаются условия, способствующие возникновению ползучести. Возможно, такое изменение процессов объясняет наличие сдвигов, наблюдаемых между двумя солифлюкционными покровами в Севеноче, Кент (Skempton, Patley, 1968; Weeks, 1969).

Необходимо также различать ползучесть и течение на склонах; к сожалению, это различие изучено довольно неудовлетворительно. Геологический подход дает в этом отношении очень мало, поскольку оба явления обычно определяются как медленные движения без образования поверхности скольжения. В большинстве работ по инженерной геологии термины «течение» и «ползучесть» применяются попеременно (см. например, Sharpe, 1938); часто предпочтение отдается термину «течение». Тем не менее, ощущается необходимость провести дифференциацию между этими понятиями.

С механической точки зрения течение жидкостей и ползучесть твердых тел имеют одну и ту же природу—оба явления возникают в результате направленного (под действием силы) движения текучих элементов вследствие наличия структурных дефектов материала. Прочность и длительность оседлой жизни связей между молекулами в жидкости значительно меньше, чем в твердых телах; этим объясняется высокая подвижность жидкостей. Соответственно, течение жидкостей начинается при действии незначительных сил и протекает с большой скоростью.

Грунт не является ни твердым телом, ни жидкостью. Его поведение зависит от типа контактов между частицами. Бьеррум (1975) различает два типа контактов: минеральный тип, когда контактная сила

так велика, что между частицами устанавливается контакт от минерала к минералу, и тип водных пленок, когда сила недостаточно велика и частицы «будут отделены одна от другой жидким, хотя и очень вязким слоем адсорбированной воды». Отсюда следует, что если превалирует минеральный тип контактов, то грунт ведет себя как твердообразное тело, т. е. имеет место ползучесть. Наоборот, если доминируют контакты типа водных пленок, грунт ведет себя как жидкообразное тело и происходит течение.

Это приводит к разным характеристикам ползучести и течения. В отличие от ползучести течение никогда не переходит в скольжение, хотя скорость течения может быть чрезвычайно высокой, как например, в быстрых земляных потоках (течение плавунной глины) или в селях. Течение возникает главным образом в результате сильных ливней; так, оползень течения (flowslide) у станции воздушной канатной дороги в Гималаях (Индия) возник в водонасыщенных песках в результате сильных ливней в апреле, мае и июне; в день катастрофы ливневые осадки составили 800 мм (Bhandari, 1977).

В отложениях земляных потоков или селей не могут быть обнаружены отчетливые поверхности скольжения или зеркала скольжения, хотя во время движения они бывают ограничены резко выраженными боковыми трещинами или границами. Сели развиваются в выветрелом материале в горных странах вследствие сильных дождей, быстрого снеготаяния и т. д.; подобно плавунным глинам, они движутся быстро. Фильтрационная сила вызывает значительное взвешивание наносов, размеры которых достигают величины крупных блоков скальных пород (Тер-Степанян, 1968). Атчинсон (Hutchinson, 1970) описал весьма медленные грязевые потоки (mudflow) в береговом клифе в жестких трещиноватых лондонских глинах, которые были ограничены отчетливыми поверхностями раздела с боков и снизу. Термин «грязевые оползни» (mudslide), предложенный Атчинсоном и Бандари (Hutchinson, Bhandary, 1971) для этого явления, дает необходимую дифференциацию этих двух видов движений масс на склонах.

В начальной стадии ретрогрессивных оползней течения или течения плавунных глин грунт проявляет квазитвердое поведение вследствие структурной прочности, и от массива последовательно отделяются земляные полосы. Они вскоре перемешиваются с водой и образуют вязкую массу, которая стекает, как жидкость. Варнес (Varnes, 1978) дает исчерпывающий анализ течений, иллюстрирующий это положение. Тавенас и др. описывают этот процесс на примере крупного оползня Сан-Жан-Вианни в Канаде (см. ниже) (Tavenas et al., 1971).

На основании вышесказанного могут быть предложены следующие определения движений масс на склонах.

Термин «свободное движение на склонах» означает медленное, направленное наружу и вниз по склону перемещение дезинтегрированного материала, состоящее в отделении от массива, передвижении и аккумуляции частиц под действием силы тяжести и совершающееся под влиянием сезонных изменений влажности, температуры и фазового состояния воды (сыпучее поведение).

Термин «ползучесть на склонах» означает медленное, постепенное, направленное наружу и вниз по склону увеличение полной, частично восстановимой деформации (упругая ползучесть) непрерывного материала на склонах под действием силы тяжести, фильтрационной силы и т. д., которые вызывают мобилизацию сопротивления сдвигу, превышающую некоторое пороговое значение, но не достигающую предельного сопротивления сдвигу материала; ползучесть проявляется в

перекашивании охваченной ею части массива. При превышении предельного сопротивления сдвигу процесс переходит в скольжение вдоль отчетливой поверхности или узкой зоны (твердое поведение).

Термин «течение на склонах» означает медленное или быстрое направленное наружу и вниз по склону увеличение полного необратимого перемещения непрерывного разжиженного материала под действием силы тяжести, фильтрационной силы и т. д., управляемого вязкостью (жидкое поведение).

Вышеизложенные замечания не исчерпывают вопроса о дифференциации медленных движений масс на склонах, но могут служить в качестве исходного пункта для дальнейшего обсуждения.

Нижеследующая часть статьи относится только к ползучести.

ПОЛЗУЧЕСТЬ КАК РЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ

Для того чтобы понять ползучесть грунтов или скальных пород на склонах, надо сначала ознакомиться со свойствами ползучести самого материала. Это знание так же необходимо для правильного анализа деформации склонов, как знание компрессионных свойств грунтов—при анализе осадки сооружений.

Экспериментальные исследования ползучести грунтов и скальных пород все еще недостаточны вследствие их небольшой длительности; лишь немногие из них длились более одного года. Теоретические заключения, основанные на подобных экспериментальных данных, неадекватны для анализа деформируемости природных склонов, существующих в течение многих тысячелетий, или для предсказания их длительного поведения.

В реологии вязко-пластичных материалов ползучесть означает медленное увеличение полной деформации во времени под действием постоянных напряжений, которые превышают некоторый порог, но не достигают предельного сопротивления сдвигу. Свойства ползучести любого материала, включая грунты, характеризуются реологическими кривыми, показывающими соотношение между касательными напряжениями τ и скоростью ползучести $\dot{\gamma}$ для данного интервала времени, протекшего после приложения касательных напряжений (рис. 2). Реологические кривые вначале следуют оси абсцисс, затем переходят в наклонную ветвь и наконец приближаются к вертикальной линии, соответствующей предельному сопротивлению сдвигу τ_f . Оба перехода довольно плавные; первый соответствует пределу ползучести τ_0 . Наклонная ветвь во многих случаях может быть аппроксимирована в виде прямой линии. Ее наклон определяет динамическую вязкость грунта η , $\eta = \tan \alpha$, где α —угол между этой прямой и осью ординат.

Реологическая кривая характеризуется двумя параметрами: шириной ползучести W и амплитудой ползучести A (рис. 2). На рис. 3 показаны реологические кривые для двух типичных грунтов; переконсолидированная глина OC имеет сравнительно большую ширину W_{oc} и амплитуду A_{oc} , тогда как нормально консолидированная пылеватая глина NC имеет меньшую ширину W_{nc} и амплитуду A_{nc} .

Время, протекшее после приложения касательных напряжений, играет важную роль в процессе ползучести. При низком и промежуточном уровнях касательных напряжений скорость ползучести уменьшается постепенно, и процесс переходит в вековую ползучесть, которая может длиться десятилетия и столетия. Только при очень высоком уровне касательных напряжений, близком к разрушению, скорость ползучести постепенно увеличивается со временем и процесс заканчивается разрушением; на рис. 2 это показано пунктирной линией t_2 для

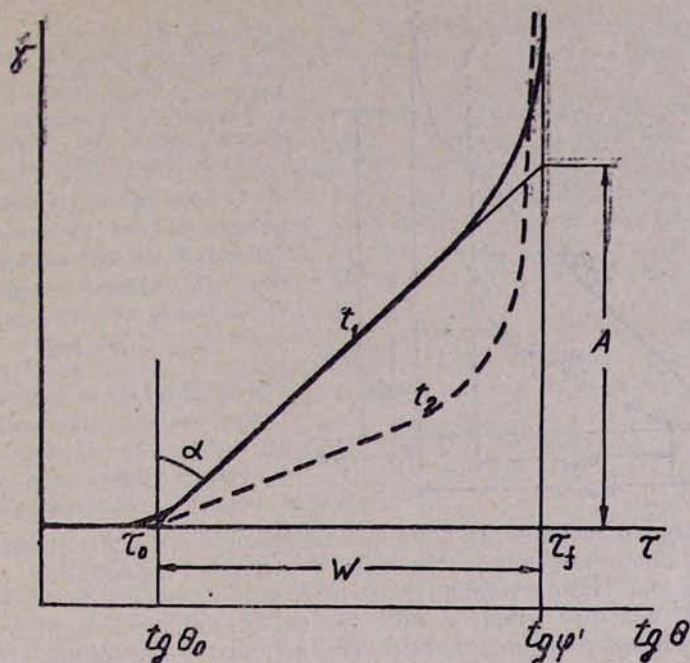


Рис. 2. Реологические кривые, выраженные через касательные напряжения (верхняя ось абсцисс) и через коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу $\tan \theta$ (нижняя ось абсцисс) для интервалов времени t_1 и t_2 после приложения касательных напряжений, $t_2 > t_1$; $\dot{\gamma}$ — скорость ползучести, τ_0 и $\tan \theta_0$ — порог ползучести; $\eta = \tan \alpha$ — динамическая вязкость грунта, W — ширина ползучести и A — амплитуда ползучести.

Նկ. 2. Ռեոլոգիական կորեր, արտահայտված τ շոշափող լարման (արագիսանների վերին առանցքի) և $\tan \theta$ սահմի մոբիլիզացման դիմադրության գործակցի (արագիսանների ներքին առանցքի) միջոցով շոշափող լարումների կիրառումից t_1 և t_2 ժամանակի ինտերվալների համար, $t_2 > t_1$ $\dot{\gamma}$ — սողքի առաջընթացը. τ_0 և $\tan \theta_0$ սողքի շեմքն են, $\eta = \tan \alpha$ դրոշմի դիմադրական մածուցիկությունը, W — սողքի լայնությունը և A — սողքի ամպլիտուդը:

Fig. 2. Rheological curves τ (upper axis of abscissas) and coefficient of mobilized shear strength $\tan \theta$ (lower axis of abscissas) for time intervals t_1 and t_2 after application of shear stresses, $t_2 > t_1$; $\dot{\gamma}$ is the creep rate, τ_0 and $\tan \theta_0$ are the creep thresholds, $\eta = \tan \alpha$ is the dynamic viscosity of soil, W is the width of creep and A is the amplitude of creep.

большого интервала времени после приложения касательных напряжений. Эта линия расположена значительно ниже линии t_1 для малого интервала времени при низком и промежуточном уровнях касательных напряжений и проходит выше нее только вблизи разрушения. Так, в одной серии опытов грунт при уровне касательных напряжений $\tau = 0,50 \sigma$ не разрушался в течение 2000 дней (более пяти лет) и продолжал ползти с уменьшающейся скоростью ($\dot{\gamma} \approx 10^{-11}$ сек $^{-1}$), тогда как при несколько более высоком уровне касательных напряжений ($\tau = 0,55 \sigma$) образцы разрушились примерно через 200 дней (Тер-Степанян, 1981).

Отсюда следует, что если касательные напряжения неравномерно распределены по сечению грунта, то скорость ползучести будет уменьшаться со временем в тех частях сечения, где касательные напряжения имеют низкие или промежуточные значения, и увеличиваться со временем в тех частях, где значения касательных напряжений велики. Это явление называется *концентрацией ползучести со временем*.

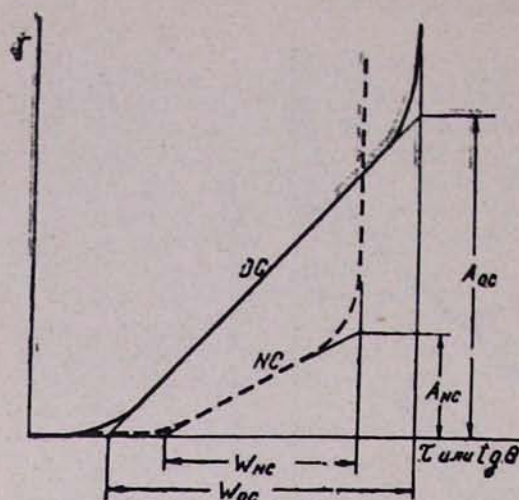


Рис. 3. Реологические кривые для двух типичных грунтов в начальной фазе после приложения касательных напряжений; OC—переконсолидированная глина, NC—нормально-консолидированная пылеватая глина.

Նկ. 3. Երկու տիպիկ գրունտների համար շոշափող լարում կիրառելուց հետո սկզբնական փուլում ռելոգիական կորերը: OC—գերկոնսոլիդացված կավ, NC — նորմալ կոնսոլիդացված փոշավալի կավ:

Fig. 3. Rheological curves of two typical soils in the initial phase after application of shear stress; OC is overconsolidated clay and NC is normally consolidated silty clay.

Важным следствием из этих наблюдений является влияние времени на разное поведение грунтов, слагающих природные склоны и откосы выемок. Напряженное состояние природных склонов установилось давно, поэтому процесс ползучести не меняется значительно за время существования расположенных на них сооружений. Наоборот, ползучесть заметно эволюционирует в грунтах, слагающих выемки. Влияние изменений реологических свойств добавляется к иным эффектам, как например, выветривание откосов выемок, малая скорость выравнивания порового давления (Skempton, 1977) и др.

Вышеуказанные соображения полностью применимы к грунтам, слагающим склоны, с одним только замечанием. Напряженное состояние материала, слагающего склон, существенно изменяется от точки к точке; поэтому целесообразно выражать напряженное состояние склона не через напряжение, а через соотношение между касательными и нормальными напряжениями, а именно через коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу

$$\operatorname{tg} \theta = \tau / (a' + \sigma'),$$

где $a' = c' \operatorname{ctg} \varphi'$ — притяжение, а c' и φ' — параметры сопротивления сдвигу, выраженного через эффективные напряжения. Соответственно, порог ползучести будет $\operatorname{tg} \theta_0 = \tau_0 / (a' + \sigma')$. Верхнее предельное значение коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу будет $\operatorname{tg} \theta' = \tau_1 / (a' + \sigma')$, где τ_1 — пиковое сопротивление сдвигу грунта.

Для получения реологической кривой, выраженной через коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу, попросту вычерчиваем на рис. 2 вторую ось абсцисс со значениями $\operatorname{tg} \theta$.

ПОЛЗУЧЕСТЬ НА СКЛОНАХ

Из вышеприведенного определения ползучести на склонах следует, что благоприятные условия для ползучести бывают в двух случаях — при низком пороге ползучести либо высокой степени мобилизации сопротивления сдвигу. Первый случай имеет место в поверхностном слое, где вследствие выветривания и сезонных изменений влажности и температуры сопротивление сдвигу недостаточно высоко. Второй случай имеет место на глубине, где вследствие силы тяжести и наличия

склона концентрация касательных напряжений высока и значения коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу также достаточно высоки.

Случай поверхностной ползучести в математическом смысле довольно прост; здесь может быть принята концепция бесконечного склона (Тейлор, 1960). Эта задача решена, и получен ряд расчетных уравнений (Тер-Степанян, 1961). Случай глубинной ползучести значительно сложнее, так как не существует математического решения распределения напряжений; более того, это распределение зависит от деформированного состояния, которое изменяется по мере протекания ползучести.

Применение термина «ползучесть на склонах» с дальнейшим подразделением на «поверхностную ползучесть» и «глубинную ползучесть» кажется более обоснованным, чем другие названия, потому что они отражают реологический аспект явления, кратки и не содержат несущественных элементов. Что касается грамматической стороны вопроса, то термин «глубинная ползучесть» правилен в той же степени, как например, термин «глубинная бомба».

Поведение склонов описывается теорией глубинной ползучести на склонах следующим образом. Под действием силы тяжести и других сил земной массив, ограниченный склоном, находится в сложном напряженном состоянии. На некоторой глубине под склоном происходит концентрация касательных напряжений. Ползучесть происходит в замкнутой зоне, где коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу колеблется между пределом ползучести $\rightarrow g\theta_0$ и полной мобилизацией сопротивления сдвигу $tg\varphi'$. Эта зона расположена на некоторой глубине вдоль потенциальной поверхности скольжения. Вследствие неравномерной мобилизации сопротивления сдвигу в зоне ползучести скорость деформации также различна. Скорость ползучести наименьшая у границ зоны и наибольшая в ее центральной части, т. е. вдоль поверхности скольжения. На этой поверхности могут существовать отдельные остроугообразные участки с полной мобилизацией сопротивления сдвигу. Это означает, что материал в этих участках находится в пластическом состоянии.

Очевидно, что внутри ограниченной замкнутой зоны не может происходить никакого поступательного движения. Вследствие медленного движения грунта внутри этой зоны в нем образуются оползневые трещины, которые окружают зону ползучести и являются поверхностями прерывности. Их механическая роль состоит в том, чтобы сделать возможным перемещение верхней части массива во время деформирования в зоне ползучести. Таким образом, зона ползучести представляет собой деформируемую часть всей непрерывной среды; недеформируемая движущаяся зона расположена сверху, а недеформируемый неподвижный массив остается внизу. Это можно видеть на рис. 4, который представляет собой поперечное сечение склона к ЮВ от хребта Разтока в горах Татры, Чехословакия (Mahr, Nemčok, 1977). Он хорошо иллюстрирует S-образную ползучесть склонов в скальных породах (Тер-Степанян, 1967). Для этого типа деформаций склонов характерно, что они происходят также и в той части скальных пород, которая расположена ниже потенциальной поверхности скольжения. Это можно видеть на рис. 5, иллюстрирующем поперечное сечение через альпийскую долину (Талобр, 1960).

Деформация в пределах зоны ползучести совершается вдоль плоскостей наибольшего угла отклонения. Диаграмма деформирования зависит от типа глин. В мягких глинах деформация имеет пластический

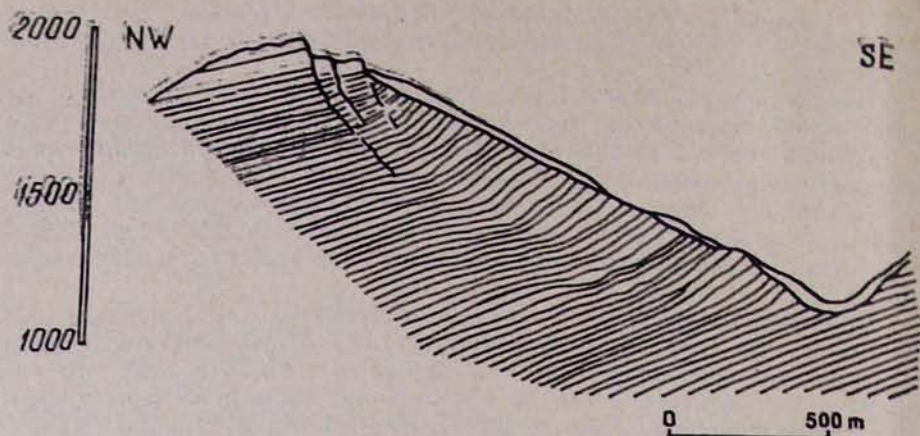


Рис. 4. Поперечное сечение склона к ЮВ от хребта Разтока, на котором проявляются деформации ползучести в парагнейсах и кремнистых гнейсах с отчетливой сланцеватостью (по Мару и Немцоку (Mahr, Nemčok, 1977)).

Նկ. 4. Ռազտոկի լեռնաշղթայի լանջի դեպի հարավ-արևելք լայնական հատվածը, որի վրա պարզվել են բնական և քերական կայծկարային զենիտներով առաջանում են սղիթի ձևափոխությունները ըստ Մարի և Նեմչոկի (Mahr, Nemčok, 1977):

Fig. 4. Cross-section of a creep deformation in the SE of the Ráztoka ridge in paragneisses and siliceous gneisses with distinct foliation (after Mahr and Nemčok, 1977).

характер, что ведет лишь к плавному перекашиванию. Эти глины (за исключением чувствительных пльвинных глин с метастабильной структурой) показывают небольшое размягчение при деформировании или его отсутствие. Поэтому падение сопротивления сдвигу после достижения пикового значения невелико и прогрессирующее разрушение может не иметь большого значения. В мягких пльвинных глинах распространение оползня имеет другую природу; оно происходит вследствие разрушения структуры грунта, которая сделалась метастабильной благодаря выщелачиванию солей.

В жестких глинах деформирование имеет хрупкий характер; перекашивание зоны ползучести сопровождается вначале образованием непрерывной неоднородной деформации, а затем «сдвигами Риделя», расположенными ступенчато в направлении общего движения (Skempton, 1966, 1977). Эти две стадии образуются до или непосредственно перед пиковым сопротивлением, т. е. во время ползучести до разрушения. Следующая стадия—«сдвиги перемещения» достигается при дальнейшем движении, когда сдвиги Риделя кинематически уже невозможны, т. е. во время развития пикового сопротивления. Жесткие глины обнаруживают значительное размягчение при деформировании по достижении пикового сопротивления, и вдоль поверхности скольжения развивается прогрессирующее разрушение.

К этим явлениям следует добавить влияние концентрации ползучести со временем.

ПЕРЕХОД ОТ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ НА СКЛОНАХ К ОПОЛЗНЯМ

В ряде случаев глубинная ползучесть на склонах может рассматриваться как независимый тип деформации склонов. Ее скорость изменяется со временем, в зависимости от интенсивности оползисообразующих факторов. Ползучесть может даже периодически прекращать-

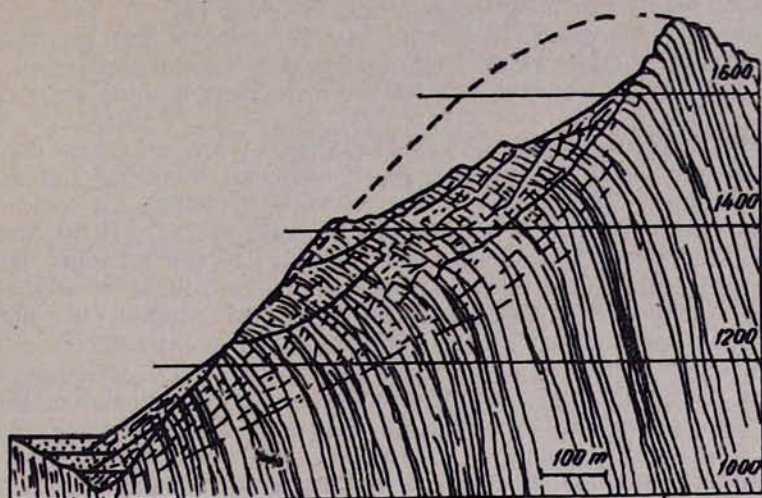


Рис. 5. Поперечное сечение через альпийскую долину (по Талобру (1960)).

Նկ. 5. Ալպիական հովտի լայնական կտրվածքը ըստ Տալոբրի (Талобр, 1960):

Fig. 5. Cross-section of an alpine valley (after Talobre, 1957).

ся и возобновляться во влажную пору, как это имеет место в некоторых земляных потоках. Для этого типа деформаций склонов характерно, что сопротивление грунтов сдвигу никогда не мобилизуется полностью.

Однако в большинстве случаев глубинная ползучесть должна рассматриваться лишь как подготовительная стадия к собственно оползням. Оползнеобразующие факторы подвержены периодическим колебаниям, которые накладываются на общую тенденцию геологического развития. Терцаги (1958) приводит примеры, когда общая тенденция ведет к уменьшению коэффициента безопасности вследствие увеличения наклона или уменьшения сцепления; на этот процесс накладываются изменения давления в поровой воде материала, слагающего склон, связанные со сменой сухого и влажного периодов. Вместе с интенсивностью оползнеобразующих факторов изменяются степень мобилизации сопротивления сдвигу и, отсюда, скорость ползучести склонов. Наблюдения за динамикой оползней показывают заметные изменения скорости ползучести. Это могут быть сезонные изменения, вызванные колебаниями положения пьезометрического уровня, или периодические изменения вследствие сработки водохранилищ и т. д. Поэтому глубинная ползучесть на склонах ни в коем случае не должна рассматриваться как непрерывный процесс. Он также не развивается равномерно; как правило, скорость ползучести начинает увеличиваться в оползневом очаге и постепенно распространяться на всю площадь. В зависимости от положения оползневого очага различаются наступательный и отступательный типы оползней. Когда средняя степень мобилизации сопротивления сдвигу приближается к своему предельному значению, глубинная ползучесть на склонах переходит в следующую стадию, в собственно оползень.

В этом переходном периоде действуют два механизма: концентрация ползучести и прогрессирующее разрушение. Концентрация ползучести характерна для области до мобилизации пикового сопротивления. Как указывалось выше, скорость ползучести увеличивается со вре-

менем в сильно напряженных участках сечения грунта. Такие участки расположены в центральной части зоны ползучести, вдоль потенциальной поверхности скольжения. Конечным результатом является постепенное увеличение скорости ползучести и переход процесса в катастрофическое оползание.

Прогрессирующее разрушение характерно для области после мобилизации пикового сопротивления, и главным образом для переconsolidированных глин и глинистых сланцев. Прекрасный анализ прогрессирующего разрушения был сделан Бьеррумом (1976), показавшим, что выветривание переconsolidированных глин и глинистых сланцев сопровождается постепенным разрушением связей и высвобождением накопленной восстановимой энергии деформации и вызывает необходимое расширение глины в направлении скольжения.

Вышеприведенный анализ ползучести грунтов позволяет понять процессы, происходящие непосредственно перед разрушением. Рассмотрим случай одинаковых склонов, сложенных переconsolidированной и нормально-consolidированной пылеватой глинами соответственно (рис. 6). Распределение напряжений, а отсюда мобилизация сопротивления сдвигу в обоих случаях будут одними и теми же, если плотность обоих грунтов одинакова, а склоны имеют равные высоту и наклон. Тем не менее, размер зоны ползучести склона в переconsolidированной глине будет намного больше, чем в случае нормально-consolidированной пылеватой глины, так как $W_{oc} > W_{nc}$, и размеры области, охваченной ползучестью, будут больше; то же относится и к скорости ползучести, так как $A_{oc} > A_{nc}$. В результате общая величина смещения до обрушения S_{oc} в случае переconsolidированной глины будет значительно больше, чем в случае нормально-consolidированной пылеватой глины ($S_{oc} > S_{nc}$). Это объясняет, почему деформации ползучести в склонах, сложенных переconsolidированными глинами, обнаруживаются задолго до катастрофы, а в склонах, сложенных нормально-consolidированными пылеватыми глинами, признаки наступающего оползня обнаруживаются очень поздно и иногда остаются незамеченными.

НЕКОТОРЫЕ ФОРМЫ ПОЛЗУЧЕСТИ НА СКЛОНАХ

Имеется так же много форм проявления ползучести на склонах, как и форм оползней. Их описание в настоящем кратком обзоре невозможно; мы коснемся лишь некоторых из них.

Исчерпывающий обзор гравитационной ползучести скальных пород на склонах опубликовал Радбрух-Холл (Radbruch-Hall, 1978). Она определяет ползучесть как весьма медленное, направленное наружу и вниз по склону движение землистого материала на склонах без образования непрерывной поверхности разрушения; это вид оползания. Движения материалов на поверхности склонов, как-то: ползучесть почв, медленные осыпи и каменные потоки—не относятся к крупномасштабной гравитационной ползучести скальных пород.

Рассмотрены следующие три типа гравитационной ползучести скальных пород, сгруппированные согласно геологическому строению: 1) пласты прочных пород, горизонтально залегающие на слабых породах, или переслаивающиеся прочные и слабые породы; 2) падающие пласты переслаивающихся прочных и слабых пород или падающая сланцеватость, пропластки и другие закономерно ориентированные нарушения непрерывности и 3) смешанные нарушенные или хаотически ориентированные прочные и слабые породы или породы, рассеченные трещинами отдельностей, ориентированных в различных направле-

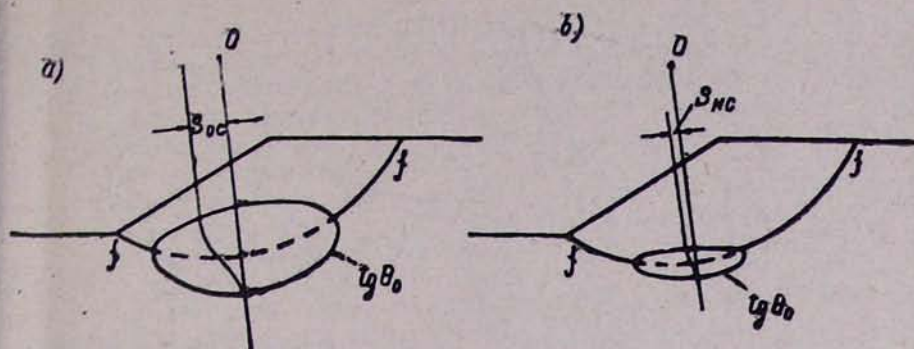


Рис. 6. Размеры зоны ползучести и величина деформации S ползучести до обрушения в грунтах двух одинаковых склонов в переконсолидированных глинах (а) и нормально-консолидированных пылеватых глинах (б); f — оползневая трещина.

Նկ. 6. Սողի գոտու չափերը և սողի S դեֆորմացիայի մեծությունը մինչև փլուզմը, երկու միասնական լանդշերի համար գերկոնսոլիդացված կավերում (ա) և նորմալ կոնսոլիդացված փոշային կավերում (բ); f — սողաճեփային ճեղք:

Fig. 6. Size of creep zones and amount of creep deformation S before failure in soils adjoining two equal slopes in overconsolidated clay (a) and in normally consolidated silty clay (b); f is the landslide crack.

ниях. Приводятся примеры из различных частей мира. Особое внимание уделяется образованию двух типов крупномасштабной гравитационной ползучести склонов в скальных породах — склоновых канав (hillside trenches) и нагорных рвов (furgrows), протягивающихся вдоль склонов, и обратных стенок отрыва (uphill facing scarps); эти формы встречаются во многих частях света. Происхождению их уделено много внимания в Чехословакии, где они часто наблюдаются на Карпатах. Немчок и Пашек полагают, что склоновые канавы и рвы образовались в ледниковых долинах с весьма крутыми склонами (Nemčok, 1972; Nemčok, Pašek, 1969). Устойчивость уменьшилась в наиболее слабых местах, а именно в нижних частях склонов. Движение верхних частей склонов произошло вдоль плоскостей сдвига. В результате параллельно уступам скал возникли крутые стенки отрыва: во многих случаях трещины перешли через гребень хребта и таким путем было образовано два или более рва. Этот механизм хорошо объясняет образование склоновых канав и рвов, возникших после таяния ледников.

Альтернативно может быть предложен другой механизм образования склоновых канав и обратных стенок отрыва. Так как верховые трещины, отделяющие сползающий массив, круты или даже вертикальны, то в верхней части склона образуются глубокие и узкие трещины параллельно простиранию склона, которые могут достигать зоны ползучести; по мере протекания ползучести они медленно увеличиваются.

Имеются две возможности дальнейшего протекания явления. В первом случае трещина или щель постепенно заполняется выветрелым тонкозернистым материалом, сыплющимся вниз со стенок, вмытых вследствие поверхностного стока и т. д., и образуются склоновые канавы, рвы и депрессии на гребнях (рис. 7).

Вторая возможность вытекает из нового напряженного состояния клина, примыкающего к стенке трещины. Наклон верховой стенки трещины колеблется между крутым и вертикальным, тогда как низовая

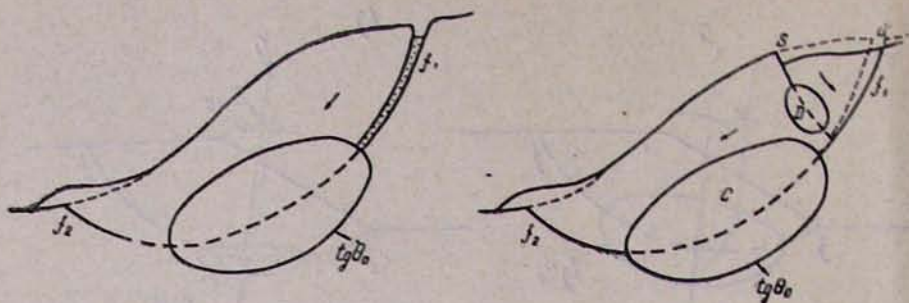


Рис. 7. Механизм образования склоновых канав и нагорных депрессий. Расширяющаяся верховая трещина f_1 заполняется тонкозернистым материалом и образуется склоновая канава.

Նկ. 7. Լանջային առունների և լանջային դեպրեսիաների առաջացման մեխանիզմը: Ընդլայնված վերին f_1 ճեղքը լցվում է մանրահատիկային նյութով և առաջանում է լանջային առու:

Fig. 7. Mechanism of formation of hill-side trenches and ridge-top depressions. The enlarging fissure f_1 is filled by fines and hill-side trench t is formed.

Рис. 8. Механизм образования обратных стенок отрыва. Вследствие расширения верховой трещины f_1 в верхней части клина образуется вторичная зона ползучести D ; клин сползает вниз, заполняет пространство, и образуется обратная стенка отрыва. Для ясности чертежа зоны ползучести C и D показаны раздельно, хотя в действительности они сливаются. Верхний край депрессии u размывается поверхностным стоком.

Նկ. 8. Հետադարձ կտրման պատի առաջացման մեխանիզմը: Վերին f_1 ճեղքի ընդլայնման հետևանքով սկսվի վերին մասում առաջանում է սողերի D երկրորդային գոտի. սկսվի սողում է ներքև, լցնում է տարածությունը, և առաջանում է հետադարձ կտրման պատ: Գծադրի պարզության համար սողերի C և D գոտիները ցույց են տրված առանձին, ընայած, իրականում նրանք իրար հետ ձուլվում են: Դեպրեսիայի u վերին ծայրը լվացվում է մակերևույթային հոսքով:

Fig. 8. Mechanism of formation of uphill-facing scarps. Due to enlargement of the fissure f_1 secondary creep zone is formed in the upper wedge; the wedge is creeping downward, and the uphill-facing scarp s originates. For the sake of clarity the creep zones C and D are shown separately although they merge actually. The edge u of the depression is eroded owing to rainwash.

стенка может быть вертикальной или нависающей. Поэтому концентрация касательных напряжений в породах низовой стенки трещины будет значительно выше, чем верховой. В клине у низовой стенки образуется вторичная зона ползучести D , расположенная вдоль вторичной потенциальной поверхности скольжения, и возникает обратная стенка отрыва s (рис. 8). Край образовавшейся таким образом депрессии будут размываться по-разному. Верховой край u будет размываться интенсивно вследствие плоскостного смыва с прилегающего склона, тогда как на низовой край s воздействие будет небольшим вследствие отсутствия стока.

Вдоль простирания склона большей частью образуются одиночные обратные стенки отрыва; описаны также множественные обратные стенки отрыва, например к юго-востоку от Нупатака на Аляске, с максимальной высотой до 3,8 м (Radbruch-Hall, 1978). В меньшем масштабе обратные стенки отрыва или оползневые трещины с такой ориентацией были показаны ранее (Тер-Степелян, 1958).

Многоярусные оползни довольно необычного типа происходят на

краю Добруджанского плато на Черноморском побережье в Балчике, Болгария (Каменов и др., 1971). Геологическое строение участка простое: сарматские известняки и мергели с горизонтальным напластованием залегают на сарматских глинах, имеющих слабый наклон (3°) в сторону моря. Землетрясения вызвали вертикальную трещиноватость жестких пород, и удлиненные блоки высотой до 120 м отделились от плато и медленно движутся в настоящее время по поверхности глины по направлению к морю; эти блоки составляют первый ярус оползания. Движение блоков ускоряющееся: так, блок Джини-байр высотой 120 м, который сместился на расстояние 54 м от первоначального положения, движется теперь со скоростью 22 мм/год; блок Сиври-тепе высотой 70 м начал свое движение много раньше и за это время подвергся значительной эрозии; он сместился на расстояние 244 м и движется в настоящее время со скоростью 611 мм/год; таким образом, щели между блоками постепенно увеличиваются. Вертикальные стенки щелей неустойчивы, и по мере расширения щелей происходит ползучесть скальных пород. В результате в межблоковых массивах образуется второй ярус оползания. Третий ярус составляют несколько приповерхностных оползней различного типа, которые развиваются в делювии в зависимости от местных условий (Каменов и др., 1971). Блоковые оползни первого яруса представляют собой грандиозное природное явление; процесс находится в фазе глубинной ползучести и никогда не перейдет в фазу среза. Поэтому жесткие блоки пригодны для строительства, хотя их движение является неустраняемым. Межблоковые массивы второго яруса являются результатом компенсационных движений ползучести. Они также находятся в фазе глубинной ползучести и никогда не перейдут в фазу среза, но в противоположность блокам они недостаточно жестки. Строительство на втором ярусе возможно только в частях склона, примыкающих к плато; сооружения должны быть простыми в плане; следует избегать многоэтажных, непрерывных или монументальных сооружений.

Поучительный случай управления ползучестью описан Томсоном и Хейли (Thomson, Hayley, 1975). Ползучесть плейстоценовой валунной глины, сланцев и песчаников верхнемелового возраста оказывала воздействие на западный устой автомобильного моста через р. Литл Смоки в шт. Альберта, Канада. Здесь ретрогрессивно развивался ряд полос или блоков, нижняя часть которых сливалась, образуя единую непрерывную зону сдвига. Оползание этих блоков было вызвано эрозией. Продвижение грунта к реке составило несколько метров. Пролетное строение моста было приспособлено к этим движениям путем расширения опорных плит под катками.

Другой случай приспособления сооружения к давлению ползучести — хорошо известный мост через р. Ландкварт в Швейцарии (Haeferli et al., 1953). Для сохранения моста был сооружен жесткий прогон между его устоями. Сжимающее усилие в прогоне постепенно увеличивалось до 800 т, а затем осталось постоянным (Huder, 1976).

Оползням в лессовых породах предшествует подготовительная фаза уплотнения, которая состоит из первичного уплотнения вследствие увлажнения, просадки с образованием стенки отрыва и вторичного уплотнения (Ниязов, 1974).

Ползучесть не предшествует оползням, вызванным землетрясениями, внезапным разжижением песков, а также оползням в некоторых типах грунтов, как например чувствительные морские послеледниковые глины, встречающиеся в Скандинавии и Канаде. Последнее подтверждается несколькими детальными описаниями крупных оползней,

как например, течение плавунной глины близ Сан-Тюриба у Ривьер-Бланиш в шт. Квебек в 1898 г. (Sharpe, 1938), оползни на р. Саут-Нейшен к востоку от Оттавы, Онтарио, в 1971 г. (Eden et al., 1971), в Брекенбридже в 1963 г., Пайнвью Голф Клуб и Рокклайфе в 1967 г. (Mitchell, 1970) в Канаде и Беккелагете в 1953 г. (Эйде, Бьеррум, 1958), у Фурре в 1959 г. (Хатчинсон, 1964) в Норвегии, где ползучесть не наблюдалась. Только в немногих случаях наблюдались некоторые предвестники, как например, трещины на дороге до оползня в Улленсакере, Норвегия, в 1953 г. (Бьеррум, 1958). Вокруг оползня в Орлеане, Онтарио, Канада, который произошел 10 октября 1965 г., остались многочисленные трещины растяжения; массив грунта, ограниченный этими трещинами, был вовлечен во второй оползень, который произошел через две недели, 23 октября. Третий оползень произошел ниже трещины между декабрем и февралем 1966 г. (Eden, Jarrett, 1971).

Особый интерес представляет оползень Сен-Жан-Винни, происшедший 4 мая 1971 г. к западу от Шикутими, шт. Квебек, в пределах крупнейшего из известных древних оползней в глинах Леда. Последний произошел в две стадии—420 и 560 лет тому назад; он охватил территорию 20 км², а его установленный объем составлял 200 млн. м³. Современный оползень площадью около 0,27 км² и объемом около 7 млн. м³ воздействовал лишь на небольшую центральную часть древнего оползня. Его последняя фаза продолжалась несколько минут; погиб 31 человек и было полностью разрушено 40 домов. Незадолго до оползня имели место два значительных события: 1) вследствие сильных дождей с 21 по 24 апреля были частично затоплены низменные участки; вода в лужах, стоявшая на высоте 0,6—0,9 м, исчезла очень быстро, в течение ночи с 23 на 24 апреля; 2) 24 апреля на одной из ферм произошел оползень размерами 60 м в ширину и 150 м в длину. Одна из луж и упомянутый малый оползень расположены на границе большого, который произошел через 10 дней (Tavenas et al., 1971). Очевидно, оползневые трещины развились за десять дней до оползня и через них произошло осушение луж. Другим следствием неустойчивости грунта был малый оползень. Животные стали вести себя необычно за 5 часов до главного оползня и т. д. Эти важные наблюдения как будто противоречат накопленному опыту, однако их можно объяснить тем, что оползень произошел не в нетронутой чувствительной плавунной глине, а в глине, которая была существенно нарушена около 500 лет назад; метастабильная структура была разрушена, и в результате тиксотропного упрочнения за последующее время были приобретены новые реологические свойства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В большинстве случаев ползучесть на склонах предшествует оползням. Основное преимущество изучения поведения склонов в подготовительной фазе ползучести состоит в возможности заблаговременно выявить приближающееся бедствие для принятия предупредительных или защитных мер задолго до обрушения. Поэтому изучение ползучести на склонах является одним из наиболее эффективных путей предупреждения человеческих жертв и материального ущерба, причиняемого оползнями.

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. Природные и искусственные склоны. Генеральный доклад Г. И. Тер-Степаняна на Первом конгрессе Международного общества по механике скальных пород, Лиссабон, 1967 (Проблемы геомеханики, № 3, 1969).
2. Сопротивление сдвигу мягких глин, Т. К. Кенни; Сопротивление сдвигу жестких глин, Н. Р. Моргенстерн; Сопротивление сдвигу неглинистых грунтов, П. Анагностис; Сопротивление сдвигу скальных пород, П. Лонд. Генеральные доклады на Геотехнической конференции, Осло, 1967.
3. Массовые движения, Дж. Н. Атчинсон. В кн.: Энциклопедия по геоморфологии, под ред. Р. У. Фербриджа, Нью-Йорк, 1968 (Hutchinson, 1968).
4. Устойчивость природных склонов и оснований насыпей. Доклад о современном состоянии науки А. У. Скемптона и Дж. Н. Атчинсона на Седьмом Международном конгрессе по механике грунтов, Мехико, 1969.
5. Оползни и борьба с ними, К. Заруба и В. Менцл, Эльзевир, Амстердам, 1969. (Zaruba, Mencl, 1969).
6. Основные закономерности оползневого процесса, Е. П. Емельянова. Недра, Москва, 1972.
7. Теория прогрессирующего разрушения грунтовых и скальных сред. Доклад Г. И. Тер-Степаняна о современном состоянии науки на Первой Балтийской конференции по механике грунтов, Гданьск, 1975 (Сообщение Лаборатории геомеханики, № 1, 1975).
8. Склоны и отрывки. Генеральный доклад Н. Р. Моргенстерна, Г. Е. Бляйта, Н. Янбу и Д. Резендица на Девятом Международном конгрессе по механике грунтов, Токио, 1977.
9. Глубоко расположенные гравитационные деформации на горных склонах. Генеральный доклад Г. И. Тер-Степаняна на Международном симпозиуме по оползням и другим движениям масс, Прага, 1977 (Сообщение Лаборатории геомеханики, № 3, 1977).
10. Типы движения склонов и процессы, Д. Дж. Варнес. В кн.: Оползни, анализ и борьба, специальный отчет № 176, под ред. Р. Л. Шустера и Р. Дж. Кризека, Национальная академия наук, Вашингтон, 1978 (Varnes, 1978).
11. Гравитационная ползучесть скальных пород на склонах, Д. Радбрух-Холл. В кн.: Скальные оползни и лавины, 1. Природные явления, под ред. Б. Войта, Эльзевир, Амстердам, 1978 (Radbruch-Hall, 1978).
12. Новые методы изучения оползней, Г. И. Тер-Степанян. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978.
13. Механизм обрушений в природных и искусственных грунтовых сооружениях. Генеральный доклад Н. Янбу на Международном симпозиуме по механике грунтов, Оахака, Мексика, 1979.

ԲՆԱԿԱՆ ԼԱՆՋԵՐԻ ԵՎ ՀԱՆՎԱԾՔՆԵՐԻ ՇԵՊԵՐԻ ՍՈՂՔՐ՝

ՀՍՍՀ ԳԱ քրակից-անդամ, պրոֆ., տիկն. գիտ. ղեկավար

ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

Ոեֆերամ—Գրունտի սողը լանջերում ի հայտ է գալիս, դանդաղ և երկարատև ղեֆորմացիայով և մեծ մասամբ նախորդում է սողանքին: Սողը արագությունը փոխվում է սողանք առաջացող գործոնների ինտենսիվության հետ միասին: Ի լրացումն ինժեներակրթական հետազոտությունների, գրունտների և լեռնային ապարների սողը ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս որոշել սողը մեխանիզմը, կանխագուշակել մոտեցող աղետը և հակասողանքային միջոցներով ժամանակին կանխել սողանքը: Շարադրված է հարցի տեսությունը, ճշտված է լանջի սողը որոշումը, վերլուծված է լանջերում գրունտի դանդաղ շարժման մի շարք տեսակներ և բացատրված է դրանց ծագումը:

1 Գիտության ժամանակակից վիճակի մասին ղեկուցում, որը ներկայացված է 1980 թ. Հընդ-կաստանում Նյու-Դելիում կայացած Միջազգային երրորդ սողանքների սիմպոզիումում:

2 ՀՍՍՀ ԳԱ ԳԻՍԻ գեոմեխանիկայի լաբորատորիայի վարիչ:

CREEP OF NATURAL SLOPES AND CUTTINGS¹GEORGE TER-STEPANIAN², Prof., Dr. Sc.(Eng.), Corr. Mem. Armen. Ac. Sc.

Synopsis. Creep of soils on slopes manifests itself in slow, long-term deformation; it precedes majority of landslides. The creep rate changes with intensity of landslide-producing factors. Study of soil and rock creep on slopes in addition to engineering geological investigations allows to establish the mechanism of landslides, to forecast the approaching disaster and to prevent the sliding by opportune realization of the landslide control. Theoretical considerations are propounded. Definition of creep on slopes is specified; some types of slow movement of soils on slopes are analysed, and explanation of their origin is given.

ЛИТЕРАТУРА—ՊԱՇԱՏՈՒԹՅՈՒՆ—REFERENCES

- Бьеррум Л. 1958. Устойчивость природных склонов в текучих глинах.—Проблемы инженерной геологии, М., ИЛ, вып. 1, с. 98—123.
- Бьеррум Л. 1975. Проблемы механики и строительства на структурно-неустойчивых и слабых грунтах (просадочных, набухающих и др.).—Генеральные докл. VIII Междунар. конгресса по механике грунтов и фундаментостроению, М., Госстройиздат, с. 98—165.
- Бьеррум Л. 1976. Прогрессирующее разрушение склонов в перекопсодированных пластичных глинах и глинистых сланцах.—Проблемы геомеханики, Ереван, № 7, с. 50—98.
- Гольдштейн М. Н., Тер-Степанян Г. И. 1957. Длительная прочность глин и глубинная ползучесть склонов.—Матер. к IV Междунар. конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению, М., Изд. АН СССР, с. 43—51.
- Емельянова Е. П. 1972. Основные закономерности оползневой процесса. М., Недра.
- Каменов Б., Тер-Степанян Г. И., Илиев И. и др., 1971. Механизм сложного трехъярусного оползня в Балчике, Болгария.—Проблемы геомеханики, Ереван, № 5, с. 6—29.
- Маслов Н. Н. 1955. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. М., Госэнергоиздат.
- Ниязов Р. А. 1974. Оползни в лессовых породах юго-восточной части Средней Азии. Ташкент, Изд. ФАН.
- Пенк В. 1961. Морфологический анализ. М., Гос. изд. геогр. лит.
- Пчелинцев В. Ф. 1943. Оползни и обвалы.—Наука и жизнь, № 9—10, с. 21—24.
- Талобр Ж. 1960. Механика горных пород. М.—Л., ГНТИЛ по горному делу.
- Тейлор Д. 1960. Основы механики грунтов. М., Госстройиздат.
- Тер-Степанян Г. И. 1955. Глубинная ползучесть склонов и методы ее изучения. Автореф. докт. дис. Ленинградск. инж.-строительный ин-т, Ереван.
- Тер-Степанян Г. И. 1958. Классификация оползневых трещин.—Изв. АН АрмССР, геол.-геогр. науки, т. 11, № 5, с. 29—45.
- Тер-Степанян Г. И. 1961. О длительной устойчивости склонов. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Тер-Степанян Г. И. 1967. Типы глубинной ползучести в скальных породах. Доклады к I Междунар. конгрессу по механике скальных пород. М., 1967, с. 102—113; Проблемы геомеханики, Ереван, № 3, с. 49—69.
- Тер-Степанян Г. И. 1968. О лавинном механизме связанных (гидродинамических) сейселей.—Проблемы геомеханики, Ереван, № 2, с. 24—45.
- Тер-Степанян Г. И. 1981. Современное состояние структурной теории ползучести глин при сдвиге.—Сообщения Лаборатории геомеханики, Ереван, № 4, с. 3—23.
- Терцаги Г. 1958. Механизм оползней.—Проблемы инженерной геологии, М., ИЛ, вып. 1, с. 174—219.
- Терцаги К. 1964. Устойчивость крутых склонов в выветрелых скальных породах.—Проблемы инженерной геологии, М., Мир, вып. 3, с. 345—371.

¹ State-of-the-Art Report presented to the Third International Symposium on Landslides held in New Delhi, India on 7—11 April 1980 and published in *Proceedings of the Symposium*, vol. 2, pp. 95—108.

² Head, Laboratory of Geomechanics IGES, Arm. Ac. Sc.

- Жатчинсон Дж. Н. 1964. Оползень в тонкослоистых подвижных глинах в Фурре, Центральная Норвегия.—Проблемы инженерной геологии, М., Мир, вып. 3, с. 238—276.
- Шахунияз Г. М. 1944. О методике проектирования мероприятий по стабилизации земляного потока.—Техника жел. дорог, № 12, с. 3—7.
- Шахунияз Г. М. 1973. О некоторых сторонах оценки устойчивости оползневых склонов.—Проблемы геомеханики, Ереван, № 6, с. 128—139.
- Эден У. Дж., Крауфорд К. Б. 1957. Геотехнические свойства глин Леда из района Оттавы.—Проблемы инженерной геологии, М., ИЛ, вып. 2, с. 129—141.
- Эйде О., Бьеррум Л. 1958. Оползень в Беккелагет.—Проблемы инженерной геологии, М., ИЛ, вып. 1, с. 124—138.
- Almagià R. 1910. Studi geografici sulle frane in Italia, v. 2, Soc. Geogr. Ital.; Memorie, v. 14, p. 295.
- Andersson J. G. 1906. Solifluction, a component of subareal denudation.—Journ. Geol., v. 14, N 2, p. 91—112.
- Beck A. C. 1967. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment.—New Zealand Journ. Geol. and Geophys., v. 11, N 1, p. 191—199.
- Bell D. H. 1976. Slope evolution and slope stability, Kawarau Valley, Central Otago, New Zealand.—Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., Krefeld, N 14, p. 5—16.
- Bhandari R. K. 1977. Some typical landslides in the Himalaya—Proceedings, Second Intern. Symp. on Landslides and their Control. Japan Soc. Landslides, Tokyo, p. 1—32.
- Braun G. 1909. Ueber Bodenbewegungen.—Geol. Gesellsch. Greifswald (1907—1909). Jahresber. II, S. 11—35.
- Burford R. O., Nason R. D., Harsh P. W. 1978. Studies of fault creep in Central California.—Earthquake Information Bulletin, U. S. Dept. of Int., Geol. Surv., v. 10, N 5, p. 174—181.
- Davison S. 1889. On the creeping of soil cap through the action of frost.—Geol. Mag., New Ser., v. 3, N 6, p. 255—261.
- Eden W. J., Fletcher E. B., Mitchell R. J. 1971. South Nation River Landslide, 16 May 1971.—Canad. Geotech. Journ., v. 8, N 3, p. 446—451.
- Eden W. J., Jarrett P. M. 1971. Landslide at Orleans, Ontario.—Nat. Res. Council of Canada, Tech. Pap. N 321, Div. Build. Res., Ottawa.
- Götzinger G. 1907. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen.—Geogr. Abhandl., Bd. 9, H. 1, S. 1—174.
- Haefeli R., Schaerer Ch., Amberg G. 1953. The behaviour under the influence of soil creep pressure on the concrete bridge built at Klosters by the Rhaetian Railways Company, Switzerland.—Proc. Third Intern. Conf. Soil Mech., Zürich, v. 2, p. 134—148.
- Howe E. 1909. Landslides in the San Juan Mountain, Colorado. Dept. of Int., US Geol. Surv. Prof. pap. 67.
- Huder F. 1976. Creep in Bündler Schist.—Laurits Bjerrum Memorial vol. Oslo, p. 125—153.
- Hutchinson J. N. 1968. Mass movement.—In: Encyclopaedia of geomorphology (ed. R. W. Fairbridge), Reinhold Book Corp., New York, p. 688—695.
- Hutchinson J. N. 1970. A coastal mudflow on the London clay cliffs at Beltinge.—North Kent. Géotechnique, v. 20, N4, p. 412—438.
- Hutchinson J. N., Bhandary R. K. 1971. Undrained loading: a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements.—Géotechnique, v. 21, N 4, p. 353—358.
- Mahr T., Nemčok A. 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of Tatry Mts.—Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., Krefeld, N 16, p. 104—106.
- Mitchell R. J. 1970. Landslides at Breckenridge, Pineview Golf Club and Rockcliffe.—Nat. Res. Council of Canada, Tech. Pap., N 322, Div. Build. Res., Ottawa.

- Nemčok A. 1972. Gravitačné sťahové deformácie vo vysokých pohoríach Slovenských Karpát.—Sborník Geologických Ved. HIG, sv. 10, c. 7—38.
- Nemčok A., Pašek J. 1969. Deformácie horských svahov.—Geologické práce, Správy 50, Bratislava, s. 5—28.
- Nemčok A., Pašek J., Rybář J. 1972. Classification of landslides and other mass movements.—Rock Mechanics, v. 4, N 2, p. 71—78.
- Newland D. N. 1916. Landslides in unconsolidated sediments, with a description of some occurrence in the Hudson valley.—Bull. New York State Museum, N 187, p. 79—105.
- Radbruch-Hall D. 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes.—In: Rockslides and avalanches, I. Natural phenomena, ed. by Barry Voight. Elsevier Sc. Publ. Co., Amsterdam.
- Sharpe C. F. S. 1938. Landslides and related phenomena. Columbia University Press, New York, N. Y.
- Sharpe C. F. S., Dosch E. F. 1942. Relation of soil creep to earthflow in the Appalachian plateaus.—Journ. Geomorph., v. 5, N 4, p. 312—324.
- Skempton A. W. 1966. Some observations on tectonic shear zone.—Proc., First Congress, Intern. Soc. Rock Mech., Lisbon 1966, v. 1, p. 329—335.
- Skempton A. W. 1977. Slope stability of cuttings in brown London clay.—Proc. Ninth Intern. Conf. Soil Mech., Tokyo, v. 3, p. 261—270.
- Skempton A. W., Patley D. J. 1968. The strength along structural discontinuities in stiff clays.—Proc. Geotech. Conf. Oslo, 1967, v. 11, p. 29—46.
- Skempton A. W., Hutchinson J. N. 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations.—Proc. Seventh Int. Conf. Soil Mech., Mexico, State-of-the-Art vol., p. 291—340.
- Stokes W. L., Varnes D. J. 1955. Glossary of selected geologic terms with special reference to their use in engineering.—Proc. Colorado Sci. Soc., Denver, Colo., v. 16,
- Talobre J., 1957. La mécanique des roches appliquée aux travaux publics. Paris Dunod.
- Tavenas F., Chagnon J. Y., La Rochelle P. 1971. The Saint-Jean-Vianney landslide observations and eye-witnesses accounts.—Canadian Geotech. Journ., v. 8, N. 3, p. 463—478.
- Terzaghi K. 1953. Discussion on Stability and deformation of slopes and earth dams, etc.—Proc. Third Intern. Conf. Soil Mech., Zürich, v. 3, p. 217—218.
- Thomson S., Hayley D. W. 1975. The Little Smoky landslide.—Canad. Geotech. Journ., v. 12, N 3, p. 379—392.
- Varnes D. J. 1978. Slope movement types and processes.—In: Landslides: Analysis and control. Spec. Rep. 176, ed. R. L. Schuster and R. J. Krizek, National Academy of Sciences, Washington, D. C., p. 11—83.
- Weeks A. G. 1969. The stability of natural slopes of the South-east England as affected by periglacial activity.—Quart. Journ. Engng. Geol., v. 2, p. 49—61.
- Záruba Q., Menci V. 1982. Landslides and their control 2nd ed, Akademia. Praha.