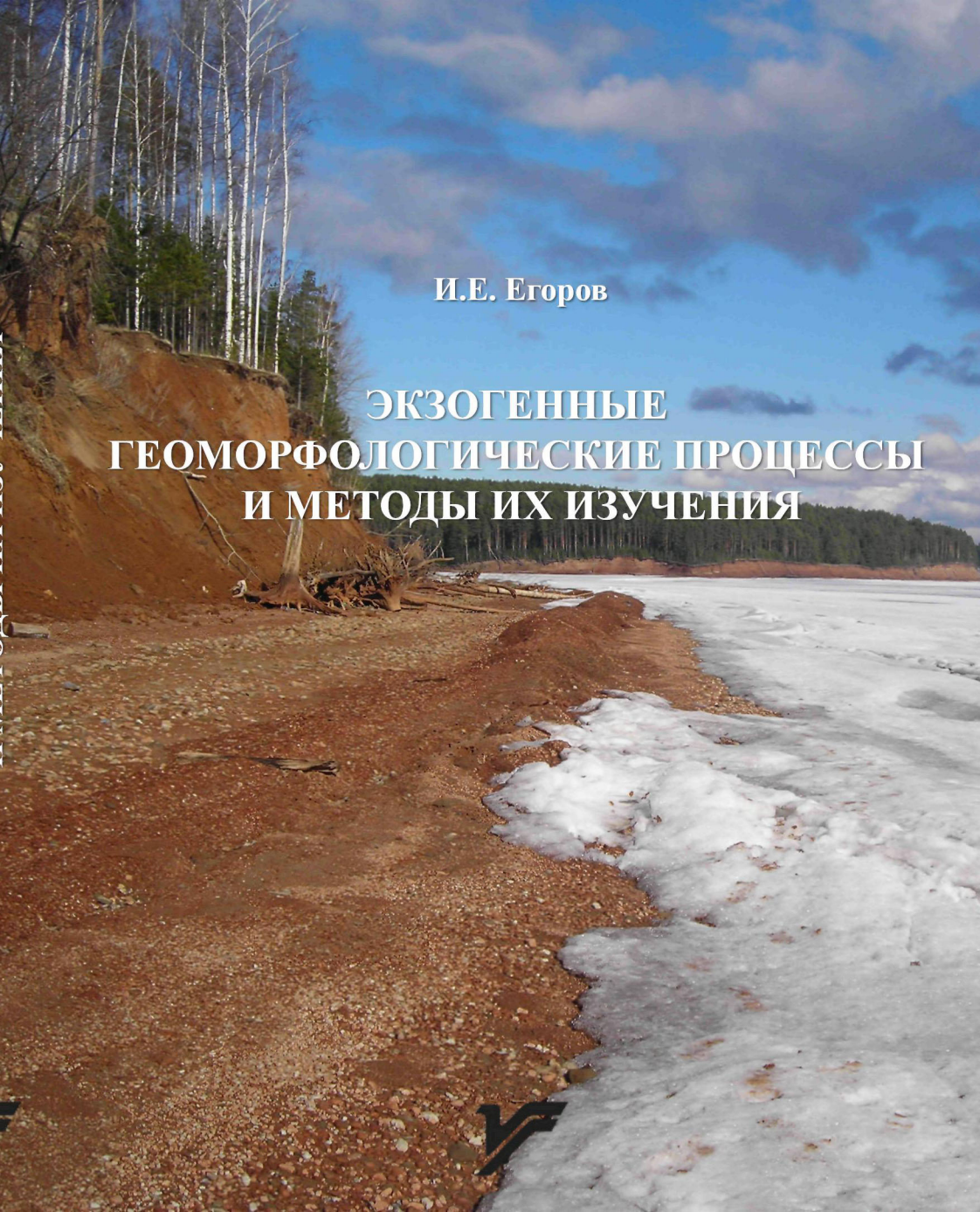




И.Е. Егоров

**ЭКЗОГЕННЫЕ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ**

Министерство образования и науки Российской Федерации
ФГБОУ ВО «Удмуртский государственный университет»
Институт естественных наук
Кафедра физической и общественной географии

И. Е. Егоров

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Монография



Ижевск
2017

УДК 551.435
ББК 26.823
Е 302

Рекомендовано к изданию Редакционно-издательским советом УдГУ

Рецензенты:

Н. Н. Назаров, д.г.н., профессор Пермского государственного научно-исследовательского университета

В. И. Стурман, д.г.н., профессор Российского государственного гидрометеорологического университета

Егоров И. Е.

Е 302 Экзогенные геоморфологические процессы и методы их изучения: монография/И.Е. Егоров. – Ижевск: Издательский центр «Удмуртский университет, 2017. – 384 с.

ISBN 978-5-4312-0458-6

В данной книге рассмотрены теоретические вопросы развития экзогенных геоморфологических процессов. Дана подробная характеристика большой группы процессов на основе анализа публикаций отечественных и зарубежных исследователей, а также данных, полученных географами Удмуртского госуниверситета, включая автора. Приведены количественные характеристики интенсивности процессов, полученные в результате полевых и лабораторных экспериментов, рассмотрены факторы возникновения и развития процессов, особенности распространения в пределах климато-геоморфологических зон. Подробно изложены методы и способы изучения процессов.

Монография может представлять интерес для магистрантов и аспирантов, специализирующихся в области географических и геологических наук, а также для студентов изучающих геоморфологию, современные экзогенные процессы, методы физико-географических исследований.

УДК 551.435
ББК 26.823

ISBN 978-5-4312-0458-6

© И. Е. Егоров, 2017
© ФГБОУ ВО «Удмуртский
государственный университет», 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Экзогенные геоморфологические процессы и климато- геоморфологические зоны	6
Глава 2. Выветривание.....	18
Глава 3. Капельно-дождевая эрозия	55
Глава 4. Плоскостной смыв	69
Глава 5. Овражная эрозия	107
Глава 6. Эрозия постоянных водотоков	128
Глава 7. Суффозия (тоннельная эрозия).....	163
Глава 8. Осыпание и обваливание	178
Глава 9. Оползни	208
Глава 10. Солифлюкция.....	241
Глава 11. Крип	266
Глава 12. Нивация.....	295
Глава 13. Эоловые процессы	314
Глава 14. Абразионно-аккумулятивные процессы на водохранилищах.	341
Заключение.....	377

ВВЕДЕНИЕ

Современные экзогенные рельефообразующие процессы всегда являлись важнейшим объектом геоморфологических исследований. Результаты их изучения необходимы не только для познания закономерностей современного рельефообразования, но и установления генезиса ранее образовавшихся форм рельефа и прогноза их дальнейших изменений.

В настоящее время интерес к изучению современных экзогенных геоморфологических процессов заметно возрастает. Это в значительной степени вызвано ухудшением экологической обстановки на различных территориях, часто спровоцированной их активным развитием. Постоянно усиливающиеся антропогенные воздействия на природную среду заставляют обратить большее внимание на рельефообразующий эффект хозяйственной деятельности человека. Геоморфологические исследования выявили огромное значение антропогенного фактора в изменении характера и интенсивности всех без исключения экзогенных процессов. Так, вырубка лесов и распашка водосборов привела к развитию овражной эрозии в лесной и лесостепной зонах, вызвала формирование толщ молодых делювиальных отложений в нижних частях склонов, усилила аккумуляцию пойменного аллювия. Освоение степей активизировало дефляцию, строительство водохранилищ – развитие оползней, абразионно-аккумулятивных и других процессов.

Изучение процессов экзогенного рельефообразования может проводиться различно - в природных условиях, в природных условиях в сочетании с экспериментами или в ходе экспериментальных исследований и моделирования процессов.

Однако наиболее полноценный материал о современном развитии рельефа с количественными характеристиками экзогенных процессов можно получить только путём многолетних наблюдений в полевых стационарных условиях. Натурные исследования дают возможность всестороннего изучения морфологии, происхождения, возраста рельефа, скорости протекания процессов и выяснения роли факторов рельефообразования.

Стационарные наблюдения заключаются в периодических измерениях массы перемещаемого вещества или изменений форм рельефа, осуществляемых действием какого-либо рельефообразу-

ющего процесса или группы процессов на одном и том же участке. Несмотря на то, что подобные наблюдения имеют довольно богатую и длительную историю, интерес к ним не уменьшается. Рост значения стационарных наблюдений в геоморфологии можно рассматривать как переход на качественно новую ступень её развития, связанную с внедрением методов точных наук, что требует строгой количественной характеристики процессов рельефообразования и определяющих их факторов.

Результаты наблюдений за экзогенными геоморфологическими процессами находят широкое применение при мониторинге состояния окружающей среды, при оценке последствий развития эрозионных процессов, при расчётах скорости разрушения берегов и заиления водохранилищ, при составлении различного рода прогнозов развития природных и природно-антропогенных систем и т.д.

Данная книга может быть рекомендована магистрантам и аспирантам, специализирующимся в области географических и геологических наук, а также студентам, участвующим в изучении экзогенных процессов во время полевых практик и изучающих такие дисциплины, как «Геоморфология» и «Методы физико-географических исследований».

Настоящее издание имеет цель дать по возможности достаточно полное представление об основных экзогенных процессах, факторах их формирования и развития, особенностях и закономерностях распространения в различных климато-геоморфологических и климато-ландшафтных зонах. Поскольку довольно большая группа процессов длительное время изучалась и продолжает изучаться в Удмуртском госуниверситете, в книге приведены основные результаты исследований, проведённых сотрудниками кафедры физической географии на территории республики. Также в книге приведено описание основных способов и приёмов изучения процессов и даны рекомендации по их применению.

Автор выражает признательность сотрудникам кафедры физической географии, особенно И.В. Глейзеру, за помощь и конструктивные замечания в процессе написания данной книги.

ГЛАВА 1.

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И КЛИМАТО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Экзогенные процессы – внешние процессы, происходящие на поверхности Земли и в самых верхних частях земной коры (в зоне гипергенеза). Они обусловлены главным образом энергией солнечного излучения, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов. К ним относятся выветривание, флювиальные, ледниковые, эоловые, мерзлотные и другие процессы.

Роль экзогенных процессов в рельефообразовании огромна и соизмерима с ролью эндогенных процессов. Сложный и многообразный рельеф, который наблюдается на поверхности Земли, – функция взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Формы микро- и мезорельефа (а в ряде случаев и макрорельефа), с которыми чаще всего приходится иметь дело в повседневной практике, в подавляющем большинстве являются результатом деятельности экзогенных сил [6]. Отсюда понятна важность познания закономерностей экзогенного рельефообразования, в результате которого формируется морфоскульптурный рельеф, под которым понимают все формы рельефа, независимо от их размеров, возникшие в результате перемещения вещества на земной поверхности под действием внешних сил.

Экзогенные процессы рельефообразования заслуживают большого внимания еще и потому, что они характеризуются высокими скоростями: быстро растут овраги, изменяется облик речных долин после паводков или прохождения по ним селей, разрушаются берега водохранилищ, меняется облик рельефа под влиянием хозяйственной деятельности человека. Все это заставляет учитывать деятельность экзогенных процессов в повседневной жизни и тщательно изучать закономерности экзогенного рельефообразования.

Экзогенный рельеф может дать значительную информацию об условиях, в которых он образовался. Это свойство экзогенного рельефа широко используется при палеогеографических реконструкциях. Фактический материал для таких реконструкций дают реликтовые формы рельефа. Хотя изучение прошлого может быть полезно для экстраполяции на будущее, необходимо проводить исследование и современных процессов, чтобы понять закономерно-

сти их проявления и развития, оценить значение в развитии ландшафтов и для человека.

Экзогенный рельефообразующий процесс можно представить себе состоящим из трех основных звеньев: выветривания, переноса и аккумуляции. Причем каждое звено представляет собой совокупность различных частных процессов, характер которых, интенсивность и относительная роль каждого из них не остаются постоянными, что определяется в основном климатическими и геолого-геоморфологическими условиями, включая тектонический режим участка земной коры [5]. Различие между частными процессами заключается в особенностях подготовки (выветривания) материала для движения и способов его перемещения и аккумуляции. Перемещение может осуществляться самостоятельно под действием силы тяжести или с участием воздуха, воды, льда. В зависимости от характера перемещения, различают денудационный и аккумулятивный экзогенный рельеф.

Суммарный эффект деятельности экзогенных агентов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкие, хотя имеются и отклонения от этого правила. Перемещение вещества происходит при непременном участии силы тяжести, которая оказывает либо прямое влияние на него (обвалы, осыпи, оползни и т. д.), либо опосредованное, через деятельность текучих вод, ветра, ледников и т. д. Участие в каждом экзогенном процессе силы тяжести, фактора, по своему существу эндогенного, делает деление рельефообразующих процессов на эндогенные и экзогенные до некоторой степени условным и подчеркивает взаимосвязь и взаимообусловленность эндогенного и экзогенного рельефообразования.

Связь характера и интенсивности экзогенных рельефообразующих процессов (Е) с основными факторами может быть выражена следующей функциональной зависимостью:

$$E = f(R, K, L, A, t),$$

где R - сложившийся рельеф, определяющий уклоны и превышения, от которых зависит проявление силы тяжести, основной движущей силы большинства экзогенных процессов;

K - климат, влияющий на экзогенные процессы как непосредственно, так и через определяемые им элементы ландшафта - поверхностные и грунтовые воды, почвы и растительность;

L - состав пород, слагающих поверхность. Одни экзогенные процессы развиваются во всех породах, но с разной интенсивностью, другие - только в породах определенного состава (карст, суффозия, оползни и др.);

A - хозяйственная деятельность человека, изменяющая естественный ландшафт и, вследствие этого, ход экзогенных процессов;

t - время [4].

Значение первого фактора может быть сведено до второстепенного, если сравнивать деятельность экзогенных процессов в пределах одного типа рельефа. Для ряда процессов, прежде всего склоновых, возможно сравнение их интенсивности в одинаковых морфологических и морфометрических условиях (при одинаковой высоте, крутизне и форме склонов).

Влияние состава слагающих поверхность пород уменьшается в результате рассмотрения и сравнения действия экзогенных процессов на больших площадях, сложенных различными породами. В этом случае происходит некоторое осреднение их свойств. Сравнительный анализ развития некоторых экзогенных процессов в разных климато-ландшафтных зонах может быть выполнен в породах однородного состава.

Антропогенный фактор может быть исключен рассмотрением действия экзогенных процессов в условиях естественного ландшафта. Однако в ряде областей естественные ландшафты почти не сохранились. В связи с этим для некоторых процессов разработаны методы приближенного приведения их к условиям естественного (доагрикультурного) ландшафта.

Влияние фактора времени и обусловленных им изменений других факторов может быть исключено рассмотрением действия экзогенных процессов за короткий отрезок времени [4].

Главнейшим фактором экзогенного рельефообразования является климат. От него зависят, прежде всего, набор и интенсивность проявления действующих сил, он определяет характер процессов выветривания и денудации. В разных климатических условиях неодинакова устойчивость самих горных пород к внешним воздействиям, поэтому в зависимости от климато-ландшафтной обстановки возникают разные формы и комплексы форм рельефа. Климат влияет на процессы рельефообразования и опосредованно, через почвенно-растительный покров, хозяйственную деятельность

человека и т.д. Среди климатических влияний важнейшими признаются тепло и влага (их количество и соотношение между собой), а также физические свойства воды, связанные с поглощением и отдачей тепловой энергии при фазовых превращениях и с изменениями объема при переходе из жидкого состояния в твердое и наоборот. Существенное значение для экзогенных процессов имеет и режим атмосферных осадков, в частности, распределение по сезонам и степени их концентрации в единицу времени.

Экзогенный рельеф подчиняется географической зональности и высотной поясности. Понятие «зональность» в науках о Земле разработано детально и разносторонне. Наиболее общим определением зональности следует признать любое закономерное изменение каких-либо явлений или смену объектов в пространстве. Близкое толкование имеет данный термин в геологических словарях. В геоморфологии зональность отождествляется обычно с широтным или высотным распределением рельефообразующих процессов и форм рельефа, обусловленным климатическими причинами.

Этот вид геоморфологической зональности может быть назван климатическим. Наряду с признанием зонального характера рельефа существуют мнения о его азональности. Для решения вопроса необходимо проанализировать основные факторы рельефообразования. По отношению к зональности их можно условно разделить на три группы:

1) обуславливающие зональность в явной форме (климат, растительность, почвы, поверхностные воды);

2) определяющие зональность косвенно или частично (приповерхностные грунты, подземные воды, характер и степень освоенности территории, сложившийся рельеф);

3) осложняющие и затушевывающие проявление зональности (геологическая структура, состав коренных отложений, новейшие движения).

Преобладающая часть рельефообразующих факторов проявляет признаки широтной зональности в явной или скрытой форме. Разный акцент на роли этих групп факторов и есть одна из причин различного подхода к оценке степени зональности рельефа.

Трудности в выявлении зональности обусловлены также разным масштабом проявления геоморфологических процессов, гетерохронностью рельефа и неодинаковой историей развития от-

дельных его форм, различной степенью изученности отдельных регионов Земли [1].

При выделении климато-геоморфологических зон использовались разные принципы. Анализ вклада двух крупных геоморфологических школ - российской и немецкой - позволил наметить три основных подхода к решению проблемы [1,3].

Первый подход заключается в насыщении тем или иным экзодинамическим содержанием природных (климатических или ландшафтных) зон.

Второй предусматривает выделение зон и областей, сходных по комплексам экзогенных процессов и созданных ими форм.

Третий предполагает выделение климато-геоморфологических зон на основе главных тенденций экзогенного развития рельефа.

Все три подхода заслуживают дальнейшего развития и позволяют выделить на равнинах Земли ряд климато-геоморфологических зон. Каждая из них характеризуется типичным комплексом ведущих экзогенных процессов, определенным направлением экзогенного развития рельефа, характерным сочетанием древних поверхностей и форм - реликтов климата прошлых эпох, возрастом (продолжительностью) современного типа морфогенеза, своеобразным строением континентальной осадочной формации. Выраженность климатически обусловленных особенностей геоморфологии равнинных областей тем отчетливей, чем стабильней тектонический режим. При переходе в горные области характерные зональные признаки трансформируются в общем направлении усиления долинообразования и ослабления планации рельефа.

Выделяемые исследователями зоны носят разные названия: морфоклиматические, климатогеомерфологические, морфогенетические. Несмотря на различия в названиях, количестве и положении зон, наблюдается значительное совпадение в выделении основных из них. Это также подтверждает существование на Земле климатически обусловленной зональности геоморфологических процессов и форм рельефа.

Сопоставление выделяемых геоморфологических зон с ландшафтными указывает на их существенное различие - они значительно шире, охватывают несколько ландшафтных зон, и соот-

ветствуют по размеру скорее климатическим поясам на материках, не совпадая с ними границами.

Хотя причиной существования геоморфологической зональности является разное соотношение тепла и влаги на Земле, основным критерием выделения зон лучше считать не столько общность климато-ландшафтных условий рельефообразования, сколько проявление особого типа экзогенного морфогенеза. В зависимости от внутренних неоднородностей зоны можно делить на подзоны, отличающиеся интенсивностью и конкретным проявлением морфогенеза.

Выделение климато-геоморфологических зон производилось различными исследователями по разным признакам и с разной степенью детальности.

Дж. Хагедорн и Х. Позер [7,8] считают, что схема морфоклиматических зон должна отражать динамические процессы, происходящие в атмосфере, и зональность геоморфологических процессов. При этом для определения границ морфоклиматических зон следует опираться на пороговые величины, например, такие, как нулевая изотерма самого теплого месяца, определяющую границу постоянного снежного покрова. Климатические зоны, выделенные с учетом динамики атмосферы, сопоставлены ими с зонами, выделенными по преобладанию тех или иных геоморфологических процессов и их комбинаций:

1. Субгляциальная зона - с гляциальными процессами;
2. Субполярная солифлюкционно-мерзлотная зона - с мерзлотными процессами, интенсивным смывом и флювиальными процессами, включая термоэрозию;
3. Зона умеренного климата - зона умеренного проявления флювиальных процессов, прочие процессы ослаблены;
4. Субтропическая зона склонового смыва и потоков - зона интенсивного склонового смыва и периодического проявления сильных флювиальных процессов;
5. Окрина тропиков с развитием эоловых осадков и продуктов выветривания, образовавшихся в засушливых условиях - зона интенсивного развития эоловых процессов;
6. Зона тропиков с плоскостным смывом и развитием островных гор - зона интенсивного плоскостного смыва;

7. Зона внутренних тропиков с проявлением оползневых процессов и развитием долин - зона интенсивного развития флювиальных процессов и смещения насосов.

А.П. Дедков [2], разрабатывая схему климато-геоморфологической зональности, отмечает, что на суше земного шара существует значительное количество зон и областей, в каждой из которых климат и определяемый им ландшафт обуславливают специфический характер рельефообразования, именуемый типом экзогенного морфогенеза. Смена климатов ведет к изменению характера и интенсивности экзогенных процессов, смене типа морфогенеза и перестройке рельефа. В ходе этих преобразований длительное время могут сохраняться геоморфологические реликты климатов прошлого. Таким образом, современный рельеф образован сочетанием форм, возникших в разных климато-ландшафтных условиях. Тектонические движения создают общий фон рельефообразования и лишь при резкой активизации способны изменить направление развития рельефа. Устойчивость горных пород и пассивное отражение тектонических структур в рельефе в значительной мере определяются климатом.

Анализ имеющегося материала позволил ему выделить на материках семь основных климато-геоморфологических зон, каждой из которых соответствует свой тип морфогенеза, а также определенный тип континентальной осадочной формации. Главные черты морфогенеза каждой зоны применительно к равнинам охарактеризованы следующим образом.

1. Гляциальная зона: сложное сочетание ледниковой планации и расчленения. Самая значительная на земном шаре механическая денудация.

2. Перигляциальная зона: криопланация, осуществляемая как путем выполаживания склонов, так и путем криопедиментации. Интенсивная склоновая денудация ведет к снижению водоразделов и заполнению продуктами денудации речных долин.

3. Гумидная умеренная зона: интенсивное долинообразование. Наиболее вогнутые продольные профили рек, наименьшие их уклоны в нижних и средних течениях. Механическая денудация сосредоточена в руслах рек и на подмываемых склонах их долин, на междуречьях в условиях естественных ландшафтов господствует

химическая денудация и хорошо сохраняются реликтовые поверхности.

4. Семиаридная зона: педиментация, сочетающаяся с широким развитием вторичного структурного рельефа. Интенсивная эрозия временных водотоков, имеющая ярко выраженный избирательный характер.

5. Аридная зона: сохранение реликтов в механически стойких породах, динамическое развитие рельефа в песках.

6. Семигумидная тропическая зона: педиplanation саванного типа. Зона наиболее интенсивного формирования поверхностей выравнивания, наибольшей эрозии и наибольшего стока взвешенных наносов. Для поверхностей саванной планации характерно широкое развитие переотложенных красноцветных продуктов выветривания, отсутствие у равнинных рек долинных врезов.

7. Гумидная тропическая зона: пенепplanation и интенсивное корообразование. Выполаживание склонов происходит главным образом под действием тропической солифлюкции. Этот тип морфогенеза изучен недостаточно.

При этом А.П. Дедков указывает, что морфогенез ряда областей носит смешанный характер. Так, в областях умеренного пояса с резко континентальным климатом и вечной мерзлотой сочетаются перигляциальный и гумидный умеренный типы морфогенеза, а степень выраженности основных типов экзогенного морфогенеза во многом определяется морфоструктурными и литологическими условиями.

В более поздней работе А.П. Дедков [3] выделяет уже не семь, а восемь зон:

1. Зона площадной экзарации и аккумуляции. В краевой полосе господствует гляциальная аккумуляция, седиментация выражена в самой примитивной форме накопления толщ несортированного неслоистого материала с минимально выраженной дифференциацией вещества.

2. Зона криопланации. Включает ландшафтные зоны полярной пустыни и тундры. Господствует комплекс криогенных процессов, среди которых главное значение имеют морозное выветривание и солифлюкция, протекающая с неодинаковой интенсивностью на склонах разной экспозиции. В полярной пустыне солифлюкция уступает ведущую роль эрозии временных водотоков.

3. Зона интенсивного долинообразования. Охватывает лесную, лесостепную и степную зоны умеренного пояса. Основная рельефообразующая роль принадлежит речной сети.

Не только на водоразделах, но и на пологих склонах речных долин сохраняются реликтовые поверхности, чему способствует препятствующий эрозии сомкнутый растительный покров. Ни в одной другой зоне нет такого разнообразия геоморфологических реликтов прошлых климатов.

В естественных ландшафтах эрозия и механическая денудация сосредоточены в руслах рек и на подмываемых берегах. Важнейшей особенностью южной полосы рассматриваемой зоны (степь, лесостепь, широколиственные и смешанные леса) является сильная антропогенизация природного ландшафта, вызвавшая трансформацию всего спектра экзогенных процессов.

Это позволяет различать в рассматриваемой зоне две подзоны. В северной подзоне преобладает естественная эволюция рельефа. В южной подзоне началась антропогенно обусловленная перестройка рельефа, выражающаяся в активизации бассейновой эрозии и долинной аккумуляции. Обе подзоны связаны постепенными переходами, определяемыми степенью земледельческой освоенности территории.

4. Зона семиаридной педиментации. Охватывает полупустыни разных географических поясов - тропического, субтропического и умеренного. Важнейшая особенность - преобладание площадной денудации, представленной процессами плоскостной и струйчатой эрозии.

Слабое развитие массовых движений грунта (солифлюкции, крипа) обуславливает резкую выраженность всех линий рельефа, длительную сохранность и свежий облик эрозионных форм.

5. Зона аэрального рельефообразования. В областях сильной дефляции образовались каменистые и щебнистые пустыни, окаймленные пустынями песчаными. В осадочной формации преобладают эоловые отложения и продукты инсоляционного, а в умеренном поясе также морозного выветривания.

6. Зона саванной планации. Для саванны характерны обширные педименты и педилены с остатками красноцветных кор выветривания, лежащие почти на уровне днищ речных долин.

7. Зона влажно-тропической пенепланы. Особенности экзогенного рельефообразования в постоянно влажных тропиках связаны прежде всего с обильными осадками, самыми многоводными реками, мощными глинистыми корами выветривания. Интенсивные процессы солифлюкции, крипа и химической денудации ведут к выполаживанию склонов и снижению водоразделов. Среди всех зональных типов лесов влажные тропические леса служат наименьшей защитой поверхности от денудации. Значительна в тропическом лесу и русловая эрозия, в связи с чем реки имеют глубокие и крутосклонные врезы. По стоку взвешенных наносов реки влажных тропиков значительно превосходят реки умеренного пояса.

Зона влажных тропиков - самая древняя на Земле. Очень влажный и теплый климат установился здесь еще в мезозое. Поэтому только в этой зоне формы рельефа хорошо согласованы с современными условиями и здесь нет геоморфологических реликтов иных климатов. Исключение составляют пограничные с саванной области.

8. Зона смешанного рельефообразования в субтропиках. Охватывает западные и восточные секторы субтропических поясов различных континентов, во внутренних же секторах господствует семиаридная педиментация и аэральное рельефообразование. В рассматриваемых секторах отчетливо не выражены какие-либо специфические, только им свойственные направления экзогенного развития рельефа.

Западные секторы со средиземноморским климатом отличаются очень сильной эрозией и очень большим стоком наносов, что отражает их давнюю и полную земледельческую освоенность. В более влажных муссонных восточных секторах континентов морфогенез в ослабленном виде повторяет морфогенез тропиков. Однако сильная земледельческая освоенность вызвала многократное усиление эрозии и стока наносов.

Коллективом казанских геоморфологов предпринята попытка выделения климато-геоморфологических зон равнинной суши Земли, основанная на проведенном количественном и качественном анализе характера и интенсивности основных экзогенных процессов в различных географических зонах [4]. Она не претендует на исчерпывающую полноту и детальность, так как её задачей

является выделение, прежде всего, таких зон, которые отличаются не только составом экзогенных рельефообразующих процессов, но и определяемым им особым, достаточно ярко выраженным направлением или типом экзогенного развития рельефа.

Количественный и качественный анализ проявления экзогенных процессов в различных географических зонах позволил с той или иной степенью точности оценить их интенсивность по десятибалльной шкале. При этом использованы как непосредственные данные о скорости протекания различных процессов, так и данные о степени развития форм и отложений, создаваемых этими процессами.

Каждая ландшафтная зона отличается характерным для нее спектром (т. е. составом и интенсивностью) экзогенных процессов. Границы между географическими зонами являются в то же время рубежами изменения экзогенных процессов.

При этом различные ландшафтные границы имеют неодинаковое геоморфологическое значение. Одни из них характеризуются в основном лишь количественными изменениями интенсивности отдельных процессов, другие - существенной сменой всего спектра процессов. Вполне очевидно, что только последние могут служить рубежами основных климато-геоморфологических зон.

Для установления геоморфологического значения границ, разделяющих географические зоны, был использован один из приемов математической статистики - расчленение объекта на части, выполняемый с помощью критерия однородности Д.А. Родионова. С помощью этого критерия попарно сравниваются соседние ландшафтные зоны.

Наиболее четко в геоморфологическом отношении выражены границы ледниковой и тундровой зон, затем следует граница между саванной и экваториальным лесом, между степью и полупустыней и, наконец, между тундрой и лесной зоной.

Выводы о геоморфологическом значении различных климато-ландшафтных границ не лишены условности, поскольку использованная балльная оценка интенсивности экзогенных процессов не всегда достаточно точна и определена. Поэтому результаты анализа могут быть верными лишь в первом приближении, в связи с чем выделены геоморфологические рубежи только двух градаций - главных и второстепенных.

Главные геоморфологические рубежи позволяют выделить шесть климато-геоморфологических зон: гляциальная (ледниковая), перигляциальная (полярная пустыня и тундра), гумидная умеренная (лес, лесостепь и степь), аридная (полупустыня и пустыня), семи-гумидная тропическая (саванна), гумидная тропическая (экваториальный лес). При этом аридная зона подразделяется на две подзоны - семиаридную и собственно аридную.

Каждая из зон имеет свой спектр экзогенных процессов, определяющий специфический тип экзогенного морфогенеза. В зависимости от морфоструктурных и литологических условий, а также от антропогенных влияний, типы морфогенеза испытывают значительные вариации. Так как экзогенный морфогенез тесно связан с континентальным литогенезом, поэтому каждой климато-геоморфологической зоне и каждому типу морфогенеза отвечает не только свой тип рельефа, но и своя континентальная осадочная формация.

Список литературы

1. Бутаков Г.П., Мозжерин В.И., Егоров И.Е. Гиперзональность, зональность и микрозональность геоморфологических процессов. //Проблемы методологии географии. Новосибирск.: Наука, Сибирское отделение, 1989, с.90-92.
2. Дедков А.П. Теоретические аспекты современных климато-геоморфологических представлений. //Геоморфология, 1976, №4, с.3-11.
3. Дедков А.П. Климато-геоморфологическая зональность равнин Земли. //Учение о зонах природы на переломе тысячелетий. Н.Новгород, 2001, с.32-41.
4. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
5. Криволицкий А.Е. Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977, 302с.
6. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1988, 319с.
7. Beyer L. Probleme einer klimaklassifikation fur geomorphologische Belange. //Z. Geomorphol., 1983, 27, №1, p.111-114.
8. Hagedorn J., Pozer H. Raumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozessekombinationen auf der Erde. /Abh. Acad. Wiss. Gottingen. – 1974. – Math-Phys. Kl. 3. Folge/ - №29.

ГЛАВА 2.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Развитие процессов денудации требует предварительной подготовки горных пород, заключающейся в их дроблении и измельчении, достигаемых в результате выветривания.

Выветривание определяется как совокупность процессов физического разрушения и химического изменения горных пород в условиях земной поверхности или вблизи неё под влиянием колебаний температуры, химических и механических воздействий атмосферы, воды и организмов. Различают физическое (механическое), химическое и органическое выветривание. В результате выветривания могут возникать своеобразные формы рельефа, зависящие от характера выветривания и от свойств горных пород. Неоднородность пород и неодинаковая их устойчивость по отношению к разным факторам выветривания ведёт к образованию останцов в виде изолированных гор, столбов, башен и т.д. При выветривании происходит не только разрушение, но и образование растворов, новых минералов и горных пород.

Физическое выветривание - это механическое разрушение пород, и причины его многообразны. Одни разрушающие силы возникают в самой породе, другие прилагаются извне. Напряжение, возникающее в горных породах, ведет к их деформации и, наконец, к разрушению.

Физическое выветривание часто начинается с расслаивания монолитных пород, то есть с разделения породы на слои по трещинам типа трещин отдельности, в основном параллельно земной поверхности. Для этого явления используется термин «топографическая трещиноватость», который хорошо отражает его главный признак. Трещины прямо связаны с рельефом земной поверхности и образуются при увеличении объема (дилатации) пород после снятия внутреннего давления в результате денудации вышележающей толщи. В трещиноватых породах новая трещиноватость накладывается на ранее существующую путём разветвления трещин [53]. Топографическая трещиноватость наблюдается главным образом в гранитах, в массивных песчаниках и конгломератах, слоистых песчаниках и известняках [12], то есть в непластичных породах. Слои пластичных пород, прежде всего глин, под тяжестью

вышележащих пород испытывают выдавливание из-под водоразделов к речным долинам и смятие в линейные складки нагнетания, простирающиеся вдоль главных элементов речных долин. Если жёсткие непластичные породы залегают среди пластичных пород слоями небольшой мощности, то они реагируют на развитие подобной складчатости образованием трещин и разрывов [6].

Добыча пород в карьерах также приводит к появлению трещиноватости. Было отмечено линейное расширение добытых в карьере блоков, составившее 0,1%. При расширении гранита иногда встречаются 1,5-сантиметровые расширения блока, имеющего в поперечнике 30 м. Сила, вызывающая расширение, бывает достаточной для того, чтобы разрушить перемычку между двумя близко расположенными буровыми скважинами, частично закрыть просвет скважины или даже заклинить и лишить подвижности буровой инструмент. В некоторых карьерах перед началом работ пробивают широкую щель или проходят линию крупных буровых скважин, необходимых для снятия напряжения. Чрезвычайно высокая степень расширения была отмечена в гранитном карьере близ Гранитвилля в штате Миссури, где предполагается наличие действующего тектонического напряжения. Добытый здесь камень часто теряет прочность и разрушается, а проходка щели шириной в 7 см оказывается неэффективной, поскольку она закрывается сразу вслед за огневой резкой [12].

Спонтанные механические расширения отмечены в известковых карьерах (горные удары). Как только создаётся новый уступ в стенках карьера, плотный известняк расширяется с появлением трещин, параллельных поверхности образованного уступа. В ряде случаев карьеры пришлось закрывать из-за опасности, возникающей от падающих блоков и сколов пород. Наиболее характерны горные удары для новых уступов. Известны случаи, когда горные удары происходили с взрывной силой при разработке угольных, калийных и железорудных месторождений. Люди и оборудование получали сильные удары обломками и могли быть погребены под обломочным материалом. Если подошва выработки сложена малопрочными породами, может произойти их неожиданное вспучивание; люди и оборудование могут быть при этом придавлены к кровле.

Таким образом, удаление различными процессами поверхностного материала снижает всестороннее давление и, следовательно, предел прочности падает. Высвобождение внутреннего давления реализуется пластическим расширением. Если порода зажата по горизонтали, то она может расширяться только вверх. Постепенно расширение породы приводит к разрыву, образуется серия трещин, параллельных поверхности.

Разрушение горных пород вызывается также объемными изменениями, сопровождающими замерзание воды с образованием льда (морозное выветривание), рост кристаллов из раствора (соляное выветривание) или химические изменения ранее существовавших минералов [12].

Исследователи указывают на три механизма морозного выветривания: разрушение пород за счет расширения микротрещин, отшелушивание чешуек породы по поверхности монолитов за счет образования ледяных линзочек при миграции влаги к фронту промерзания и „взрывоподобное“ разрушение переувлажненных образцов породы при быстром промораживании [39].

Вода при замерзании увеличивается в объеме примерно на 9%. Такое изменение объема оказывает большое разрушающее действие. Морозное дробление является одним из мощнейших процессов при выветривании. Если вода замерзает в замкнутом пространстве, то на вмещающую породу действует очень высокое давление. Разрушительная сила льда вызвана не только его расширением во время замерзания, но и гидравлическим давлением еще не превратившейся в лед воды, выталкиваемой на фронте замерзания [12]. Интенсивность морозного выветривания, очевидно, определяется частотой режеляций (повторяющихся процессов замерзания и таяния воды). Полевые наблюдения показали, что число режеляций достигает максимума у кромки снежно-ледяных образований – в 2-3,5 раза выше фоновых значений [4]. Ряд исследователей [18,32] отмечает проявление ускоренного морозного выветривания не только у внешней кромки снежников, но и под снежниками-перелетками. Количество, продолжительность и амплитуда циклов замерзания-оттаивания сильно меняются также в зависимости от экспозиции склона, особенностей микрорельефа, облачности, ветрового режима и других условий [4,13,32].

Помимо частоты режеляций важнейшее значение имеет влажность. Например, сравнение скорости выветривания в сухих и влажных условиях разных типов коренных пород в южной части Земли Виктории и о.Росса показало, что во влажных условиях морозное выветривание в 10-25 раз интенсивнее, чем в сухих, причем различия в сопротивляемости разрушению пород разных типов во влажных условиях увеличивается [11].

Анализ поверхности частиц рыхлых пород выявил, что зерна кварца в отложениях, претерпевших в своем развитии этапы морозного выветривания, обладают определенным типом рельефа поверхности. Для них характерно чередование плоских участков и участков с ямками от 0,1 до 15 мкм округлой формы с ровными или зазубренными краями. Полученный материал демонстрирует, что процесс криогенного выветривания, приводящий к изменению гранулометрии частиц, имеет свои особенности обработки поверхности. Первая из особенностей состоит в расколе частиц или отколе от частиц мелких обломков. Это приводит к «обновлению» поверхности, то есть к появлению ровных, ступенчатых или раковистых поверхностей, излома. Другая заключается в разрушении частиц с поверхности путем «разъедания» в отдельных центрах или в случае более продолжительного воздействия на отдельных участках. Вероятно, первый тип поверхности соответствует разрушению частиц расклинивающим действием льда, а второй тип обусловлен криогидратационным воздействием, которое по своей природе является наиболее простым типом физико-химического воздействия [13].

Аналогичные результаты были получены в лабораторных условиях при проведении экспериментов по морозному выветриванию образцов кварцитов, гранулитов, гранитов. В результате 1103 режеляций насыщенных водой образцов обломочный материал составил от 0,01 до 0,8% от их первоначального сухого веса, причем преобладали гравий и песок. При исследовании пород под электронным микроскопом установлено, что зерна кварца имеют неправильную форму и острые ребра, большая часть поверхностей гладкая, характерны трещины с раковистым изломом. Часто поверхности покрыты очень мелкими плоскими фрагментами кварца. Отмечены открытые микротрещины. В целом изученные породы отличаются высокой устойчивостью к морозному выветриванию [38].

В результате чередования циклов промерзания и протаивания в условиях избыточного увлажнения (соответствующих периоду снеготаяния) как в современных, так и в плейстоценовых температурных условиях формируется мелкозем, по размерам соответствующий лёссам [20].

Развитие морозного выветривания определяется в значительной степени величиной пористости и соотношением пор разного диаметра в породе. Эксперименты с различающимися по влагоёмкости и пористости швейцарскими юрскими известняками дали следующие результаты. После 920 циклов заморозания-оттаивания 23 образцов известняка полностью разрушились 4 образца, 9 потеряли от 50% до 90% первоначального веса, 7 - от 17% до 45%, 3 остались практически неизменными. Медианный размер образовавшихся обломков от 1 до 2 мм, тонкие фракции составили менее 5% [47].

Лабораторное изучение зависимости процесса морозного выветривания от пористости позволило выделить 4 класса пород: микротрещиноватые, хорошо водопроницаемые, породы со средними порами и микропористые. Все они различаются по суммарному объёму пустот, по скорости капиллярного поднятия воды, по водопроницаемости, что отражается на темпах выветривания. Установлено, что при температуре от -3° до -6° лишь очень пористые породы 2-го класса карбонатов крайне чувствительны к морозному выветриванию (особенно при переувлажнении); при температуре ниже -6° , но выше -20° и при слабой увлажнённости только среднепористые породы достаточно морозоустойчивы. С увеличением влажности морозоустойчивыми становятся породы 3 и 4 классов пористости; ниже -20° практически все породы, кроме некоторых микропористых, морозоустойчивы. Породы 1 класса становятся неустойчивыми к морозному выветриванию, если интенсивность промерзания достаточна для замораживания всей влаги в микротрещинах [37,39]. Экспериментальными данными отмечено также, что скорость охлаждения имеет более существенное значение, чем амплитуда температур, особенно для нетрещиноватых пород [34,36].

Таким образом, характеристики пород дают возможность рассчитать их устойчивость к морозному выветриванию в определенном интервале температуры и влажности. Результаты исследо-

ваний могут быть использованы для реконструкции условий образования некоторых видов обломочного материала [37].

Устойчивость разных типов пород к морозному разрушению неодинакова. Лабораторные исследования показали, что в среднем песчаники разрушаются в 11 раз быстрее, чем граниты. Осадочные породы при выветривании образуют в 1100-31000 раз больше мелкозема (частиц размером менее 1 мм), чем граниты [55].

При учёте циклов режеляции необходимо учитывать, что температура воздуха часто является плохим индикатором температуры поверхности горных пород. Она может быть выше или ниже температуры воздуха. Полевые исследования в Исландии показали, что в порах стекловатого обломочного материала вода замерзает при температуре воздуха -4°C , в трещинах пород эта температура может немного повышаться. При экспериментах на пластических материалах замерзание воды в грунте происходило при температуре воздуха -2°C [26]. У края снежников, напротив, замерзание грунтов отмечается при ночных температурах воздуха до $+5^{\circ}\text{C}$ [4].

Замерзание полностью никогда не происходит в закрытом объеме. Для того чтобы вода попала в трещину, она должна быть открыта. Когда вода замерзает, лед может выдавливаться, поэтому только часть общего расширения идет на разрушение вмещающей породы. Тем не менее, иногда лед ведет себя так, как если бы он был почти в закрытой системе. Это может быть следствием переохлаждения воды до температуры порядка -5°C , после чего замерзание происходит очень быстро. Замерзание может быстро завершиться снаружи, делая тем самым систему закрытой [12].

Скорость выветривания «свежих», коренных пород сравнительно невелика. Однако даже слабая степень предварительного выветривания (особенно химических изменений) значительно ускоряет криогенное выветривание. Поэтому необходимым условием интенсивной переработки рельефа морозными процессами в эпохи похолоданий являлась подготовка пород химическим выветриванием в предшествовавшую теплую эпоху [20].

Особенно эффективным морозное выветривание становится при замерзании солёной воды. Лабораторные исследования комплексного морозно-солевого выветривания песчаника показали, что уже через 20 циклов замерзания-оттаивания все образцы, пропитанные растворами солей NaCl и Na_2SO_4 , были полностью разру-

шены, в то время как образцы, пропитанные дистиллированной водой, не пострадали. Экспериментально подтвержденное явление интенсивного морозного выветривания в присутствии солей имеет большое геоморфологическое значение для регионов, расположенных в высоких широтах, где породы часто отличаются высоким их содержанием [58]. При этом для каждой из солей существует определенная концентрация, при которой разрушение достигает наибольших величин, например, для раствора NaCl она составляет ~3% [42].

Действие мороза проявляется и иначе. При образовании лёд может как рычагом передвигать фрагменты породы, как правило, вдоль плоскостей сланцеватости, или плитчатости, с образованием угловатых обломков. Другая форма действия льда - поднятие или подвешивание пород вследствие непрерывного увеличения массы льда.

В неконсолидированных осадках имеет место морозное вспучивание. Перемещивая материал, оно не разрушает мелкие частицы. Однако при воздействии на проницаемые породы морозное вспучивание становится важным фактором их механического разрушения. Экспериментальное изучение действия повторяющегося промерзания и протаивания, проведённое на образце слоистого грунта, показало, что уже после первых циклов наблюдалось его пучение. На 28-33 циклах на поверхности образцов формировались куполовидные выпуклости, на самых высоких их участках наблюдались выходы материала нижележащего слоя. Иногда при прорыве материала нижнего слоя на поверхность образовывались кольцеобразные структуры, характеризующиеся «сортировкой» материала - концентрическим залеганием слоев различного состава. Эти образования напоминают перигляциальные формы, также связанные с излиянием на поверхность залегающего на некоторой глубине переувлажненного грунта (пятна-медальоны) или пучением [21].

На физическое выветривание почв, подвергающихся периодическому замерзанию, оказывает влияние распределение воды в различных горизонтах. Существует связь распределения минералов и размеров минеральных частиц почвенного профиля с морозным выветриванием. Те почвенные горизонты, которые содержат больше воды, подвергаются максимальному морозному воздействию.

Когда замерзание и оттаивание чередуются, происходит движение частиц породы, рассматриваемое как косвенный эффект морозного воздействия. После оттаивания крупные частицы могут занять новую позицию, а мелкие попасть в разрывные трещины. Наблюдения, проведённые в течение 6 лет в Скалистых горах [22], показали, что в песчано-гравийных отложениях, не содержащих тонкой фракции ($<0,074$ мм), горизонтальной сортировки не произошло. В песчано-гравийных отложениях с содержанием от 7 до 18% фракции $<0,074$ мм наблюдалась как вертикальная, так и горизонтальная сортировка грунта. В секторе с двухслойным заполнением (внизу песчано-гравийные отложения с 18% тонкой фракции, сверху крупный гравий) также происходит вертикальная сортировка.

Морозное выветривание приводит не только к осадконакоплению, но и к образованию денудационных форм рельефа - зубчатых гребней и береговых обрывов, а иногда остроконечных вершин и цирков. В Восточной Сибири отмечено разрушение скального выступа из гнейсов - за 36 лет он превратился в щебень и дресву до глубины 3,7 м, со скоростью 10 см/год [16].

Морозному выветриванию принадлежит решающая роль в формировании гольцового рельефа. На высоких пластово-трапповых плато Сибирской платформы благодаря интенсивному морозному выветриванию избирательная денудация создает разнообразие форм скульптуры, обусловленные различной стойкостью пород. Здесь широко распространен останцовый рельеф, а также отпрепарированные денудацией, различные по форме и размерам магматические тела, сложенные более прочными породами, чем окружающие плато. Все такие тела имеют прямое отражение в рельефе в виде разнообразных по характеру и размеру куполообразных и лакколитообразных плосковерхих массивов и кряжей, столовых возвышенностей, усеченных сопков, гряд и гребней [10].

Отмечается значительная интенсивность морозного выветривания (1,2-3,5 мм/год), приведшая к преобразованию рельефа уступов (эскарпов) в горах Юра [46].

На побережьях в холодных регионах морозное выветривание может воздействовать на береговой обрыв, но в данном случае имеет место особый эффект припая, козырька льда, прикрепленного к основанию обрыва выше уровня высокого прилива и который не уносится водой при отливе. Лед проходит много циклов

замерзания-оттаивания из-за колебаний температуры и, возможно, из-за периодических смачиваний соленой водой. В результате непосредственно над уровнем прилива происходит дробление породы, и образовавшиеся обломки уносятся водой во время шторма. Ф. Нансен полагал, что выветривание у подошвы припая частично имело значение в образовании абразионной платформы на севере Норвегии [12].

Сильное влияние на развитие морозного выветривания оказывает экспозиция склона. В холодных и морозных районах северного полушария склоны южных румбов подвергаются более частому воздействию циклов промораживания и оттаивания, чем склоны, обращённые к северу [16].

При некоторых обстоятельствах измельчение пород может быть вызвано ростом кристаллов соли из раствора. Эффект довольно близок к морозному разрушению, хотя кристаллизация из раствора коренным образом отличается от простого затвердевания жидкости. В ограниченном объеме соль может создать давление при росте из раствора, термальном расширении или гидратации. Из обычных природных солей наиболее эффективны в этом отношении галит и гипс, а сульфат магния наиболее обычен в строительных материалах [12].

Лабораторные исследования показали, что наиболее сильное выветривание солевыми растворами происходит в холодном и жарком режимах, особенно в условиях, имитирующих сезонные контрасты температуры и влажности. В умеренном режиме в несколько раз увеличивается глубина проникновения солей при одновременном снижении количества образующегося обломочного материала. В холодном режиме концентрации NaCl на поверхности образцов способствуют очень низкие температуры и быстрое замерзание растворов [23].

Особое значение процессы солевого выветривания имеют в аридных условиях. Они обусловлены инсоляционным выпотеванием солевых растворов, поступающих по капиллярам к поверхности земли, где нарастание их объёма расширяет трещины и вызывает отслаивание обломков. Порода постепенно разрыхляется, превращаясь в так называемую солончаковую пудру, и удаляется ветром. Инструментальные исследования в Туркмении показали, что интенсивность такой «солевой» дефляции достигает 5-7 см/год. В

итоге плоские солончаки со временем превращаются в глубокие замкнутые солончаковые впадины, обрамлённые обрывистыми склонами [1,15].

Интересный эксперимент был проведён А.Гудье и А.Ватсоном в южном Тунисе на плоском, засоленном низинном участке, время от времени подвергающемся затоплению. На дне низины было положено несколько серий по 36 небольших блоков, каждый весом ~50 г, вырезанных из бетона и применяющегося в строительстве окварцованного песчаника. Контрольные образцы были помещены за границами засоленной территории. Через 6 лет на контрольных образцах имелись только слабые следы выветривания. Образцы на днище низины (себхи) были сильно разрушены, многие исчезли совсем. Самые разрушенные образцы найдены по краям себхи, где чаще всего чередуются циклы затопления-осушения и, следовательно, чаще происходит кристаллизация солей [31].

В другом эксперименте [30], при изучении солевого выветривания образцов горных пород трех типов - мела, оолитового известняка и кварцита, было установлено, что выветривание, благодаря кристаллизации солей, процесс очень интенсивный. Также эффективным оказалось и термальное расширение солей, причем оба эти процесса превосходят по значению морозное выветривание. Однако комбинированное действие мороза и соляных растворов приводит к более высокому темпу разрушения пород, чем одно солевое выветривание.

Выветривание под комбинированным действием солей и отрицательных температур происходит в районах выходов соледержащих пород и на морских берегах.

Полевые наблюдения, проведённые в прибрежной морской полосе в Англии [44] показали, что выше зоны прямого воздействия волн, т. е. в полосе забрызгивания морской водой, происходит активное разрушение пород с образованием своеобразного комплекса форм микрорельефа - каверн, ямок разной формы и небольших бугорков. Сланцы при выветривании дают легко транспортируемый ветром и текучими водами материал, который быстро выносится к подножию клифа. Лабораторные эксперименты подтвердили, что основным механизмом выветривания является дезин-

теграция породы в результате кристаллизации солей морской воды в поровых пространствах.

При прочих равных условиях наибольшее влияние на темпы солевого выветривания оказывает форма обломков пород, особенно длина ребер, т. к. ребра и углы подвергаются выветриванию сразу с двух и более сторон. Этот вывод подтверждается испытаниями, проведенными с тонкозернистым слабо сцементированным песчаником [52]. Образцы, выполненные в форме шаров, цилиндров, кубов, пирамид и угловатых блоков, многократно погружались в насыщенный раствор сульфата натрия. После каждого погружения они высушивались. По потере веса определялись темпы выветривания. Наиболее устойчивыми оказались шары и цилиндры, наименее - пирамиды и угловатые блоки. В то же время ориентировка плоскостей напластования на скорость выветривания не повлияла, видимо потому, что в испытываемых песчаниках было мало хорошо выраженных плоскостей. Результаты опыта могут объяснить особенности выветривания украшений на каменных зданиях.

Даже при слабой концентрации солей может происходить существенное растрескивание породы. Расслоение («шелушение») горных пород часто наблюдается в местах выхода подземных вод. Ориентировка поверхности напластования песчаников по отношению к поверхности экспонирования имеет большое значение для образования различных форм выветривания [54].

Совместное проявление процессов промерзания-оттаивания и кристаллизации солей вызывает ячеистое и сотовое выветривание. Развитие этих процессов, в частности, отмечены на о. Эльба и севере Италии [41]. Продукты выветривания удаляются ветром или гравитационными процессами. Наиболее крупные ячеи образуются при условии относительно повышенного увлажнения внутри первичного углубления. В современном климате на этих территориях активно развиваются только ячеи, расположенные на обнаженных склонах, обращенных к морю. Сотовое выветривание менее интенсивно по сравнению с ячеистым и проявляется на более затененных и более увлажненных участках, где крупные ячеи не образуются. В распределении «сот» большую роль играют литологические и структурные неоднородности породы.

К увеличению объема трещин приводит гидратация солей. Так пористые песчаники, насыщенные гидроксидами железа, кро-

шатся после нескольких месяцев чередования сухой и влажной атмосферы при комнатной температуре.

Белые пятна на каменной (или кирпичной) кладке или на природном камне - это выплеты растворимых солей. Они кристаллизуются на поверхности у открытых окончаний капиллярных систем, где испаряются движущиеся к поверхности растворы. Близким по механизму процессом является субфлуоресценция, с тем отличием, что кристаллизация происходит до того, как соляной раствор достигнет поверхности. В этом случае происходит отделение выветрелой корочки с последующим шелушением или отслаиванием, а затем процесс повторяется под вновь обнаженной поверхностью. В целом, наиболее детально эффект соляного выветривания изучен на строительных материалах.

Хотя наиболее интенсивное солевое выветривание происходит в жарком аридном климате, его можно наблюдать и в Антарктиде. Кавернозное выветривание гранитов широко распространено в сухих долинах южной части Земли Виктории в Антарктиде. Почти все обнажения и крупные глыбы здесь покрыты крапом мелких отверстий до 2 мм в диаметре, постепенно изгибающихся кверху. Причиной образования этих отверстий служит дезинтеграция зерен, связанная с ростом кристаллов соли. Они выталкивают минеральные зёрна из породы [12].

Объемные изменения могут быть вызваны также некоторыми химическими изменениями минералов, поскольку продукты выветривания занимают больший объем, чем первичный материал.

В полиминеральных породах может происходить дальнейшее разрушение из-за того, что зёрна разных минералов расширяются с разной скоростью и в неодинаковых объёмах. Эти увеличения или сокращения объема пород вызываются колебаниями температуры. Повышение температуры приводит к расширению, а падение температуры – сжатию пород. Повторяющиеся перепады температур приводят к тому, что порода может разрушиться. Если нагревание осуществляется за счет солнечного тепла, то выветривание называется инсоляционным.

Горная порода - плохой проводник тепла, поэтому, когда ее нагревают, между внутренними частями и поверхностью возникает температурный градиент. С поверхности порода расширяется

больше, чем изнутри. Возникает напряжение, которое приводит к образованию трещин. Растрескивание, вызванное инсоляционным выветриванием, происходит более энергично в период быстрого охлаждения. Имеется описание растрескивания валуна, которое произошло сразу после шторма. Оно сопровождалось громким взрывом. Половина этого валуна осталась в своем прежнем положении, а другая половина отвалилась [12].

Когда-то было широко распространено мнение о том, что термическое расширение и сжатие (контракция) пород могут привести к их дезинтеграции. Этот процесс, особенно в аридных районах, обычно приводит к раскалыванию глыб на обломки. Однако экспериментальными работами было убедительно доказано, что процессы эти были переоценены. Различные породы испытывались в условиях значительных и резких изменений температуры. Базальт и гранит выдерживали быстрое нагревание до $200\text{--}300^\circ$ без трещинообразования, а обсидиан претерпевал резкое охлаждение на 200°C без образования трещин.

При проведении эксперимента со сменой нагревания и охлаждения, моделирующего 244-летний период суточных колебаний температуры, полированная поверхность гранита заметно не выветрилась. Но когда породу охлаждали не сухим воздухом, а водопроводной водой, было обнаружено, что через «2,5 года» выветривание вызвало потерю полировки, растрескивание поверхности и отслаивание [12].

В каменистых пустынях был обнаружен другой тип выветривания, который называют «пылевым растрескиванием». Пылеватые частицы, попадая в открытые трещины, в дальнейшем препятствуют их закрыванию при охлаждении. Последующие изменения температуры раздвигают трещины еще больше.

В качестве возможного фактора выветривания в пустынях рассматривается образование электрического двойного слоя при конденсации воды из-за увеличения относительной влажности в ночное время на границе раздела вода – порода [51]. Этот двойной слой создаётся по краям трещин, и благодаря большому электрическому градиенту в воде возникает очень высокое давление, меняющееся в соответствии с изменением влажности и температуры. В тех случаях, когда давление, обусловленное термальным расширением, сочетается с давлением, вызванным существованием элек-

трического двойного слоя, возможна дезинтеграция пород до размера песчаных зерен и мельче, обычно наблюдаемая в аридных районах, где понижение температуры до точки замерзания воды бывает редким.

Развитие термического расширения и контракции пород может быть вызвано лесными пожарами. Сильное нагревание горных пород приводит к характерному их отслаиванию, а подножья склонов иногда бывают усеяны отщепами и скорлупой горных пород. Сколки пород отсутствуют в высокогорье, выше границы распространения леса, изредка они встречаются на более низких кустарниковых склонах. Отмечено, что сколки отделяются на более поздних стадиях пожара [12].

Важным фактором выветривания является чередование увлажнения и высушивания пород. Этот эффект был изучен на образцах песчаников, алевролита, глинистого сланца и аргиллита, которые подвергались циклическому увлажнению и высушиванию. Сначала их на день погружали в воду, а затем оставляли сохнуть на открытом воздухе в течение дня. Выяснено, что плотный песчаник не дезинтегрируется. Незначительное воздействие эксперимент оказал на свежий алевролит и окисленный массивный аргиллит. В других же тонкозернистых породах произошла существенная дезинтеграция. Объемные изменения пород в связи с разбуханием под воздействием влаги, имеют те же значения, что и величины, характеризующие термическое расширение, а в некоторых случаях даже выше. Поэтому этот процесс может быть достаточно важным агентом физического выветривания, а некоторые черты изменений, приписываемые другим механизмам (например, инсоляционному выветриванию) могут быть физически связаны с разбуханием при изменении влажности.

Разрушение происходит значительно быстрее, если увлажненные обломки подвергались также циклам промерзания-оттаивания, а затем уже высушивались. На рост скорости разрушения в этом случае влияет совместное воздействие абсорбированной влаги и льда [45].

Чередование увлажнения и высушивания вызывает дезинтеграцию двух типов - слабую дезинтеграцию путем отслаивания на поверхности образца и раскалывание образца на две или большее число частей приблизительно одинаковых размеров. Последний тип

преобладает. Растрескивание наследует в основном направление слоистости пород, а также плоскости отдельности в тех образцах, где они существовали. Дезинтеграция почти всегда происходит на второй день периода высушивания и очень редко в течение увлажнения или в другие дни периода высушивания. В связи с этим оптимальная длительность цикла составляет около 4 дней. В образцах, которые при эксперименте полностью разрушаются на мелкие чешуйки, первое отслаивание происходит меньше чем после 5 циклов, а первые крупные трещины появляются менее чем за 10 циклов. Начало главной дезинтеграции приурочено к интервалу между 15 и 76 циклами. Полная дезинтеграция на мелкие чешуйки занимает около 180 циклов. Для глинистого сланца наиболее важна обезвоживающая часть цикла, поскольку высыхание ведет к появлению отрицательного порового давления и соответствующего разрушения при растяжении [12].

Точные измерения показали, что длина образцов изменяется также и после прекращения эксперимента в зависимости от колебаний влажности воздуха. Таким образом, механическое разрушение некоторых пород может происходить в результате их увлажнения и высыхания в естественных условиях при положительных температурах. Крупные массивы реагирующих на колебания влажности пород подвержены изменениям не только объема, но и веса, что ускоряет их разрушение [48].

Трещины усыхания формируются не только при субэвральном обнажении осадка, но и на контакте поверхности осадка и водной среды и даже внутри осадочного разреза. Объёмное сокращение вызывается также при потере воды из осадка за счет различий в солёности осадочных пластов [49].

Разрушение пород может быть вызвано кавитацией, возникающей при захлопывании или исчезновении пузырьков в быстро движущейся воде. Пузырьки возникают локально, когда давление внутри них становится меньше давления пара. Их захлопывание происходит резко (с взрывом) и, если в этот момент пузырек находится в контакте с твердой поверхностью, происходит удар, подобный удару молотка на очень малой площади поверхности.

Минералы и горные породы могут быть истерты простой механической абразией. Это происходит как при трении, когда одна

порода скользит по поверхности другой, так и при ударе, который осуществляется движущейся частицей по коренной породе.

Морская абразия становится очень заметной при значительной протяжённости береговой линии. Например, остров Гельголанд в Северном море в отдельные периоды абрадируется со скоростью 3м в год, а общая протяжённость береговой линии сократилась за последнюю тысячу лет более чем в 40 раз [14].

Преобладающим агентом физического разрушения при воздействии ледника на горную породу является механическое истирание как породы, так транспортируемого материала.

При транспортировке ветром летящие зерна подвергаются довольно быстрому истиранию, поэтому редко в эоловых песках присутствуют полевые шпаты, роговая обманка и особенно слюда. Если, в дюнном песке есть слюда, то это признак того, что её материал транспортировался недалеко [12].

Процессы истирания, окатывания, дробления различных фракций аллювия активно развиваются в руслах рек. При транспортировке частиц в руслах максимальное дробление и истирание осуществляется для большинства пород в начале пути, не более 100км. Для гальки преобладает дробление, для гравия – истирание. Крупные частицы изнашиваются более интенсивно, чем мелкие, что объясняется различием в способе их транспортировки. Крупные частицы перемещаются волочением, при котором происходит соударение и истирание, мелкие - преимущественно во взвешенном состоянии. Наиболее устойчивой к истиранию и дроблению, по экспериментальным данным, является фракция среднего и крупного гравия по сравнению с галькой и песком. В природе, однако, отсутствуют гравийные русла, поскольку в измельчении аллювия важную роль играют также процессы субаквального биохимического выветривания [8].

По мере уменьшения размеров частицы становятся все более прочными, способными к упругим деформациям. Вероятный предел размера частиц для кварца составляет 0,02 мм (алевритовая размерность).

В скоплениях валунов, слишком больших для транспортировки водой, но в то же время подверженных раскачиванию за счет движения воды, происходит трение валунов друг о друга и постепенно образуются нагромождения ограненных валунов [12].

Химическое выветривание – это процесс изменения химического состава горных пород с образованием минералов, более стойких в условиях земной поверхности. Химическое выветривание заключается в химическом взаимодействии минералов с воздухом и водой.

Большинство твердых веществ, находящихся близ земной поверхности, нестабильно, а преобладание метастабильных состояний в зоне выветривания является прямым следствием химических реакций при низких температурах.

Удаление продуктов выветривания оказывает большое влияние на ход реакций выветривания. В результате удаления продуктов выветривания реакция может продолжаться в том же направлении, если они остаются на месте, то возникает закрытая система, в которой достигается равновесие [12].

Химическое выветривание связано, прежде всего, с такими процессами, как растворение, окисление, восстановление, гидролиз, карбонатизация, гидратация и хелатизация.

Первая стадия химического выветривания обычно заключается в растворении, которое может происходить в текучей воде или тонкой пленке воды, окружающей твердую частицу. Степень растворения зависит от количества воды, проходящей через поверхность частицы. Большая часть продуктов выветривания удаляется в растворах. При этом из растворов могут выпадать химические соединения, которые приводят к объемным изменениям и усилению действия физического выветривания. Посредством переноса ионов из одного участка в другой растворы могут способствовать более сложным реакциям, которые не происходили бы в случае отсутствия движения или циркуляции вод.

Общее представление о ходе выветривания породы можно получить на основании анализов состава вод рек и ручьев. Обычно они содержат растворенные карбонаты, а в более теплых районах возможно наличие кремнезема. Это указывает на то, что в разных климатических районах различные элементы характеризуются разной растворимостью. Обычная каменная соль хорошо растворима и сохраняется на земной поверхности только в наиболее засушливых районах. Гипс менее растворим, а карбонаты еще слабее растворимы. С повышением температуры растворимость элементов возрастает [12,19]. Это не означает, что в условиях низких температур

растворение отсутствует. Для проверки широко распространенного мнения о подавленности процессов химического выветривания коренных пород в перигляциальных условиях были проведены исследования карстовых форм рельефа на Шпицбергене [17]. Установлено, что наиболее активно карстовые процессы протекают в интервале высот 50-150 м над уровнем моря. Карстовые формы рельефа приурочены к пологим снежным склонам, где химическое выветривание стимулируется в период интенсивного снеготаяния. Сопоставление высоты выступающих частей кварцевых жил над поверхностью доломитовых известняков с данными по изостатическому поднятию территории позволило подсчитать скорость денудации, которая оказалась равной 2,48 мм за 1000 лет. Эта оценка подкрепляется результатами продолжительных гидрохимических измерений.

Другим примером разрыхления породы при действии водных растворов является образование доломитовой муки, представляющей собой скопление мелких кристаллов доломита. Доломитовая мука, как и другие минеральные новообразования, возникающие во время выветривания, залегают в виде небольших «карманов», секущих слоистость [14].

Окисление имеет место там, где минералы находятся в контакте с воздухом; восстановление приурочено к анаэробным обстановкам с застойными водами.

Гидролиз - химическая реакция между минералом и водой, то есть между ионами воды H^+ или OH^- и ионами минерала. Он имеет важное значение в процессе разрушения силикатных минералов. Гидролиз происходит всюду, где минерал находится в контакте с водой, даже с чистой дистиллированной. Концентрация водородных ионов является основным фактором во всех реакциях химического выветривания.

Эксперименты показали неодинаковую устойчивость разных пород к гидролизу. Так, метаморфические сланцы и граниты основного состава более устойчивы, чем долериты и породы с высоким содержанием биотита [19].

Карбонатизация - это реакция ионов карбоната или бикарбоната с минералами. Карбонаты не являются конечными продуктами выветривания. Однако образование карбонатов - это определенная ступень в ходе выветривания, особенно при разрушении по-

левых шпатов. В почвенной атмосфере много CO_2 , и это приводит к гораздо более быстрой карбонатизации, чем это можно было бы ожидать на основании небольшого содержания CO_2 в атмосфере. Раствор уголекислоты в воде представляет собой кислоту, присутствие которой сильно облегчает процесс обмена основаниями и является необходимым для растворения самих карбонатов. Многочисленные геологические наблюдения показывают, что уголекислота представляет собой гораздо более сильный растворитель, чем это можно было бы ожидать, исходя из её слабой кислотности [12].

При движении карбонатных растворов горная порода, теряя их, утрачивает цементацию, разрыхляется часто до состояния рыхлого порошкообразного или песчаного материала, а карбонаты, выпотевая, образуют твёрдую поверхностную кору. В тех местах где этой корки нет, ветер выдувает рыхлый материал, образуются различные формы микрорельефа – ячеистые, сотовые, каменные решётки, котлы выдувания и т.д. [1,28]

Гидратацией называется добавление воды к минералу. Например, оксиды железа могут поглощать воду и превращаться в гидроксиды железа. Гидратация - очень важный процесс в образовании глинистых минералов, и вода действительно может участвовать в строении кристаллической решетки. Гидратация порождает значительные объемные изменения, которые могут играть роль в физическом отслаивании пород при их выветривании и дезинтеграции. Гидратация подготавливает поверхности минералов для дальнейшего изменения путем окисления и карбонатизации.

Гидратация и окисление являются главными агентами химического выветривания, происходящего по способу расширения минералов. В аридных районах это явление довольно обычно, а возможным источником воды для гидратации служит роса. Отслаивание может иметь место как в затененных, так и на освещенных сторонах обнажений и даже под козырьками и в неглубоких пустотах, которые постоянно находятся в тени. Результаты полевых наблюдений позволяют утверждать [57], что даже в Гренландии наиболее распространённым и эффективным химическим процессом является гидратация.

Хелатизация, или комплексообразование – это образование вокруг какого-либо иона, обычно металла, кольцевой постройки органического вещества. Хелатирующие агенты могут извлекать

ионы из твердых веществ, обычно нерастворимых, и способствовать переносу ионов в условия, в которых они обычно осаждаются химическим путем.

Растения используют хелатирующие агенты для извлечения ионов питательных веществ из минералов, и таким образом способствуют более быстрому выветриванию минералов по сравнению с тем, которое происходило бы только неорганическим путем. Детальный механизм этого процесса неизвестен. Много хелатирующих агентов содержится в почвенном гумусе, который возможно способствует подготовке ионов для поглощения их растениями и усиливает выщелачивание ионов в профиле выветривания. Например, лесная подстилка может обусловить быстрое перемещение железа вниз по профилю и привести к очень быстрому оподзоливанию. Разные виды деревьев оказывают различное влияние на этот процесс, возникают разнообразные фитогенетические типы почв на одном и том же материнском материале [12].

На химическое выветривание могут влиять организмы, участвующие в различных химических и физических процессах.

Скорость и интенсивность химического выветривания определяются величиной пористости и характером соотношения пор разного диаметра в породе. Установлено, что наиболее подвержены разрушению породы, в которых присутствуют 2 максимума пор с диаметрами, сильно различающимися по величине (например, крупнопористые породы с достаточно большим количеством мелких пор). Тенденция к разрушению усиливается при наличии ряда благоприятных факторов, связанных с особенностями минералогического состава, таких, как присутствие глинистых пленок в поровом пространстве или участие карбонатов в цементе [29].

Отмечено, что темпы химического выветривания усиливаются в результате процессов замерзания-оттаивания в суточном цикле колебаний температуры [28].

Направленность химического выветривания в целом характеризуется относительными подвижностями элементов. Чтобы выявить конкретные значения, сравниваются составы солей речных вод с рассчитанными составами пород, слагающих или покрывающих дренажные бассейны, поскольку концентрации солей в речных водах, как правило, отражают характер пород бассейна [12,40].

Общая тенденция заключается в том, что Ca, Na и K более подвижны, чем Si, который, в свою очередь, подвижнее, чем элементы, образующие полуторные оксиды. Элементы с разной подвижностью выносятся одновременно, хотя и с разными скоростями. Содержание кремнезема в природных водах менее изменчиво, чем содержания других растворимых компонентов.

Глубина, на которую распространяется влияние химического выветривания, определяется, среди прочих факторов, уровнем застойных грунтовых вод, поскольку просачивающаяся через поверхностные слои вода постепенно теряет кислород и насыщается солями и другими соединениями [14].

Сернистая и серная кислоты промышленных выбросов в атмосферу могут вызвать искусственное выветривание и образование растворимых солей, и в целом усилить общие темпы выветривания. Наблюдения, сделанные в городах, где атмосфера содержит повышенное количество углекислоты и других соединений, ускоряющих химическое выветривание, показали, что начальная стадия разрушения проявляется у кварцитов через 600-650 лет, у разных гранитов через 40-350 лет, у мраморов через 20-135 лет. Окончательное разрушение породы (разложение до 5 см глубиной на площади 400 см²) наблюдается у гранитов через 340-1500 лет, у мраморов через 340-1200 лет [14].

Биогенное выветривание представляет собой совокупность процессов механического раздробления и химического изменения горных пород в результате жизнедеятельности организмов.

Разрушение пород и минералов в значительной мере контролируется растениями, животными и бактериями. Б.Б. Полюнов считал, что стерильное выветривание вообще невозможно.

Породы подвергаются воздействию самых разнообразных растений и животных, особенно микроорганизмов. Известны как химические, так и механические разрушения. Микробиологическое воздействие является в основном химическим. На выветрелых поверхностях пород может находиться до 1 млн. бактерий в расчете на 1 г породы, а также сотни тысяч грибов и других организмов [12].

Воздействие организмов на породы может быть прямым и косвенным, причём эффективность последнего, как правило, значительно выше. Косвенные воздействия осуществляются биохимиче-

скими соединениями, продуцируемыми микроорганизмами в процессе обмена веществ. Являясь сильными химическими реагентами, минеральные и органические кислоты, биогенные щёлочи способны вступать в химические реакции практически с любыми минералами [8].

Высшие растения воздействуют на выветривание пород различными путями. Давление, вызываемое растущими корнями, может расширять трещины, вследствие чего порода разрушается быстрее, чем это могло произойти иным путем. Высшие растения создают определенный микроклимат у поверхности земли и посредством дыхания корней изменяют почвенный воздух. Повышение содержания CO_2 в почвенном воздухе имеет важное значение для химического выветривания, особенно у известняков.

Растущие на известняках лишайники оказывают физическое и химическое воздействие на породы. Установлено, что глубина проникновения лишайников в субстрат составляет ~2мм, а их воздействие заключается преимущественно в протравливании кристаллов известкового шпата. Роль лишайников в выветривании известняков возрастает в сухих обстановках по сравнению с гумидными, однако различия в литологии и другие локальные причины могут существенно изменить картину [59].

Биохимическое выветривание под воздействием микроорганизмов играет важную роль в измельчении аллювия, что было установлено специальными микробиологическими исследованиями грунтов и аллювия разного петрографического состава [8].

Исследованиями доказана [24,25] решающая роль биогенного фактора в образовании пустынного загара – тонкой (от 0,5 до 5мм) блестящей чёрно-бурой или чёрной плёнки, корочки на поверхности хорошо освещаемых солнцем горных пород в аридных районах, состоящей из окислов железа и марганца. Обогащение марганцем - результат жизнедеятельности миксотрофных микроорганизмов, которые перерабатывают как органические, так и неорганические вещества. Такие микроорганизмы присутствуют почти везде, но оптимальны условия их жизни в аридных и семиаридных районах, где нет благоприятных условий развития для занимающих ту же экологическую нишу быстро растущих гетеротрофных микроорганизмов. С помощью культуры микроорганизмов, концентрирующих марганец и обладающих окислительной способностью,

обнаруженных на корках пустынного загара, в лабораторных условиях был получен искусственный пустынный загар в течение 6 месяцев [24]. Наибольшим распространением пустынный загар пользуется в сухих пустынях, сложенных щелочными породами, однако подобная обстановка важна не для роста пленки, а для ее дальнейшей сохранности, т. к. в таких пустынях мало кислот, а значительная устойчивость поверхности дает достаточно времени для её формирования [25].

В других, не аридных, обстановках на поверхности пород формируется каменный загар. Источник каменного загара - материал, поступивший со стороны (с пылью, стоком воды), а не материал, слагающий породы, на которых он формируется. Цвет плёнки каменного загара может быть различным - черным в результате обогащения магнием, оранжевым (обогащенным железом) и темно-коричневым (железомарганцевым). Оранжевый загар появляется в условиях, препятствующих росту бактерий, и образуется физико-химическим путем. Тёмно-коричневый загар появляется при слабом участии бактерий. Каменный загар можно использовать при определениях относительного возраста форм рельефа и в геохимических целях [24,25]. Появление каменного загара отмечено даже на северо-востоке Гренландии [57].

Важным фактором выветривания являются гуминовые кислоты, образующиеся в результате разложения растительных остатков. Гуминовые кислоты, хотя и являются слабыми, разлагают силикаты, образуя различные гуминовые соединения [14].

Растительный опад и остатки растений играют большую роль в сохранении влаги, которая способствует выветриванию.

Основной вклад животных в выветривание, по-видимому, состоит в неоднократном перемешивании почвы, в результате чего свежий материал постоянно подвергается воздействию агентов выветривания, и к минеральным частицам легче проникают воздух и вода. Органическое вещество может быть внесено в нижние горизонты почвы и способствовать выветриванию на больших глубинах. Дыхание почвенной фауны, подобно дыханию растений, может увеличить содержание CO_2 в почвенном воздухе, что играет значительную роль в химическом выветривании.

Деятельность животных оказывает разное воздействие. Кролики предпочитают рыть норы в песчаных почвах, в которых

воздействие на выветривание, вероятно, будет слабым, но в других почвах эффект перемешивания может иметь существенное значение. Животные черноземной полосы разрушают структуру почвы и постоянным её перемешиванием препятствуют развитию процессов выщелачивания и формированию зольного профиля [12].

По мере углубления норы доминирующим становится косвенное воздействие. В норах зверей складываются специфические условия - увеличиваются аэрация грунта и водопроницаемость почв, возрастают интенсивность их увлажнения и глубина промачивания. Происходят определенные изменения химизма почвы, в частности за счет разложения остатков и продуктов обмена животных, появления других видов растений, изменения микрофлоры и микрофауны почв. Все эти факторы способствуют ускорению известных процессов физического и химического выветривания [7].

Улитки, обитающие в районах, богатых известью, могут высверливать глубокие ходы в известняках. Экскременты птиц служат источником органического вещества и играют определенную роль при зарождении процессов почвообразования и выветривания.

Крупные животные уплотняют почву, увеличивая тем самым поверхностный сток и эрозию почвы. К этому же приводит разрушение или сокращение растительного покрова при выпасе скота. Эрозия повышает интенсивность удаления выветрелых продуктов, что в свою очередь воздействует на скорость выветривания.

Органическое вещество принимает участие в формировании латеритных кор, в разрушении исходных пород и накоплении рудных элементов в условиях жаркого переменного-влажного климата [3].

Биогенное выветривание иногда формирует специфические формы микрорельефа. В ряде случаев отмечено распространение закономерно расположенных и почти равномасштабных воронок, развитых на алевролитах, сиенитах и гранитах, четко приуроченных к поселениям полевок, что дает основание исключить чисто геологический фактор их образования [7].

Скорость выветривания. Оценивая интенсивность выветривания с геоморфологических позиций, необходимо учитывать именно степень мобилизации вещества, степень его подготовки к движению в той или иной форме, что может отражаться изменением геохимического и минералогического состава или отдельных

физико-механических свойств пород. Наиболее приемлемыми для выявления зонального характера процесса химического выветривания являются показатели, основанные на изучении его потенциальной возможности. К таким показателям относится коэффициент потенциальной интенсивности выноса кремнезема из породы, предложенный И.И. Гинзбургом, поскольку вынос кремнезема непосредственно отражает процесс химического разложения главных породообразующих минералов - силикатов. Порода в результате этого выноса, как правило, теряет монолитность, дезинтеграция её повышается, вещество приобретает более высокую степень мобильности. Значения интенсивности химического выветривания приведены в таблице 2.1 [9].

Таблица 2.1

**Интенсивность химического выветривания (мм/год)
в разных зонах [9]**

Зона	V	Зона	V
Экваториальный лес	1,0	Степь	0,19
Саванна влажная	1,0	Лесостепь	0,26
Саванна сухая	0,60	Широколиственный лес	0,27
Саванна опустыненная	0,20	Тайга	0,23
Полупустыня	0,11	Тундра	0,06
Пустыня	менее 0,05		

О скоростях физического выветривания накоплен богатый материал. Данные охватывают скорости разрушения пород в естественных откосах, на горизонтальных поверхностях, в инженерных сооружениях и т.д. По ним составлена таблица средней интенсивности физического выветривания в зависимости от состава пород и климато-ландшафтной обстановки (таблица 2.2) [9].

Зоны тундры и арктической пустыни характеризуются резким преобладанием физического выветривания над химическим. В абсолютном выражении интенсивность физического выветривания здесь максимальна по сравнению с другими зонами, что связано с господством морозного выветривания. Продукты выветривания представлены однозональным двухфракционным элювием - крупнообломочной и пылевато-песчаной фракциями, с явным преобладанием первой. Обстоятельные исследования показывают,

что в перигляциальных условиях геохимические процессы также протекают достаточно интенсивно. Особо важная роль в химическом и минералогическом изменении пород принадлежит литофильной растительности (в основном лишайникам), с деятельностью которой связано образование значительной массы мелкозема [9,59].

Таблица 2.2

Интенсивность физического выветривания (мм/год) в разных типах климата [9]

Порода	Перигляциальный климат	Умеренный гумидный	Аридный
Гранит	0,12	0,015	0,035
Мрамор	8,2	0,058	-
Известняк	-	0,072	-

Умеренный гумидный пояс. Выветривание в этом поясе идет при более благоприятных термическом и водном режимах, растительный покров продуцирует большое количество таких важнейших агентов выветривания, как органические кислоты и CO_2 . Это сказывается на соотношении типов выветривания и характере образующегося элювия. Главная роль в мобилизации вещества принадлежит химическим изменениям, в результате которых возникают преимущественно глинистые продукты выветривания. В вертикальном профиле элювия по механическому составу выделяются две зоны - обломочная и глинистая.

По отдельным ландшафтным зонам внутри этого пояса скорость химического выветривания различается довольно слабо, обнаруживая незначительный максимум в широколиственных лесах, что можно объяснить только сочетанием более высоких температур с относительно большим количеством осадков. К северу и югу от этой зоны происходит уменьшение соответственно или температуры, или осадков. Более значительны различия скоростей химического выветривания в морском и континентальном типах климата этого пояса. Так в Западной Европе потенциальная интенсивность выветривания под широколиственными лесами определяется в 0,30 мм/год, на западе Русской равнины — 0,27, на востоке Русской равнины — 0,25, под южной тайгой Западной Сибири — 0,20 [9]. В то же время в этом направлении усиливается физическое выветрива-

ние, что нивелирует количественные различия в степени мобилизации вещества между морскими и континентальными секторами.

Зона полупустынь. Малое количество осадков, незначительная масса CO_2 и органических кислот, поставляемых разреженным растительным покровом, ограничивают химическое выветривание. Физическое выветривание усиливается, но в абсолютном выражении это усиление вряд ли значительно, поскольку даже в аридных районах его интенсивность относительно невелика. Элювий представлен крупнообломочной и пылевато-песчаной фракциями, причем, как и в перигляциальных районах, пылеватая фракция возникает в основном за счет деятельности литофильной растительности [9].

Зона пустынь характеризуется вторым после перигляциала максимумом физического выветривания. Основной причиной его является усиление температурного, а в отдельных случаях и солевого выветривания, в пустынях умеренного пояса большое значение имеет также морозное выветривание. Интенсивность морозного выветривания выше интенсивности температурного, поэтому скорость физического выветривания в пустыне в несколько раз меньше, чем в перигляциальной зоне. Продукты выветривания представлены однозональным элювием обломочного состава. Весьма типично образование различных видов пустынной коры, представляющей собой слой рыхлых образований, сцементированный углекислой известью, гипсом, хлоридами, кремнеземом. Характер цемента также определяется гидротермическими условиями. Геохимические и минералогические изменения в породах невелики [9,12,23].

Зона саванн по условиям выветривания неоднородна. В опустыненных саваннах господствует температурное выветривание, создающее однозональный (дресвяный или дресвяно-пылеватый) элювий. В типичных травянистых саваннах на первое место выходят химические изменения пород, которые становятся доминирующими во влажных. Здесь в профиле элювия выделяются две зоны - дресвяно-глинистая и глинистая. В качестве самостоятельной зоны может быть выделен поверхностный железистый панцирь, которым часто заканчивается разрез коры выветривания современных саванновых областей [9].

Зона влажных тропиков характеризуется сложно построенным глинистым профилем элювия, с наложением нескольких разновозрастных профилей выветривания один на другой, с сильной промытостью верхних горизонтов. Выделение отдельных зон внутри глинистой в целом толщи производится по степени геохимического изменения пород. Кора выветривания имеет мощность в десятки метров и развита даже на склонах. Химические преобразования идут настолько быстро, что переход от свежей породы к глинистым продуктам совершается на протяжении нескольких миллиметров.

Таким образом, различия в гидротермических условиях климато-ландшафтных зон приводят к неодинаковой подготовке горных пород к денудации [9].

Методы изучения выветривания. При изучении выветривания применяются методы, заимствованные из различных отраслей знания – геологии, геоморфологии, почвоведения, химии и т.д.

Исследования, связанные с поверхностным выветриванием, можно разделить на 4 группы [33]:

- изучение профиля выветривания горных пород;
- экспериментальные исследования;
- изучение роли растворов в естественных условиях и по моделям;
- анализ связи выветривания с длительностью периода выветривания.

Первые наблюдения за скоростью выветривания были сделаны ещё в 19в., когда были получены данные о разрушении строительных блоков из песчаника и порфира, различных типов известняка [12].

В полевых условиях первая стадия в изучении профиля выветривания заключается в выделении в нём горизонтов. Фиксируются глубина и мощность каждого горизонта, и даётся описание его границ. После выделения горизонтов характеризуется материал каждого из них. Чаще всего описывается цвет, структура, текстура, пластичность, наличие корней или конкреций, величина рН.

Для определения направленности выветривания минеральный состав свежей породы сравнивают с минеральным составом продуктов выветривания.

Химическое исследование выветрелых пород заключается в выполнении полных анализов образцов, отобранных с разных глубин по профилю выветривания и сравнении с анализами свежих и выветрелых в разной степени пород. Поскольку выветривание заключается в основном в неодинаковой потере элементов, то отношение содержания разных элементов в свежей и выветрелой породе будет отражать тип и интенсивность выветривания.

Степень выветривания горных пород в массиве может быть описана в терминах распределения выветрелых материалов в пределах массива и воздействия выветривания на нарушения. Термины для описания степени выветрелости горных пород приведены в таблице 3. Здесь же указаны признаки, по которым в полевых условиях породу можно отнести к той или иной категории выветрелости. Следует также обращать внимание на то, как варьирует степень выветривания в пределах массива [5].

Таблица 2.3

Термины для описания степени выветрелости породы [5]

Термин	Описание	Степень	Категория
Свежая поверхность	Видимые признаки выветривания материала отсутствуют	1a	1
Слабо выветрелая	Изменение окраски поверхностей крупных нарушений	1б	1
Слегка выветрелая	Изменение окраски свидетельствует о выветривании породы и поверхностей нарушений; материал может быть полностью обесцвечен за счёт выветривания и может оказаться относительно более слабым, чем тот же материал в свежем состоянии.	2	2
Умеренно выветрелая	Менее половины материала породы разрушено и (или) дезинтегрировано до состояния почвы; свежая или обесцвеченная порода образует массив или присутствует в виде каменных ядер.	3	3

Сильно выветрелая	Химически изменено и дезинтегрировано до состояния почвы более половины материала породы; свежая или изменившая цвет порода присутствует в виде блоков или отдельностей.	4	4
Полностью выветрелая	Весь материал разрушен и дезинтегрирован до состояния почвы; первоначальная структура в значительной степени ещё сохраняется.	5	5
Почвоэлювий	Весь материал породы превратился в почву; текстуры и композиция материала значительно нарушены и изменены в объёме, однако перемещений субстрат не испытывал.	6	6

Для полевой оценки и описания степени выветрелости пород при наличии весьма ограниченного оснащения может применяться схема М.Селби (таблица 2.4).

Таблица 2.4

**Описание и оценка степени выветрелости пород
(по М. Селби) [5]**

Степень выветривания	Класс выветривания	Описание
6	Почвоэлювий	Почвенное образование, содержащее характерные горизонты без каких-либо признаков первоначальной структуры породы.
5	Полностью выветрелая	Порода обесцвечена и изменена до состояния почвы, однако первоначальная структура в значительной мере сохраняется; возможно присутствие отдельных каменных ядер.
4	Сильно выветрелая	Порода полностью изменила цвет; нарушения могут быть открытыми, с обесцвеченными поверхностями, а порода вблизи нарушений может быть

		изменена до такой степени, что половину её массы за счёт разложения и дезинтеграции можно извлечь с помощью геологического молотка; каменные включения могут присутствовать, но, как правило, неконсолидированные.
3	Средневыветрелая	Порода обесцвечена в большей части своей массы, но менее чем на $\frac{1}{2}$ общего объёма, испытала разложение и дезинтеграцию, изменения прослеживаются по нарушениям, представляющим зоны слабосцементированных продуктов выветривания или почв; соответствующие включения породы.
2	Слегка выветрелая	Порода может слегка изменить цвет, в частности в окрестностях нарушений, которые могут быть зияющими и иметь слегка обесцвеченные поверхности; ненарушенная порода мало отличается от свежей породы.
1	Невыветрелая свежая порода	В материнской породе не выявляется каких-либо изменений цвета, потери прочности или других признаков выветривания.

Очень ценными считаются полевые наблюдения выветривания образцов горных пород, которые могут быть точно датированы. Например, это горные породы, послужившие материалом для изготовления памятников и могильных плит.

Так по степени сохранности надписей, высеченных на надгробьях в Новой Англии (США), определены темпы выветривания (в мм за 100 лет). Они составили для гранита 1,33 мм, сланцев - 2,47 мм, мраморов - 2,82 мм, песчаников - 2,92 мм. Полученные результаты позволили предположить, что особенности рельефа Новой Англии обусловлены различными темпами выветривания единой поверхности выравнивания, т.к. в настоящее время горы приурочены к выходам гранитов, холмистые участки - к сланцам, мелкие долины - к выходам мраморов, а низменности - к триасовым песчаникам [50].

Точные измерения скорости выветривания были сделаны на надгробных памятниках в Хайфе (Израиль). Исследовались вертикальные и горизонтальные известняковые, а также вертикальные доломитовые памятники. Средний темп выветривания составил 0,005 мм/год. Отмечается, что неравномерность развития процессов выветривания не обязательно является результатом воздействия внешних факторов (загрязнения среды вследствие урбанизации, климатических колебаний), а может быть результатом изменения степени отшлифованности поверхности [35].

Интересные данные были получены при изучении мраморных памятников и могильных плит, расположенных в различных районах США. Степень выветрелости определялась замерами толщины камня в разных частях. Установлено, что в целом скорость выветривания возрастает с увеличением среднего годового количества осадков. При средних годовых температурах 2°C выветривание на порядок интенсивнее, чем при 10°C, за счет морозобойных явлений. В районах, где применяется дождевальное орошение, мраморные надгробия раскалываются, расслаиваются и подвергаются точечной коррозии. Темпы выветривания здесь на 1-2 порядка больше [43].

Помимо простейших измерений изменения поверхности выветрелых пород, нередко используется более сложное оборудование. Для оценки скорости выветривания мраморных плит собора Святого Павла в Лондоне был использован микроэрозиометр, прибор с микрометрическим датчиком, с помощью которого измерялась разность отметок незащищенной поверхности камня и расположенных рядом контрольных участков, защищенных жировой смазкой и пластиковым покрытием. Кроме того, измерялось снижение поверхности по сравнению со свинцовыми пробками, первоначально заглубленными вровень с поверхностью плит. Средняя величина снижения поверхности составила 0,06 мм/год. Результаты отдельных замеров существенно менялись как во времени (за период наблюдений), так и между участками. Это объясняется различиями в экспозиции (наименьшая величина получена для наиболее защищенных участков С-В экспозиции) и избирательным характером выветривания неоднородного крупнозернистого мрамора. Основным процессом является растворение карбонатного цемента и

выпадение зерен, а также послойное выветривание и десквамация (отшелушивание) поверхностного слоя. [56].

При изучении расклинивающего действия воды в трещинах пород могут использоваться проволоочные датчики, которые изменяют свое сопротивление в зависимости от напряжения. Концы датчиков жестко укрепляются на противоположных стенках трещин и легко реагируют на их перемещение. Данный метод прост и с высокой степенью точности позволяет выявить закономерности формирования микротрещиноватости пород при цикличном промерзании-протаивании - фиксируется открытие трещин, а также их эволюция в ходе дальнейшего промерзания. Простота и доступность этого метода наряду с возможностью модификации датчиков даёт возможность использовать его в полевых условиях [27].

О скоростях выветривания в различных условиях можно судить по косвенным данным. Так, пирокластиты изменяются в условиях влажного тропического климата до появления твердых кор за периоды времени порядка $6 \cdot 10^6$ лет, тогда как для формирования горизонта с железистыми конкрециями (мощностью 0,5-1 м) требуется $3-7,5 \cdot 10^5$ лет [33].

Очень большой объём данных о скоростях выветривания был получен экспериментально. Экспериментальные исследования процессов выветривания намного опередили полевые благодаря усовершенствованию лабораторных методов. При этом главными недостатками лабораторных исследований по-прежнему являются «отрыв» образцов от реальных климато-ландшафтных условий выветривания, нарушение естественной трещиноватости в процессе выемки кусков породы из монолита и изготовления образцов правильной геометрической формы. Отбор образцов и их обработка требует длительного времени, применения сложных технических средств. Кроме того, в лабораторных условиях возможно испытание сравнительно небольшого количества образцов, в то время как корректное выявление и изучение закономерностей развития процессов выветривания нередко требует большого числа измерений [2].

Поэтому достоверность результатов лабораторного моделирования выветривания зависит прежде всего от степени приближения условий эксперимента к параметрам природной обстановки этого процесса [26].

Список литературы

1. Аристархова Л.Б., Федорович Б.А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях. // Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.25-51.
2. Бельский А.В. Применение полевого метода оценки прочностных свойств коренных пород при изучении литоморфного рельефа. // Геоморфология, 1990, №3, с.51-57.
3. Выветривание горных пород по экспериментальным данным. М.: Недра, 1984. 128с.
4. Выркин В.Б. Физическое выветривание пород и микроклимат возле снежников гольцов Прибайкалья и северного Забайкалья // География и природные ресурсы, №4, 1980, с.101-107.
5. Гардинер В., Дакомб Р. Полевая геоморфология. М.: Недра, 1990, 239с.
6. Дедков А.П., Бахраков Г.В. Экзотектоническая складчатость Русской платформы. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1967, 68с.
7. Дмитриев П.П., Шаур И. Роющая деятельность млекопитающих как фактор выветривания горных пород и образования щебнистого плаща // Изв. АН СССР, сер. геогр., №1, 1987, с.84-91.
8. Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. О роли механического и биохимического выветривания в формировании состава руслового аллювия. // Геоморфология, 1991, №1, с.59-64.
9. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
10. Коржув С.С. Средняя Сибирь. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.122-244.
11. Мягков С.М. О методике определения скорости физического выветривания. // Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспедиции, 1973, № 85, с.39-42.
12. Оллиер К. Выветривание. М.: Недра, 1987, 348с.
13. Рогов В.В. Поверхность частиц кварца как показатель криогенного выветривания. // Пробл. криолитол. (Москва), 1982, №10, с. 68—74.
14. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд., 1961, 779с.
15. Федорович Б.А. Равнины Средней Азии. // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975, с.7-92
16. Швецов П.Ф. Физическое выветривание сезоннопротаивающих коренных пород в откосах Крайнего Севера // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, Наука, 1976, с.171-177.

17. Akerman J.H. Notes on chemical weathering, Kapp Linne, Spitsbergen. // Permafrost: 4 th int. conf. proc., July 17-22, 1983, Washington, D.C., 1983, p.10-15.

18. Ballantyne C.K., Black N.M., Finkay D.P. Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches. // Earth surface process. and Landforms. 1989, 14, №8, p.745-750.

19. Birot P., Lageat Y., Verague J. Experiences d'alteration chimique de roches cristallines au centre de geomorphologie. // Bull. Cent. Geomorphol. Caen, CNRS, 1984, №27, p.97-124.

20. Brockie W.J. Experimental frost-shattering. // Proc. 7 th N.Z. Geogr. Conf., Hamilton, 1972, Hamilton, 1973, p.p.177-186.

21. Corte A.E. Laboratory formation of extrusion features by multicyclic freeze-thaw in soils. // Bull. Cent. Geomorphol. Caen. CNRS, 1972, №13-15, 157-180.

22. Corte A. E., Poulin A. O. Field experiments on freezing and thawing at 3350 meters in the Rocky Mountains of Colorado, USA. // Res. Meth. Pleistocene geomorphol., Guelph, 1972, p.p.1-26.

23. Davison A.P. An investigation into the relationship between salt weathering debris production and temperature. // Earth surf. Process. And landforms, 1986, 11, №3, p.335-341.

24. Dorn R.I., Oberlander T.M. Rock varnish origin, characteristics, and usage. // Z. Geomorphol., 1981, 25, №4, p.420-436.

25. Dorn R.I., Oberlander T.M. Rock varnish. // Progr. Phys. Geogr., 1982, 6, 3, p.317-367.

26. Douglas G.R., McGreevy J.P., Whalley W.B. Rock weathering by frost shattering processes. // Permafrost: 4th Int. conf. proc., July 17-22, 1983. Washington, D.C., 1983, 244-248.

27. Douglas G.R., McGreevy J.P., Whalley W.B. The use of strain gauges for experimental frost weathering studies. // Int. geomorphol., 1986, Chichester e.a., 1987, p.605-621.

28. Ehlen J. Influence of chemical weathering. // US Geol. Surv. Circ., 1987, №989, p.14-15.

29. Fitzner B., Snelthage R. Einfluss der Porenradlenverteilung auf das Verwitterungsverhalten ausgewahlter sandsteine. // Bautenschutz und Bausanier., 1982, 5, №3, p.97-103.

30. Goudie A. Further experimental investigation of rock weathering by salt and other mechanical processes. // Z. Geomorphol., 1974, Supplementbd 21, p.p.1-12.

31. Goudie A.S., Watson A.A. Rock block monitoring of rapid salt weathering in southern Tunisia. // Earth surf. Process. And landforms, 1984, 9, №1, p.95-98.

32. Hall K. Freeze-thaw activity at nivation site in northern Norway. // *Arct. and Alp. Res.*, 1980, 12, №2, p.p.183-194.
33. Icole M. De quelques modes d'approche des alterations superficielles: enseignements et implications. // *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf.-Aquitaine.*, 1984, №1, p.183-194.
34. Journaux A., Lautridou J.-P. Les etudes de cryoclastie au centre de geomorphologie du CNRS a Caen. // *Geogr. Glas.*, 1976, №38, p.p.126-139.
35. Klein M. Weathering rates of limestone tombstones measured in Haifa, Israel. // *Z. Geomorphol.*, 1984, 28, №1, p.105-111.
36. Lautridou J-P. Principaux resultats des experiences de gelifraction experimentale effectuees au Centre de Geomorphologie.//*Inter-Nord*, 1978, №15, p.p.5-13.
37. Lautridou J-P., Letavernier G., Ozouf J.-C. Progres recent dans la connaissance de la gelifraction des roches calcaires. // 1-st int. conf. geomorphol., Manchester, 15-21 sept., 1985, Abstr. Pap., Manchester, 1985, p.353.
38. Lautridou J-P., Seppala M. Experimental frost shattering of some Precambrian rocks, Finland. // *Geogr. Ann.*, 1986, A68, №1-2, p.89-100.
39. Letavernier G., Ozouf J.-C. La gelifraction des roches et des parois calcaires. // *Bull. Assoc. fr. Etude Quatern.*, 1987, 24, №31, p.139-145.
40. Martin C. Mesures de l'erosion chimique dans le massif des Maures: lexemple du basin versant du Rimbaud, Var, France.
41. Martini I.P. Tafoni weathering, with examples from Tuscany. // *Z. Geomorphol.*, 1978, 22, №1, p.p.44-67.
42. McGreevy J.P. Frost and salt weathering: further experimental results. // *Earth surf. Process and landforms*, 1982, 7, №5, p.475-488.
43. Meierding T.C. Marble tombstone weathering rates: a transect of the USA.//*Phys. Geogr.*, 1981, 2, №1, p.1-18.
44. Mottershead D.N. Coastal spray weathering of bedrock in the supratidal zone at East Prawle, South Devon. // *Field Stud.*, 1982, 5, №4, p.668-684. Mottershead D.N. Coastal spray weathering of bedrock in the supratidal zone at East Prawle, South Devon. // *Field Stud.*, 1982, 5, №4, p.668-684.
45. Mugridge S.L., Young H.R. Disintegration of shale by cyclic wetting and drying and frost action. // *Can. J. Earth sci.*, 1983, 20, №4, p.568-576.
46. Pancza A. Le Cateau Cugny, un escarpement particulierement gelif du Jura. // *Geogr. Helv.*, 1985, 40, №2, p.67-73.
47. Pancza A. Essais de gelifraction experimentale sur la pierre jaune de Neuchatel. // *Bull. Soc. Neuchat. Geogr.*, 1984, №28, p.177-201.
48. Pissart A., Lautridou J.P. Variations de cylindres de Pierre de Caen (calcaire bathonien) sous l'effet de sechage et d'humidification. // *Z. Geomorphol.*, 1984, Suppl. 49, p.111-116.
49. Plummer P.S., Gostin V.A. Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? // *J. Sediment. Petrol.*, 1981, 51, №4, p.1147-1156.

50. Rahn P.H. The weathering of tombstones and its relationship to the topography of New England. // J. Geol. Educ., 1971, 19, №3, p.p.112-118.

51. Ravina I., Zaslavsky D. The electrical double layer as a possible factor in desert weathering. // Z. Geomorphol., 1974, Supplementbd 21, p.p.13-18.

52. Robinson D.A., Williams R.B.G. Salt weathering of rock specimens of varying shape. // AREA, 1982, 14, №4, p.293-299.

53. Sirieys P. La dilatance des roches. // Rev. Fr. Geotechn., 1984, №27, p.23-26.

54. Smith B.J., McGreevy J.P. A simulation study of salt weathering in hot deserts. // Geogr. Ann., 1983, A65, №1-2, p.127-133.

55. Swantesson J. Preliminary results from experimental weathering studies. // Fennia, 1985, 163, №2, p.303-307.

56. Trudgill S.T., Viles H.A., Inkpen R.J. Remeasurement of weathering rates, St. Paul's Cathedral, London. // Earth surface process. and landforms. 1989, 14, №3, p.175-196.

57. Washburn A.L. Weathering, frost action and patterned ground in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. // Medd. Greenland, 1969, 176, №4, 305p.p.

58. Williams R.B.G., Robinson D.A. Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt.//Earth surf. Process., 1981, 6, p.1-9.

59. Viles H. A quantitative scanning electron microscope study of evidence for lichen weathering of limestone, Mendip Hills, Somerset. // Earth Surface process. and landforms, 1987, 12, №5, p.467-473.

ГЛАВА 3. КАПЕЛЬНО-ДОЖДЕВАЯ ЭРОЗИЯ

Воздействие воды начинается на незадернованных поверхностях с ударного действия дождевых капель и рассматривается эрозиоведами как особый вид водной эрозии. Этот процесс рельефообразования всё ещё недостаточно изучен, хотя опубликованные данные опытов и натурных наблюдений свидетельствуют, что по объёму денудации он вполне сопоставим с другими видами склоновых процессов. Явления, вызванные ударным действием капель дождя, получили название капельно-дождевой эрозии. Результаты исследований этого процесса указывают на его сложность и многофакторность, причём роль отдельных факторов оценивается неоднозначно, а порой прямо противоположно.

Впервые регистрация переноса почвенных частиц под действием ударов дождевых капель была выполнена В. Эллисоном в 1945г [6]. В нашей стране повышенный интерес к капельно-дождевой эрозии был связан с применением установок дождевания и усилением эрозии почв вследствие орошения [1]. Существует несколько определений капельно-дождевой эрозии. А.Шайдеггер считает, что это физическое дробление породы, высвобождающее частицы почвы и подготавливающее их к дальнейшему переносу. Стоит из двух процессов: отделение частиц почвы непосредственно при ударе дождевых капель о почву и перемещение этих частиц на небольшие расстояния [12]. Сходную по смыслу формулировку даёт Д.А. Тимофеев, отмечая воздействие на субстрат кроме капель дождя также градин [10]. Дж. Моерсонс и де Пллой выделяют в качестве самостоятельного процесса также капельный крип — смещение частиц грунта под воздействием ударов дождевых капель, напоминающее явление ползучести [11].

Обобщая полученные разными исследователями данные о процессах, вызванных действием капель дождя, можно отметить, что основными их следствиями являются:

- 1) Разбрызгивание частиц грунта по воздуху [5,8,13,18].
- 2) Капельный крип — смещение частиц грунта по поверхности склона под воздействием удара дождевой капли о частицу грунта [1,11].
- 3) Разрушение структуры расположенных на поверхности почвенных агрегатов, приводящее к появлению уплотнённой корки,

запечатывающей поверхность почвы (кольматация), что снижает её водопроницаемость и способствует формированию стока и смыва почв [5,8,15].

4) Взмучивание водного потока, дополнительное волнение, возбуждаемое ударами капель дождя. Оно способствует интенсивному перемешиванию водяной пленки и повышает транспортирующую способность потока [2,5,11].

5) Поступление в склоновые водные потоки дополнительного материала, образующегося при разбрызгивании, с прилегающих участков [6,11].

Развитие капельно-дождевой эрозии определяется множеством факторов, влияющих на характер и скорость протекания процесса. Во-первых - это особенности выпадения атмосферных осадков – размеры капель дождя, их форма, продолжительность выпадения осадков, воздействие ветра во время дождя. Во-вторых, большое значение имеют особенности субстрата поверхности, которая подвергается воздействию дождя. В-третьих - характер растительности, в особенности проективное покрытие и её видовой состав. Наконец, немаловажное значение может иметь крутизна склона, хотя этот параметр оценивается неоднозначно.

Среди основных характеристик осадков, влияющих на скорость капельно-дождевой эрозии, исследователи отмечают, прежде всего, интенсивность дождя и энергию падающих капель, которая зависит от их размера [1,7,9]. Средний размер дождевых капель растёт по мере увеличения интенсивности осадков для дождей низкой и средней интенсивности, но слегка уменьшается для дождей высокой интенсивности. Между диаметром капель D и конечной их скоростью V , выражаемой в м/с, существует следующая зависимость [7]:

D мм	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0
V м/с	2,1	4,0	6,5	8,1	8,8	9,1	9,2

Конечная скорость капель может быть определена с помощью моментальной фотографии, которая обычно используется при изучении явлений дождя в лабораторных условиях.

Диаметр капель при дожде средней интенсивности обычно составляет 0,5-1,5 мм. С увеличением интенсивности ливня размер

капель возрастает, и их диаметр может превосходить 5 мм. В осенних морозящих дождях радиус капель дождя не превышает 0,1-0,2 мм; в спокойных обложных дождях он обычно колеблется от 0,2 до 1,0 мм, а в ливневых и грозовых дождях встречаются капли радиусом до 2-3 мм. Максимальный радиус капель для обложных дождей составляет 1,1 мм, для ливневых - 2,2, для грозовых - 2,7 мм [1,2]. При интенсивности дождя 50 мм/час встречаются капли диаметром около 2,5 мм, а при увеличении интенсивности осадков до 100 мм/час средний диаметр капель может снова уменьшиться [7]. На формирование размера капель сильное влияние оказывает характер растительности. Проведенные наблюдения над условиями формирования микроочаговой эрозии, возникающей при ударах капель под пологом древесно-кустарниковой растительности или однолетних высокостебельных культур, показали, что листья растений образуют микроводосборы, на которые поступают капли дождя, а сбрасываются капли больших размеров. У исследованных растений листовая пластина имела от одного до шести каплеобразующих участков. Капли, преобразованные листьями по размерам и кинематической энергии, существенно отличаются от средних капель ливневых осадков, равных 1,5 мм. У деревьев тяжелые капли имеет дуб, их масса в 13 раз больше средних капель ливневого дождя. У липы она больше в 5 раз, яблони - в 3,5 раза, винограда - в 7 раз. Самая большая масса у капель, падающих с листьев подсолнечника. Она в 19 раз больше средних капель ливневого дождя. У табака и кукурузы она соответственно больше в 8 и 5 раз. С ростом листьев и изменением шероховатости увеличивается диаметр капель, падающих с них. Например, с мая по сентябрь средний диаметр капель, формируемых листьями яблони (сорт Джонотан), увеличился с 2,1 до 3,7 мм, а их кинетическая энергия выросла в 5,4 раза [9].

При расчетах, связанных с оценкой воздействия капель дождя на поверхность почвы, обычно используются данные о скорости их падения в метрах в секунду в условиях штилевой погоды. Ее определение может быть сделано по формулам или данным экспериментальных наблюдений разных авторов. Удовлетворительное совпадение с натурными наблюдениями дает следующая простая формула:

$$V_k = 13\sqrt{d},$$

где d — диаметр капли, см.

Эта зависимость послужила основой для вывода производных формул, отражающих давление капли дождя на почву, силу удара, импульс силы, кинетическую энергию, а также позволила определить среднее расстояние, на котором совершается распад крупных капель в условиях их свободного падения. Вычисления показывают: капли диаметром 0,6 см распадаются при падении с высоты 1840 м, капли диаметром 0,7 см — с высоты 360 м, а капли диаметром 0,8 см — с высоты 67 м. Такие подсчеты показывают, почему в спектре капель естественных осадков мы практически не встречаем капель крупнее 0,6 см [8].

Натурные наблюдения на Украинской опытной станции показали, что средний диаметр дождевых капель большинства дождей (83,7%) составляет 0,5-1,5 мм. При этом капли диаметром 0,5-1,0 мм преобладают в 46,9% всех дождей, капли диаметром 1,0-1,5 мм - 36,8%. Все дожди состоят из различных по величине капель. Наибольшей однородностью размера капель обладают морозящие дожди, а наименьшей – ливневые [1].

В большинстве случаев дождевые осадки сопровождаются порывами ветра различной силы и переменных направлений. При этом падающие капли отклоняются от вертикального направления и их скорость возрастает. Кинетическая энергия капель дождя под воздействием ветра оказывается значительно более высокой (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Кинетическая энергия капель дождя
с учетом воздействия ветра, Дж. [8]**

Диаметр капли, см	В усло- виях штиля	При различной скорости ветра, м/с					
		2	3	4	5	7	9
0,05	14	20	31	45	68	150	320
0,10	440	480	680	850	1100	1600	2600
0,20	7040	7500	8100	9400	10500	14100	18900
0,30	35600	38000	41400	44500	49000	62600	79700
0,40	113000	1180000	125000	133000	147000	184000	224000

Пороговое значение диаметра капель дождя, при котором начинается разрушение почвы, составляет 0,8 мм. В целом незначительное разрушение почвы происходит при размере капель до 1,5 мм. Сильные разрушения и разбрызгивание почвы наблюдаются

при диаметре капель от 1,5 до 3,0 мм. Осадки с каплями такого размера вызывают образование слабопроницаемой корки на поверхности почв после высыхания. Отмечается, что при одной и той же интенсивности осадков, дождь с диаметром капель 2,5 мм вызывает разрушение почвы в 5 раз больше, чем дождь с каплями в 1,4 мм [1]. Диаметр капель ещё большего размера вызывает очень сильное разрушение почв. При падении капель их нижняя часть расплющивается, площадь ударного воздействия увеличивается, причём это характерно именно для крупных капель [5].

По-видимому, определённую роль имеет также форма капель. Установлено, что форма крупных капель, возникающих при ливнях значительной интенсивности, как под пологом леса, так и при искусственном дождевании отличается от сферической. При движении из-за влияния турбулентных вихрей в воздухе капля принимает то вытянутую, то уплощённую форму [14]. Это обстоятельство важно учитывать при расчетах воздействия капель на грунт.

При ударе капли о грунт две третьих энергии капли тратится на образование углубления и отделение почвенных частиц, а оставшаяся часть энергии — на разбрызгивание. Разбрызгивающее действие дождевых капель наиболее эффективно, когда поверхность почвы покрыта тонкой пленкой воды, а максимальное диспергирование почвенных частиц происходит, когда толщина водной пленки примерно равна диаметру капли [2,5].

При ударном воздействии капли и в результате диспергирования почвенных частиц происходит запечатывание поверхности почвы и образование корки. Такая корка обычно состоит из двух частей — очень тонкого (0,1 мм) непористого слоя и зоны толщиной около 5 мм, сложенной вымытыми тонкими частицами [5]. Зона, состоящая из вымытых частиц, плотнее, чем почва, находящаяся ниже. Проницаемость почв, покрытых коркой, очень низкая. Это приводит к образованию луж, которые затем сливаются, и начинается процесс поверхностного стока.

Интенсивность капельно-дождевой эрозии зависит также от характеристик субстрата, в особенности механического состава почв и грунтов. Наиболее быстрая эрозия происходит в начале дождевания за счет удаления микроагрегатов и медленно снижается по мере того, как происходит разрушение более крупных агрегатов и образуется глинистая плотная корка. В общем виде разрушение

почвы зависит от устойчивости агрегатов, но при равной устойчивости большое значение имеют почвенные характеристики, определяющие форму и размер частиц, на которые распадаются агрегаты. Почвы с большим содержанием тонкозернистого песка, органического вещества и кальция и малым содержанием илистой фракции, магния и калия обычно подвержены эрозии в большей степени, чем этого можно ожидать по данным анализа устойчивости их агрегатов [15].

Наименьшую сопротивляемость разбрызгиванию оказывают мелкие песчаные частицы. В процесс разбрызгивания вовлекаются преимущественно частицы диаметром меньше 0,3 мм, частицы песка большего размера довольно устойчивы к эродирующему воздействию потока и ударам капель [5]. Как показали результаты экспериментов, на лёгких опесчаненных почвах даже при продолжительном дождевании эрозия может развиваться только в форме разбрызгивания, в то время как на агрегированных суглинистых почвах разбрызгивание происходит только в начале дождя и быстро сменяется плоскостным смывом [13]. Поэтому в верхних частях склонов, сложенных песчаными отложениями, накапливаются «остаточные» частицы диаметром больше 0,3 мм, в нижней части концентрируются, наоборот, мелкие песчаные частицы.

Изучение реакции на удар дождевых капель лесных и пахотных почв позволило установить, что в противоположность большинству агрегатов лесной почвы, лишь немногие агрегаты пахотной почвы выдерживают испытание на удар капли воды; разная реакция объясняется различием в их составе. Биологическая деятельность в лесных почвах приводит к образованию большого числа первичных агрегатов и корневых тканей, которые повышают сопротивляемость почвы. Значительное количество ориентированной глины в пахотных почвах способствует их разрушению при увлажнении. Более высокое содержание органического вещества в лесных почвах также усиливает связи, что делает агрегаты более устойчивыми [2].

Многими исследователями отмечается зависимость капельно-дождевой эрозии от влажности грунта. Начальное увлажнение поверхности почвы понижает сцепление её агрегатов и способствует высокой скорости разбрызгивания частиц; затем образуется поверхностная корка, и скорость разбрызгивания уменьшается; на

поверхности собирается вода, турбулентное течение которой может удалить часть корки; влагопроницаемость почвы временно увеличивается, вода просачивается, и скорость разбрызгивания почвы снова возрастает.

Результаты опубликованных данных указывают на двоякое влияние растительности на интенсивность капельно-дождевой эрозии. С одной стороны, на участках, покрытых травяной растительностью, капельно-дождевая эрозия развивается значительно слабее, чем на открытых поверхностях. При этом заметное уменьшение влияния капель за счет предохраняющей роли растительности наступает при покрытии почвы более чем на 50% [1]. Древесная растительность также оказывает защитное действие от эрозии. Основную роль в задержании капель дождя и предохранении грунта от капельно-дождевой эрозии играет густота листвы, фаза вегетации, видовой состав растительности, направление, наклон и количество скелетных ветвей. С другой стороны, листья являются концентраторами влаги и образуют капли гораздо большего размера. Кинетическая энергия проникающих под полог леса осадков в 1,5 раза больше, чем кинетическая энергия дождевых капель на открытых участках. Поэтому по склону в лесу, лишенном подлеска и травостоя, может переноситься в 3-6 раз больше материала, чем на открытой поверхности вспаханного поля [1].

Значительные колебания в размерах капельной эрозии определяются в значительной степени наличием лесной подстилки из опавших листьев и хвои, ветоши, а также циклами разложения органического вещества.

Орошение дождеванием приводит к образованию множества эрозионных лунок под покровом садовых деревьев и высокостебельных однолетних культур. Их объемы при сумме осадков 100 мм на посевах кукурузы составляют 2,3, подсолнечника - 4, под пологом виноградника - 0,4 м³/га. Глубокие одиночные эрозионные лунки формируются при капельном орошении садов [9].

Некоторую роль в развитии капельной эрозии могут играть роющие животные, насекомые и черви, создающие на поверхности почвы обильные выбросы. Курганчики и копролиты переотложенной почвы легко разбрызгиваются при ударах капель, особенно крупных, преобразованных листьями, и, попадая в поверхностный сток, вносят свою долю в процесс эрозии почв.

Связь между интенсивностью капельно-дождевой эрозии и наклоном поверхности в различных работах оценивается неоднозначно. Например, Дж. Б. Торнз [11] утверждает, что разбрызгивание вниз по склону происходит на большее расстояние, чем вверх; на склоне крутизной 10% это расстояние примерно в три раза больше. Р. Ивенс [5] также отмечает - эффект разбрызгивающего действия наиболее ярко выражен при увеличении крутизны склона и увеличении скорости ветра. Ветер придает падающим каплям горизонтальное направление силы воздействия, поэтому при ударе капли о поверхность почвы появляется эффект направленного разбрызгивания.

Полевые наблюдения, проведённые С. Моррисом в течение двух сезонов, контрастных по энергии дождевых осадков, выявили не только большую пространственную (в пределах двух порядков) и временную изменчивость смещения материала по склонам с разреженным растительным покровом, но и позволили предположить существенность капельно дождевой эрозии только на крутых склонах [17]. К аналогичному выводу пришел Р. Морган, [16] не обнаруживший зависимости количества эродированного материала от крутизны склонов для сравнительно малых углов их наклона. Значения эрозии дождевыми каплями от места к месту сильно изменяются, поэтому данные, полученные на небольших участках, нельзя экстраполировать на обширные.

Значимым фактором переноса материала во время дождя является ветер. Наблюдения, проведённые во время ливней, сопровождаемых сильными ветрами, направленными против падения склона при угле падения капель $\sim 21^\circ$ выявили, что разбрызгивание грунта вверх и вниз по склону происходит примерно в равных количествах и суммарный перенос равен нулю. При падении капель под большим углом был зафиксирован суммарный перенос материала за счет разбрызгивания вверх по склону в размере от 123 до 669 г/м [18].

Длина склона имеет незначительное влияние на разбрызгивающее действие дождевых капель, однако при отделении и транспортировке материала стоком этот фактор может играть важную роль. Если не учитывать взаимодействие между каплями дождя и поверхностным стоком, можно утверждать, что на склонах, лишенных растительности, длина которых составляет более 10 метров,

перемещение почвенных частиц под действием плоскостной эрозии значительно превышает перенос материала под действием ударов дождевых капель.

Дж. Мойерсонсом и Дж. Де Плоем [11] описывается другой тип процесса разбрызгивания, названный ползучестью при капельной эрозии или капельным крипом. После удаления тонких фракций путем сальтации при разбрызгивании на склоне остаётся более грубая фракция, которая перемещается под действием ударов дождевых капель, напоминая явление ползучести. В противоположность сальтации, явление оползания зависит от длины склона и характеризуется прерывистым перемещением отдельных частиц. Явление капельного крипа было подтверждено Р.П. Морганом, проводившим полевые эксперименты по выяснению интенсивности капельно-дождевой эрозии на склонах крутизной $6-11^\circ$ [16].

Для оценки роли факторов капельно-дождевой эрозии и определения темпа и объёма денудации, вызванных этим процессом, разработан ряд достаточно разнообразных методических приёмов. Предлагаемые разными авторами способы решают, прежде всего, проблемы определения параметров осадков и величины денудации.

Определение плотности и спектра ливневых осадков обычно осуществляется с использованием обработанной реактивами фильтровальной бумаги. Для указанных целей испытан сорт рыхлой бумаги, покрытой водно-растворимой краской. Такая бумага лучше гасит силу удара падающих капель и тем самым снижает возможность их дробления. На ней остаются четкие, хорошо сохраняющиеся отпечатки. Для их измерения используется палетка, представляющая собой две линии, образующие острый угол. Она вычерчивается на кальке или прозрачной чертёжной плёнке. Палетка накладывается так, чтобы линии, образующие угол, были касательными к круговой границе пятна, оставляемого каплей. На линии наносятся деления, соответствующие тарифовочным значениям диаметров капель дождя [8]. Реже используется метод «мучных гранул», по массе которых вычисляется диаметр дождевых капель [7]. В лабораторных условиях иногда применяется способ определения размера и скорости падения капель при высокоскоростном их фотографировании в свете фотовспышки, которая срабатывает при пересечении капель инфракрасного луча [14].

Данные по интенсивности, продолжительности и частоте выпадения дождей можно получить на ближайших метеорологических станциях. Но при проведении полевых детальных исследований требуется знание о параметрах осадков на каждом участке.

Определение размеров капельно-дождевой эрозии как в полевых, так и в лабораторных условиях осуществляется в основном с использованием пробоотборников различных конструкций и проводятся на тщательно выбранных типичных площадках или на опытных станциях.

Основным элементом пробоотборника является специальная доска, на которой собирается почва, переносимая в результате разбрызгивающего действия капель; затем почва смывается в контейнер. Разбрызгивающее действие капель выражается в массе почвы, переносимой с единицы площади в единицу времени, например $\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$. Поэтому необходимо также знать площадь, на которой проводится учет, принимая во внимание и тот факт, что разбрызгивающее действие капель учитывается не полностью, так как не все переносимые частицы попадают на пробоотборник. И в полевых условиях, и в лаборатории, схема опыта должна быть такова, чтобы частицы грунта, разбрызгиваемые с узкой полосы, перехватывались двумя досками-пробоотборниками. Эти доски располагаются параллельно контурным линиям так, чтобы учитывались сразу обе прилегающие части склона (как вверх, так и вниз по склону). Граничные значения разбрызгивающего действия капель могут быть получены путем последовательных замеров, проводимых на непрерывно сужающихся полосах поверхности почвы. Путем экстраполяции можно определить величину разбрызгивающего действия капель для полосы определенной ширины, например полосы шириной в 1 см. При проведении полевых измерений необходимо также следить за тем, чтобы получаемые значения разбрызгивающего действия капель не искажались под действием косого дождя [7].

Предпринимались попытки непосредственно измерить разбрызгивание почвы путем установки щитов с собирающими желобами, вводом небольших воронок для улавливания разбрызганных частиц, применением радиоактивных индикаторов, установкой специальных полых цилиндров, врытых по краю в землю и окруженных внешней стенкой. Р.П. Морган приспособил лабораторные чашки для измерения капельной эрозии на песчаных почвах [2].

Дж. Поезен [18] количественные измерения транспортируемого грунта проводил с помощью алюминиевых пластин размером 20х46 см, установленных вертикально параллельно основанию склона и снабженных в нижней части желобом для сбора частиц грунта, а также заглубленных в грунт пробирок с диаметром горла 2,4 см.

В лабораторных условиях общий эффект разбрызгивающего действия капель (боковое разбрызгивание, а также его нижние и верхние пределы) определяется с использованием длинных узких лотков. Основание лотка должно дренироваться; для этой цели служит слой стеклянных шариков. Уровень стояния воды измеряется с помощью небольших пьезометрических трубок. В соответствии с условиями опыта (содержанием в почве влаги до начала дождя) проводится предварительное увлажнение почвы; увлажнение может проводиться, например, до уровня полевой влагоемкости. Лоток имеет винтовое крепление, с помощью которого может быть установлен необходимый угол наклона [7].

При анализе результатов исследований следует указывать на возможные случайные и систематические ошибки измерения; необходимо давать либо их абсолютные значения, либо относительные (последние выражаются в процентах от измеренных величин). Важно учитывать также такую существенную проблему, как возможное нарушение условий развития процесса при установке измерительных приборов.

Опубликованные разными авторами данные свидетельствуют о весьма неоднозначной оценке темпов денудации, вызванных капельно-дождевой эрозией.

С. Моррис [17], основываясь на результатах анализа материала, собранного в ловушки, предполагает существенность ударно-капельной эрозии на склонах крутизной 17 - 39°. Он считает, что на таких склонах для частиц малого размера этот механизм дает до 88% всего материала, смещаемого в процессе течения склонового чехла.

По мнению М. Дж. Киркби, образование останцов высотой в несколько сантиметров под стеблями, раковинами, корнями и т. д. показывает, что под действием падающих капель при отсутствии растительного покрова может произойти значительное понижение поверхности почвы без какого-либо участия поверхностного стока.

На почвах, лишенных растительности, перенос частиц только под действием капельной эрозии может составить до $100 \text{ см}^3/\text{см}$ в год; в условиях полувасушливого климата под естественной растительностью максимальный перенос частиц составляет $2\text{—}5 \text{ см}^3/\text{см}$ в год [6]. Он же отмечает значимость капельно-дождевой эрозии для почв с высокой скоростью инфильтрации, а также в условиях выпадения сильных ливней, являющихся слишком короткими, чтобы создать поверхностный сток.

Проведенные полевые наблюдения показали, что при небольшом ливневом дожде с суммой осадков 9,2 мм и максимальной интенсивностью 2 мм/мин с поверхности суглинистого чернозема при разбрызгивании поднимается в воздух на высоту 10 см 768 кг почвенных частиц в расчете на 1 га, на уровень 20 см - 311 кг, на 30 см - 128 кг, а на 60 см - 5 кг. При сильных крупнокапельных ливнях всплеск почвенных частиц по высоте доходит до 1,5 м, а по массе составляет сотни тонн на га [8].

Результаты, полученные Р.П. Морганом [2] для склонов разной длины и крутизны показывают, что главная работа разбрызгивания сводится к отделению частиц почвы до их уноса поверхностным стоком (таблица 3.2). Соответственно, эрозия, вызванная разбрызгиванием, является второстепенной по сравнению с плоскостной эрозией (за исключением некоторых особых случаев).

Таблица 3.2

Скорость капельной эрозии [2]

Часть склона	Длина склона, м	Угол склона, град.	Годовая эрозия, $\text{кг}/\text{м}^2$, в числителе – перенос разбрызгиванием, в знаменателе – отделение разбрызгиванием
верхняя	172	9	2,73/23,32
средняя	193	11	6,81/14,70
нижняя	201	11	5,11/22,79
верхняя	178	8	4,93/28,42
средняя	195	11	3,59/30,47
нижняя	209	6	3,02/14,87

При ливнях большей интенсивности активизируется эрозия поверхностного стока, а при меньшей - возрастает роль капельно-дождевой эрозии. Наиболее быстрое перемещение почвенных частиц осуществляется по струйчатым потокам, а разбрызгивание почвы играет важную роль при подаче дополнительного материала в эти потоки. Основная масса переносимого материала может быть представлена частицами почв, попавших в струйчатый поток именно при разбрызгивании. Таким образом, эрозионное понижение поверхности не ограничивается только руслами ручейковых потоков, а распространяется по всей поверхности. Возможно, в этом и заключается основная роль разбрызгивания почвы под ударами капель как фактора денудации.

Капельно-дождевое разбрызгивание часто является единственным видом денудации в пределах водораздельных пространств, где поднятый каплями материал может перемещаться ветром даже при отсутствии уклона; а на верхних частях склонов - до участков формирования струйчатых потоков. В структуре бассейновой эрозии иногда такие территории относят к поясам отсутствия эрозии. Учитывая роль начального звена в классификации водной эрозии действия капель дождя, правильнее их считать поясами капельно-дождевой эрозии [3,4]. Даже в пределах плоских поверхностей происходит направленное перемещение вещества, величина которого зависит от розы ветров во время выпадения дождей.

Таким образом, капельно-дождевую эрозию необходимо рассматривать в качестве самостоятельного вида общей денудации земной поверхности. В отдельных случаях процесс капельно-дождевой эрозии по объему денудации сопоставим с другими видами склоновых процессов и его необходимо учитывать в денудационно-аккумулятивном балансе территорий.

Список литературы

1. Бредихин А.В. О роли капельно-дождевой эрозии в процессах денудации рельефа. // Геоморфология, №4, 1989, с.51-58.
2. Джеррард А. Дж. Почвы и формы рельефа. Л.: Недра, 1984, 208с.
3. Егоров И.Е. Структура эрозионной сети востока Русской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: 1988, 20с.

4. Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1992, 148с.

5. Ивенс Р. Механика водной эрозии и её регулирование во времени и пространстве: эмпирическая точка зрения // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.155-177.

6. Киркби М.Дж. Механика эрозионных процессов. // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.23-28.

7. Плой Дж. де, Гэбриэлс Д. Определение потерь почвы и экспериментальные исследования. // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.96-154.

8. Сластухин В.В. Методика исследования эрозии почв, вызываемой интенсивными осадками. // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск. Наука., 1980, с.28-32.

9. Сластухин В.В. Некоторые аспекты эрозионного воздействия капель на почву. // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика. М.: МГУ, 1991, с.142-143.

10. Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов.// Материалы по геоморфологической терминологии. М.: Наука, 1978, 242с.

11. Торнз Дж.Б. Процессы эрозии, вызываемые водным потоком, и их регулирование во времени и пространстве: теоретическая точка зрения // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.178-251.

12. Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. М.: Прогресс, 1964, 450с.

13. Bauer B. Soil splash as an important agent of erosion. // Geogr. Pol., 1990, №58, p.99-106.

14. Epema G.F., Riezebos H.T. Drops shape and erosivity. Part 1: Experimental set up, theory, and measurement of drop shape. //Earth surf. Process. And Landforms., 1984, 9, №6, p.567-572.

15. Farres P.J. The dynamics of rain splash erosion and the role of soil aggregate stability. // Catena, 1987, 14, №1-2, p.119-130.

16. Morgan R.P. Field studies of rainsplash erosion. //Earth Surf. Process., 1978, 3, №3, p.295-299.

17 Morris S.E. The significance of rain splash in the surficial debris cascade of the Colorado front range foothills. // Earth surf. Process. And landforms, 1986, 11, №1, p.11-22.

18. Poesen J. Field measurement of splash erosion to validate a splash transport model. // Z. Geomorphol., 1986, 58, p.81-91.

ГЛАВА 4. ПЛОСКОСТНОЙ СМЫВ¹

Плоскостным смывом или плоскостной эрозией часто называют деятельность неруслового звена, приводящая к смыву почвы. Это наиболее распространенный вид эрозии, проявляющийся практически во всех агроландшафтах и встречающийся нередко в неизменённых деятельностью человека природных комплексах. Название «плоскостная эрозия» не совсем верно, поскольку «плоскостной сток на открытой поверхности явление настолько же редкое, насколько редка в природе ровная поверхность» [45]. Смыв всегда осуществляется через систему микроручейков, использующих первоначальные понижения микрорельефа склонов и разрабатывающих их в процессе стока. Структура ручейковой сети определяется несколькими причинами, основное значение среди которых имеют форма склона, его крутизна и характер обработки. Нерусловая (микроручейковая) сеть - самое верхнее звено эрозионной сети, первичная форма поверхностного стока. Она формируется на обработанных склонах после первого же ливня, дающего поверхностный сток. После вспашки эрозионные понижения нивелируются и образуются вновь после таяния снега или дождей не на тех же самых местах, что приводит в итоге к постепенному и общему снижению всей поверхности. Название «нерусловая сеть» было дано Н.И. Маккавеевым [37,38] из-за того, что начальные размывы - небольшие ручейки, рывины не имеют отчетливо очерченных и постоянно поддерживаемых работой воды русел.

Смыв почвы отличается значительной многофакторностью, его интенсивность определяется одновременно группой гидроклиматических, геолого-геоморфологических, почвенно-ботанических, агротехнических и других условий. Нерусловый смыв осуществляется талыми водами, дождевыми осадками и стоком вод орошения. Большое разнообразие физико-географических обстановок проявления смыва затрудняет создание надежной универсальной количественной модели смыва почв.

¹ Часть материалов этой главы была ранее опубликована в статье: Егоров И.Е., Литвин Л.Ф. Традиционные методы исследования и моделирования почв // Эрозионные и русловые процессы. Выпуск. №5, М.: 2010, с. 196-219.

Изучению нерусловой эрозии посвящена обширная литература. Подавляющее большинство исследований проведено на участках, уже измененных хозяйственной деятельностью человека. Такие исследования позволяют выявить механизм процесса, направленность и силу влияния отдельных факторов, но по ним нельзя определить интенсивность эрозии в естественных условиях. Поэтому схемы развития процесса основаны преимущественно на дедуктивных построениях с учетом двух важнейших факторов, распределенных зонально - объема и интенсивности стока воды и характера растительного покрова [23].

Изучение структуры нерусловой (микроручейковой) сети, проведенное на территории Удмуртии [12,14,15], показало, что размеры микроручьев на распаханых склонах различны - глубиной от нескольких миллиметров до 20-25 см, шириной от 1-2 см до 45-50 см. Не вся микроручейковая сеть уничтожается последующей вспашкой. Наиболее крупные ее элементы не заравниваются полностью и в дальнейшем могут концентрировать поверхностный сток, разрабатываясь в более крупные формы, напоминающие после обработки земли и выполаживания бортов небольшие потяжины или ложбины.

Микроручейковую сеть можно встретить практически по всей длине склона, почти от водораздела до подошвы, однако ее густота и размеры микроручьев различны для разных частей склона. Соответственно, для распаханых склонов можно выделить несколько зон (поясов), характеризующихся особенностями формирования микроручейкового смыва [12,15].

Отдельные участки водоразделов речных долин, балок и других временных русловых потоков микроручейковому смыву не подвержены. В их пределах при выпадении осадков и таянии снега происходит оплывание грунта и выравнивание микрорельефа воздействием ударов капель дождя, а также наблюдаются иногда небольшие перемещения материала в сторону локальных микропонижений, образованных главным образом вспашкой. Сток, направленный в них, часто бывает одновременно с противоположных сторон, что свидетельствует об отсутствии смыва как такового. Такие участки являются зонами отсутствия микроручейкового смыва.

Проявляющаяся ниже на склонах микроручейковая сеть первоначально имеет самые минимальные размеры. В отдельных

случаях сток так мал, что, несмотря на явные его следы, инструментально замерить величину смыва невозможно. Микрорусла, формирующиеся на участках, примыкающих к зонам отсутствия микроручейкового смыва, не образуют единую связную сеть. Отдельные системы микроручьев заканчиваются участками аккумуляции материала, иногда умещающимися в пределах борозд или иных микропонижений, связь же этих систем между собой отсутствует. В отличие от предыдущей зоны, отчетливо проявляется перемещение материала в одном общем направлении. Расстояние, на которое переносится материал (до его аккумуляции в микроконусах) может составлять несколько метров (рис. 4.1).

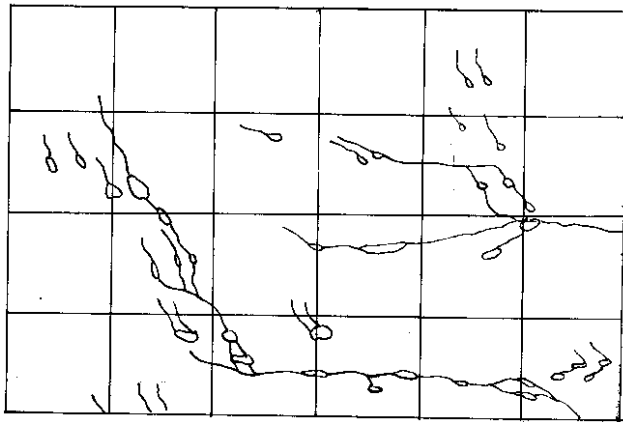


Рис. 4.1. Микроручейковая сеть верхних участков склона. Размеры квадратов 5х5 м

Участки склонов, примыкающие к зонам отсутствия микроручейкового смыва и характеризующиеся развитием небольших изолированных систем микроручьев, можно обозначить как зоны несвязной микроручейковой сети. Размеры микроручьев этих зон невелики - наибольшие имеют ширину 5-7 см при глубине 4-5 см, длина отдельных звеньев обычно не превышает 2,5-3 м. Вынос материала за пределы зоны может не наблюдаться в течение одного года, но за многолетний период баланс вещества будет отрицательным вследствие постепенного смещения продуктов эрозии из года в год вниз по склону вновь формирующейся на разных участках си-

стемой микроручьев. Общее снижение поверхности составляет от 0,2 до 0,7мм/год [15].

Связность разобщенных небольших систем микроручьев увеличивается вниз по склону, достигая максимума при сочленении с временной русловой сетью. Большое количество микроручьев закладывается по краям свежих промоин, незадернованных, крутых склонов оврагов, осыпных шлейфов. Максимальные размеры микроручьев более значительные, чем для зоны несвязной микроручейковой сети, и могут достигать ширины 45-50 см при глубине 20-25 см. Длина отдельных звеньев сети составляет в среднем от 4 до 5,5 метров [12,15]. Связная система микроручьев способна выносить большое количество материала даже за один ливень, хотя основная часть продуктов эрозии остается в микрокроконусах. Выносимый материал частично поступает во временную русловую сеть. Участки склонов с развитой связной нерусловой сетью можно выделить как активные микроручейковые зоны. Они характеризуются интенсивным перемещением и переотложением поступающего материала. Продукты эрозии переносятся в виде небольших гряд, чередующихся зонами активного размыва. В течение одного или нескольких лет данные наблюдений могут свидетельствовать либо о снижении поверхности, либо об аккумуляции.

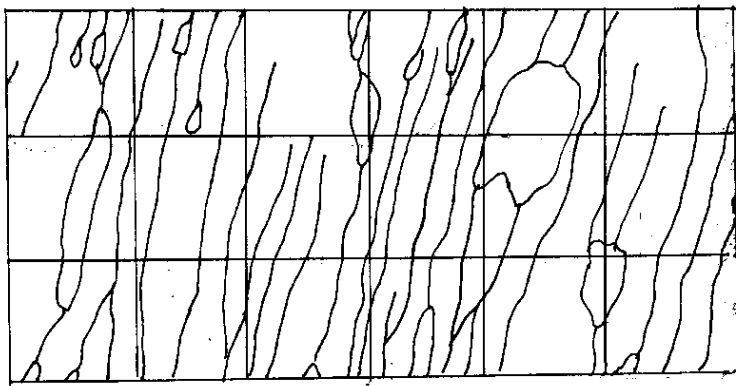


Рис.4.2. Участок активного микроручейкового смыва. Размеры квадратов 5х5 м

Границы, между зонами непостоянны, их положение зависит в первую очередь от величины и интенсивности выпадающих

осадков (или запасов воды в снеге и интенсивности его таяния), характера обработки склона, плотности растительного покрова. Эрозия является наибольшей в случаях, когда выпадение осадков и наличие вегетационного покрова не совпадает по фазе [10]. При этом границы зон занимают более высокое положение на склонах, а площадь зон отсутствия микроручейкового смыва заметно сокращается.

Ниже зоны отсутствия микроручейкового смыва до начала образования постоянно выраженных в рельефе форм линейной эрозии, густота микроручейковой сети более или менее равномерна по простиранию склона. По мере формирования и увеличения размеров вниз по склону нерусловых потоков, возрастают различия густоты микроручейковой сети поперек склона. Значения густоты постепенно убывают на межложбинных и межбалочных водоразделах и увеличиваются на их склонах и в днищах.

Вниз по склонам речных долин не наблюдается постоянного увеличения ни количества микроручьев, ни их суммарного объема. Эти характеристики, а также величина аккумуляции материала имеет волновой характер. Эта закономерность была отмечена во многих других исследованиях [25, 55 и др.].

Тесная связь между эрозией и аккумуляцией заключается не только в попеременном чередовании врез микроручьев и отложение ими материала в микроконусах. Материал отлагается и в самих микроручьях в завершающую стадию поверхностного стока, а микроконусы периодически подвергаются размыву. Аккумуляция в микроручьях происходит также во время дождей, не дающих стока, при разбрызгивании каплями дождя материала поверхности почвы. Можно лишь установить, какой процесс – эрозия или аккумуляция преобладает на данном отрезке микроручья или участке поверхности почвы в данный период времени.

Если склон имеет хотя и разреженный, но постоянный растительный покров, то количество микроручейковых зон сокращается до двух – зоны отсутствия микроручейкового смыва и зоны несвязной микроручейковой сети. При этом максимальные размеры микроручьев меньше, чем для той же зоны на пахотных склонах – до 4-5 см в ширину при глубине 2-3 см. Третья зона развита фрагментарно и приурочена к бортам и днищам временных русловых потоков.

Баланс вещества в пределах средней части склона не сохраняет свой знак длительное время и может меняться - там, где происходила аккумуляция, наблюдается врез микроручьев и наоборот. На принципиальное значение взаимосвязи процессов эрозии и аккумуляции неоднократно указывал Н.И. Маккавеев [38], имея в виду буквальное разделение некоторыми исследователями водотоков на зоны эрозии, транзита и аккумуляции. Эрозии в той или иной мере подвержены все участки склонов, если рассматривать этот процесс в многолетнем аспекте; транзит же и аккумуляция — явления временные.

Многими исследователями [17,18 и др.] отмечается существование зоны ослабления или отсутствия эрозии вблизи водоразделов. Если иметь в виде линейную эрозию, в том числе и микроручейковую, то ее отсутствие наблюдается не только на приводораздельных участках речных долин, но также и на водоразделах временных русловых потоков. Подобные участки выделяются как зоны отсутствия микроручейкового смыва. Вместе с тем считать их зонами полного отсутствия эрозии не всегда целесообразно, поскольку здесь может активно развиваться капельно-дождевая эрозия либо микроручейковый смыв при выпадении аномальных по количеству атмосферных осадков.

В целом устойчивая денудация характерна для верхней части склона. В нижней части склона происходит преимущественно накопление материала. Исследования делювиальных шлейфов в нижних частях распаханых склонов на территории Удмуртии показали, что в среднем за 200 лет накапливается слой современного агрикультурного наилка мощностью 50-52 см, т.е. 2,5 мм в год.

Если сравнивать величины смыва за периоды весеннего снеготаяния и вегетационный, то они примерно равны, хотя запасы воды в снеге на конец марта в 5-10 раз меньше, чем количество воды, поступающей с дождями. Это объясняется, во-первых, тем, что значительная часть выпадающих осадков имеет малую интенсивность и не вызывает поверхностный сток, а во-вторых сказывается влияние растительного покрова, быстро развивающегося в вегетационный период.

При небольших углах наклона длина склона не оказывает заметного влияния на увеличение микроручейкового смыва, за исключением неширокой приводораздельной полосы, относимой к

зоне несвязной микроручейковой сети. При увеличении уклона количество микроручьев и величина смыва возрастает, причем относительное увеличение смыва всегда гораздо больше, чем увеличение уклона [43,44]. Так изменение уклона в два раза, с $1,5^\circ$ до 3° приводит к увеличению числа микроручьев и величины смыва примерно в пять раз [15]. От величины уклона зависят и основные морфометрические характеристики микроручьев - их ширина и глубина. При увеличении крутизны склона нерусловый поток в большей степени врезается, чем расширяет свое русло. При удвоении крутизны средняя глубина микроручья увеличивается примерно в 2 раза, ширина – в 1,5.

Необходимо отметить, что микроручейковый смыв на склонах северной и северо-восточной экспозиции выше, чем на склонах южных экспозиций. Это, по-видимому, связано со снижением коэффициента стока талых вод на склонах южных румбов. По данным, полученным В.И. Корзуном на Валдайской гидрологической станции [26], коэффициент стока талых вод в среднем за многолетний период на склонах северной экспозиции в 1,7-3,6 раза больше, чем на противоположных. Р. Либлинг и Х. Шерп [62] также отмечают, что эрозионные микроформы значительно лучше выражены на склонах долин, обращённых на север и северо-восток, поскольку эрозионное расчленение контролируется интенсивностью инсоляции и её влиянием на устойчивость снежного покрова и льда. На склонах, обращенных на север и северо-восток, снег и лед сохраняются до середины лета, и деятельность талых вод сказывается в течение более длительного периода.

Кроме инсоляционной, важное значение может иметь и ветровая экспозиция. Например, в долине р. Нахаль-Хароа (Израиль) во время ливня сток воды формировался преимущественно в водотоках, дренирующих пологий, наветренный борт долины, а не крутой подветренный [66]. Изучение процессов эрозии, проведенных на откосах дорог, также показало, что через 7-8 лет после сооружения дороги на наветренном откосе ручейковая сеть была гуще и глубже (15 см), чем на подветренном (5 см) [66].

Весьма существенную роль в формировании микроручейковой сети и смыве почв играют полевые дороги и колеи, оставленные различными транспортными средствами. Исследования, проведенные на водосборе р.Хомерка (Карпаты) [60], выявили, что 60-

70% стока наносов, поступающих со склона в водотоки, поступают с дорог. Скорость углубления борозд на дорогах составила в среднем 6,6 мм/год, или 1 м³ с участка дороги длиной около 80 метров. По-видимому, густоту полевых дорог следует причислить к важнейшим факторам развития эрозионных процессов, наряду с такими, как длина и крутизна склонов. К сожалению, специальных исследований, посвящённых изучению роли полевых дорог в развитии эрозии, очень мало.

Существующие различия в природных условиях территорий обуславливают в свою очередь различия в характере проявления плоскостной эрозии. Результатам изучения плоскостного смыва в разных климато-ландшафтных зонах посвящена очень обширная литература. Больше всего публикаций приходится на изучение эрозии в зонах смешанных и широколиственных лесов, лесостепи и степи. Обобщив опубликованные данные по почти 1500 пунктам наблюдений, нами были построены графики скоростей смыва почв в разных климато-ландшафтных зонах (рис.3).

В арктической пустыне и тундре эрозия временных потоков связана в основном с таянием снега, а не с дождями, которые имеют здесь морозящий характер. Типичен также подповерхностный смыв, проявляющийся в выносе мелкозема водой, текущей внутри грубообломочной толщи. Обычно этот процесс наблюдается на участках развития прочных пород, образующих при выветривании развалы грубых обломков с малым количеством мелкозема. Величина смыва, измеренная по объёму отложившегося материала, даже в арктических пустынях не превышает долей миллиметра в год и по своей интенсивности склоновый смыв часто уступает другим склоновым процессам, прежде всего солифлюкции [23].

Мощность современных чисто делювиальных шлейфов в зоне тундры также невелика, что не соответствует хорошо выраженным морфологическим признакам смыва. Возможно, что такое несоответствие связано с термоэрозией: вытаивание льда, особенно значительное под мощными склоновыми потоками, приводит к образованию деллей и снижению поверхности, но не дает рыхлого материала.

В естественных условиях лесной, лесостепной, а частично и степной зон эрозия временных потоков практически не выражена. Сомкнутый растительный покров, состоящий как из лесной или

травянистой растительности, так и растительности смешанного типа, а также наличие лесной подстилки исключают возможность каких-либо эрозионных явлений на любых формах рельефа. В условиях неизменённого таёжного и подтаёжного ландшафтов эрозия временных водотоков практически не выражена на склонах крутизной до 10° – 12° [2]. Роль растительного покрова заключается в переводе поверхностного стока в подземный и резком снижении неравномерности стока, в уменьшении скоростей стекания воды, в скрепляющем действии корневой системы, в предохранении почвы от капельной эрозии и в уменьшении глубины промерзания почвы.

Поскольку сток воды в гумидных областях умеренного пояса значителен, то разрушение растительного покрова приводит к резкому усилению эрозии временных водотоков (рис.3). Начинают проявляться все ее виды — от плоскостного смыва до образования оврагов. Антропогенно обусловленный склоновый смыв составляет в среднем 5—100 см в столетие. Значительная часть смытого материала откладывается в нижних частях склонов и у их подножий и лишь 25—50% его объёма выносится в реки, участвуя в стоке взвешенных наносов [23].

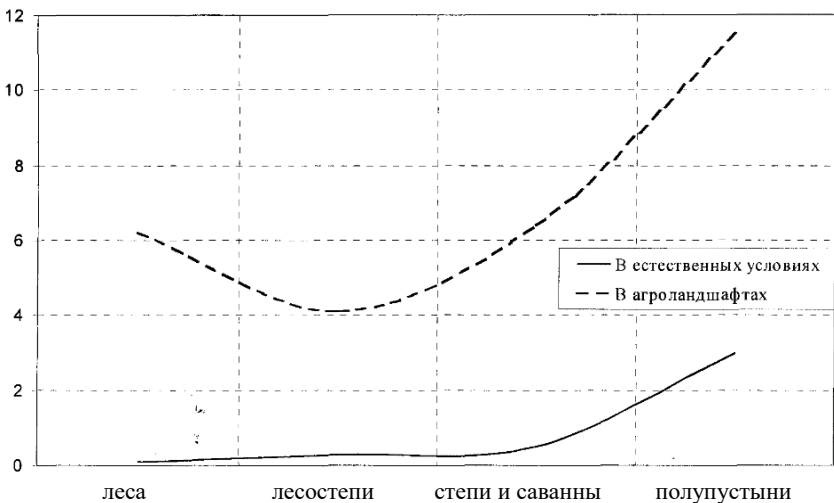


Рис. 4.3. Скорости годового смыва почв (мм/год) в естественных условиях и агроландшафтах различных климато-ландшафтных зон.

В сухих степях и полупустынях сочетание несомкнутого растительного покрова с достаточно высокой интенсивностью эпизодического стока воды создает наиболее благоприятные условия для эрозионной деятельности временных потоков. Энергичный склоновый смыв осуществляется путем струйчатого и мелкоовражного размыва. Непосредственные наблюдения за скоростью склонового смыва в полупустынях показали, что снос материала очень значителен (рис. 4.3).

В пустынях эрозионная деятельность временных потоков ослабевает, но полностью не прекращается.

В саваннах обильное выпадение атмосферных осадков после продолжительного сухого сезона, когда защитная роль растительности невелика, вызывает интенсивную эрозию временных потоков. Движение воды часто происходит в виде мощных площадных потоков. Наиболее характерные скорости смыва в саванне колеблются в пределах 0,5—1,0 мм/год, увеличиваясь в несколько раз на сельскохозяйственных территориях [23].

В экваториальных лесах густой растительный покров препятствует эрозии временных потоков. Склоновый смыв под пологом влажного леса отсутствует, как и в лесах умеренного пояса.

Особенно значительный сток формируется в зонах застройки. Среднегодовой сток с городских территорий в 2–4 раза больше стока с сельскохозяйственных угодий [22]. Специальные исследования, проведенные на урбанизированных территориях, позволили установить, что коэффициент стока на спланированных грунтовых поверхностях составляет 0,20. Даже на газонах 10% атмосферных осадков стекает по поверхности [4].

Струйчатый смыв можно рассматривать как переходное звено от поверхностной (плоскостной) эрозии к овражной. Значительная часть рытвин формируется в днищах плейстоценовых ложбин и лощин. Развитие и активизация струйчатого смыва обусловлена нерациональным использованием земельных угодий, несоблюдением противоэрозионных мероприятий.

Объём горных пород, вовлеченных в литодинамические потоки на склонах нерусловыми потоками, позволяет считать антропогенно обусловленную ускоренную эрозию главным фактором перестройки рельефа в настоящее время.

К настоящему времени разработаны, опробованы и усовершенствованы десятки полевых, лабораторных и дистанционных методов исследования эрозии почв, а также моделей-уравнений эрозионно-аккумулятивных процессов, сопровождающих поверхностный сток воды на склонах. Описание и анализ методов, разработанных и применяемых в России, достаточно полно представлены в трудах С.С. Соболева, А.С. Козменко, М.Н. Заславского, Г.П. Сурмача, Г.И. Швебса, Г.А. Ларионова, в специальных инструкциях и методических указаниях. Не смотря на это, точных данных об интенсивности эрозии недостаточно и территориально они представлены крайне неравномерно. Сопоставление данных затруднено отчасти отсутствием именно общепринятых методов, специальных нормативов или ГОСТов [3].

В.Н. Голосов [7] составил классификацию приемов и методов, руководствуясь их предназначением. Методы сгруппированы им в четыре категории: мониторинг интенсивности стока воды и наносов со склонов; мониторинг смыва почвы и аккумуляции наносов; изучение механизма транспорта наносов при склоновом стоке; оценка интенсивности смыва почв и аккумуляции наносов. Главное предназначение комплексов методов – служить фундаментом разработки и верификации эмпирических, логико-математических и гидромеханических моделей эрозии.

Такой подход представляется справедливым, поскольку в настоящее время только на основе количественного моделирования процессов возможна территориальная оценка пространственного (и временного) распределения различных типов эрозии, необходимая как для проектирования противоэрозионных и природоохранных мероприятий, так и для прогнозов этих процессов. На самостоятельное решение подобной задачи могут претендовать лишь две группы традиционных методов: почвенно-морфологических и методы космо- и аэросъемок. Главный их недостаток – фиксация суммарных результатов «прошлых» исторических процессов, что не отражает влияния на эрозию изменений современных технологий землепользования и климата. В связи с этим результаты не могут полностью удовлетворить потребности проектировщиков противоэрозионных мер, а тем более экологов.

Прямое использование почвенно-морфологического метода для оценки территориального распределения эрозии, на сколько-

нибудь обширной площади, невозможно из-за его трудоёмкости. Не обсуждая точности измерения смытого слоя, пространственной вариабельности мощности почвенных горизонтов и т.д., следует отметить, что применение метода для территориальной оценки эрозии непременно требует разработки систем региональной эрозионно-ландшафтной индикации. Её суть состоит в поисках связи интенсивности и распределения типов эрозии с природно-хозяйственными условиями региона – морфометрией склонов, спецификой перераспределения осадков, характером землепользования и т.д. Эту задачу почвоведы вынуждены решать при почвенно-эрозионной съёмке любого хозяйства. На глобальном и региональном уровнях ее проработали и обосновали С.И. Сильвестров [50] и В.Л. Крутиков [27], а на регионально-локальном уровне, наиболее приближенным к практике, В.П. Лидов [33] и Г.П. Сурмач [53]. По сути, их разработки являются эмпирическими качественно-количественными моделями эрозии почв, создание которых сопряжено с большими трудностями, прежде всего, из-за взаимозависимости влияния на эрозию даже таких «простых» факторов как крутизна и длина склона [30].

Первые методические разработки в использовании аэрокосмических снимков для территориальной оценки эродированности почв появились в 50-70- годах XX века [5,56]. Космо- и аэрофото-съёмки обладают рядом очевидных достоинств: малая трудоёмкость, единовременный охват больших территорий, возможность мониторинга, объективность оценки признаков, точность контуровки и т.д. Главным затруднением представляется неоднозначность идентификации причин в изменении цвета, фототона и других дешифровочных признаков [19]. Действительно, отражательная способность поверхностного слоя почвы зависит от таких динамичных свойств, как влажность, проективное покрытие растительностью, а также от генетического типа почв и состава пород. При большой мощности и слабой вертикальной дифференциации почвенного профиля различия в территориальном распределении таких свойств вызывают большие трудности. Более надёжны результаты дешифрирования при малой мощности почв, особенно если они контрастны по цвету с подстилающими породами (например, чернотемы на карбонатных породах).

В последние десятилетия в развитых странах проблемы оценки эродированности почвенного покрова уступают первенство оценке экологических последствий эрозии. Применение больших доз минеральных удобрений снижает или даже сводит на нет эрозионный эффект изменения естественного плодородия почв, т.е. первопричину интереса науки и общества к эрозии. Но это же обстоятельство повышает опасность химического загрязнения долинных ландшафтов и водных ресурсов. Серьезными проблемами остаются борьба с почвенно-эрозионным заилением водохранилищ, эвтрофикация водоемов, отмирание верховьев малых рек, перераспределение склоновыми процессами химических и загрязняющих веществ.

В связи с экологической опасностью возникает потребность в «сиюминутной» оценке интенсивности и краткосрочных прогнозах эрозии – годовых, сезонных или даже при единичных событиях экстремального склонового стока. Распространено мнение, что именно экстремальные ливни вносят решающий вклад в суммарную эрозию, особенно в верхних звеньях гидрографической сети.

Смена приоритетов практики, побудила к созданию многочисленных гидромеханических моделей эрозии почв: модель Ц.Е. Мирцхулавы [42], WEEP [61,65], гидрофизическая модель эрозии [31], EUROSEM [63,64], ряд совместных украинско-европейских разработок [48] и другие. Модели находятся в разных стадиях разработки и внедрения, но ни одна из них не прошла такого широкого испытания практикой как Универсальное уравнение эрозии Уишмейера-Смита.

Отличительной чертой всех физически обоснованных моделей является возможность и необходимость оценки или прогноза эрозии в единичных случаях склонового стока. Общее и главное их отличие от статистических, логико-математических и других типов моделей в том, что в основе «эрозионного блока» каждой из них главными аргументами служат (в явном или неявном виде) скорость и расходы воды единичного склонового потока. Более того, некоторые модели пытаются использовать гидрограф стока, т.е. включают динамику процессов в период единичного эрозионного события.

Выше уже отмечалось, что склоновый сток обладает свойством структурности, т. е. в большинстве случаев стекание осу-

ществляется как сплошным слоем, так и по системе сети струйчатых потоков. Потоки производят основную эрозионную и практически всю транспортную работу. Однако процессы концентрации склонового стока в струйчатый, закономерности строения ручейковых сетей, распределения на склоне глубин и шероховатости русел микропотоков, а также связи гидролого-морфологических показателей с комплексом природно-хозяйственных условий, исследованы недостаточно. Это является одной из основных проблем внедрения физически обоснованных моделей эрозии. Попытки преодоления этого недостатка использованием в расчетах эмпирических параметров, связывающих густоту микроручейковой сети с видимой обработкой, а также кривых распределения отдельных гидравлических параметров микроручьев, не дают нужного результата. Показатели достаточно грубо осреднены и слабо обоснованы именно из-за отсутствия натурных данных. Эмпирические и логико-математические модели также пытаются учесть концентрацию стока, влияние которой на интенсивность эрозии установлена натурными исследованиями. На первый взгляд в рамках таких моделей это сделать гораздо проще, так как оценивается только среднегоголетняя интенсивность процессов. В этом случае достаточно учитывать только главные черты территориальной изменчивости концентрации стока, обусловленные особенностями продольных и поперечных профилей склонов - эффект так называемых собирающих и рассеивающих водосборов. Для учета концентрирующего эффекта поперечной кривизны склонов разработаны простые математические зависимости [30,57]. Основой территориальной интерполяции таких зависимостей или других корректирующих коэффициентов кривизны в моделях может служить морфоэнергетическая классификация склонов [35]. Однако количественная проверка адекватности таких оценок не проведена.

Несмотря на относительно давнюю историю исследований, практически отсутствует оборудование для изучения эрозионных процессов, выпускаемое промышленностью, и каждая группа исследователей вынуждена заниматься разработкой и изготовлением своих приборов и инструментов или усовершенствованием существующих в зависимости от стоящих перед ними проблем и наличия доступных средств. Простые методы и соответствующее оборудование являются более предпочтительными при условии, что

они эффективны, недороги и, самое главное, дают небольшие ошибки при измерениях. Для изучения механизмов эрозионно-аккумулятивных процессов, если не ограничиваться рассмотрением только конечных результатов эрозии и седиментации, потребуется более сложное оборудование.

Как правило, исследования современных эрозионных процессов проводятся на типичных для региона участках склонов. Однако для определения предельных проявлений эрозии и фиксации трудно обнаруживаемых ее следов желательно проведение наблюдений также на экстремальных по морфометрии склонах или в экстремальных условиях стока [57]. При выборе участка для проведения работ следует принимать во внимание наличие региональных данных об изучаемой территории. Для получения данных по величине осадков, запасах воды в снеге, глубине промерзания почвы, испарению желательно иметь поблизости метеорологическую станцию или пост. При этом всегда следует учитывать возможное нарушение характера проявления эрозионных процессов при размещении приборов и оборудования.

Физические результаты эрозионно-аккумулятивных процессов могут быть получены непосредственными измерениями изменений высот поверхности склона после эрозионных событий. Наиболее перспективным для верификации и калибровки количественных моделей эрозии является общеизвестный метод водороин, основанный на измерениях геометрических параметров микроручейковых русел [11,20,51, 34]. С его помощью решаются следующие задачи оценки: а) интенсивности смыва за единичные события или сезон; б) структуры ручейковой сети; в) гидравлических параметров русел струйчатых потоков.

Оценка объема смыва за единичный эрозионный эпизод необходима, в первую очередь, для верификации физически обоснованных моделей. По точности результатов метод водороин заведомо проигрывает измерениям смыва на стоковых площадках, но по широте диапазона хозяйственно-ландшафтных условий, оперативности и уровню трудозатрат далеко их опережает. Техническая сторона заключается в следующем. После стока талых вод или выпадения ливня по простиранию склона — перпендикулярно линии тока, на протяжении, например, 100 м вдоль протянутой мерной ленты замеряется ширина и глубина всех образовавшихся струйча-

тых размывов и затем вычисляется их суммарное сечение. Считается, что сечение водоройн остается неизменным для полосы склона шириной 10 м (5 м вверх и 5 м вниз от намеченного створа). Затем вычисляется объем смытой почвы на площади 0,1 га, а вес смытой почвы оценивается по её средней плотности. На склонах рекомендуется закладывать несколько профилей, например, через 10, 20 или 30 метров друг от друга, что позволяет подсчитать смыв почвы как по отдельным участкам, так и по всему склону. При проведении полевых работ в журнале записываются результаты измерений в виде дроби: в числителе – ширину струйчатого размыва, в знаменателе – глубину. Замеры проводятся с точностью до 0,5 см. Если на профиле встречаются намывы, то замеряются и они. Применяя данный метод, можно получить разные величины смыва почвы на том или ином склоне. Объясняется это несколькими причинами. Во-первых, точность зависит от количества профилей, по которым учитывались струйчатые размывы. Разница может быть существенной. Во-вторых, при замере объема струйчатых размывов в значительной мере проявляется субъективный фактор. Разница в суммарном замере объема струйчатых размывов, выполненном разными исследователями, может достигать 20—30% [18]. Связано это с разной точностью замера сечений струйчатых размывов и степени учета мельчайших размывов и намывов. В-третьих, замеряя сечения струйчатых размывов через 10 или 20 м и подсчитывая на основании этих замеров объем смытой почвы, предполагается прямолинейное расположение струйчатых размывов вниз по склону, хотя в действительности они извилистые. Чем больше извилистость струйчатых размывов, тем выше ошибка в сторону занижения объема смытой почвы. Поэтому рекомендуется подсчет смытой почвы проводить с учетом коэффициента извилистости струйчатых размывов. Значение этого коэффициента в зависимости от крутизны, длины склона, агротехнического состояния поверхности, типов эрозии (талая или ливневая), а также от других факторов, колеблется от 1,1 до 1,4 [18]. Установлено, что для измерения объемов водоройн с учетом извилистости с точностью в 5-10% необходимо иметь на склоне 30 учетных линий на зяби и 20 на уплотненной пашне [6]. В-четвертых, при подсчете объема струйчатых размывов условно принимается их прямоугольное сечение, хотя в действительности они имеют самые разнообразные формы: прямоуголь-

ные, треугольные, трапецеидальные и др. Кроме того, неизвестен первоначальный микрорельеф поверхности.

Учет количества смытой почвы путем замера струйчатых размывов дает приближенные результаты. Полученные данные могут быть занижены, так как не учитываются очень мелкие размывы (глубиной менее 5 мм), а также смыв почвы с участков между струйчатыми размывами, который в той или иной мере все же проявляется. Так, по данным М.С. Мамаева [39], учет эрозии от стока талых вод путем замера струйчатых размывов дал в единичном опыте занижение на 34% по сравнению с определением смыва почвы по мутности стока. Г.И. Швец [57] считал, что и при ливневой эрозии смыв по водороинам дает заниженные результаты и этот эффект увеличивается по мере роста фактической интенсивности смыва.

При талой эрозии метод водороин в пределах склоновых водосборов, как правило, в 2-3 раза завышает результаты, полученные по измерению мутности и стока воды [40]. Сопоставление этих двух способов на стоковых площадках дает еще большее завышение – в 4,9 раза при коэффициенте вариации (C_v) равном 0,6 [1].

Измерения объемов водороин при талой эрозии на обширных склоновых водосборах Боровской УНС МГУ (Калужская область) также показали, что объемы смыва, определенные по водороинам, завышены по отношению к стоку наносов в нижних замыкающих створах. Среднее соотношение смыва по объему водороин и по стоку наносов равно 4,4 при коэффициенте вариации C_v равном 0,97 (выборка из 10 случаев). Относительно близкие результаты получены при значительной общей интенсивности эрозии и в случаях, когда почва хорошо защищена растительностью, а весь смыв сосредотачивается в руслах ложбин. При эрозии на склоне происходит не только смыв почвы, но и ее отложение в виде тонких слоев наносов, которые не всегда можно измерить. Вероятно, в случаях смыва малой интенсивности доля отложившегося на склоне материала увеличивается – в одном случае на водосборе потяжины соотношение объем водороин/сток наносов оказалось равным 60,4 [35]. То, что аккумуляция в малых ареалах на верхних частях склонов может быть значительной, демонстрирует рис. 1. Можно сказать, что метод измерения объема водороин в разной степени завышает результирующие (на нижних границах склонов) объемы

талого смыва, тогда как при ливневой эрозии он, скорее всего, дает величины близкие к реальным. Широко применявшееся ранее использование этого метода на стоковых площадках (вместо оценки стока наносов по мутности) создает иллюзию точности и снижает ценность таких данных как основы для разработки количественных моделей.

Таким образом, метод водоройн может быть использован для верификации «эрозионных блоков» физически обоснованных моделей, а не для проверки их общего результата.

Для повышения точности метода водоройн в Удмуртском университете выполнялось полевое картирование струйчатых размывов и участков аккумуляции (микроконусов). Картирование проводилось на нескольких площадках шириной 80-100 м, охватывающих все части распаханых склонов разной экспозиции, морфометрии и механического состава почв [14].

Учетные площадки размечались кольшками в вершинах квадратов со стороной 20 метров. На них натягивалась веревочная палетка с ячейкой 5х5 м. По этим ячейкам проводилось картирование микроручейковой сети. Проводились замеры объема микроручьев и фиксировались характеристики аккумулятивных микроконусов – их площади, мощность отложенного материала (рис.1, 2).

Анализ рис. 1 подтверждает, что при малой активности стока (или малых уклонов склона) смыв по объему водоройн, оцененный по общепринятой методике, превышает объем выноса с этого участка, так как часть наносов отложилась в его пределах. Несколько иная картина наблюдается в средней части склона в зоне активного микроручейкового смыва (рис. 2). Здесь видна сформировавшаяся сеть взаимосвязанных потоков и лишь отдельные микроручьи имеют в устьях «висячие» микроконуса. Вероятно, в зоне активного развития микроручейковой эрозии масса вынесенной за пределы участка почвы должна более тесно коррелировать с объемом водоройн, а доля внутрисклоновой аккумуляции снижаться. Бросается в глаза и большая согласованность направленности микроручьев, а также общего направления стока и падения склона.

Обработка данных полевого картирования позволяет установить характеристики густоты сети струйчатых размывов, выявить закономерности ее пространственного размещения (рис. 4), определить элементы структуры, а, руководствуясь данными замеров раз-

мывов, составить карты смыва почв. Показательна «пятнистость» территориального распределения ареалов различной густоты микроручейковой сети, именно пятнистость контуров служит одним из дешифрировочных признаков при картировании эродированных почв с использованием аэрофотосъемки [28].

Опыт применения в Удмуртском университете способа крупномасштабного картографирования распределения и объема водороев показал некоторые принципиальные трудно устранимые недостатки. Это – невозможность точной фиксации высотного положения поверхности пашни перед самым событием стока. Наибольшие сложности возникают при использовании описанного метода на полях, где почва перед стоком талых или ливневых вод была обработана вдоль склона. В этом случае трудно установить количество почвы, снесенной по бороздам при струйчатом стоке осадков.

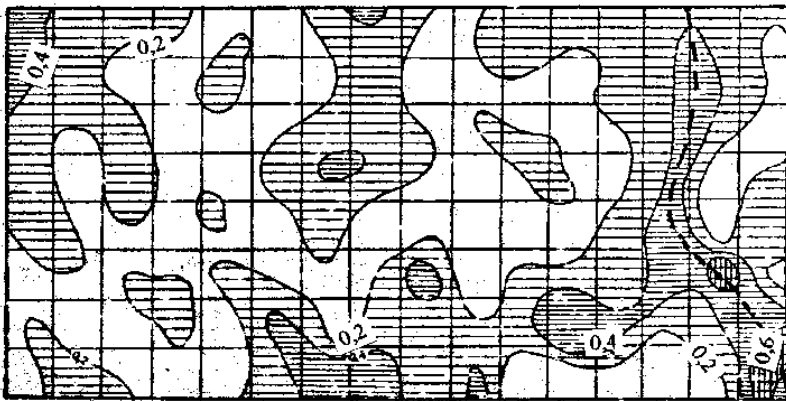


Рис. 4. Карта распределения густоты сети струйчатых размывов (в м/м²); размеры квадратов сетки - 5×5 м; пунктиром показано положение тальвега ложбины стока.

Все это показывает, что метод учета смыва почвы по замеру объема струйчатых размывов является приближенным и от него нельзя ожидать большой точности. В то же время, метод учета объема струйчатых размывов позволяет оперативно, без сложного оборудования, а главное, в большом диапазоне природно-хозяйственных условий и на любом участке поля в первом приближении определять смыв почвы от единичного стока талых вод или

при выпадении одного или нескольких ливней на различном агрофоне. В настоящее время, учитывая априори невысокую точность результатов самого моделирования, метод наиболее пригоден для общей верификации моделей.

Скорость движения воды – главный аргумент эрозионного блока всех физически обоснованных моделей эрозии. Для практического применения таких моделей необходимо оценить распределение скоростей по площади склона или водосбора. В настоящее время разработаны многочисленные модели оценки скоростей стекания по склонам, однако, без их верификации натурными данными оценить степень их адекватности невозможно. Существует несколько способов перехода от распределения скоростей плоского потока к распределению скоростей струйчатого стока. Наиболее часто используют коэффициенты микрорасчлененности рельефа склона или коэффициенты «форсировки» – соотношений площади склона и площади струйчатых потоков, зависящих от агротехнического состояния поверхности [28, 48].

Поскольку большая часть склоновых микропотоков имеет турбулентный режим, скорость определяется глубиной, уклоном и шероховатостью русла. Структура (густота, рисунок, взаимосвязанность) сети потоков и соотношение направления стока и падения склонов, также зависящее от особенностей рисунка сети, во многом определяют все три фактора скорости.

Характеристики густоты микроручейковой сети могут быть получены как побочный продукт метода водороев. Обработка данных полевого картирования позволяет установить характеристики густоты сети струйчатых размывов, выявить закономерности ее пространственного размещения, определить элементы структуры, и руководствуясь данными замеров размывов, составить карты смыва почв.

Для практического использования плановых характеристик (рисунка) сетей микропотоков в моделях требуется массовость материала, который можно получить только дистанционными методами. На космических снимках с разрешением в 2-3 м в пределах пашни хорошо дешифрируются сети распаханых ложбин [16], которые как формы более высокого порядка должны контролировать расположение и особенности сетей водороев. Данные о структуре собственно ручейковой сети на полях, свободных от посевов, могут

быть получены дешифрированием крупномасштабных (1:5000, 1:3000) аэрофотоснимков [41]. На таких снимках в отдельных случаях дешифрируются конусы выносов, преимущественно расположенные вне пашни; возможны измерения ширины и глубины водооин. Перспективным представляется использование миниавиации или летательных аппаратов типа воздушных шаров и аэростатов [24].

Проводить аэрофотосъемку после каждого ливня или даже после каждого снеготаяния не реально. Поэтому параллельно с дешифрированием должна проводиться привязка характерных рисунков ручейковой сети (с помощью крупномасштабных топографических карт) к морфологическим типам склоновых водосборов [35]. Теоретически каждому из морфологического типа склонового водосбора должен соответствовать один тип рисунка. Вероятно, в связи с различным агротехническим состоянием полей и фаз развития растительности в период съемок возможен и некоторый (ограниченный) набор таких рисунков для одного типа склона. Во всяком случае, таким способом можно картировать величину поправочного коэффициента или изменений аргументов для любой количественной модели эрозии.

Таким образом, оценка структуры микроручейковой сети дает представление о распределении на склоне расходов воды в струйчатых потоках (концентрации стока) и территориальном распределении изменений уклонов.

Коэффициент шероховатости обычно рассматривается как некая функция высоты выступов на дне потока. Высоты выступов глубоких потоков обычно связывают с размерами донных наносов, а для склоновых потоков – с характеристиками подстилающей поверхности, например, пропашные с обработкой вдоль склона, безотвальная обработка, необработанная пашня и т.д.

В натуре для микроручейковых турбулентных и зачастую бурных потоков шероховатость имеет еще более сложную структуру. Коэффициент шероховатости должен учитывать суммарное гидравлическое сопротивление, обусловленное воздействием выступов почвенных агрегатов, растительности и нанорельефом поверхности [48]. Максимальные действительные значения коэффициента шероховатости для выровненной лишенной растительности поверхности могут на порядок превышать его величину, обуслов-

ленную только размерами почвенных отдельностей, слагающих дно потока [64]. Суммарное сопротивление для микрорусел обеспечивается еще и извилистостью русел, наличием микропорогов, обвалами берега и другими препятствиями. Кроме того, в микроруслах в фазе активной эрозии происходит не только активное руслоформирование, но и формирование микродолин, т.е. непрерывное изменение всех вышеперечисленных параметров.

Определение гидравлических параметров потоков малой глубины во время единичных эпизодов ливневого стока крайне затруднена из-за их динамичности и кратковременности самих эпизодов, а оценка шероховатости – из-за высокой мутности потоков. В то же время физическую шероховатость – степень неровности ложа потока – можно оценить после окончания стока или в отдельные фазы стока (с отводом воды из русла). Наиболее простым и рациональным способом, пригодным для массовых оценок рельефа русла, служит микропрофилирование водороев. Для этих целей применяются специальные простые и мобильные устройства – профилографы. Устройство состоит из деревянной рамки, внутри которой закреплен лист миллиметровой бумаги, а на нижней кромке – ряд тонких металлических спиц. Рамка устанавливается поперек русла. Запирающее устройство позволяет одновременно высовывать спицы, которые свободно опускаются до поверхности русла. После этого по верхним концам спиц на бумаге строится поперечный профиль водороев [46].

Принципиально аналогичным методу микроивелирования, но технически более удобным для обработки результатов, является метод фотопрофилирования. Для этого создан прибор – реечный профилограф, с помощью которого изменение высот поверхности фиксируется фотографированием. Он представляет собой деревянный или пластиковый брусок длиной до 1,5 м, в котором через одинаковое расстояние параллельно друг другу просверлены отверстия. В них вставляются спицы одинаковой длины. При измерениях профилограф по краям опирается на два постоянных репера. Высотное положение спиц повторяет микрорельеф поверхности строения, это положение фотографируется. Затем на фотографии по вершинам спиц вычерчивается линия профиля. Повторные измерения позволяют установить характер изменения поверхности. В камеральных условиях по фотографиям определяют площадь попереч-

ного сечения и вычисляют объем смытой почвы, устанавливается высота выступов шероховатости.

Для детального изучения макрорельефа русел струйчатых потоков, т. е. характера его изгибов и излучин, высоты вертикальных уступов, а также динамики и интенсивности эрозии на небольших площадках и в лабораторных лотках могут, применяются методы фототеодолитной и фотограмметрической съемки [58], метод короткодистанционной стереофотограмметрической съемки [13]. Практика использования последнего метода показала его пригодность для точного определения объема смытой и намытой почвы путем учета мельчайших изменений поверхности после выпадения ливня. Стереосъемка обладает высокой точностью, относительно небольшой трудоемкостью и хорошей наглядностью. Детальность получаемых изображений очень высока. Хорошо читаются следы ударного действия капель дождя и другие мелкие детали, легко отрисовываются элементы микроручейковой сети (рис. 4.5). Прибор для стереосъемки нетрудно изготовить самостоятельно. Для этого потребуется тренога с установленной на ее вершине панелью для размещения фотоаппаратов. От высоты треноги зависит площадь фотографируемого участка. Расстояние между объективами фотоаппаратов должно составлять от 1:10 до 1:5 расстояния до снимаемой поверхности. Применяемые фотоаппараты должны быть с одинаковыми объективами, можно использовать один фотоаппарат, делая им последовательно снимки из разных гнезд на установленной панели. Положение треноги должно фиксироваться реперами. Для масштабирования снимков в нижней части треноги рекомендуется натянуть сеть нитей через равные расстояния.

После соответствующей обработки стереопары снимков составляются планы микрорельефа в горизонталях. В тех случаях, когда имеется возможность провести съемку до и после эпизода стока, совмещая два плана, можно получить баланс материала. Если высота какого-либо отдельного фрагмента поверхности не изменилась, баланс является характеристикой интенсивности эрозии.

Для разработки современных моделей эрозии и для исследования механизмов размыва почв не менее важны результаты короткодистанционной стереофотограмметрической съемки русел ручейковых потоков. Желательно, чтобы такие съемки проводились сразу после эпизода стока и охватывали русла разных размеров,

занимающих различное положение в структуре ручейковой сети. Полученные планы (рис. 4.5) обеспечивают измерение высоты выступов макрошероховатости, позволяют оценивать роль боковой эрозии (путем подсчета доли размываемых береговых уступов) оценить извилистость микрорусел, наличие или отсутствие в них вертикальных порогов. В сочетании с проведенными на этих же участках русла замерами реальных скоростей, уклонов и поперечных сечений русла они дают возможность получить достоверные данные о распределении коэффициента шероховатости в пределах склона и по элементам ручейковой сети.

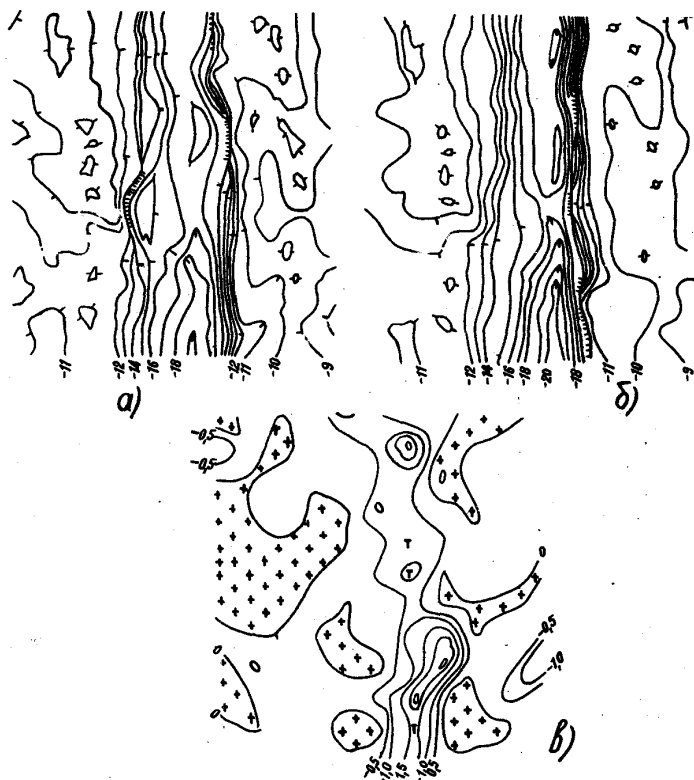


Рис. 4.5. Микрорельеф участка площадью 1×1м до (а), после (б) ливня и баланс материала на нем (в) по результатам наземной стереофотометрической съемки. На рис. 5а и 5б горизонтالي проведены через 1 см, на рис. 4в – через 0,5 см [13].

Как известно, во время выпадения ливней значительное количество почв мобилизуется ударами дождевых капель, и ими же или плоскостными потоками некоторая доля мобилизованных частиц почв доставляется в микрорусла для дальнейшей транспортировки. В физически обоснованных моделях, например в WEPP, проводится раздельная оценка ливневой эрозии в руслах микроручейков и на межручейковых пространствах [54].

Для повышения точности измерения смытого и намытого слоя почвы в межручейковом пространстве используется метод микропрофилирования. Для этого разработано специальное устройство, состоящее из отрезка алюминиевого двутаврового профиля длиной 1,5 м, на котором установлена каретка с укрепленным на ней шпитценмасштабом. Каретка плавно перемещается по двутавровому профилю, на котором укреплен линейка с сантиметровыми делениями. Двутавровый профиль с кареткой устанавливается и закрепляется болтами на двух п-образных реперах. Благодаря системе отверстий в горизонтальных планках реперов профиль может перемещаться параллельно самому себе, что позволяет проводить площадную микроинвентаризацию поверхности склона.

Расстояние от двутаврового профиля до поверхности почвы благодаря применению шпитценмасштаба измеряется с точностью до 0,1 мм. Разница между замерами до и после ливня или в начале и в конце ливнеопасного периода дает толщину смытого или намытого слоя. При набухании и усадке почвы, вызываемых колебаниями влажности, отметки поверхности изменяются в пределах, сопоставимых с понижением поверхности склона в результате эрозии [30]. Это может привести к ошибкам в определении слоя смытой почвы, так как измерения могут проводиться при различной влажности грунта. Для исключения этого источника ошибок по углам площадки в промерных створах в горизонтальном положении устанавливается несколько пластмассовых пластинок размером 1×1 см, фиксированных шпильками.

Перед началом промеров определяются отметки пластинок. Разница между отметками пластинок за предыдущий и последующий замеры вносится в результаты вычисления толщины смытого или намытого слоя в качестве поправки с соответствующим знаком. Распределение смыва на площадке может быть представлено в виде изолиний, что позволяет оценить величину смыва в промоинах и в

пространствах между промоинами отдельно. Поскольку данный метод предполагает установку стационарных реперов, его невозможно в таком виде использовать на обрабатываемых землях. На пашне стационарные реперы закладываются ниже глубины пахотного слоя почвы, на них закрепляются переходники, а уже на них – двутавровый профиль. Для поиска вкопанных реперов требуется их очень точная привязка на местности с помощью геодезических методов или GPS. С этой целью на краю поля устанавливаются дополнительные ориентиры или реперы. После того, как по ним на пашне определено положение вкопанных реперов, они аккуратно обкапываются, вынутый грунт складывается на приготовленную пленку, а после проведения замеров также аккуратно засыпается обратно.

Менее точным, но более мобильным способом регистрации изменений микрорельефа склонов для оценки межручейковой эрозии служит близкий к методу микронивелирования метод рам [9]. Переносная рама устанавливается на заранее закрепленных реперах, промеры проводятся в нескольких точках на метровой квадратной сетке с точностью до 0,5 мм. Одна из сторон рамы делается подвижной, и на нее устанавливается каретка с укрепленным на ней шпигтенмасштабом. На основе полученных данных для каждого почвенного участка далее может быть построена карта микрорельефа или баланса вещества.

На необрабатываемых склонах и для оценок межручейковой эрозии за более длительные периоды (сезонный, многолетний) может быть рекомендован метод шпилек, основанный на непосредственных замерах изменения уровня поверхности почвы по сети временных реперов-шпилек. Метод применяется не только на малых площадках, но и для оценки интенсивности эрозии по всему склону. В последнем случае по продольному профилю склона закладывается ряд миниреперов, по которым ведут замеры изменения уровня почвы. Метод шпилек рекомендуется также использовать в качестве вспомогательного при измерениях смыва почвы методом водоройн.

Несмотря на простоту и другие достоинства метода шпилек необходимо с осторожностью интерпретировать его результаты. Практика показала желательность учета ряда привходящих обстоятельств. Так, если измеряется многолетняя скорость эрозии или

осадконакопления на склонах, в промоинах или оврагах, то шпильки (рейки, штыри) должны быть достаточно длинными и прочно закрепленными в почве, чтобы не сказывалось оползание поверхностных горизонтов почв. Кроме того, при закладке шпилек следует обязательно учитывать возможный эффект вымораживания, если они остаются в почве на зимний период. Рекомендуемая длина может меняться от нескольких дециметров до метра. Шпильки (штыри) должны быть достаточно крепкими, но при этом по возможности тонкими и гладкими, чтобы не вызывать нарушение местного потока и характера протекающего процесса эрозии или аккумуляции. Шпильки нумеруются и в соответствии с условиями наблюдений размещаются или в форме сетки на исследуемом склоне, или в форме поперечных линий, или на отдельных изолированных площадках [9]. Метод шпилек может оказаться весьма эффективным при оценке величины эрозии и аккумуляции за один ливень или за весь теплый сезон года. В этом случае можно использовать очень тонкие и короткие металлические штыри, которые устанавливают сериями на заранее выбранных учетных площадках. Для упрощения последующих отсчетов, шпильки одинаково заглубляются, и составляется схема их размещения.

Оценивая изменение высот поверхности почвы за многолетний период, нельзя относить все удаление почвы только за счет эрозии, поскольку оно происходит и за счет других процессов денудации. На изменения высоты поверхности могут влиять также процессы замерзания и оттаивания и процессы набухания и усыхания почвы.

Для оценки эффекта эрозии и аккумуляции и их площадного распределения за продолжительный период времени, а не только в результате отдельных эрозионных эпизодов, могут быть использованы такие полевые методы как почвенно-морфологический, метод коррелятных отложений и метод радиоактивных изотопов.

Почвенно-морфологический метод основан на предположении о постоянстве или закономерном изменении мощности перегнойно-аккумулятивных (гумусовых) горизонтов на незэродированных склонах. Трудности практического применения метода связаны с выбором эталонного разреза, с необходимостью учета естественной изменчивости верхних горизонтов почв, связанных с неоднородностью состава поверхностных отложений, увлажнения, измен-

чивостью других факторов почвообразования. Существенным недостатком метода является зависимость точности результатов от морфологии почвенного профиля — общей мощности перегнойно-аккумулятивных горизонтов почв различных генетических типов. Мало мощный гумусовый горизонт при распахке сразу же смешивается с нижележащими горизонтами, которые обладают большой естественной вариабельностью мощности. Именно относительно возможности оценки эродированности таких почв чаще всего высказываются аргументированные сомнения. Некоторые итоги и способы преодоления этих трудностей изложены Г.А. Ларионовым [30] и Н.П. Сорокиной [52] и др.

Определение интенсивности смыва начинается с заложения серии разрезов по линии тока от водораздела до тальвега ближайшей линейной эрозионной формы (ложбины, лощины). Разрезы располагаются с таким расчетом, чтобы охарактеризовать все сравнительно однородные части склона. Для получения профиля склона и привязки разрезов проводится инструментальная или полуинструментальная съемка линии тока. Величина смытого слоя определяется по разности между мощностью гумусовых горизонтов эталонного разреза и разрезов на склонах.

В использовании этого метода наиболее ответственным моментом является установление эталонной мощности перегнойно-аккумулятивного горизонта. Поскольку рельеф является одним из ведущих факторов или условий почвообразования, то, очевидно, мощность перегнойно-аккумулятивного горизонта можно рассматривать как функцию уклона, длины склона и его экспозиции. В этом случае мощность перегнойно-аккумулятивного горизонта в приводораздельной части склона не всегда может служить эталоном для остальной его части. Поэтому возможность применения метода почвенно-геоморфологического профилирования должна быть в каждом конкретном регионе обоснована специальными исследованиями зональных генетических особенностей отдельных типов почв, структуры почвенного покрова и статистическими расчетами оценки мощности генетических горизонтов.

Общим для всех почвенно-климатических зон условием являются однородность почвообразующей породы и мощность, достаточная для свободного развития почвенного профиля на всем протяжении склона от водораздела до подошвы [30]. Если мощ-

ность рыхлых отложений меньше критической или мощность верхних горизонтов изменяется на склоне по каким-либо иным причинам, может быть использован метод парных разрезов, представляющий собой модификацию почвенно-геоморфологического профилирования. Суть метода заключается в заложении вдоль склона парных разрезов, один из которых располагается на пашне, а другой, контрольный на участке с естественной растительностью, но в непосредственной близости от первого. Обязательным условием являются равная глубина и генетическая однородность рыхлой почвообразующей породы в месте заложения пары разрезов. Этот метод может широко использоваться в районах, для которых характерно преобладание мелкоконтурной пашни и вследствие этого имеется большое количество полей с границами, расположенными вдоль склонов. Поскольку точность выделения границ почвенных горизонтов не превышает несколько сантиметров, достаточно надежное определение величины смыва методом почвенно-геоморфологических профилей возможно при сравнительно высокой интенсивности эрозии, значительно превышающей темпы почвообразования. На землях давнего освоения, где эрозионные процессы привели к значительному снижению мощности гумусового горизонта, относительная погрешность почвенно-геоморфологического профилирования будет ниже, чем на вновь освоенной пашне. Если имеются сведения о сроке освоения данного поля, метод почвенно-геоморфологических профилей позволяет дать количественную оценку интенсивности эрозионных процессов.

При низкой интенсивности эрозионных процессов или непродолжительном земледельческом использовании склонов, а также в случае высокой изменчивости мощности перегнойно-аккумулятивных горизонтов, интенсивность эрозии может быть оценена по величине аккумуляции в нижней пологой распаханной части склона или за пределами пашни на участках с ненарушенным естественным растительным покровом.

Аккумулятивные толщи в нижних частях склона, в замкнутых понижениях, на речных террасах или поймах являются признаком, свидетельствующим о наличии ускоренной эрозии. Строение аккумулятивной толщи может быть различным. Если продукты ускоренной эрозии отлагались за кромкой пашни среди естествен-

ной растительности, то аккумулятивная толща имеет слоистое сложение, а отдельные слои обычно различаются по цвету и гранулометрическому составу. Осветление верхних слоев наносов свидетельствует о появлении на вышележащем склоне зон с сильносмытыми почвами.

Если продукты эрозии отлагаются в пределах пашни, то слоистая структура наносов нарушается в результате перемешивания свежих наносов с подстилающим пахотным слоем при обработке почвы. Для толщи наносов на пашне и за ее пределами характерно осветление в направлении снизу вверх [30]. Нижняя граница аккумулятивной толщи выделяется по структуре и окраске. На подзолистых почвах нижней границей намытого слоя почвы обычно служит почвенный горизонт A_2 . На почвах ореховатой структуры с хорошо выраженными ребрами и гранями граница аккумулятивной толщи также достаточно хорошо выделяется. Намытый слой почвы обычно имеет непрочную комковатую структуру, так как в результате обработки грани и ребра теряют отчетливость, а горизонты, сохранившие естественное сложение, — ореховатую или призмовидную структуру. На почвах, имеющих непрочную комковатую структуру, выделение намытой толщи по какому-либо одному признаку невозможно. В этом случае приходится учитывать комплекс признаков — общий облик почвенного профиля, соотношение отдельных частей, окраску и отчетливость границ между горизонтами. Признаками намытых почв в этом случае могут служить аномально высокая мощность гумусового горизонта, осветление его кверху, наличие резкой границы между горизонтами, происхождение которой может быть увязано с распашкой, и следы слоистости. В лесной зоне нередко слой намытой почвы подстилается прослоями, содержащими древесный уголь и золу, сохранившимися со времени расчистки леса под пашню [32].

Результаты почвенно-морфологического метода могут быть использованы для проверки результатов во всем спектре склоновых эрозионных моделей. Сопоставление данных о темпах эрозии за агрикультурный период, полученных почвенно-морфологическим методом, с результатами оценки современной эрозии по уравнениям талого (модель ГГИ) и ливневого смыва (модель USLE), проведенное для склоновых водосборов ОПХ “Ведуга” Семилукского района Воронежской области, показало их удовлетворительную

сходимость во всем диапазоне интенсивностей смыва. Коэффициент корреляции равен 0,82. Довольно часто результаты почвенно-морфологического метода используются и для проверки других моделей [21, 49].

Однако следует отметить, что из-за трудоёмкости при составлении карт эродированных почв всегда использовались экспертные оценки связей эродированности с морфометрическими параметрами склонов. Поэтому адекватность моделей может быть достоверно оценена только по результатам почвенно-морфологического профилирования. Для проверки территориальных возможностей моделей необходимо проводить гораздо более детальную, чем это рекомендуется инструкциями, почвенно-эрозионную съемку.

Метод коррелятных отложений, широко применяемый в геологии, непосредственно характеризует лишь аккумулятивную составляющую процессов эрозии почв. Почвенный субстрат, сносимый со склонов, отлагается в различного рода ловушках в пределах самого склона, в днищах верхних звеньев гидрографической сети, в различного рода антропогенных ловушках, на поймах рек. Ареалы аккумуляции территориально удалены от ареалов преобладания эрозии, границы которых часто трудно обозначить с приемлемой достоверностью.

Оценка интенсивности современной склоновой эрозии по мощности аккумулятивных толщ на склонах вызывает значительные трудности из-за изменений структуры наносов почвообразующими процессами на естественных угодьях и перепашкой их на обрабатываемых склонах. Данные прямых наблюдений свидетельствуют о высокой колюматизирующей роли травянистой и древесной растительности, но обнаружить прирост мощностей верхних горизонтов непосредственно на склонах почвенно-морфологическими методами затруднительно. Более надежно выделяются эрозионно-склоновые наносы в днищах балок. Полевые исследования показали, что во всех природных зонах ЕТР в логах и балках накопилась толща гумусированных отложений мощностью от 0,5 до 2,5 м и более. В процессе развития русловых врезов в балках и логах происходит местное перераспределение этих наносов, которое необходимо учитывать при интерпретации данных. Выделить современную составляющую балочной аккумуляции на обширных террито-

риях возможно только с использованием цезиевого метода. Но и при точной датировке остаются проблемы с определением транзитной составляющей баланса наносов.

Проблема транзита наносов более просто решается для малых водоемов антропогенной природы, расположенных на склонах и в долинах верхних звеньев гидрографической сети. Особенно большую ценность для определения среднегодовой аккумуляции представляют накопительные прудки противозерозионных валов в вершинах оврагов. В них поступает материал, непосредственно смытый с пашни. Время строительства (последние десятилетия) устанавливается по архивным данным, а особенности технологии строительства и конструкции — удаление и перемешивание почвы во время строительства, наличие шпор, препятствующих сбросу наносов, — позволяют точно определить мощность наносов. Как показали изыскания на юге и востоке Среднерусской возвышенности, хуже дело с датировкой отложений в полностью заполненных прудках и при прорванных валах, но и тогда можно получить характеристику интенсивности типа “не менее” [8].

Заиление малых водоемов и прудов исследовалось, прежде всего, для оценки трансформации стока наносов в русловой сети, но при этом неизбежно вставали вопросы о генезисе осадков и делались попытки оценить интенсивность эрозии на водосборе. М.Я. Прыткова [47], по материалам собственных исследований заиления каскада прудов на Северном Кавказе и обобщению предшествующих материалов по ЕТР, Западной Сибири и Казахстану, делает следующие выводы: а) транзитная часть наносов прудов составляет около 2%; б) основная часть наносов поступает в пруды при размыве берегов (18-50%) и смыве почв ближних к водоему склонов (36-68%); в) смыв со склонов преобладает над поступлениями наносов из основного водотока. Большие колебания доли почвенно-эрозионного поступления зависят от сочетания крутизны и распаханности ближайших к пруду склонов, причем эти факторы находятся часто в обратном соотношении - пологие склоны распаханы, а крутые залесены. Общие зависимости интенсивности аккумуляции наносов от климатических и геоморфологических факторов (уклон водосбора, его площадь, агроландшафтная зональность и др.) выявляются достаточно четко, но для оценки интенсивности

самой склоновой эрозии на конкретном объекте необходимы балансовые исследования.

Метод радиоизотопов – один из перспективных полевых количественных методов оценки как эрозии, так и аккумуляции склоновых наносов. Абсолютные датировки отложений по содержанию радиоизотопов углерода, свинца, бериллия, цезия давно используются в геологии и палеогеографии. В последние десятилетия разрабатывается косвенный метод оценки склоновой эрозии, пригодный для всей территории России. Метод основан на определении изменений концентрации в почве радиоактивного изотопа цезия-137, выпадавшего из атмосферы после испытаний ядерного оружия (с 1955 г.), а позднее рассеянного при аварии на Чернобыльской АЭС. Цезий-137 для индикации эродированности и аккумуляции почв был впервые использован в 70-х годах в США, Австралии и Канаде. В России были использованы способы учета изменения концентрации цезия-137 как индикатора интенсивности смыва почв и репера датировки аккумулятивных толщ. И.В. Якимова [59] впервые разработала модель (систему уравнений) для оценки интенсивности смыва со склонов по изменению концентрации цезия-137, которая учитывала неравномерность временного распределения метеорологических факторов склонового стока.

Цезиевый метод может быть применен как для калибровки моделей, так и для их верификации [49,21,29]. Опыт калибровки модели талого стока ГГИ и Универсального уравнения эрозии почв показал, что для этого необходимо располагать не менее 25-30 измерениями содержания цезия-137 в почве. В этом случае рассчитанные по калиброванным моделям и измеренные величины среднемноголетнего смыва почв дают удовлетворительное совпадение [49]. Менее обнадеживающие для радиоцезиевого метода данные получены при сравнении его результатов с оценками эрозии на склоновом водосборе с помощью почвенно-морфологического метода, метода коррелятных отложений и оценками смыва, рассчитанными по модели USLE. Результаты цезиевого метода с использованием пропорциональной калибровочной модели оказались в несколько раз завышенными по сравнению со сходными между собой оценками эрозии остальными методами [21].

В дальнейшем цезиевый метод был применен для оценки смыва почвы при единичном случае интенсивного ливневого стока

на Среднерусской возвышенности [29]. Образцы почв отбирались на пахотном склоне в русле выраженной ложбины, в межгребневых понижениях и на самих гребнях боронования. Проанализировав многочисленные причины, снижающие точность метода, и сравнив результаты с замерами смыва почв после ливня по методу водорослей, авторы пришли к мнению о потенциальной возможности применения цезиевого метода для количественной оценки смыва почв за одно эрозионное событие.

Радиоцезиевый метод – метод косвенный, в том смысле, что изменение содержания цезия не прямо пропорционально его эрозионным потерям. Используемые для учета этого обстоятельства калибровочные модели (пропорциональная, простая масс-балансовая и др.) дают достаточно большие расхождения [29]. Другое ограничение – средняя относительная ошибка измерения концентрации изотопа в образце около 10%. Поэтому достоверное подтверждение прогнозных оценок по единичным образцам для 10-летнего периода может быть получена только при интенсивности смыва более 30 т/га/год, но для 30-50-летнего периода прогноз достоверен уже при смыве 5-10 т/га/год [36]. Для менее интенсивной эрозии необходимо увеличивать количество отбора проб, что увеличивает затраты. В то же время нельзя преуменьшить перспективность радиоизотопных методов. Перспективно и их применение для верификации физически обоснованных моделей, особенно в части оценки интенсивности современной аккумуляции.

Все вышеперечисленные методы не дают, конечно, возможности судить об объеме поверхностного стока талых и дождевых вод, динамике стока и динамике самого процесса смыва почвы в связи с гидрографом стока. Эти задачи решаются на стоковых площадках.

Данные, полученные в ходе проведения полевых исследований, являются основой представлений о темпах и механизме проявления эрозии и аккумуляции. Программы наблюдений и методика их проведения заметно различаются, как нередко различаются и сами цели исследований. Все это представляет определенную проблему как научного, так и организационного плана, кроме того, как показывает обзор ныне применяемых методик, они не лишены недостатков и требуют усовершенствований.

Список литературы

1. Барабанов А.Т. Исследование влияния различных способов обработки почв на поверхностный сток с пашни на серых лесных почвах центральной лесостепи // Сборник работ по гидрологии. № 12. Л.: Гидрометеиздат. 1977.
2. Беручашвили Н.Л. Геофизика ландшафта. М.: Высшая школа, 1990, 287с.
3. Бутаков Г.П. Основные задачи изучения современных экзогенных процессов // Географические системы: проблемы моделирования и управления. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 1987.
4. Водогретский В.Е. Антропогенное изменение стока малых рек. Л.: Гидрометеиздат, 1990, 176с.
5. Гавеман А.В., Ливеровский Ю.А. Аэрофотосъёмка в почвенном картировании // Почвоведение. 1953. № 3.
6. Герасименко В.П., Кумани М.В. О применимости и унификации основных методов определения смыва почв // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск: Наука. 1983.
7. Голосов В.Н. Эрозионно-русловые процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС. 2006.
8. Голосов В.Н., Литвин Л.Ф. Результаты обследования водозадерживающих валов // Земледелие. 1989. № 3.
9. Гэбриэлс Д., Де Плой Дж. Определение потерь почвы и экспериментальные исследования // Эрозия почвы. М.: Колос. 1984.
10. Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. М.: Колос, 1974. 304с
11. Дрюченко М.М. Роль леса в борьбе с эрозией и дефляцией в проблеме Большого Днепра // Борьба с эрозией почв в СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1937.
12. Егоров И.Е. Структура эрозионной сети востока Русской равнины и её антропогенные изменения. // Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. – Пермь, 1996, с.20-31.
13. Егоров И.Е. Применение наземной стереосъемки для изучения поверхностного смыва // Количественный анализ экзогенного рельефообразования. Казань. Изд-во Казанского ун-та. 1987,
14. Егоров И.Е. Методика и результаты изучения не русловой эрозионной сети на территории Удмуртии // Вестник Удмуртского университета. Сер. Науки о земле. №11, 2006.
15. Егоров И.Е., Камашев В.Я., Сократов В.А. Закономерности формирования и оценка микроручейкового смыва (на примере Удмуртии) // Изучение ресурсного потенциала территории. Ижевск: 1987. С.147-152.

16. Ерёменко Е.А. Ложбинный мезорельеф центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины // Автореф. дисс....канд. геогр. наук. М. 2009.
17. Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1992.
18. Заславский М.Н. Эрозиоведение. М. Высшая школа. 1983.
19. Заславский М.Н. Эрозия почвы. М.: Мысль, 1979. 246с.
20. Земляницкий Л.Т. Об эрозии почв в горных областях Южной Киргизии и Узбекистана // Эрозия почв. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1937.
21. Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Маркелов М.В. Сопоставление методов оценки интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых склонах // Почвоведение. 2000. №7.
22. Китаев Л.М. Дифференциация гидрологических процессов и смыва почвы в пределах городских территорий // Геоморфология, 1992, №3, с.63-70.
23. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
24. Книжников Ю.Ф. Приземная аэрофотосъёмка с летательных миниаппаратов – дистанционный метод крупномасштабных географических исследований // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 1983. №1.
25. Козлова А.Е. Количественная оценка процессов плоскостного смыва на склонах в аридной зоне Тургайского прогиба на примере плато Кызбeltaу // Геоморфология. 1977. №2. С.70-79.
26. Корзун В.И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов. Л.: Гидрометеиздат, 1968, 226с.
27. Крутиков В.Л. Физико-географические исследования при составлении Генеральных схем противозрозионных мероприятий // Автореф. дисс.... канд. геогр. наук М. 1974.
28. Кузнецов М.С., Глазунов Г.П. Эрозия и охрана почв. М.: Изд-во МГУ. 1996.
29. Кузнецова Ю.С., Беляев В.Р., Маркелов М.В., Иванова Н.Н. Анализ пространственно-временной неоднородности эрозионно-аккумулятивных процессов на пахотном склоне // Геоморф.. 2007. № 1-2.
30. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993.
31. Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Гидрофизическая концепция эрозии почв // Почвоведение. 1997. № 5.
32. Ларионов Г.А., Литвин Л.Ф., Ажигиров А.А. Аккумулятивные намывные почвы как индикатор водной эрозии //География и природные ресурсы. 1990.№ 3.
33. Лидов В.П. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв. М.: Изд-во МГУ. 1981.

34. Лидов В.П., Сетунская Л.Е., Хмелева Н.В. Исследование микроформ размыва количественными методами // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. М.: Изд-во АН СССР. 1956.
35. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М. ИКЦ Академкнига. 2002..
36. Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. Перераспределение цезия-137 процессами водной эрозии почв //Водные ресурсы. 1996. № 3.
37. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346с.
38. Маккавеев Н.И. Взаимная связь процессов эрозии и аккумуляции // Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984. 256с.
39. Мамаев М.С. Поверхностный сток и эрозия почв // Труды Кировского СХИ. Вып. 1 (22). 1954.
40. Маркочева К.М. Изучение формирования стока наносов на распаханном склоне // Труды ГГИ. 1967 Вып. 141.
41. Методические рекомендации по применению материалов аэрофотосъемок для исследования и расчета характеристик водной эрозии почв. Л. 1986.
42. Мирцхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М., Колос. 1970.
43. Митчел Дж. К., Бубензер Г.Д. Расчеты потерь почвы // Эрозия почв. М.: Колос, 1984. С.34-95.
44. Орлов А.Д. Эрозия и эрозионноопасные земли Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. 207с.
45. Полунин Г.В. Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата. М.: Наука, 1983. 249с.
46. Прогнозирование и предупреждение эрозии почв при орошении. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1992.
47. Прыткова М.Я. Осадконакопление в малых водохранилищах. Л.: Наука. 1984.
48. Светличный А.А., Черный С.Г., Швебс Г.И. Эрозиоведение: теоретические и прикладные аспекты. Сумы: Универ. книга. 2004.
49. Сидорчук А.Ю., Голосов В.Н. Калибровка моделей почвенной эрозии на основе изучения выпадающих из атмосферы радиоизотопов // Почвоведение. 1995. №7.
50. Сильвестров С.И. Сравнительная оценка влияния на эрозию основных факторов // Районирование территории СССР по основным факторам эрозии. М.: Наука. 1965.
51. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1948.

52. Сорокина Н.П. Статистический метод оценки степени смытости почв на примере типичных черноземов // Почвоведение. 1996. №2
53. Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней. Л.: Гидрометеозидат. 1976..
54. Фланаган Д.К., Лафлен Дж.М. Прогноз водной эрозии – проект министерства сельского хозяйства США // Почвоведение. 1997. № 5.
55. Часовникова Э.А. Полевые экспериментальные исследования плоскостного смыва и его закономерностей в лесостепном Поволжье на примере Ульяновской области // Геоморфология. 1985. №2. С.95-103.
56. Черенев Г.А. Об использовании космической информации в почвенно-эрозионных съёмках // Совершенствование мер борьбы с водной эрозией. М.1977.
57. Швёбс Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. Киев-Одесса, Вища школа, 1981.
58. Шевченко Б.Ф. Фотограмметрическая съёмка при лабораторном моделировании склоновых процессов // Склоновые процессы. Вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1977.
59. Якимова И.В. Количественная оценка рельефа при картографировании эрозионноопасных земель. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ. 1988.
60. Froehlich W. Sediment production from unmetalled road surfaces. // Sediment and stream water qual. Chang. Environ.: trends and explan., Vienna, 11-24 aug., 1991. IASH Publ., 1991, №203, p.21-29.
61. Laflen J.V., Lane L.J., Foster G.R. WEPP new generation jf erosion prediction technology // J. Soil and Water Cons. 1992. Vol. 46.
62. Liebling R.S., Scherp H.S. Systematic unecual dissection of opposing valley sides. //J. Glaciol., 1983, 29, №103, p.512-514.
63. Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E. et al. The European soil torsion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments // Earth Surface Processes and Landsforms. 1998. Vol. 23.
64. Morgan R.P.C. et al. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): documentation and guide. Version 3.6. Silsoe College Granfield University, Silsoe, United Kinddom. 1998.
65. Nearing M.A., Lane L.J. USDA-Water erosion prediction project: hill slope profile model documentation // NSERL Report 2. Nat. Soil Erosion Res. Lab., USDA-ARS, W. Lafayette. 1989.
66. Sharon D., Adar E., Lieberman G. Observations on the differential hydrological and/or erosional response of opposite-lying slopes, as related to incident rainfall. //Isr. J. Earth-Sci., 1983, 32, №1-2, p.71-74.

ГЛАВА 5. ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ

Оврагами принято называть узкие крутосклонные отрицательные линейные формы рельефа, с незадернованными бортами, часто ветвящиеся к верховью. Длина оврагов может достигать несколько километров, ширина и глубина – десятки метров. Оврагообразование является сложным геоморфологическим процессом, вызванным деятельностью потоков дождевых и талых вод, стекающих по поверхности размываемых осадочных пород. Рельефообразующий эффект потоков воды, стекающих в оврагах, включает размыв пород в тальвеге и нижних частях бортов, формирование русла, вынос продуктов эрозии за пределы овражной формы, стимулирует развитие гравитационных процессов на склонах и в вершине оврага.

Развитию оврагов обычно предшествует образование более мелких форм линейной эрозии [2]:

1. Первоначально на склонах при интенсивном стоке формируются рытвины (борозды, размоины) - линейные эрозионные формы глубиной до 0,5 м, шириной 0,5-1,0 м, большая часть рытин уничтожаются вспашкой.

2. Рытвины со временем развиваются в промоины (водороины) – они могут иметь в глубину уже до 1,5-2,0 м, ширину 1,0-3,0 м, вертикальные или крутосклонные незадернованные стенки. Поперечный профиль рытин симметричный или слабо асимметричный (с более пологим теньвым склоном) различной формы. Продольный профиль обычно повторяет форму склона.

3. Рост промоины в глубину и расширение её субвертикальных стенок приводит к образованию оврагов - основных форм эрозии временных водотоков. Однако часть оврагов может возникнуть и без промоины (по кюветам дорог, при прорывах водоводов, значительных сбросах вод и др.). Не все промоины превращаются в овраги, для этого необходимы значительные расходы талых снеговых и дождевых вод и другие условия.

Характерными признаками оврагов являются: глубина более 2,0 м, длина - десятки и сотни метров, склоны крутые (до 45-50° и более), незадернованные или полузадернованные, продольный профиль отличается от профиля склона (или днища балки, сухоудо-

ла) значительно большими уклонами в привершинной части и небольшими в приустьевой.

В качестве начальных стадий возникновения вторичных форм линейной эрозии И.И. Рысин [14] выделяет также вымоины, образующиеся в днищах балок, лощин, логовин. Они имеют глубину до 1,5 м, длину – от нескольких до десятков метров.

Конкретный облик оврагов, их морфология и морфометрия могут сильно различаться в зависимости от происхождения, стадии развития, характера размываемых пород, положения в рельефе, формы и размера водосбора.

По происхождению овраги, как и все другие эрозионные формы, можно разделить на естественные и чисто антропогенные. Естественные овраги образовывались неоднократно в прошлые геологические эпохи и возникают сейчас без вмешательства человека, как правило, на водосборах со значительной площадью, где концентрируются временные водотоки с живой силой, достаточной для размыва почвенно-дернового покрова. Причинами развития линейной эрозии на склоне или днище ложбин и балок могут послужить процессы, нарушившие целостность почвенно-дернового слоя. Чаще всего такими процессами являются боковая эрозия реки, возникновение трещин в прибровочной части склона, карст, суффозия, вывалы деревьев, катастрофические ливни и другие природные явления [2,3,14].

Антропогенные овраги возникают из-за вмешательства человека в природные ландшафты. По характеру антропогенного воздействия могут быть выделены три крупные группы оврагов:

1) образующиеся при нарушении естественных условий на водосборе - уничтожении растительности, распашке, усиленном обводнении территории и т.п.;

2) возникающие искусственно на водосборах, созданных новыми линиями стока - разъемными бороздами на пашне, ското-прогонными тропами, межеванием, обвалованием; в эту группу включаются и придорожные овраги, разрушающие кюветы и плотно дорог;

3) чисто техногенные овраги, формирующиеся при стоке промышленных вод при добыче полезных ископаемых и строительных работах, сбросе вод предприятий, прорывах различных

трубопроводов. Развитие этих оврагов полностью может контролироваться деятельностью человека.

По положению в рельефе все овраги делятся на первичные и вторичные [2,14].

Первичные овраги закладываются на склонах балок и речных долин, не имеющих четко выраженного линейного понижения, концентрирующего поверхностный сток. Водосборная площадь этих оврагов плохо выражена в рельефе. Среди первичных можно выделить склоновые, развивающиеся на относительно длинных и не очень крутых склонах балок и долин, и береговые - приуроченные к более крутым берегам речных долин. Эти овраги, как правило, более короткие, с крутым продольным профилем, с четким вершинным перепадом.

Применительно к территории Удмуртии И.И. Рысиным [14] среди первичных оврагов были выделены три разновидности:

1. Придолинные овраги – развиваются на крутых склонах речных долин. Они обычно короткие (менее 100 м), не выходящие вершиной за бровку склона. Морфологически напоминают промоины, но отличаются от них более глубоким эрозионным врезом. Нередко встречаются группой в виде серии параллельных размывов. В устьевой части таких оврагов, как правило, хорошо сохраняются конусы выноса.

2. Прибалочные овраги - возникают на склонах балок, суходолов, реже лощин. Они образуются на склонах, сложенных мощной толщей делювиально-солифлюкционных суглинков. В этих оврагах конусы выноса почти всегда отсутствуют. Иногда прибалочный овраг стимулирует развитие донного. В этом случае возникает сочетание двух типов оврагов.

3. Приводораздельные овраги - распространены по различным элементам рельефа (за исключением крутых склонов речных долин, балок и их днищ) и их водосборы достигают ближайших водоразделов. Большинство оврагов данного вида в вершинной части размывают коренные породы и развиваются очень медленно. На длинных склонах они образуют сложный комплекс овражных систем.

Вторичные овраги развиваются по днищам отчетливо выраженных линейных форм (лощин, балок, суходолов и др.). Все они имеют хорошо выраженный водосбор, в вершине оврага происхо-

дита значительная концентрация стока. В зависимости от места размыва различаются донные, закладывающиеся на днище древних форм в их средней и нижней части, и вершинные или верховые, приуроченные к верховьям данных форм.

Кроме них среди вторичных можно выделить пойменные овраги [14]. Они иногда встречаются на высоких поймах речных долин. Причиной их развития служит русловой размыв высокого берегового уступа и наличие стокоподводящей ложбины на пойме. Пойменные овраги обычно короткие (десятки метров), глубина вреза зависит от высоты поймы. За пределами поймы эти овраги имеют уже сформировавшийся водосбор, обычно балочный. На самой пойме овраг наследует линейное понижение в виде ложбины, возникшее за счет речной эрозии в период высоких половодий. Пойменный овраг развивается в пределах днища существующей эрозионной формы (русловой речной).

В своём развитии овраг проходит ряд стадий. Они первоначально были выделены С.С.Соболевым [17] - 1) стадия промоины или рытвины; 2) стадия врезания всякого оврага вершиной; 3) стадия выработки профиля равновесия; 4) стадия затухания. По мнению М.Н. Заславского [7], правильнее выделять только три последних стадии развития оврага, так как первая относится не к оврагу, а к промоине.

Позднее стадии развития оврагов были уточнены исследованиями лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ [2]:

1 стадия - зарождение оврага на склоне. Характеризуется размывами дернины, выработкой склоновым потоком своего ложа, его углублением. С некоторой долей условности эта стадия соответствует рытвине или промоине, но прямого сопоставления делать не следует, так как не каждому оврагу предшествовали эти начальные формы и далеко не все из этих форм с течением времени превращаются в овраги. По данным лабораторных исследований эта первая стадия занимает до 17% общего времени оврагообразования.

2 стадия - наиболее активный рост всех параметров оврага, особенно его длины (до 70-80%), глубины и объема (до 40%) от конечных их значений. Продолжительность этой стадии составляет 10-15% общего времени оврагообразования. По С.С.Соболеву [17], это овраг, врезающийся вершиной.

3 стадия - выработка практически полной длины оврага и 60-80% его объема. На этой стадии завершается наиболее активный период роста оврага, занимающий около 40% общего времени оврагообразования. Скорости линейного и объемного роста резко уменьшаются, что является следствием сокращения, по мере роста длины оврага, среднего уклона его продольного профиля и уменьшения расходов потока в его вершине.

4 стадия - выработка профиля «равновесия», т.е. чередование по длине оврага участков эрозии и аккумуляции, плавного углубления верхнего участка оврага. Средняя и нижняя части оврага становятся зоной транзита наносов и их аккумуляции. Это наиболее длительный этап спокойного развития, занимающий около 60% общего времени оврагообразования, полностью соответствующий третьей стадии С.С. Соболева [17].

5 стадия - достижение предельных размеров. На данном этапе эрозионные процессы почти затухают и уступают место склоновым - оплыванию, оползанию, росту осыпей и их постепенному зарастанию. На этой стадии наиболее четко проявляется асимметрия поперечного профиля - быстрое оплывание и зарастание, выполаживание наблюдается на теневых склонах, противоположные сохраняют свою крутизну.

На всех этапах развития оврага в его вершине выделяется в основном три элемента – вершинный уступ, воронка размыва в основании уступа и аккумулятивный вал, замыкающий воронку. В процессе развития оврага изменение всех его параметров регулируется взаимодействием эрозионно-аккумулятивных процессов в русле и гравитационных – на склонах и в вершине(ах) оврага. Активность гравитационных процессов зависит от высоты и крутизны откосов оврага. Водная эрозия является ведущим, но не единственным и не всегда основным процессом оврагообразования. Соотношение склоновых и русловых процессов определяет баланс эрозии и аккумуляции на различных участках оврага. Характер этого взаимодействия изменяется как во времени, так и по длине оврага [3].

Общая продолжительность существования оврага от первой до последней стадии в лесостепной зоне составляет 100-150 лет. В лесной зоне в связи с большой активностью склоновых процессов этот период сокращается до 50-100 лет, а в более аридных условиях может затянуться на многие сотни лет. Очевидно, этим и объясня-

ется морфологическая «свежесть» и обилие эрозионных форм в зоне сухих степей, полупустынь и пустынь [2].

Современная овражная эрозия в большинстве случаев наследует древнюю эрозионную сеть, но не достигает ее размеров. Соотношение между густотой овражной и балочной сети различное в разных природных зонах. Если в подзонах средней и даже южной тайги балок в сотни раз больше, чем оврагов, то в лесостепи густота балок лишь в 2-3 раза больше, чем оврагов.

Среди факторов оврагообразования важнейшими являются гидроклиматические – запасы воды в снеге, повторяемость ливневых осадков, расходы и объёмы стока воды в период весеннего снеготаяния и при ливнях, скорости потоков, а также их эродирующая и транспортирующая способность. Многие исследователи отмечают, что наиболее активно овраги растут в период весеннего снеготаяния. Вместе с тем, по мнению С.С. Соболева [17], сильный ливень, выпадающий раз в несколько лет, может вызвать разрушение почвенного покрова, сопоставимое с деятельностью стока талых вод за 10-20 лет.

Величина стока в значительной степени зависит от фильтрационных свойств размываемых пород. Почвы лёгкого механического состава, имеющие высокую водопроницаемость, быстро фильтруют талые и дождевые воды без образования поверхностного стока. Хорошей водопроницаемостью могут обладать и почвы тяжелого механического состава при условии их оструктуренности. Ограничение фильтрационных свойств почв и грунтов может быть вызвано их промерзанием, водонасыщением, набуханием глин и суглинков в поверхностных горизонтах [3].

К основным факторам образования и развития овражной эрозии относятся геоморфологические. Установлена тесная зависимость овражности территории от глубины местных базисов эрозии, углов наклона поверхности, длины склона, густоты долинно-балочного расчленения [3,7,14,15 и др.]. Особенности размыва поверхности и изменение транспортирующей способности водных потоков зависят также от формы склонов. На выпуклых склонах увеличивается скорость стекания воды, что усиливает размыв. Формируются овраги с максимальной глубиной в средней части. Продольный профиль оврагов резко отличается от профиля склонов. На прямых склонах наблюдается медленное нарастание массы

стекающей воды, овраги напоминают промоины. На вогнутых склонах потоки в низовьях замедляются и активно аккумулируются продукты размыва [3].

Влияние экспозиции склонов на развитие овражной эрозии проявляется опосредованно и обусловлено различием режимов температуры и влажности грунтов на склонах разной освещённости, что в конечном итоге определяет продолжительность снеготаяния, скорость оттаивания мерзлого грунта, закрепление склона растительностью. Многими исследователями отмечается значительно более высокая поражённость оврагами склонов южной экспозиции по сравнению со склонами северной экспозиции [3,6]. Фактор экспозиции сказывается в основном при размыве тальми водами, при ливневых осадках склоны разных экспозиций размываются примерно одинаково [7]. Наблюдения за развитием откосов оврагов также показали, что наиболее сильные изменения претерпевают откосы юго-западных экспозиций, осыпание грунта с которых составляло в среднем 5-10 т за май - октябрь, в то время как осыпание грунта с откосов северо-восточной экспозиции не превышало 0,3 т.

Большую роль в развитии оврагообразования играет тип водосбора (прямой, собирающий, рассеивающий). Установлено, что наибольшую опасность для развития оврагов представляют водосборы собирающего типа, наименьшую - водосборы рассеивающего типа [6].

Уменьшает возможность проявления овражной эрозии, а иногда полностью её предупреждает растительный покров. Густая растительность задерживает значительную часть осадков на своей поверхности, тем самым уменьшая объём стока. Корневая система растений скрепляет почву, повышая её сопротивление размыву. После отмирания и разложения корней увеличивается пористость почвы, что также способствует снижению поверхностного стока. Очень велико значение слоя мёртвой органики на поверхности почвы – лесной подстилки или ветоши. Она может полностью предотвратить развитие эрозии даже на эрозионноопасных землях [7].

Безусловно, важнейшим фактором оврагообразования является антропогенный. Хозяйственная деятельность нарушает естественные условия ландшафтов. В результате распашки резко снижается противозерозийная устойчивость почв, увеличивается коэффициент стока и скорость стекания воды. В связи с этим боль-

шую опасность представляют распаханное тальвеги временных русловых потоков, способные концентрировать сток. Очагами овражной эрозии являются часто полевые дороги, дренажные и сточные канавы, трассы трубопроводов и других коммуникаций.

О степени поражённости территории оврагами можно судить: а) по проценту площади, непосредственно занимаемой оврагами; б) по суммарной протяженности оврагов, измеряемой протяженностью овражной сети на 1 км²; в) по плотности оврагов, измеряемой количеством оврагов, приходящихся на 1 км²; г) по расчлененности склонов оврагами, определяемой средним расстоянием между двумя оврагами; д) по объему оврагов - м³/км² [7,16].

Интенсивность проявления овражной эрозии характеризуется скоростью роста оврагов. Она оценивается такими показателями, как величина линейного прироста, т.е. приращение длины оврага за счет продвижения его вершины к водоразделу, приращение площади, занятой оврагом, изменение объема твердого стока из оврага, изменение глубины оврага в разных его частях [11].

В качестве показателей, которые позволяют достаточно объективно отразить территориальные различия в скоростях роста оврагов, предлагается использовать процентное соотношение групп оврагов с разными скоростями роста, например, группа слабо растущих оврагов с приростом до 0,2 м/год, группа умеренно растущих оврагов с приростом 0,2-1,0 м/год и, наконец, сильно растущие овраги, дающие прирост более 1,0 м/год. Процентные соотношения групп оврагов с различными скоростями роста объективно характеризуют степень эрозионной опасности территории, позволяют выявить типичную повторяемость величин. Этот показатель позволяет не только сравнивать территории по интенсивности прироста оврагов, но и может быть использован при планировании противоэрозионных мероприятий и сроков их выполнения [11,15].

Многочисленные исследования овражной эрозии показали, что овражные формы распространены почти повсеместно, но процесс оврагообразования в разных ландшафтных зонах имеет определённые отличия.

В арктической пустыне и тундре эрозия временных потоков связана в основном с таянием снега. Помимо водной эрозии в формировании оврагов участвуют нивация, солифлюкция, терморкарст. Плановое расположение овражной сети обычно повторяет

полигональную мерзлотную сеть. Процессы нивации формируют циркообразные формы вершин на начальных стадиях развития оврагов. Возникающие овражные формы быстро заплывают при интенсивной солифлюкции с бортов оврагов, особенно в южной подзоне тундры, вплоть до полного исчезновения [3,8].

В естественных условиях **лесной зоны** овраги встречаются крайне редко. Их отличают небольшие размеры, медленный рост и быстрое зарастание. Поскольку величина стока в лесной зоне значительна, уничтожение лесов и распашка склонов привела к резкому усилению всех эрозионных процессов, в том числе овражной эрозии. Наблюдается чёткая зависимость густоты овражной сети от степени распаханности территории. Развитие оврагов происходит под воздействием разнообразных сопутствующих процессов, прежде всего суффозии, оползания, осыпания и обваливания, солифлюкции. Морфология оврагов во многом зависит от соотношения эрозионных и склоновых процессов, поставляющих рыхлые породы в их русла.

Лесостепи и степи – зоны наибольшего развития овражной эрозии. Здесь встречаются все типы оврагов, но наиболее распространён склоновый тип. Он характеризуется глубокими и широкими водобойными колодцами в вершинах, субвертикальными стенками бортов в привершинной части. В устьевой части формируются обширные конусы выноса [3]. Велика доля донных оврагов, образовавшихся в днищах древних балок и суходолов. Активное развитие овражной эрозии в лесостепной и степной зонах обусловлено очень высокой степенью распаханности территории этих зон.

В сухих степях и полупустынях условия для развития овражной эрозии весьма благоприятны. С одной стороны отсутствует сомкнутый растительный покров, с другой – наблюдаются эпизодические ливневые осадки. Нередко оврагообразование сопровождается процессами подземного вымывания лёгких грунтов. Эрозионные формы отличаются разнообразием, хорошей сохранностью и видимой свежестью. Последнее обстоятельство объясняется незначительной интенсивностью денудации склонов в данных условиях [3,4,10].

В пустынях овражная эрозия сильно ослабевает, но полностью не прекращается. Она проявляется во время редких интенсивных ливней.

Уничтожение растительности, продольная вспашка, прокладка дорог, хозяйственное использование балочных комплексов привели к развитию **на территории Удмуртии** овражной эрозии. Наиболее типичным оврагом равнинных областей в зонах земледелия является склоновый, имеющий морфометрически выраженный водосбор и представляющий собой эрозионную линейную форму длиной не менее 70 м, глубиной – не менее 1,5 м [3]. Значительная часть оврагов развивается также по днищам ранее образовавшихся линейных эрозионных форм – ложбин, лощин, балок, суходолов (донные овраги). По общей протяженности оврагов на долю донных приходится около 38%, по числу овражных вершин - 28% [14]. При активном росте у оврага на всем протяжении обрывистые осыпные или оползневые склоны, лишенные растительности. Овраги могут формироваться и в ненарушенных ландшафтах. Без антропогенного вмешательства овраги возникают под воздействием, как правило, необычных по силе природных процессов - очень сильных ливней, половодий с высокими уровнями, вызывающими подмыв берегов и образование на склонах эрозионных ступеней и т.д.

По территории Удмуртии проходит северная граница распространения оврагов на пахотных землях. Она проходит с запада на восток по долине р. Чепцы до г. Глазова, далее по долинам рек Ниж. Пызеп и Варыж, а затем по Камско-Чепецкому водоразделу. По-видимому, положение этой границы определяется главным образом геолого-геоморфологическими факторами [14]. В северном направлении значительно уменьшаются мощности наиболее легко размываемых пород – лессовидных делювиально-солифлюкционных суглинков. Одновременно исчезает инсоляционная асимметрия склонов речных долин. Из-за высокой горизонтальной расчленённости территории долинно-балочной сетью в рельефе преобладают короткие пологие склоны с небольшими шлейфами суглинков. Всё это не способствует концентрации поверхностного стока и развитию оврагов.

Несмотря на преобладание сильно расчленённого рельефа, широкое распространение крутых и длинных склонов, в целом развитие овражной эрозии в регионе характеризуется как довольно слабое. Вместе с тем, в отдельных районах и на отдельных участках овражное расчленение высокое. По густоте и плотности оврагов выделяются следующие районы (рис. 5.1) [14]:

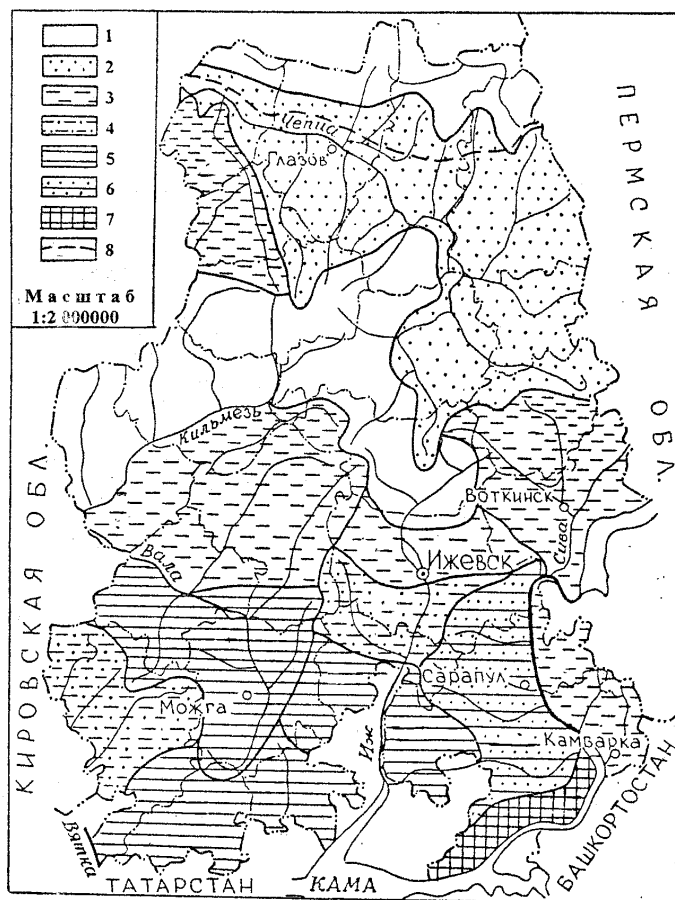


Рис. 5.1. Районирование территории Удмуртии по интенсивности развития овражной эрозии [14]. Условные обозначения: 1 – отсутствие оврагов; 2 – овражное расчленение спорадическое; 3 – очень слабое; 4 – слабое; 5 – умеренное; 6 – сильное; 7 – очень сильное; 8 – северная граница распространения оврагов на пахотных землях.

1. Районы отсутствия оврагов. Сюда входят бассейны верховий рек Вятки и Камы, правых притоков Чепцы, правобережье р.Кильмезь, верховья Лозы и Ижа, междуречье рек Лоза и Кеп.

2. Район спорадического овражного расчленения. Густота оврагов менее 5 м/км², плотность 0,05 ед/км². Район включает бас-

сейн р.Чепцы, за исключением районов отсутствия оврагов и бассейнов р.р.Лёкмы и Сады. Овраги встречаются в основном в населенных пунктах, вдоль дорог и на крутых склонах с нарушенным растительным покровом.

3. Районы очень слабого овражного расчленения с густотой оврагов 5-10 м/км² и плотностью оврагов 0,05-0,1 ед/км². Включают три ареала. Первый ареал расположен на левобережье Чепцы в пределах бассейнов рек Лёкмы и Сады. Второй включает левобережье Кильмези и правобережье Валы в её среднем и нижнем течении. Третий – верховья Ижа на участке между р.Лесной и р.Пироговкой.

4. Слабого овражного расчленения. Густота оврагов от 10 до 20 м/км², плотность оврагов – 0,1-0,2 ед/км². Сюда входят бассейн р.Сивы, правобережье р.Камы выше устья Сивы, бассейн среднего течения Ижа выше устья Постолки, левобережье Вятки выше устья Лубянки и территория Закамья. На всех ареалах в последние годы преобладают процессы затухания оврагов.

5. Районы умеренного овражного расчленения с густотой оврагов 20-50 м/км² и плотностью 0,2-0,3 ед/км². Они включают верховья и левобережье р.Валы, бассейн р.Иж ниже устья Постолки без верховий Кырыкмаса, бассейны р.р.Лубянки, Умяка, Тоймы.

6. Район сильного овражного расчленения. Густота оврагов – 50-100 м/км², плотность оврагов – 0,3-0,5 ед/км². Расположен на правобережье р.Камы от устья р.Сивы до устья р.Мулеш. Сюда также входят верховья р.Кырыкмаса.

7. Район очень сильного овражного расчленения с густотой овражного расчленения более 100 м/км² и плотностью оврагов выше 0,5 ед/км². В район входит правобережье р.Кама ниже устья р.Мулеш.

Приведенные выше значения густоты овражного расчленения и плотности оврагов свидетельствуют о значительной неравномерности развития овражной эрозии на территории Удмуртии. Неравномерно происходит развитие и самих оврагов во времени. Последние 30 лет проявляется тенденция снижения активности оврагообразования. Общая протяженность овражной сети сократилась более чем на 35км – с 961км до примерно 926км [14]. Многие овраги постепенно зарастают и превращаются в балки. Такие же тенденции характеризуют развитие овражной эрозии и по другим регионам востока Русской равнины. Снижение активности овражной

эрозии может быть вызвано уменьшением площади обрабатываемых земель в последние годы и увеличением в структуре посевов многолетних трав. Возможно и естественное затухание цикла овражной эрозии, поскольку процесс имеет стадийный характер.

Вместе с тем в ряде районов овражная эрозия всё же сохранила положительную тенденцию развития. Продолжают активно развиваться овраги в бассейне Валы, на левобережье Кильмези, в бассейнах рек Лёкма и Сада, а также в бассейне низовьев Ижа. В основном это территории спорадического и очень слабого овражно-расчленения.

Одним из важнейших последствий ускоренной эрозии, в том числе овражной, является заиление пойм и русел рек. Величина заиления зависит от степени распаханности территории и характера размещения лесов.

Главным источником заиления пойм являются временные русловые потоки. Если сравнить карты районирования территории Удмуртии по интенсивности развития овражной эрозии (рис. 5.1) и карту заиления русел и пойм (рис. 5.2) нетрудно заметить, что основные значения характеристик того и другого пространственно совпадают. Значение коэффициента корреляции (0,69) [12] между мощностью наилка и расчленённостью овражно-балочной сетью подтверждают этот вывод.

Проводимые **исследования овражной эрозии** направлены на выявление интенсивности их развития в пространстве и во времени, на установление причин развития оврагов. Важнейшей задачей является также прогноз развития оврагов и разработка противоэрозионных мероприятий.

Для получения объективных данных, характеризующих основные параметры овражной эрозии, должна быть разработана единая методика и программа исследований, единый принцип выбора объектов наблюдений.

Некоторыми исследователями наблюдаются наиболее активные овраги, и если скоростями их прироста оценивать интенсивность овражной эрозии целого района, то она окажется завышенной. Другие в качестве объекта наблюдений берут овраги разной степени активности, типичные для соответствующего района, что является более правильным. В одних случаях приводятся средние скорости роста, определенные по целому ряду оврагов, в дру-

гих - по единичным формам, которые могут быть нетипичными, привлечшими внимание исследователя своими размерами и катастрофическим ростом.

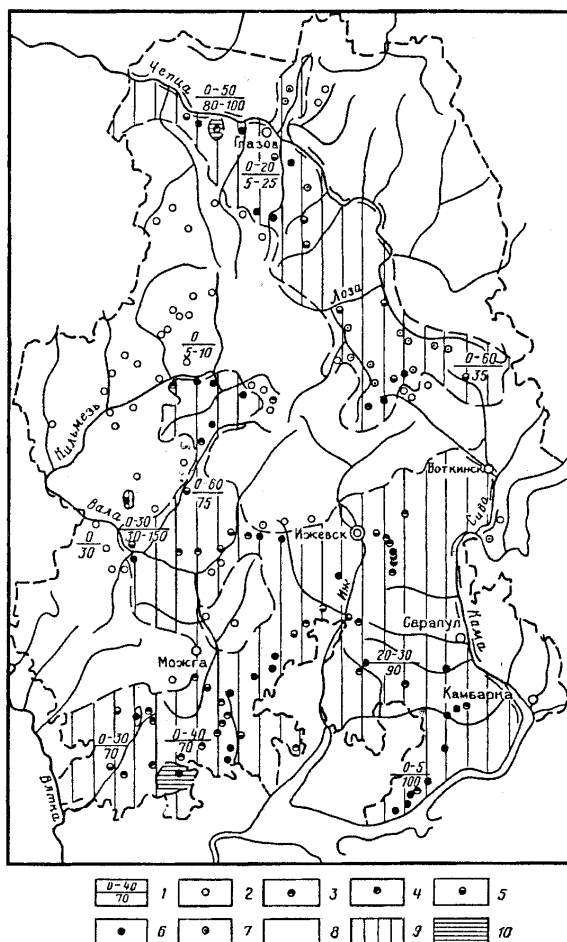


Рис. 5.2. Схематическая карта заиливания русел и пойм [5].

1- в числителе – мощность ила в русле, см, в знаменателе – мощность пойменного наилка, см. **2-7** – типы заиливания русел: 2- отсутствие заиливания, 3- побочный тип, 4- плесово-побочный тип, 5- плесовый тип, 6- равномерный, 7- неустановленный. **8-10** – зоны заиливания русел: 8- отсутствия заиливания, 9- слабого заиливания, с мощностями наилка до 0,5м, 10- слабого заиливания, с мощностями наилка до 1м.

Встречаются данные по оврагам, рост которых вызван какими-либо экстремальными явлениями. Кроме того, при определении скоростей роста оврагов имеет значение и время наблюдений. Максимальный прирост оврагов, как правило, наблюдается в период весеннего снеготаяния. Лишь в некоторых районах доминирующим фактором является ливневой сток. Оптимальный вариант - проведение наблюдений за оврагами дважды в году - в весенний период (после снеготаяния) после окончания сезона ливневых дождей [13,15].

Чтобы получить достоверное представление об интенсивности овражной эрозии, выявить диапазон скоростей роста оврагов исследуемого района, Л.Е. Сетунская [16] рекомендует выбирать овраги разных типов и степени активности, развивающиеся при различных сочетаниях природных и антропогенных факторов. При этом основным критерием активности оврагов служит морфологический облик вершин оврагов (табл. 5.1).

Методически правильными будут наблюдения на ключевом участке подряд целой группы оврагов независимо от их типов и активности, а не выборочно отдельных форм, что даст возможность выявить диапазон скоростей прироста оврагов на ключевом участке, и отразит истинную картину их распределения [15].

Проведенные исследования в районах распространения овражной эрозии в Белоруссии и использование накопленного опыта изучения ее в других регионах позволили разработать методику инвентаризации оврагов, которая включает следующие характеристики [6]:

- 1) название бассейна реки или балки;
- 2) район, хозяйство, населенный пункт;
- 3) привязка к постоянным ориентирам,
- 4) порядковый номер объекта (оврага);
- 5) основные параметры оврага: тип, стадии развития, длина оврага, ширина и глубина (верхней, средней и нижней частей), м; площадь, км², продольный профиль оврага (талвега и бровки); превышение вершины оврага над устьем, м; крутизна откосов оврага (верхней, средней и нижней частей); состояние откосов и дна (степень зарастания); наличие перепадов по дну оврага и у вершины; состояние и форма развития вершины оврага (трапецеидальная, овальная, полуворонковидная, сложная); удаление вершины оврага

от водораздела, м; интенсивность роста оврага в год, м; выходы грунтовых вод, оползни, осыпи; состав пород, обнаженных оврагом;

Таблица 5.1

Признаки для определения активности оврагов [16]

Ак- тив- ность, баллы	Форма верши- ны в плане	Характер склонов в верховьях	Характер про- дольного профиля и днища в верхо- вьях	Преобладаю- щие процессы в верховьях оврага
0	Ланце- товид- ная, овальная	Задерно- ванные	Продольный про- филь выработан, днище плоское, задернованное более чем на 80%	Слабые делю- виальные
1	Ланце- товид- ная, овальная	Полузадер- нованные, у подножий – слежавшие- ся осыпи	Продольный про- филь выработан, днище плоское, задернованное на 50-80%	Слабые осыпи по склонам, по днищу, слабый вынос материа- ла
2	Оваль- ная, округлая $d = 1-2$ м	Отвесные незадерно- ванные в верхней трети, слабо задерно- ванные в остальных частях	Продольный про- филь не вырабо- тан, днище обна- жённое или слабо- задернованное (10-50%)	Обваливание и осыпание скло- нов, в днище слабый размыв, вынос материа- ла неполный
3	Округ- лая, че- тырёх- уголь- ная, $d \geq$ 2м	Отвесные обнажён- ные	Продольный про- филь не вырабо- тан, с уступами, днище обнажён- ное	Интенсивное обваливание и осыпание скло- нов, сильный размыв днища, интенсивный вынос материа- ла.

б) характер водосборной площади оврага: площадь водосбора, км², тип водосбора (прямой, собирающий, рассеивающий);

почвенный и растительный покров; крутизна склонов, длина склонов, экспозиция и форма склонов, характер водоподводящей ложбины;

7) глубина местного базиса эрозии, м;

8) луголесомелиоративные мероприятия (существующие и проектируемые) на водосборной площади оврага;

9) гидротехнические сооружения и их состояние, проектируемые сооружения;

10) характеристика земель, разрушенных оврагами, м; площадь между соседними оврагами, га;

11) примечания.

В большинстве случаев интенсивность овражной эрозии оценивается величиной линейного прироста оврагов. Но поскольку разные параметры оврагов развиваются неравномерно и асинхронно, наиболее правильный и объективный показатель интенсивности роста оврагов - это изменение их объемов. В этом случае суммируются величины роста всех их параметров [15].

Для определения прироста оврага в длину, а также для оценки изменения конфигурации бровки оврага от устья до вершины используются несколько методов.

Наиболее распространенным традиционным методом полевых стационарных наблюдений за линейным приростом оврагов является метод реперов в разных модификациях. Общая суть метода сводится к закреплению в грунт у вершины оврага и выше нее реперов и проведению систематических замеров от вершины до реперов. С помощью этого метода получены скорости роста оврагов в длину и ширину для многих районов нашей страны и сопредельных государств [1,6,13 и др.].

Иногда проводятся непосредственные ежегодные съемки вершин оврагов с помощью реперов, устанавливаемых попарно вокруг вершины таким образом, чтобы каждая пара реперов представляла створ, перпендикулярный оси оврага. При исследовании каждого оврага мерной лентой фиксируются конфигурация вершины в плане, длина оврага (вершины) от точки роста до одного из поперечников, условно принимаемого за основной; глубина оврага по основному поперечнику. Если есть необходимость, промеры осуществляются по одному-двум дополнительным створам, по продольному профилю от точки роста до поперечника, у бровки

вершины по всему периметру. Последовательным сопоставлением плановых очертаний вершин одного и того же оврага выявляются величины линейного и площадного прироста оврага, определяется объем вынесенного материала [11].

Изменения, происходящие в тальвегах оврагов, могут быть зафиксированы методом периодического проложения по их дну нивелирных ходов с установкой постоянных пикетов в наиболее характерных местах [13].

В последнее время всё большее распространение приобретает метод тахеометрической съемки. Тахеометрическая съемка проводится с одних и тех же базисных линий, закрепленных реперами. Построенные по этим данным планы контуров оврагов и последующее их совмещение наглядно показывают динамику развития оврагов. Кроме того, планы оврагов можно использовать для подсчета площади и объема размыва как за год, так и за весь период наблюдений. Сопоставление поперечных и продольных профилей, построенных по инструментальным данным в одинаковом масштабе, даёт возможность определить динамику изменения этих параметров для каждого оврага [9]. Метод тахеометрической съёмки позволяет получить не только результаты непосредственных наблюдений за процессами овражной эрозии, но и определить степень влияния на них природных факторов в пределах ключевых участков.

Определение прироста оврагов в длину рекомендуется проводить два раза в год – весной, после прохождения стока талых вод, и осенью, после окончания периода с ливневыми осадками.

При проведении полевых работ помимо измерений необходимо составить описания характера вершинного уступа, формы и вида переработки овражных откосов, состояния растительного покрова в овраге и на приовражной площади, вида посевов на пашне. Последовательным сопоставлением плановых очертаний вершин одного и того же оврага выявляются величины линейного и площадного прироста оврага, определяется объем вынесенного материала [11].

Изучение величины линейного прироста оврагов и приращение площади, занятой ими, может быть выполнено по аэрофотоснимкам разных лет залёта и топографическим картам. Картографический метод дает возможность при незначительных затратах

труда и средств получить массовые материалы о среднегодовом росте оврагов в длину за тот или иной интервал времени, за период между залётом и временем натурных наблюдений. Недостатком данного метода является то, что он не позволяет определять рост оврагов в динамике (за сезон, год), а также изучать их прирост в глубину и по объему.

Прирост оврагов по объему рекомендуется оценивать повторными замерами серии поперечников оврага и расстояния между ними. Другой метод основан на учёте твёрдого стока. Для этого на характерных оврагах выбираются два створа: один у вершинного перепада и второй в устье оврага, где учитывается объем стока и мутность как с площади водосбора, так и с площади оврага. Разность в твердом стоке между обоими створами даст объем грунта, вынесенного из оврага за период стока. Наблюдения за стоком ведут по методике, принятой в гидрологии [13]. Интенсивность смыва и размыва почвогрунтов из бассейна оврагов можно также определить методом измерения свежееотложенных продуктов эрозии [1].

Несмотря на то, что изучению овражной эрозии уделяется значительное внимание в комплексе геоморфологических исследований современных экзогенных процессов, до настоящего времени остаются нерешёнными ряд методических проблем. Во-первых, имеющиеся данные по скоростям роста оврагов получены разными путями - в результате систематических повторных натурных наблюдений за оврагами на ключевых участках, сопоставлением аэроснимков разных лет залета, сопоставлением аэроснимков с местностью, опроса жителей. Поэтому полученные данные не вполне равноценны.

Во-вторых, данные разных исследователей по разным районам часто несопоставимы. Несопоставимость данных объясняется не только их неравноценностью в силу разных способов их получения, неодинаковыми методикой, точностью и периодичностью измерений в натуре, разными по длительности рядами наблюдений, но и отсутствием единого подхода к выбору объекта наблюдений в натуре [15].

Развитие овражной эрозии приводит к сокращению площадей пахотных земель, ухудшению качества угодий. В результате развития донных оврагов происходит сокращение пастбищ и сенокосов. Аккумуляция овражных выносов на плодородных поймен-

ных землях также заметно снижает качество этих ценнейших природных угодий. Мощность агрикультурного наилка на поверхности пойм на территории Удмуртии в отдельных случаях достигает 1,5 м, а основные участки заиления на поймах находятся в створах оврагов и балок [5,12].

Определенную опасность представляют овраги как источники поступления вредных веществ в гидрографическую сеть. Заметное влияние оказывают растущие овраги на русловые процессы в малых реках.

Однако развитие овражной эрозии имеет не только одни негативные последствия. Функционирование долинно-балочной сети, суходолов и крупных оврагов часто являлось благоприятным для условий жизни человека, животных и растений. Овраги издавна использовались как естественные укрепления. Первые поселения, городища строились по берегам рек на межбалочных и межовражных водоразделах. Подобные участки выбирались позднее при строительстве деревень и сёл. Оврагами пользовались как естественными спусками к воде, по ним проходили скотопрогонные тропы и т.д. Опасность оврагообразования негативна с точки зрения освоения территории под распашку и строительство, но переход оврага в категорию заросшего не ухудшает состояния природной среды. Заросшие овраги являются местами обитания многих животных и растений. К тому же расчленённый рельеф выглядит более привлекательно, чем ровный, плоский.

Список литературы

1. Алекперов К.А. Методика изучения эрозионных процессов в горных районах Азербайджана // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск. Наука, 1980, с.87-89.
2. Бутаков Г.П., Дедков А.П., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Косцова Э.В., Назаров Н.Н., Никольская И.И., Семенов О.П., Хруцкий С.В. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины. // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 2, М.: МГУ, 1996, с.24-39.
3. География овражной эрозии. М.: МГУ, 2006, 324с.
4. Дедков А.П. Эрозия в аридных зонах //Геоморфология. 1998, №4, с.3-12.
5. Егоров И.Е., Илларионов А.Г., Рысин И.И., Стурман В.И. Влияние антропогенного фактора на эрозионно-аккумулятивные процессы в

бассейнах малых рек Вятско-Камского региона. // Геоморфология, 1992, №3, С.45-50.

6. Жилко В.В., Болдышев В.С. Методы изучения овражной эрозии в Белоруссии // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск, Наука, 1980. с 238-240.

7. Заславский М.Н. Эрозиоведение. М.: Высшая школа, 1983, 320с.

8. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.

9. Козлова Л.Е. Количественная оценка процессов овражной эрозии методом тахеометрической съемки // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск. Наука, 1980, с 220-229.

10. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955, 355с.

11. Миронова Е.А., Сетунская Л.Е. Методика и результаты многолетних наблюдении за развитием оврагов в Поволжье // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск. Наука. 1980, с.215-220.

12. Перевошиков А.А. Закономерности пространственной дифференциации заиления пойм малых рек Удмуртии. // Вестн. Удмуртского ун-та, 1993, №3, С.86-91.

13. Рожков А.Г., Мясоедов С.С. Основные методы изучения овражной эрозии // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. Новосибирск, "Наука", 1980.

14. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмуртского ун-та, 1998, 274с.

15. Сетунская Л.Е., Волкова М.И. О скоростях роста оврагов // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990, с.196-199.

16. Сетунская Л.Е. Овражная эрозия (методы изучения) //Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М., 1986, с.48-65.

17. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.: Изд-во АН СССР, 1948, т.1, 307 с.

ГЛАВА 6. ЭРОЗИЯ ПОСТОЯННЫХ ВОДОТОКОВ

Река – водный поток, постоянно текущий в разработанном им русле и питающийся за счёт поверхностного и подземного стоков с его бассейна. Река со своими притоками образует речную систему, характер и развитие которой определяется климатом, рельефом, геологическим строением, размерами бассейна и другими характеристиками территории. Вместе с тем, формирование флювиальных форм – это очень сложные механические процессы взаимодействия движущейся воды и размываемых пород, которые называются русловыми. Русловые процессы определяют развитие различных форм речных русел и режим их сезонных, многолетних и вековых изменений, обуславливающих размывы дна и берегов рек. Благодаря русловым процессам реки изменяют земную поверхность, создавая речные долины и аллювиальные равнины. Врезаясь в поверхность суши, реки усиливают контрасты рельефа, увеличивают крутизну склонов и тем самым способствуют активизации разнообразных склоновых процессов.

Река транспортирует наносы, размывает горные породы, образует новые отложения. Сток наносов, их распределение и состав контролируются гидравлическими характеристиками потока и морфометрией русла, включая его глубину и ширину, площадь поперечного сечения и уклон, скорость и расход воды, а также поступление наносов с водосбора [3]. Знание всех этих характеристик особенно важно при проведении хозяйственных работ на поймах и руслах рек.

Изменения русла называют деформациями. Все русловые деформации разделяются на три основные группы: 1) вертикальные, вызывающие трансформацию продольного профиля реки (врезание или аккумуляция) и изменения отметок дна русла; 2) горизонтальные, связанные с размывами (боковая эрозия) или наращиванием берегов и образованием поймы; 3) движение донных гряд, перекатов, отмелей, кос и др. [13].

По времени своего проявления русловые деформации могут быть периодическими и направленными. Периодические деформации вызываются сезонными или многолетними колебаниями водности реки и развитием русловых форм. Направленные связаны с

общими условиями формирования русла и сохраняют тенденцию в течение длительных промежутков времени.

Каждый из видов русловых деформаций может проявляться по всей реке или на участках значительного протяжения (общие деформации), либо на коротких отрезках русла (местные деформации). Локальные деформации являются большей частью периодическими и нередко имеют высокую интенсивность. Русловые деформации, которые распространяются против течения реки, носят название регрессивных (регрессивная эрозия и аккумуляция, регрессивное перемещение островов, донных гряд и т. п.). Если деформации распространяются вниз по реке, то они называются трансгрессивными.

Даже если река протекает среди скальных пород, ее русло деформируется, хотя в этом случае темпы деформаций очень малы. Поэтому выделяют разновидность русел, деформации которых ограничены геолого-геоморфологическими факторами в отличие от свободно деформирующихся русел.

Основными причинами развития вертикальных деформаций в естественных условиях являются изменения базиса эрозии, тектонические движения и климатические изменения. Благодаря длительности воздействия этих факторов, охватывающих значительные промежутки времени, вертикальные деформации протекают в геологическом масштабе времени и вызывают направленное развитие продольного профиля реки [21]. Скорость развития глубинной эрозии либо систематической аккумуляции в руслах больших и средних рек в редких случаях составляет несколько сантиметров в год, измеряясь, как правило, миллиметрами и долями миллиметров. Тем не менее, направленные вертикальные деформации создают общий фон проявления других видов русловых деформаций [13].

Конечным результатом общих направленных вертикальных деформаций являются долины с террасами и аллювиальными толщами либо аллювиальные аккумулятивные равнины. Первые формируются при врезании реки на фоне восходящего в целом развития рельефа или снижении базисов эрозии. Вторые представляют собой следствие систематической аккумуляции наносов.

Вертикальные деформации оказывают определенное воздействие на развитие форм русла. При прочих равных условиях на аккумулярующей реке больше вероятность образования разветв-

ленного на рукава русла. Врезающимся рекам чаще свойственны неразветвленные типы русла [13].

Поскольку вертикальные деформации русел равнинных рек обычно отличаются невысокими темпами, то они долгое время могут оставаться незаметными, пока их последствия не проявятся в состоянии различных инженерных сооружений на реках.

Нередко аварии мостов являются следствием ошибочного прогноза на стадии проектирования суммарной глубины размыва. По данным Министерства транспорта США (NYSDOT), более 60% аварий мостов происходит из-за разного рода размывов грунтов оснований опор и конусов мостов [1].

Горизонтальные деформации определяются кинематической структурой потока - его скоростным полем, циркуляционными течениями и т. д. Горизонтальные деформации наблюдаются практически постоянно на всех реках. С ними связано образование меандрирующих, разветвленных на рукава и относительно прямолинейных неразветвленных русел. Горизонтальные деформации могут быть как направленными, приводящими к постепенному расширению дна долины и формированию поймы, так и периодическими, связанными с эволюцией излучин, перераспределением стока между рукавами и другими видами блуждания русла по дну долины [13].

Лучше всего изучены деформации меандрирующих русел, которые наиболее распространены на земле и встречаются в разных природных условиях. Самая яркая черта меандрирующих русел - криволинейная форма в плане. В поперечном профиле они отличаются наличием глубокого плеса у вогнутого берега и отмели у выпуклого берега. Меандрирование называется свободным, если оно не ограничено выходами относительно прочных грунтов на берегах. Кроме свободных выделяются врезанные, вынужденные и адаптированные излучины (рис. 6.1). Излучины постоянно находятся в процессе переформирования, поэтому конфигурация русла непрерывно меняется. Н.И. Маккавеев [12] отмечал, что хорошо выраженная извилистость равнинной реки с незарегулированным стоком служит признаком относительной устойчивости ее русла.

Свободные излучины (рис. 6.2) постоянно перемещаются, причем смещение может происходить в двух направлениях – по ширине дна речной долины (поперечное смещение) и по длине реки

(продольное смещение). Поперечное происходит вследствие размыва вогнутого и наращивания выпуклого берега. Накопившаяся мощная толща аллювия у выпуклого берега считается признаком стадии зрелости меандра. Продольное смещение излучин происходит, когда размыв вогнутого берега концентрируется в нижнем крыле излучины, при этом в верхнем ее крыле размывается выпуклый берег. У выпуклого берега в верхнем крыле и вогнутого берега в нижнем крыле при высоких уровнях воды формируются зоны ускорения течения, что и способствует продольному смещению излучин. Продольное перемещение, скорости которого нередко превышают скорость поперечного, свойственно относительно пологим излучинам. На таких излучинах транспортирующая способность потока повышена.

В пределах излучин принято выделять отдельные элементы, сочетания между которыми, а также факторами руслового процесса позволяют определять форму и стадию развития излучины (рис. 6.3).

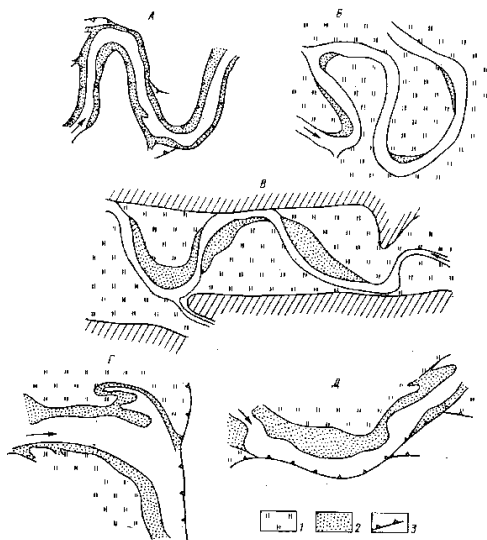


Рис. 6.1 Разновидности излучин: А - врезанная; Б - свободная в широкой долине; В - свободная в узкой долине; Г - вынужденная; Д - адаптированная; 1 - пойма; 2 - прирусловая отмель; 3 - уступ коренного берега [13].

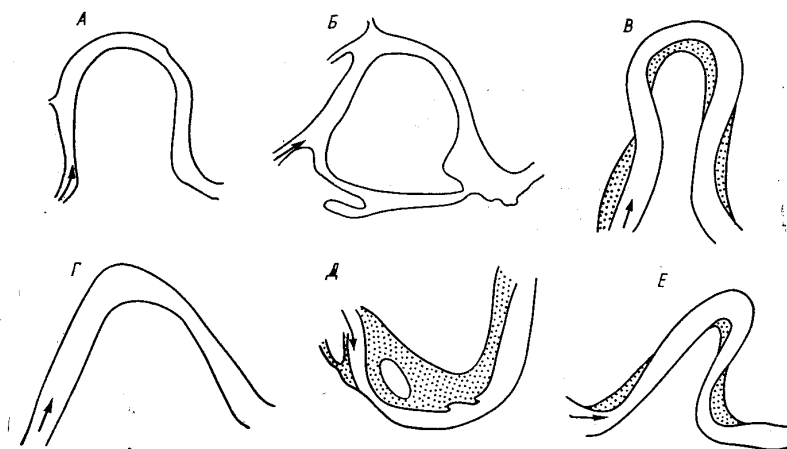


Рис. 6.2. Формы свободных излучин в плане: А – сегментная; Б – прорванная; В – омеговидная; Г – синусоидальная; Д – сундучная; Е – заваленная [13]

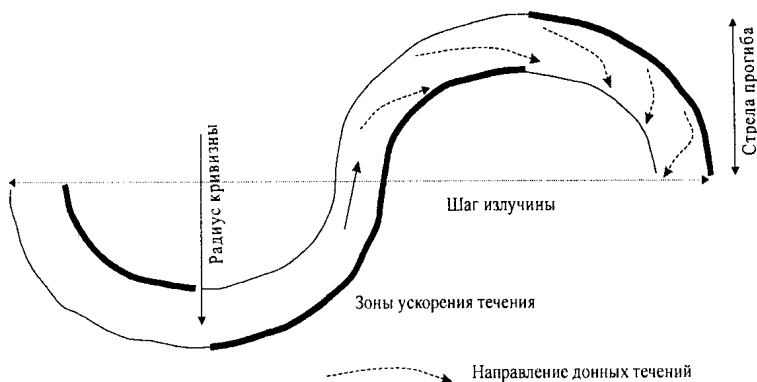


Рис. 6.3. Элементы излучин русла и распределение в их пределах скоростей, а также зон ускорения течения [2].

Скорости смещения излучин зависят от устойчивости русла и меняются на разных стадиях их развития. В отдельных случаях они могут достигать первых десятков метров в год. Известны случаи смены положения русла на дне долины за несколько дней или часов, наряду с этим боковые смещения речного русла могут протекать со скоростью доли миллиметра за десятилетия [21].

Наиболее интенсивно размываются вогнутые берега относительно пологих излучин меандрирующих рек; в прямолинейных или слабо извилистых руслах размыву подвергаются вогнутые берега изгибов потока, где он обтекает прирусловые отмели (побочни); в разветвленных на рукава руслах размыву часто подвержены приверхи островов и внешние берега рукавов [3].

Резкое ускорение процессов трансформации русел на каком-либо участке реки при естественном развитии русловых процессов наблюдается редко и связано с экстремальными гидрологическими или геодинамическими явлениями, хотя в ряде случаев оно бывает обусловлено внутренней периодичностью развития тех или иных форм русла (например, спрямление излучин) [15].

Меньше известно о прямолинейных руслах рек. К ним относятся реки с коэффициентом извилистости менее 1,15. Прямолинейные русла формируются там, где берега рек на большом протяжении относительно устойчивы против размыва и строение их достаточно однородно [2].

Скорости размыва речных берегов зависят и от размера реки - в среднем они составляют за год 5-10% меженной ширины русла [3]. При этом теоретически рассчитать скорость размыва берегов, т.е. горизонтальных перемещений русел, пока не удастся из-за многофакторности данного процесса.

Горизонтальные русловые деформации очень часто представляют существующую или потенциальную угрозу для населённых пунктов, хозяйственно-бытовых, промышленных объектов, сельскохозяйственного фонда.

Грядовое движение наносов - наиболее универсальный вид русловых деформаций, наблюдающийся вне зависимости от направленности развития продольного профиля или горизонтальных деформаций. Лишь на горных реках с большими уклонами перемещение аллювия происходит без образования гряд, а их морфологический облик определяется непосредственным воздействием потока

на коренное скальное ложе. Гряды возникают, если сила потока недостаточна для переноса наносов во взвешенном состоянии и часть их стока осуществляется путем движения донных скоплений аллювия. Процесс образования и движения гряд включает в себя как горизонтальные (изменение положения гряд в русле), так и вертикальные (смыв наносов с верхового склона и накопление на низовом откосе, сезонные изменения высоты гребня и т. д.) деформации, протекающие одновременно. Их проявление ограничивается короткими отрезками реки или частями русла, а во времени представляет собой текущие переформирования рельефа дна. Интенсивность движения гряд столь велика, что обычно измеряется изменениями параметров гряд в течение часов или суток [13].

Движение крупных аккумулятивных форм руслового рельефа - побочней также происходит достаточно быстро, обычно со скоростью от 10 до 500 м/год (а иногда и более), т. е. за несколько лет они могут продвинуться на несколько километров. Движение речных наносов вызывает изменение местоположения мелководных и глубоководных (плесовых) участков реки и постоянное смещение размываемых и намываемых берегов, приводящее к периодическому занесению наносами или подмыву водозаборов, причальных сооружений портов и других объектов, требующих непосредственно го выхода к реке [15].

Количество и состав речных наносов - важнейшие факторы, определяющие механизм руслового процесса. Перемещаясь во взвешенном или влекомом состоянии, они создают аллювиальные формы рельефа речного русла, в значительной степени определяют характер самого течения, вызывают увеличение или уменьшение силы потока.

Развитие всех видов русловых деформаций определяется множеством факторов. Они могут быть сгруппированы следующим образом: 1) определяющие мощность речного потока, повышенное значение которой является гидравлической предпосылкой перехода от меандрирования к разветвленности (водоносность реки, уклон дна долины); 2) способствующие или препятствующие расширению русла за счет размыва берегов при повышенной мощности потока, что обеспечивает реализацию механизма перехода к разветвленности (состав пород, почвенно-растительный покров, неравномерность стока, ледовые явления, мерзлота, ветер и волнение); 3) спо-

собствующие или же препятствующие переходу первичных черт меандрирования и разветвленности на более высокий таксономический уровень - закреплению побочной или осередков и их превращению соответственно в пойменный сегмент или остров, а впоследствии - в пойменный массив того или иного генезиса (растительность, неравномерность стока, мутность потока и состав наносов). В «чистом» виде эти факторы проявляются в условиях свободного развития русловых деформаций, обеспечивая формирование широкопойменных русел. Формирование морфологического облика врезанных русел определяется при значительной, а иногда и определяющей роли особенностей геолого-геоморфологического строения долины и самого русла [22].

Геологическое и геоморфологическое строение речного бассейна оказывают существенное влияние на форму речной долины и продольного профиля реки, на состав руслового аллювия и устойчивость русла. Они определяют два главных условия руслоформирования - средний уклон реки и размываемость горных пород. Тектоническое строение водосборного бассейна, состав горных пород, история развития территории отражаются в уклоне реки и создают предпосылки формирования одной из разновидностей рек по характеру русловых процессов - горных, полугорных и равнинных [12].

Неодинаковая размываемость горных пород и грунтов определяет интенсивность и направленность русловых деформаций. Если река пересекает массив относительно прочных пород, ее долина сужается, аллювий становится крупнее, продольный профиль приобретает ступенчатую форму.

Русловые деформации развиваются свободно, когда сопротивляемость грунтов дна и берегов реки к размыву, характеризующая величиной неразмывающей скорости, меньше или равна скорости течения хотя бы в отдельные фазы гидрологического режима. Если реки дренируют территории, сложенные рыхлыми породами в условиях спокойного тектонического режима, то они формируют широкую пойму. Для русел широкопойменных рек характерна высокая интенсивность переформирования. Свободное развитие деформаций характерно и для русел рек, протекающих среди некоторых разновидностей связных (пластичных) пород, хотя интенсивность их деформаций меньше [2]. Горизонтальные деформации

речного русла наблюдаются и в том случае, когда дно долины сложено более устойчивыми к размыву породами, чем берега.

Состав размываемых пород может определять не только скорость деформаций, но и форму излучин. Если пойменные берега сложены песками, происходит трансформация сегментной формы излучины в петлеобразную (омеговидную). На её крыльях возникают излучины второго порядка, вогнутые размываемые берега которых ориентированы навстречу друг другу, а в привершинной части вдоль всего вогнутого берега создается зона устойчивого размыва, обеспечивающего поперечное смещение всей излучины в целом. Такое расположение зон размыва берегов приводит к сближению крыльев и, в конечном счете, к спрямлению излучины путем встречного размыва берегов. Старое русло быстро отмирает, превращаясь в старичное озеро.

При глинистом строении берегов поймы излучина приобретает вытянутую поперек долины форму - синусоидальную или пальцеобразную. Участки русла между вершинами смежных излучин представляют собой прямолинейные вставки с относительно стабильными берегами. В вершине излучины зона размыва локализуется коротким отрезком вогнутого берега, где скорости потока выше неразмывающих для глинистых грунтов [15].

На основании данных о геологическом строении территории можно выделить районы свободного и ограниченного развития русловых деформаций. В первом случае слабая устойчивость пород, слагающих ложе реки, и мелкозернистый русловой аллювий обуславливают преимущественную роль потока в русловом процессе. Эти реки отличаются наиболее полным развитием всего комплекса русловых форм.

В условиях распространения устойчивых к размыву пород, поток, обладающий даже значительной энергией, иногда полностью «управляется» руслом. Развитию русловых деформаций в этом случае крайне ограничено. У рек, прорезающих скальные кристаллические породы интенсивность русловых деформаций настолько мала, что их морфологический эффект обнаруживается только в геологическом масштабе времени. Направление русла и долины таких рек в значительной степени следуют крупным трещинам или тектоническим нарушениям.

Русла формируются часто в беспойменных, узких, глубоко врезанных долинах. Количество руслообразующего материала сравнительно невелико, и он даже на равнинных реках (в моренных суглинках, песчаниках, сланцах) представлен галькой и валунами. Такие русла называются врезанными, формы их руслового рельефа не отличаются разнообразием.

Сток наносов, поступающих с водосборного бассейна, может рассматриваться, как внешний по отношению к русловому потоку фактор. Он служит одним из условий, в которых развиваются речные русла. Наносы формируются из продуктов размыва русла, а также из твердого материала, который поступает в реку из притоков, оврагов и балок, нерусловых потоков, приносится ветром, попадает в русло при обвалах и оползнях на берегах. Соответственно, состав наносов зависит в значительной степени от геологического строения речных бассейнов. Что касается концентрации наносов в реках, их количество изменяется в широких пределах в зависимости от климато-ландшафтных условий водосбора, характера хозяйственного освоения территории, а также геоморфологии бассейна. Горные реки имеют модуль стока наносов на два порядка больший, чем реки равнин. Реки возвышенностей - на порядок больший, чем реки низменностей, а реки, протекающие по территориям, сложенным скальными породами - на три-четыре порядка меньший, чем Лессового плато Китая [2].

Речные наносы делят по генезису на русловые и транзитные. Русловые наносы крупностью более 0,05 мм поступают в поток в результате русловых деформаций, а транзитные - меньшей крупности - в ходе денудации поверхности водосборного бассейна. По способу переноса речные наносы делятся на растворенные, взвешенные и влекомые.

Соотношение взвешенного и влекомого материала в составе речных наносов определяется рельефом территории, геологическим строением, климатическими и ландшафтными условиями водосбора, хозяйственной деятельностью и пр. Обычно преобладают взвешенные наносы, доминирование влекомого материала встречается достаточно редко. Влекомые наносы в наибольшей степени участвуют в строении форм руслового рельефа – перекатов, осерёдков, побочней, кос, поэтому их роль в русловых деформациях очень велика.

На равнинных реках доля влекомых наносов (от их суммы с взвешенными) не превышает обычно 10-15%. Отмечается закономерность - чем больше общий сток наносов, тем меньшую долю в нем составляют влекомые наносы [2].

При дефиците наносов поток непосредственно контактирует с коренным ложем реки или подстилающими русло отложениями. В условиях ограниченного развития русловых деформаций отступление трудноразмываемых берегов практически не происходит, и вся энергия потока идет на размыв дна. В результате формируются врезанные русла. Избыточное количество в потоке наносов по отношению к его транспортирующей способности, вне зависимости от источника их поступления, сопровождается аккумуляцией и повышением отметок дна [22].

Влияние климата на эрозионную деятельность рек проявляется через водность реки и количество материала, поставляемого в русло с поверхности бассейна. Сток воды — основной активный фактор руслового процесса, а размеры русла находятся в прямой зависимости от величины стока. Например, ширина русла и размеры его излучин приблизительно пропорциональны корню квадратному из расхода воды.

Расход воды в русле зависит от площади водосбора, поэтому условия руслоформирования изменяются по длине реки. Рост площади водосбора и как следствие водности потока происходит скачкообразно при впадении притоков. Слияние рек обуславливает резкое изменение эрозионной и транспортирующей способности объединенного потока и направленности руслоформирующей деятельности реки. В связи с этим для анализа изменений, происходящих в русловом режиме реки от верховьев до устья в условиях гумидного климата, определенное значение имеет выделение порядков потоков. Для практических расчетов обычно используются системы, в которых элементарный поток, начинающийся от истока и не имеющий притоков, имеет первый порядок. Слияние двух потоков первого порядка образует поток второго порядка, сливающиеся вместе два потока второго порядка образуют поток третьего порядка (реку) и т. д. Исследования Н.А. Ржаницына показали, что последовательное изменение порядка приводит к трансформации основных гидрологических особенностей реки и морфометрических характеристик русла [18].

Динамика русловых процессов во многом зависит от того, как в сезонном и многолетнем разрезе изменяется количество протекающей по руслу воды. С увеличением расхода воды поток формирует более крупные излучины, углубляет плесы, образует массивные мели. При уменьшении расхода поток откладывает наносы в плесах, а на перекатах прорезает между побочными борозду. Поток половодья перерабатывает формы руслового рельефа, созданные в межень, а меженный поток - формы, созданные в половодье. В связи с этим важное значение имеет представление о руслоформирующем расходе воды. Н.И. Маккавеев [12] определяет его как расход воды (точнее интервал расходов), при которых в многолетнем плане проходит наибольший сток наносов, вследствие чего влияние на русло оказывается максимальным. В этом смысле руслоформирующий расход воды служит характеристикой критической фазы процесса взаимодействия потока и русла, так как характеризует некий порог, за которым наступают быстрые переформирования.

При прочих равных условиях, чем меньше относительная величина изменений стока, тем стабильнее рельеф речного русла [21,23]. Снижение интенсивности русловых деформаций обычно наблюдается в годы с очень низким половодьем. В многоводные годы интенсивность русловых деформаций увеличивается.

Ледовые явления также оказывают заметное влияние на формирования русел рек, особенно текущих с юга на север. При этом можно выделить несколько аспектов воздействия ледового режима реки на ее русло. Прежде всего, происходит механическое разрушение берегов льдинами во время ледохода, образование заторов и зажоров в отдельных рукавах, что вызывает перераспределение стока в узле и способствует развитию других рукавов, свободных ото льда. При прорыве затора происходит резкое увеличение расходов воды и наносов, образуется мощная, быстродвигающаяся волна, обладающая огромной разрушительной силой. Промерзание рек и образование наледей вызывает развитие пойменных рукавов потоками, обтекающими наледь при весеннем увеличении стока. Наибольшее влияние наледей прослеживается на поймах малых рек, преимущественно в условиях ограниченного развития русловых деформаций. Наледи в этих условиях полностью перекрывают днища речных долин. Весной, при вскрытии рек, наледи

препятствуют стоку полых вод, выше по течению возникает подпор, ведущий к увеличению сроков затопления поймы и формированию наилка [15]. С ледовыми явлениями связан перенос и отложение вмерзшего в льдины на вышележащих участках реки и притоках крупнообломочного материала. Интенсивный ледоход, проходящий при невысоких уровнях, препятствует росту осередков в высоту и их превращению в острова [13,22].

Заметно влияют на русловые процессы при большом размере рек ветры, особенно в половодье. Над обширным пространством разлива сила ветра возрастает, благодаря развитию значительного волнения разрушаются прибойные берега. Нагоны воды в сторону наветренного берега вызывают в придонных слоях потока образование течений, переносящих наносы к подветренному берегу [22].

Растительность оказывает на русловые процессы как прямое, так и косвенное воздействие. Косвенное воздействие заключается в регулирующем влиянии растительности на сток и поступление наносов в реку. Лесная растительность способствует снижению максимальных расходов половодий и паводков и некоторому увеличению водности межени. Разница в насыщенности наносами вод рек с облесенными и необлесенными водосборами нередко достигает 10-кратной величины. Непосредственное воздействие растительности на русловые процессы особенно заметно на малых реках. Заращение русла водорослями и завалы лесом способствуют обмелению рек. Скрепление берегов корнями растений и заращение поймы стабилизируют их русло. Непременным условием превращения побочня в сегмент излучины или осередка в остров является появление на их поверхности растительного покрова достаточной густоты, который, создавая дополнительное гидравлическое сопротивление, способствует аккумуляции влекомых наносов и осаждению взвешенных частиц на его поверхности при затоплении в половодье или паводок.

На поймах больших рек высокие деревья, корневая система которых в основном развита в слое 1-1,5 м, остановить подмыв берега не могут. Однако и здесь лес стабилизирует поверхность поймы и способствует аккумуляции на ней наносов в половодье [22].

Важным фактором русловых процессов является существующая форма русла и долины. Хотя форма русла создается в основном деятельностью потока, но изменения формы русла запазды-

вают по сравнению с изменением характеристик потока. Поэтому в заданный момент времени форма русла существенно влияет на его гидравлические характеристики и транспортирующую способность.

Ограничивающее воздействие на русловые деформации оказывают многолетне мерзлые грунты. Глубины на реках криолитозоны, как правило, уменьшаются за счет увеличенной ширины их русел по сравнению с такими же по водности реками зоны умеренного климата. Если же мерзлотой скованы только отмели, то наиболее интенсивные деформации ограничены стрежневой зоной меженного потока. В разрушении берегов, сложенных мерзлыми породами, большое значение приобретают термоабразионные процессы - на уровне меженного горизонта воды образуются ниши, благодаря которым берега обрушаются крупными блоками. Временно, до полного оттаивания и размыва блоков, процесс размыва берега приостанавливается, хотя скорость отступления берега при этом в среднем такая же, как и во внемерзлотной зоне.

Благодаря широкому распространению мерзлоты на водосборах равнинные реки Сибири отличаются невысокой мутностью, возрастающей с запада на восток по мере увеличения доли летне-осеннего стока, соответствующего периоду наибольшего развития деятельного слоя [13].

Односторонние смещения русла вызываются действием силы Кориолиса и проявляются на реках с максимальным расходом воды более $1000 \text{ м}^3/\text{сек}$. Реки гумидных областей умеренного пояса имеют наиболее благоприятные условия для смещения под действием этой причины. Например, стационарные наблюдения в Западном Закамье, ведущиеся с 1996 г., позволили определить величины смещения меандр, равные для малых рек $0,1 \text{ м/год}$, для средних - $0,15 \text{ м/год}$, причём вправо в 2 - 3 раза выше, чем влево [4].

Очень сильно на характер развития русловых деформаций и формирование пойм могут влиять действующие активные геоморфологические процессы, развивающиеся как по берегам, так и в пределах всей водосборной площади.

На крутых склонах, подмываемых рекой, развиваются обвально-осыпные процессы. Если обвально-осыпной склон опирается на пойму, материал, поступающий с него, накапливается у тылового шва в виде либо параллельного склону шельфа крупнообломочного материала, выполаживая изгиб между поймой и склоном,

либо серии осыпных конусов. Если подмыв склона продолжается и обломочный материал поступает непосредственно в русло, на его скоплениях могут аккумулироваться взвешенные наносы, образуя прямо на коллювии пойменную фацию аллювия. Она закрепляется растительностью, и обвально-осыпные скопления материала становятся скелетной поймой. Площади таких пойм обычно очень малы [15]. Оползни, обвалы, осыпи на берегах рек являются поставщиками твердого материала в поток. Крупные оползни, сложенные связными породами, способны перегораживать часть русла и в течение многих лет оказывать воздействие на поток, меняя его направление.

Развитие на распаханых водосборах плоскостного смыва и овражной эрозии увеличивают твёрдый сток рек, приводят к заилению русел и пойм, образованию в их пределах антропогенно обусловленного наилка. В устьях оврагов, балок и других временных русловых потоков формируются мощные конусы выноса и пролювиальные шлейфы, которые распространяются на всю пойму, увеличивая её высоту.

В условиях повышенного увлажнения процессы массового сползания чехла мелкообломочного рыхлого материала могут существенно видоизменять поверхность поймы. Насыщенный влагой мелкозем, сползая со склонов, накапливается в тыловых частях поймы в виде плащеобразных шлейфов, аналогичных делювиальным. Уклоны краев увлажнённых шлейфов, составляющие 4-5°, оказываются достаточными для начала процесса медленной солифлюкции в направлении к центральной пойме. Со временем текучая масса грунта занимает обширные площади не только в притеррасных, но и в центральных частях пойм, погребая под собой флювиальный пойменный рельеф. На малых реках при избыточном количестве поступающего в пределы поймы рыхлого склонового материала (за счет делювиального смыва или солифлюкции) флювиальный пойменный рельеф полностью исчезает.

Влияние эоловых процессов на формирование рельефа пойм ощутимо при наличии ровных и открытых пространств, сильных ветров и обширных обсыхающих в межень побочней. Таким условиям отвечают широкие долины крупных рек с песчаным аллювием. Песок, подхваченный с отмелей в сухую погоду, перемещается по направлению ветра, воздушный поток при встрече с поймой

снижает скорость, и взвешенные им частички оседают на пойму, образуя быстрорастущие в высоту дюны [15].

Результаты хозяйственной деятельности способны не только менять облик реки, но и заметно влиять практически на любой фактор руслоформирования. Регулирование стока воды приводит к изменению стока наносов, что в совокупности изменяет направленность и интенсивность русловых деформаций. С другой стороны, объекты и сооружения на реках испытывают воздействие русловых процессов или зависят от них и для своей защиты и нормального функционирования требуют возведения регулирующих и берегоукрепительных сооружений, проведения специальных работ.

Регулирование стока водохранилищами ГЭС снижает высоту половодий и повышает уровни межени. Кроме того, в нижние бьефы водохранилищ поступает водный поток, содержащий небольшое количество взвешенного вещества, вследствие чего возрастает его эрозионная способность. Забор части стока на орошение аналогичен снижению водности потока. Изменения водности и гидрологического режима рек сказываются в направленности и характере русловых деформаций - в нижних бьефах гидроузлов активизируется глубинная эрозия, выше водохранилищ наблюдается систематическая аккумуляция [13].

Вырубка лесов и распашка водосборов, забор воды на орошение в больших объемах, строительство дамб, выправление русел судоходных рек вызывают изменения русловых процессов, интенсивности и режима русловых деформаций [14].

В связи с вырубкой лесов и распашкой склонов изменяются условия стока талых снеговых и дождевых вод. При сохранившемся объеме стока, увеличивается доля поверхностного стока и резко возрастает его неравномерность. На распаханных водосборах сток весеннего половодья в 2-3 раза выше, чем в полностью залесённых. Из-за этого сокращаются запасы подземных вод, отмирают родники и малые реки – в основном 1-го порядка. Существенная перестройка структуры речной сети, вызванная отмиранием рек 1-го порядка, начинается в южной тайге и подтайге при уменьшении залесенности до 80%. При сведении лесов наполовину, также примерно на 50% уменьшается численность рек 1-го порядка и отмирает ряд рек 2-го порядка [5,6].

Чем крупнее река, тем больше сопротивляемость ее русла искусственным преобразованиям и тем меньше время установления динамического равновесия в системе поток - русло после антропогенного вмешательства или после формирования русла с новыми характеристиками. Трансформация крупных рек начинается при масштабах воздействия, соизмеримых с размерами самой реки (по объемам стока воды и наносов, параметрам русла и т. д.) или превышающих эти размеры, когда изменения приобретают направленный необратимый характер. На больших реках это происходит при крупном гидротехническом строительстве [14].

Продолжает оказывать влияние на русловые процессы осуществлявшийся ранее молевой сплав леса. На многих реках до сих пор сохраняются «деревянные мостовые» на дне плёсов и омутов, затрудняющие донную эрозию и способствующие усилению боковой эрозии [16].

Не стоит сбрасывать со счетов и биологический фактор. В результате жизнедеятельности микроорганизмов и других агентов выветривания происходит ослабление прочности поверхностных горизонтов пород, слагающих ложа рек. Образующиеся обломки отрываются от дна и начинают перемещаться. Дальнейшее изменение таких обломков происходит по закономерностям, установленным для руслового аллювия [23].

При закладке нерестовых гнезд рыбы проводят работу по очистке русловых отложений от мелкого материала, переводя его во взвешенное состояние. Разные виды тихоокеанских лососей при строительстве одного нерестового бугра перекапывают от 0,1 м³ до 0,4 м³ русловых отложений или 200-870 кг при средней их плотности 2200 кг/м³. Приблизительно вынос наносов за счет нереста на ряде рек Дальнего Востока составляет до 5% их стока.

Более интенсивные процессы размыва русловых отложений лосося осуществляют в пойменных протоках, дно которых к началу нереста покрывается слоем ила. В период нереста происходит полная очистка русла от тонкодисперсных фракций, и дно русла представлено чистым галечным аллювием. Так за период массового нереста кеты и горбуши из одной протоки р. Большой было вынесено около 1000 т ила.

После нереста происходит гибель всех тихоокеанских лососей. При среднем ежегодном заходе лососей в реки поступает на 2-

3 порядка больше органического материала, чем выносятся молодью. Эта органика существенно повышает продуктивность растительных сообществ пойменных экосистем. Вследствие быстрого ее накопления увеличиваются темпы сукцессии на обсыхающих формах русла, что означает высокую скорость их трансформации в пойму и смену одного типа русла другим [25].

Особенности условий развития русловых деформаций приводят к формированию различных типов русел. В проблеме их классификации намечается несколько подходов, в основу которых положены разные признаки: 1) устойчивость русла, т.е. интенсивность развития русловых деформаций независимо от морфологического типа русла и вида его переформирований; 2) развитость и формы грядового аккумулятивного рельефа русла; 3) морфология перекатов как наиболее крупных форм рельефа русла, связанных с грядовым перемещением наносов, развитие которых определяется гидравлическими характеристиками потока, особенностями формирования наносов и формой самого русла; 4) кинематика потока, уклон русла и формы транспорта наносов; 5) морфология самого русла и соответствующий вид горизонтальных русловых деформаций (морфодинамический подход) [22].

Одной из ключевых характеристик типов русла считается относительная легкость размыва и транспортирования материала, которым сложены берега. Если эрозия берегов более трудная, чем транспорт наносов, русло останется прямым. Затруднения транспорта наносов при легкой размываемости берегов могут привести к разветвлению. Меандрирование с балансом размываемости берегов и транспорта наносов занимает промежуточное место. При достаточном количестве наносов в русле формируются грядовые формы и в периоды пониженной водности развиваются извилины динамической оси потока [2].

По мнению Р.С.Чалова [22], классификация русел должна опираться не только на их внешний облик, но и на всю совокупность возможных изменений форм русел в процессе эволюции - от зарождения до отмирания, т.е. увязывать их морфологические и динамические характеристики. Отсюда морфологическая (по внешним признакам) классификация русел является одновременно динамической.

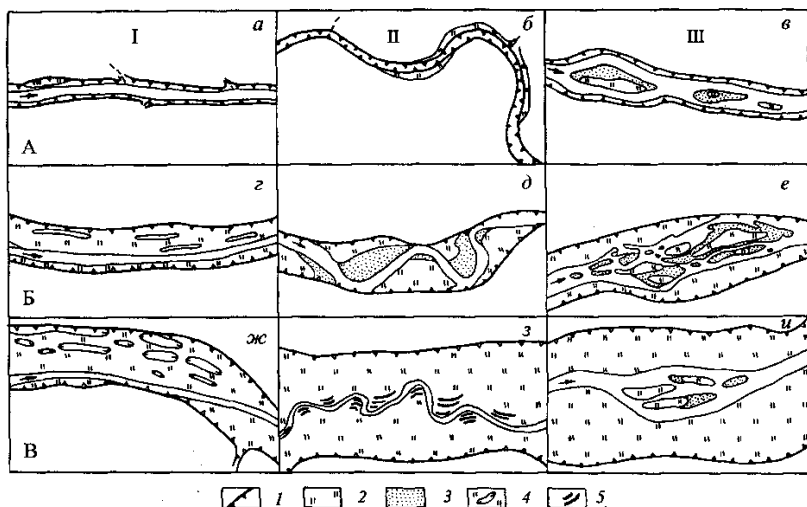


Рис. 6.4. Морфодинамические типы русел в разных геолого-геоморфологических условиях развития русловых деформаций [22].

А - врезанные, Б - адаптированные, В - широкопойменные

I - относительно прямолинейное, неразветвленное, II - извилистое (меандрирующее), III — разветвленное на рукава. 1 - борта долины, 2 - пойма, 3 - крупные отмели, обсыхающие в межень, 4 - озера на пойме, 5 - гравистый рельеф на пойме.

В этом случае меандрирование, разветвление и формирование относительно прямолинейных, неразветвленных русел представляют собой не типы русловых процессов, а русловые деформации как формы проявления русловых процессов, которым соответствуют морфодинамические типы русел (рис. 6.4).

Характер развития русла какого-либо морфодинамического типа неодинаков в разных геолого-геоморфологических условиях. В связи с этим выделяются врезанные (беспойменные) русла, соответствующие ограниченному развитию русловых деформаций; адаптированные – промежуточный тип между врезанными и широкопойменными, развивающийся в узких долинах; широкопойменные – при свободном развитии русловых деформаций.

Итогом эрозионно-аккумулятивных процессов в русле является формирование продольного профиля реки, который может служить индикатором условий флювиального рельефообразования. Впервые сравнение уклонов рек для определения интенсивности

эрозионных процессов было предложено Н. И. Маккавеевым [13], который показал, что величина уклона находится в прямо пропорциональной зависимости от количества транспортируемого рекой материала и в обратно пропорциональной — от квадрата расхода воды. В отличие от стока наносов уклоны рек отражают «нормальную», «геологическую» эрозию, т. к. перестройка продольных профилей рек, связанная с увеличением наносов из-за хозяйственной деятельности человека, даже в такой освоенной зоне как лесостепь, пока относительно невелика [10].

На основе данных по стоку воды и наносов и морфологии речных долин можно следующим образом оценить интенсивность и направленность эрозионной деятельности рек в зависимости от их климато-ландшафтной принадлежности.

В тундре реки имеют расширенные асимметричные долины с вогнутым мульдообразным днищем. Подошвы склонов выражены очень слабо и склоны переходят в поверхность днища плавно, без четкого перелома в профиле. Асимметричный и мульдообразный характер долин обязан своим происхождением главным образом интенсивным склоновым процессам. Уклоны тундровых рек в 3-5 раз больше, чем у таежных и примерно равны экваториальным. Можно считать доказанным, что причиной сохранения в перигляциальных условиях больших уклонов является высокая интенсивность склоновых процессов, а не вечная мерзлота, якобы сдерживающая глубинную эрозию.

Реки гумидных зон умеренного пояса имеют ящикообразные долины с широким плоским днищем. Перегиб между склонами и днищем всегда выражен четко. Асимметричность поперечного профиля долин, если только она не является реликтовой, обусловлена односторонним смещением русла под действием силы Кориолиса. Все реки независимо от их размеров и водности испытывают разносторонние перемещения типа меандрирования и фуракции, благодаря чему создается плоское днище долин.

Равновеликие реки лесной, лесостепной и степной зон не различаются между собой по величине уклона. Хорошо заметно это по рекам лесов и лесостепи - зон наиболее контрастных в данном поясе по современной величине стока взвешенных наносов. В абсолютном выражении уклоны минимальны по сравнению со всеми другими зонами Земли. Выположенность продольного профиля

обусловлена малым количеством наносов бассейнового происхождения в сочетании с относительно большой водностью рек.

С увеличением аридности резко уменьшается величина стока воды, но увеличивается сток взвешенных наносов, уклоны рек возрастают. **В пустынях** по мере расхода воды на испарение и просачивание в грунт реки настолько интенсивно аккумулируют материал, что приобретают в нижнем течении выпуклый продольный профиль. Перегруженность потока наносами вызывает постоянное блуждание русел и приводит к формированию долин с плоскими и широкими днищами и крутыми, но невысокими склонами. В аридных районах из-за слабой склоновой переработки даже сухие долины сохраняют облик свежих флювиальных форм.

В зоне саванн жидкий сток возрастает, увеличивается и твердый сток. Это увеличение происходит в таком соотношении, что реки в состоянии транспортировать весь материал только при больших уклонах. Поэтому реки саванн имеют слабоогнутый продольный профиль, а уклоны их в нижнем течении в 5-10 раз выше, чем у рек гумидных районов умеренного пояса. О слабой глубинной эрозии говорит также господство в этой зоне «рек без долин».

Реки экваториальной зоны по сравнению с саваннами имеют меньшие уклоны, что объясняется увеличением массы стекающей воды и уменьшением стока наносов с хорошо защищенной растительностью поверхности. Однако количество транспортируемого материала больше, чем в лесах умеренного пояса, к тому же очень тонкий его состав не оказывает заметного эродирующего воздействия на ложе реки и поэтому реки сохраняют порожистость и больший, чем в лесах умеренного пояса, уклон.

Таким образом, по мере возрастания интенсивности рельефообразующей деятельности рек ландшафтные зоны земного шара могут быть расположены в следующем порядке: пустыня, полупустыня и саванна, экваториальные леса и тундра, гумидные зоны умеренного пояса [10].

К исследованию русловых процессов существуют два основных подхода - гидроморфологический и гидродинамический. Первый из них получил широкое распространение и наиболее часто применяется для анализа развития форм русла и форм руслового рельефа, а также для фоновых прогнозов русловых деформаций. Второй подход основан на применении системы уравнений гидро-

механики для расчета деформаций. Гидродинамический подход развит слабее в силу большой сложности явлений, незамкнутости системы уравнений и необходимости дополнительных данных, получаемых, как правило, путем моделирования. Тем не менее, он успешно применяется при расчетах деформаций при гидротехническом строительстве [2]. Широкое применение имеют также эмпирические формулы, установленные для отдельных регионов.

Наиболее надёжные данные о деформациях русел могут быть получены при непосредственных стационарных наблюдениях за этими процессами. Для проведения полевых работ требуется первоначально определить состав и расположение ключевых участков по аэрофотоснимкам или крупномасштабным картам.

Выбор ключевых участков становится возможным после проведения типизации пойменно-руслowych комплексов. Стационарные посты для наблюдений за русловыми и пойменными процессами устанавливаются в наиболее характерных местах русел различных типов, где чётко определяется и доминирует какой-либо один ведущий природный или антропогенный фактор. Так, при изучении сезонной и многолетней динамики широкопойменных меандрирующих русел выбираются три вида излучин: пологие сегментные, сегментные с оптимальной кривизной ($1/L \sim 1,57$) и крутые (омеговидные, сегментные и пр.). Измерение отступления береговой линии в крыльях излучин и в их вершинах проводится два раза в год - после половодья и перед зимней меженью. При анализе скорости размывов берегов в каждую из фаз наблюдений обязательно учитывается объем стока соответствующей фазы, т.е. половодья и дождевых паводков [9].

Одним из наиболее старых полевых методов изучения смещения русел является метод реперов и марок. Сущность метода заключается в проведении повторных замеров расстояний от неподвижных реперов или марок до береговой линии или уступа поймы. Металлические реперы (шпильки) длиной не менее 0,5 м забиваются в грунт на таком расстоянии от береговой линии, чтобы обеспечить проведение наблюдений в условиях постоянного размыва. Если на пойме имеются отдельно стоящие деревья или столбы, их можно использовать в качестве надёжных марок для измерений, проводимых по строго определённом направлению (азимуту) с помощью рулетки. Точность таких измерений составляет несколько

сантиметров, что при боковом смещении русел в несколько метров вполне достаточно. Основной недостаток метода заключается в том, что результаты точечных измерений невозможно экстраполировать даже на близко расположенные от места наблюдений отрезки русла.

Надёжные, детальные и наглядные данные о деформациях русла получают при проведении повторной планово-высотной (тахеометрической) съёмки. В этом случае производится съёмка достаточно значительного отрезка русла и пойменно-руслового комплекса реки, как на участках размыва, так и аккумуляции. Затем в камеральных условиях создаются топографические планы, по которым определяются средние и максимальные значения размывов, площади смытых берегов и другие характеристики. Значительный объём таких работ был выполнен в Удмуртском госуниверситете начиная с 2001 года на 30 ключевых участках [19,20].

В Казанском университете для определения скоростей и направления плановых смещений русел ряда крупных и средних рек востока Русской равнины использовались данные сравнения детальных лоцманских карт начала 20 века с современными крупномасштабными топографическими картами. Для определения геологических скоростей анализировалось распространение пойменных и террасовых комплексов: низкой и высокой поймы голоценового возраста, первой и второй надпойменных террас средне - поздневалдайского возраста, третьей и четвертой террас среднечетвертичного времени [11].

Кроме традиционных картометрических исследований и вычислений при изучении русловых процессов используется геоиндикационное дешифрирование аэрофотоснимков и визуальные обследования пойменно-русловых геосистем. Использование дистанционных или полевых методов исследований позволяет по прямым признакам, характеризующим преобладающий вид русловых деформаций, классифицировать русло реки. К таким индикаторам, в первую очередь, относится характер растительности (или ее отсутствие), состав русловых или пойменных отложений на выпуклых берегах излучин. Так, например, для всех рек Пермского Прикамья, имеющих длину более 10 км, были определены основные количественные характеристики геоморфологических условий и плановых деформаций русла: уклон русла, относительный показа-

тель развитости излучин, ширина пояса меандрирования, коэффициент извилистости макроизлучин. Особое место в этих исследованиях занял процесс выявления динамической устойчивости русла, который является основным показателем отнесения излучин к типу свободного, ограниченного развития или врезания. Для этого, используя дистанционные и полевые методы исследований, устанавливалось наличие горизонтальных смещений русла. В качестве прямых признаков развития горизонтальных деформаций использовались результаты наложения разновременных аэрофотоснимков или топокарт (в различных комбинациях: «снимки на снимки», «карты на карты», «снимки на карты»), фиксирующих местоположения зон размыва для аккумуляции. Как правило, для плановых сопоставлений отбирались материалы в масштабе не мельче 1:50 000. Преобладание горизонтальной русловой составляющей определялось по наличию специфического набора прибрежных геосистем (пески, галечники, отсутствие растительности), поскольку известно, что формирование подобных морфологических образований происходит из-за наращивания прибрежных отмелей в результате накопления аллювия и смещения русла в направлении противоположного (размываемого) берега. Активность и преобладание вертикального вреза русла довольно точно фиксировались по наличию четко выраженных бровок русла по обоим берегам реки вне зависимости от степени развитости излучин [14].

Данные полевых наблюдений, как и результаты расчёта русловых деформаций, имеют огромное практическое применение. Одним из ведущих критериев определения категории опасности является характеристика скорости размыва пойменных берегов и уступов речных террас. Количественно она характеризуется среднемаксимальной скоростью размыва берегов (м/год). Процессы аккумуляции наносов рассматриваются с точки зрения угрозы занесения водозаборов, водовыпусков, акваторий затонов, портов, подходов к причалам, а также возможной степени ухудшения условий судоходства [8].

Динамика пойменных ландшафтов изучается на ландшафтных профилях, проложенных перпендикулярно руслу от вершин излучин, где они фиксируют начало образования поймы, вглубь до уступа террасы или коренного борта долины. На участках молодой поймы уже за несколько лет можно проследить поймен-

ную сукцессию, на участках зрелой поймы можно обнаружить следы высоких половодий, прогрессирующее заболачивание тыловых швов, следы других редко повторяющихся, но типичных для поймы сюжетов. При наблюдениях как за динамикой русла, так и за состоянием поймы, обязательно фиксируются все антропогенные изменения, происходящие с исследуемым пойменно-русловым комплексом [9].

Масштаб плановых деформаций русел рек не отражает всю полноту и особенности развития в них эрозионно-аккумулятивных процессов. Метод определения интенсивности эрозии по объему транспортируемого реками материала является в этом отношении одним из наиболее точных и объективных. При этом объем твердого стока реки не может служить точной мерой всех продуктов эрозии в ее бассейне, так как значительная часть последних аккумулируется на склонах, поймах и в разного рода понижениях и не выносятся за пределы бассейна. Тем не менее, твердый сток прямо зависит от интенсивности эрозионных процессов в русле реки и на ее водосборе и может быть использован для сравнения этих процессов на разных территориях.

Геоморфологами Казанского госуниверситета для каждой ландшафтной зоны и ее подразделений (подзон, секторов и крупных элементов орографии) были определены средние модули стока взвешенных наносов отдельно для бассейнов малых рек (площади от 500 до 10000 кв. км) и крупных рек (площади более 10000 кв. км). Разделение бассейнов по величине вызвано тем, что почти во всех зонах модули твердого стока заметно различаются в зависимости от площадей бассейнов и эти различия вполне закономерны. Средние модули для зоны или отдельных ее подразделений определялись делением суммы годового стока взвешенных наносов использованных бассейнов на сумму площадей этих бассейнов в данной зоне или ее части [10].

Изложенные данные характеризуют современные ландшафты, существенно отличающиеся от естественных вследствие уничтожения лесов и развития сельского хозяйства. Для ряда зон, ландшафты которых сильно изменены человеком (смешанные и широколиственные леса, лесостепь и степь), сделаны попытки приближенного приведения модулей к естественным доагрикультурным значениям.

Тундра и лесотундра. Сток взвешенных наносов во всех секторах Евразии сравнительно невелик. Аномально малыми модулями отличаются реки Балтийского щита, что связано с преобладанием скальных пород и большой озерностью. У малых рек модули стока взвешенных наносов больше, чем у крупных. Модули связаны с площадями бассейнов отчетливой обратной зависимостью.

Тайга среди всех ландшафтных зон земного шара выделяется самой малой мутностью рек и самым малым стоком взвешенных наносов. Основной причиной является хорошая сохранность лесного покрова, надежно защищающего водосборные поверхности от эрозии временных водотоков. В результате твердый сток формируется почти исключительно лишь за счет эрозии самих рек в своих руслах и на берегах. По модулям твердого стока крупные реки превосходят малые. Это объясняется тем, что эрозионный коэффициент у малых и больших рек в тайге не имеет существенных различий. Уклоны у крупных рек уменьшаются, но возрастают расходы воды, что и определяет общее увеличение модулей твердого стока крупных рек, т.к. твердый сток пропорционален уклону в первой степени, а жидкому стоку - во второй.

Залесенность **северной и средней тайги** Русской равнины за последние 200—250 лет уменьшилась на 10—15%, однако уменьшение залесенности не сопровождалось расширением пахотных земель и не привело к усилению склоновой эрозии.

В зоне смешанных и широколиственных лесов, по сравнению с тайгой, резко возрастает твердый сток малых рек. Они во всех секторах зоны по модулям стока взвешенных наносов значительно (кроме запада Русской равнины) превосходят крупные реки. Причиной является сокращение лесов и увеличение пахотных земель, вследствие чего неравномерность стока воды и твердый сток в малых бассейнах увеличивается в большей степени, чем в крупных. Ослабление эрозионных процессов в западной части Русской равнины связано с заболоченностью и озерностью, широким распространением залесенных песчаных полесий. Сильное влияние на твердый сток в рассматриваемой зоне оказывает рельеф. Реки возвышенностей имеют большие модули твердого стока, чем низменностей. Собственное влияние рельефа здесь усиливается и ландшафтными различиями: возвышенности лучше дренированы и больше распаханы, низменности заболочены и залесены. Сове-

менные ландшафты зоны существенно отличаются от естественных вследствие значительной вырубki лесов и распахки земель. На Русской равнине залесенность в пределах зоны уменьшилась почти вдвое и составляет 40—50%. Модули твердого стока в рассматриваемой зоне зависят от залесенности, что особенно ясно проявляется в однородных геологических и геоморфологических условиях. На крупных реках влияние лесистости на сток проявляется слабее.

В зоне лесостепи, несмотря на уменьшение по сравнению с лесной зоной стока воды, модули твердого стока заметно возрастают и достигают максимальных для умеренного пояса значений. При этом особенно значителен твердый сток рек распаханых лесостепных равнин Северной Америки и востока Русской равнины. В лесостепной зоне оптимально сочетаются важнейшие факторы, определяющие интенсивность эрозии в различных звеньях гидросети. Значительное количество неравномерно выпадающих осадков сочетается со слабой противозерозионной устойчивостью сильно распаханной поверхности. К северу возрастает количество осадков и жидкий сток, но уменьшается неравномерность стока, более сомкнутым и ненарушенным становится растительный покров. К югу поверхность становится все менее защищенной, но годовая сумма осадков уменьшается. Таким образом, от лесостепи в обоих направлениях общая интенсивность эрозии уменьшается, но по разным причинам.

Во всех секторах лесостепи Евразии (кроме запада Русской равнины) малые реки по модулям стока взвешенных наносов превосходят крупные, что может быть объяснено теми же причинами, что и в зоне смешанных лесов.

В результате хозяйственной деятельности человека залесенность лесостепи уменьшилась в несколько раз. Безлесные пространства в основном распаханы. Очевидно, что лесостепной максимум эрозии имеет антропогенную обусловленность.

По сравнению с лесостепью модули твердого стока крупных рек степной зоны уменьшаются почти вдвое, в то время как модули малых рек остаются такими же, как и в лесостепи. Такое соотношение стока взвешенных наносов больших и малых рек указывает на возросшую роль эрозии верхних звеньев гидрографической сети.

Сухая степь и полупустыня. Средние значения модулей твердого стока невелики, однако по отдельным областям они испы-

тывают большие изменения. Значительный твердый сток полупустынных рек Северной Америки может быть объяснен положением в субтропическом поясе (здесь выпадает несколько больше осадков и эрозионные процессы не прерываются зимой, как это происходит в полупустынях умеренного пояса), сравнительно высоким рельефом, широким развитием слабосцементированных осадочных пород. Исключительно малый твердый сток сухих степей и полупустынь Восточного и Центрального Казахстана обусловлен резко континентальным климатом с холодной и малоснежной зимой, значительным развитием кристаллических пород, меньшим вертикальным расчленением рельефа.

В сухих степях и полупустынях значительный ущерб растительному покрову наносит скотоводство. Оно способствует усилению эрозии временных водотоков, однако степень этого усиления остается неопределенной.

В субтропическом Средиземье большая интенсивность эрозии во всех звеньях гидросети подтверждается как общими геоморфологическими данными, так и результатами стационарных наблюдений. Модули стока взвешенных наносов рек равнинных и холмистых областей Средиземья значительно выше модулей других зон. Причинами являются большая интенсивность осадков, выпадающих после продолжительного летнего сухого периода, давняя и сильная сельскохозяйственная освоенность равнинной территории. По твердому стоку малые реки значительно превосходят крупные, что свидетельствует о большой интенсивности эрозии временных водотоков.

По твердому стоку рек **саванна** превосходит все ландшафтные зоны, кроме Средиземья. В формировании стока взвешенных наносов особенно большая роль принадлежит плоскостному смыву, на что указывает быстрое увеличение твердого стока по мере уменьшения площадей бассейнов. Сильное развитие эрозии в саванне подтверждается геоморфологическими данными. По мнению многих исследователей, саванна является зоной наиболее интенсивной планации рельефа под действием эрозионных процессов.

Причины интенсивной эрозии в саванне очевидны: значительное количество осадков и большая интенсивность их выпадения, широкое развитие на поверхности глинистых продуктов выветривания, продолжительный сухой сезон, в течение которого рас-

тельность выгорает, а почва иссушается. Субэкваториальный пояс, основная часть которого занята саванной, имеет значительные земельные угодья, составляющие 18% его общей площади. Земледелие, скотоводство и частые пожары усиливают эрозию.

Экваториальный лес. Вполне очевидно значительное уменьшение стока наносов по сравнению с саванной. Это подтверждается также данными о малой мутности рек тропических и экваториальных лесов. Главной причиной является густой многоярусный растительный покров, препятствующий эрозии временных водотоков. В связи с этим здесь, как и в лесах умеренного пояса, твердый сток формируется в основном за счет эрозии в руслах и на берегах рек. Поэтому крупные реки по твердому стоку здесь превосходят малые. Земельные площади занимают здесь всего 8%, и антропогенный фактор пока не играет большой роли в развитии эрозионных процессов [10].

Таким образом, в современных условиях самые высокие модули стока взвешенных наносов характеризуют субтропики Средиземья и саванну, что объясняется как естественными условиями, так и влиянием антропогенного фактора. В умеренном поясе максимум эрозии падает на лесостепную зону и имеет в основном антропогенную обусловленность. Самые малые модули стока наносов наблюдаются в тайге.

Соотношения между модулями стока взвешенных наносов и площадями бассейнов в разных зонах неодинаковы и отражают роль различных звеньев гидросети в формировании речных наносов. Усиление склоновой эрозии и денудации отражается на увеличении стока наносов прежде всего малых рек. В ходе транспортировки наносов к более крупным речным артериям значительная их часть осаждается на все более широких поймах рек, в связи с чем модули твердого стока крупных рек в таких условиях всегда меньше модулей малых рек. Только в тайге и экваториальных лесах, где эрозия в верхних звеньях гидросети незначительна, модули твердого стока возрастают с увеличением площадей бассейнов [10].

В пределах каждой ландшафтной зоны интенсивность эрозии существенно изменяется в зависимости от геологического строения, рельефа, внутризональных различий климата и ландшафта, степени антропогенного изменения ландшафта.

Деятельность рек – характерная черта рельефообразования **территории Удмуртии**, расположенной в гумидной умеренной зоне. На всей территории Удмуртии развита разветвлённая речная сеть, густота которой составляет от 0,4 до 1,0 км/км². Все реки имеют долинные врезы с широким плоским дном и склонами различной крутизны, всегда имеющими четко выраженную подошву. Реки Удмуртии обладают значительной вогнутостью продольных профилей и наименьшими уклонами в нижних и средних течениях. Это связано с быстрым нарастанием расходов вниз по течению при небольшом твердом стоке. Широкое дно долин создаётся боковыми смещениями русел рек, при этом различаются перемещения русел двух типов – относительно быстрые разносторонние перемещения русел типа меандрирования и фуркации и медленные односторонние смещения русел, связанные с влиянием ускорения Кориолиса.

В условиях естественных и слабо изменённых ландшафтов реки несут мало взвешенных наносов, источником формирования которых является только эрозия в руслах и на берегах рек. Так в среднем течении р.Кильмезь и в бассейне р.Чепцы модуль стока взвешенных наносов менее 30 т/год·км². Но уже в слабо распаханых бассейнах рек Лозы, Убыти, Иты, Лёкмы его величина возрастает до 45 т/год·км². Самые высокие значения модуля стока взвешенных наносов наблюдаются в бассейнах среднего течения р.Валы и левых притоков р.Вятки – до 75 т/год·км² (распаханность 35-45%) и в бассейнах рек Умяк, Тойма, Кырыкмас и на правобережье Камы – 75-90 т/год·км² (распаханность 60-70%) [19].

Территория Удмуртии характеризуется повышенными значениями стока влекомых наносов – 10-20 т/год·км². Для рек крайнего юга Удмуртии доля стока влекомых наносов в их общем объеме составляет менее 25%. Небольшие значения доли стока влекомых наносов характерны для рек, где транспортируются в основном продукты бассейновой эрозии. Для сравнения, в западных и северо-западных районах Удмуртии доля стока влекомых наносов более 50% [19].

Скорости и масштабы русловых деформаций на реках характеризуются отношением суммарной протяженности участков размывов ко всей длине отрезка русла или долей размываемых берегов в процентах. На реках Удмуртии доля размываемых берегов изменяется от 3-4% до 70% и более. Наибольшими значениями от-

личаются реки юга Удмуртии – левобережья Вятки и правобережья Камы. Доля размываемых берегов на отдельных участках русел достигает 90-100%. Очень высокая доля размываемых берегов у р.Сивы – около 70%. Большой показатель характерен для рек бассейна р.Чепцы, в особенности её левобережья. На р.р.Лозе, Ите, Убыти, Лёкме, Саде размывы составляют 40% длины берегов. Небольшие значения наблюдаются в бассейнах Кильмези и Валы а также верховьев Вятки и Камы – на наименее освоенных территориях. Доля размываемых берегов и значения скоростей бокового размыва возрастают с увеличением размера (порядка) реки. На малых реках (до 6-го порядка) среднегодовые скорости размыва менее 0,30 м/год, на средних (6-9 порядков) скорости размыва изменяются от 0,31 до 0,60 м/год, а на крупных (порядки выше 9) – более 0,61 м/год. Максимальные значения размыва на крупных реках достигают 10-15 м/год и более, среднегодовые скорости размыва изменяются в интервале 1,2-3,0 м/год. На р.Вятке среднегодовые скорости размыва превышают 3-5 м/год, максимальные из зафиксированных значений составляют от 15 до 25 м/год [19,20].

Самой распространённой формой русла на территории Удмуртии являются излучины, среди которых чаще всего встречаются сегментные, доля которых в среднем составляет 62%. Достаточно широко распространены петлеобразные и синусоидальные излучины – около 13%. На относительно прямолинейные неразветвлённые участки русла приходится около 22% от всей длины рек Удмуртии. Адаптированные (вынужденные) излучины имеют небольшое распространение – 2% и характерны в основном для рек северной половины Удмуртии. Острова и осерёдки встречаются преимущественно на средних и крупных реках и только в редких случаях определяют морфологию коротких участков русел [19].

В рамках комплексного районирования бассейна р.Камы по проявлению русловых процессов на средних и крупных реках, территория Удмуртии отнесена к Камско-Вятскому району, характеризующемуся прежде всего преобладанием сегментных излучин и относительно прямолинейных участки русел. Реки района имеют широкие, двухсторонние, ровные и сегментно-гривистые поймы, на многих реках – унаследованные. Отмечаются высокие скорости русловых деформаций – 2-5 м/год, на крупных реках – до 20 м/год (из-за легко размываемых грунтов) [24].

Сильное влияние на развитие эрозионно-аккумулятивных процессов в руслах и на поймах рек Удмуртии оказывают различные аспекты хозяйственной деятельности – вырубка лесов, распашка водосборов, прокладка коммуникаций, строительство инженерных сооружений, внесение удобрений на поля и т.д. Наиболее заметные последствия хозяйственных мероприятий наблюдаются на малых реках, с небольшими расходами и слабой транспортирующей способностью водного потока. При этом малые реки занимают по своей численности и суммарной протяженности доминирующее положение в структуре гидрографической сети (общая длина рек 1 и 2-го порядка составляет примерно 75% протяженности всей речной сети в регионе) [6]. С малыми реками связан основной перенос и трансформация загрязняющих веществ, что определяет экологическую обстановку в более крупных реках и регионах в целом.

В качестве интегрального показателя антропогенной нагрузки на эрозионно-аккумулятивные процессы можно рассматривать заиление русел и пойм. На реках 4-5 порядков со среднегодовыми расходами более $2 \text{ м}^3/\text{с}$ происходит осаждение наилка в плесах в летнюю межень (плёсовый тип заиления). На малых реках 1-3-го порядков, со среднегодовыми расходами до $1 \text{ м}^3/\text{с}$, преобладает побочный тип заиления. Эта разница вызвана тем, что на малых реках течение быстрее из-за больших уклонов, поэтому летом происходит врезание русла в илистый покров, образовавшийся весной за счет смыва материала со склонов. В результате сохраняется только наилк на побочнях, а не в русле. На ряде рек 2-3 порядков, со среднегодовыми расходами $1-2 \text{ м}^3/\text{с}$, иногда формируются равные мощности ила и на побочнях, и в плесах (плёсово-побочный тип) [7].

На реках с зарегулированными прудами руслами и на спрямленных руслах заиление представлено более или менее сплошным чехлом, мощность которого повышена по сравнению с обычными руслами.

Заиленность русел малых Удмуртии возрастает в целом к югу, изменяясь в пределах от 0 до 1 м. Основная причина заиления пойм и русел – усиление бассейновой эрозии, спровоцированное распашкой земель.

В связи с вырубкой лесов и распашкой склонов изменились условия стока талых снеговых и дождевых вод. При сохранившемся объёме стока, увеличилась доля поверхностного стока и резко возросла его неравномерность. На распаханых водосборах сток весеннего половодья в 2-3 раза выше, чем в полностью залесённых. Из-за этого сокращаются запасы подземных вод, отмирают родники и малые реки – в основном 1-го порядка.

Значительную роль в процессах аккумуляции наилка играют гидротехнические сооружения. В Удмуртии они представлены прудами, в недалеком прошлом – водяными мельницами и малыми гидроэлектростанциями, имевшими русловой тип подпруживания. Кроме того, некоторое влияние на режим стока оказывают мостовые переходы и дамбы автомобильных и железных дорог. Скорость осадконакопления в прудах и на поймах примерно одинаковы и составляет около 0,6 мм/год [17]. Это говорит о том, что основная масса наносов аккумулируется на поймах в весеннее половодье. Максимальная плотность гидротехнических сооружений (существующих и ранее существовавших) отмечается на реках 4-го порядка, расстояние между соседними сооружениями в среднем 1,3 км. Наименьшей плотностью характеризуются реки 1-го порядка и крупные реки. Общее количество всех типов гидротехнических сооружений, включая ранее существовавшие, на территории Удмуртии составляет около 6500 [16], что указывает на постоянное влияние гидротехнических сооружений на развитие русловых процессов в последние 200 лет.

Список литературы

1. Андрианов Ю.А. Аварии мостов как результат развития антропогенных русловых деформаций //26 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Москва-Арзамас, АГПИ, 2011, с.53-56.
2. Беркович К.М. Русловые процессы и русловые карьеры. М.: Изд-во МГУ, 2005, 109с.
3. Беркович К.М. Русловые процессы на реках в сфере влияния водохранилищ. М.: Изд-во МГУ, 2012, 163с.
4. Бутаков Г.П., Серебренникова И.А., Гаврилов Е.Г., Мачина О.В. Сравнительные характеристики современных горизонтальных и вертикальных деформаций русел рек Западного и Восточного Закамья Татар-

стана. // 13 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Псков, 1998, с.69-70.

5. Егоров И.Е. Структура эрозионной сети востока Русской равнины и её антропогенные изменения. // Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. – Пермь, 1996, с.20-31.

6. Егоров И.Е. О деградации малых рек Камско-Вятского региона. // Процессы и экологическая обстановка в бассейнах малых рек. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 2000г. С.34-36.

7. Егоров И.Е., Илларионов А.Г., Рысин И.И., Стурман В.И. Влияние антропогенного фактора на эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек Вятско-Камского региона. // Геоморфология, 1992, №3, С.45-50.

8. Завадский А.С. Оценка опасности русловых процессов на реках Московской области //26 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Москва-Арзамас, АГПИ, 2011, с.106-108.

9. Завадский А.С., Чернов А.В. Географический анализ пойменно-русловых комплексов рек Волго-Окского междуречья //26 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Москва-Арзамас, АГПИ, 2011, с.109-110.

10. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.

11. Куржанова А.А. Плановые смещения русел рек востока Русской равнины //26 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Москва-Арзамас, АГПИ, 2011, с.149-150.

12. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Геогр. ф-т МГУ. 2003, 355 с.

13. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: МГУ, 1986, 264с.

14. Назаров Н.Н., Егоркина С.С. Реки Пермского края: горизонтальные русловые деформации. Пермь: ИПК Звезда, 2004, 155с.

15. Назаров Н.Н., Черепанова Е.С. Пойменно-русловые комплексы Пермского Прикамья. Пермь. 2012, 158с.

16. Перевошиков А.А. Гидротехнические сооружения Удмуртии и их роль в процессах аккумуляции наносов на пойме // Вестн. Удм. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2000. С.101-110.

17. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средний Урал и Приуралье. / под ред. Н.М. Алюшкинкой. Л.: Гидрометеиздат, 1973. Т.11. 848с.

18. Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263с.

19. Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006г. 176с.

20. Рысин И.И., Петухова Л.Н. Многолетняя динамика горизонтальных деформаций русел рек Удмуртии //26 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Москва-Арзамас, АГПИ, 2011, с.188-190.

21. Хмельёва Н.В. Развитие продольных профилей рек. //Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984, с.150-155.

22. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: Изд-во МГУ, 1998, 288с.

23.Чалов Р.С., Беркович К.М. Факторы руслового процесса и их проявления. //Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984, с.141-150.

24. Чалов Р.С., Чернов А.В. Районирование Камского бассейна по факторам и формам проявления русловых процессов на средних и крупных реках.//Вопросы физич. геогр. и геоэкологии Урала. Пермь. Изд-во Пермского ун-та, 1996, с.10-20

25. Чалов С.Р. Биологический фактор русловых процессов на реках Дальнего Востока //23 пленарное межвузовское совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Калуга, 2008, с.213-215.

ГЛАВА 7. СУФФОЗИЯ (ТОННЕЛЬНАЯ ЭРОЗИЯ)

Суффозией называется вынос тонких обломочных частиц (механическая суффозия) и растворённых веществ (выщелачивание) потоками грунтовых вод, фильтрующихся в толще тонкодисперсных горных пород.

Суффозия в первоначальном понимании - подкапывающая механическая и химическая деятельность подземных вод. Поскольку она внешне сходна с карстом, предлагалось именовать ее криптокарстом, псевдокарстом, кластокарстом, глиняным карстом, делювиальным карстом. Однако термин «суффозия» с разделением ее на механическую (вымывание преимущественно тонких частиц) и химическую (выщелачивание растворимых солей) наиболее правильно отражает сущность процессов. При механической суффозии может происходить вымывание не только пылеватых или мельчайших частиц, но и песка, гравия и гальки (например, из песчаников и конгломератов) [4]. Как правило, за рубежом для обозначения рассматриваемых процессов употребляются термины «тоннельная эрозия» и «пайпинг» (piping, от англ. pipe - труба).

Ещё в начале 20 века Л.С. Берг описал в неогеновых глинах на берегах Аральского моря провальные долины, воронки, подземные галереи и пещеры, представляющие собой, по его мнению, «своеобразный карстовый феномен», «пример проявления того процесса, для которого проф. А. П. Павлов предложил название подкапывания или суффозии» [5]. Позднее другими исследователями явление было отмечено в Балханах и западном Копет-Даге, в лёссовых холмах предгорий Парапамиза. И.С. Шукиным [12] в 1928 г. был описан глинистый псевдокарст в озёрных отложениях типа ленточных глин, совершенно бескарбонатных, в долине р.Чегем на Северном Кавказе, а в 1948 г., им же - в лёссах Гиссарской котловины. Связь рассматриваемых форм в Средней Азии с соленосными глинистыми грунтами и их внешнее сходство с карстовыми образованиями послужили поводом для обозначения их термином «глиняный» или «глинистый» карст. По мнению Ф.П. Саваренского, глиняный карст - образование, исключительно

приуроченное к условиям континентального климата и к породам, богатым растворимыми солями, находящимися в породе в рассеянном состоянии [5].

И.С. Щукин [11,12] отмечает, что явления глинистого псевдокарста пользуется довольно широким распространением преимущественно на территориях с семиаридным климатом, для которых он особенно характерен. Он считает выражение «глинистый карст» неправильным в своей основе, ибо процесс нередко развивается в совершенно некарбонатных глинах. К зонально-пустынным относит этот процесс также Б. А. Федорович. Однако сходные образования описаны за пределами пустынь и полупустынь: в Белоруссии, на Украине, в Среднем Поволжье. Особенно подробно механизм рассматриваемого явления изучен В. В. Батыром, назвавшим его «суффозионной деятельностью талых и ливневых вод». Нахождение этих форм в Среднем Поволжье опровергает утверждения об их зонально-аридной природе [5].

Поскольку наличие в грунте легко растворимых солей не является необходимым условием развития процесса, то, по мнению А.П. Дедкова [1,5], невозможно относить его к категории карста или суффозии. Поэтому наиболее точно механизм процесса отражает термин «тоннельная эрозия» и сам он должен быть отнесен к категории эрозионных. Действительно, процессы химической суффозии, если они не сопровождаются механической, должны быть отнесены к карсту. Применительно к собственно суффозии выщелачивание является в отдельных случаях только предпосылкой развития размыва в толще грунтов.

И.С. Щукин [12] среди суффозионных образований выделяет две группы.

В первом случае в составе массы горной породы диффузно распределено растворимое вещество. Это может быть известковый или гипсовый цемент в песчаниках и конгломератах, карбонатные плёнки на глинистых частицах в лёссах и лёссовидных породах. Циркулирующие в толще горных пород воды растворяют и выносят вещество горных пород, нарушая связность нерастворимых частиц и увеличивая пористость грунта. Затем начинается механический вынос подземными водами по трещинам и пустотам нерастворимых частиц. Механический вынос частиц может происходить и без предварительного участия химической денудации, если в толще

горных пород имеется достаточное количество трещин и пустот, обеспечивающих время от времени активную циркуляцию подземных вод. Возникшие в результате колебания влажности и температуры грунта трещины (высыхания, морозные) поглощают талые и ливневые воды. В местах поглощения возникают расширения, воронки, сохраняющиеся и после закрытия трещин. Эрозия талых и дождевых вод расширяет нижние части трещин и углубляет их. Образуется эрозионные тоннели, значительное расширение которых сопровождается проседанием и обрушением кровли. Возникают колодцы, служащие дополнительными проводниками талых и дождевых вод в тоннели. Постепенно колодцы расширяются, соединяются друг с другом, и тоннель, полностью вскрываясь, превращается в овраг.

Самыми распространёнными случаями проявления суффозии в глинистых породах можно считать цепочки понор или колодцев, опускающихся к подземным галереям в тальвегах оврагов или балок, прорезающих глинистые склоны, а также вдоль поверхностей скольжения оползневых масс.

Вторая группа суффозионных образований включает формы, возникающие в просадочных макропористых грунтах – лёссах и лёссовидных суглинках. При продолжительном намокании изменяется их сложение, уменьшается пористость и соответственно объём породы. В результате на поверхности образуются просадки грунта в виде небольших замкнутых впадин в форме блюдец. Возникающие при просадках трещины разрабатываются дождевым или талым стоком, активизируется механический вынос твёрдых частиц с образованием в толщах лёссовых грунтов колодцев, шахт, подземных галерей, т.е. тех же форм, что и в первом случае.

Развитие и распространение суффозии контролируется составом слагающих поверхность пород, рельефом, климатоландшафтными условиями территории и хозяйственной деятельностью человека [5,10].

Состав пород влияет, прежде всего, на трещинообразование и соотношение механический и химической суффозии. Трещины высыхания чаще образуются и достигают наибольших размеров в монтмориллонитовых глинах, обладающих особенно большой способностью к набуханию и усадке. Подобными свойствами обладают и лёссовидные породы. Но образование трещин в лёссах и лёс-

совидных суглинках умеренного пояса связано в основном с промерзанием и типичной для этих грунтов столбчатой отдельностью. Трещины возникают как на горизонтальных, так и наклонных поверхностях, но сток воды в трещинах может происходить только при наличии уклона дна трещин. Поэтому формы тоннельной эрозии обычно образуются близ бровок склонов долин и оврагов, а также в верхней части террасовых и абразионных уступов. Иногда тоннели возникают в тальвегах промоин и оврагов, что было названо Л. С. Бергом явлением «долины в долине» [1,5].

Суффозионные явления типичны для участков морских аккумулятивных равнин, сложенных преимущественно легкими суглинками. Здесь образуются просадочно-суффозионные западины. Основной причиной их образования является неравномерное вымывание солей из засоленных покровных отложений, а также пятнистое засоление, сопровождаемое поднятием поверхности.

Очень часто провальные явления наблюдаются на аллювиальных равнинах (дельтовых суглинистых и такырных равнинах низовьев Амударьи, Сырдарьи и других рек). Обычно на совершенно плоской поверхности такырной равнины дельтовых разливов у отмирающих кустов саксаула обнаруживаются ходы, схожие с норами, но нередко ведущие в обширные подземные пустоты между глинистым покровом прежних разливов и подстилающими песками русловой фации аллювия. Такие пустоты часто выявляются в районах орошения. Их образование всецело связано с неравномерным уменьшением объема песков при их усыхании, поскольку пески местами хорошо промыты, а местами более глинисты и обладают меньшей усадкой. Поверхностный глинистый слой при высыхании уплотняется и играет роль плиты, не оседающей вместе с песком. Там, где поверхностные талые, ливневые воды или воды орошения находят себе путь вглубь (по норам грызунов или по отмирающим корням кустов), образуется размыв, провал или вырабатываются ходы подземной эрозии. Во многих местах такие подземные русла выходят в обрывах староречий [9].

На участках с близким к поверхности земли расположением отложений пещего мела развиты просадки грунта в форме блюдца как результат суффозионных и возможно карстово-суффозионных процессов. Установлено, что меловые породы, особенно чистый мел, подвержены выщелачиванию с последующей механической

суффозией в зоне выветривания, чем объясняется образование вертикальных столбов (дивов) Среднерусской возвышенности. Подобные процессы также интенсивно развиты в трепелах, диатомитах, опоках. С суффозией связывают образование циркуобразных оползней Ульяновского и Саратовского Поволжья [4].

В лёссах развитие и размер суффозионных форм тесно связаны с их мощностью. В частности зависимость количества и степени развития западин от мощности лессовых пород подтверждена статистическими данными для территории Белоруссии [6], где на районы мощных (более 5м) лессов и лессовидных пород приходится 2/3 площади западин. Для лёссовидных суглинков такой зависимости не выявлено.

В тех местах, где лёсс переотложен водой, его пористость уменьшается, и он лишается способности к просадкам [9].

Некоторые авторы связывают наиболее интенсивные проявления суффозии в лессовых отложениях с густой овражной сетью и ливневым характером осадков, другие - с определенными скоростями фильтрации воды.

Сопоставление пространственного размещения западин с морфометрическими показателями рельефа выявляет зависимость процессов, формирующих эти формы, от условий поверхностного стока. Наибольшее количество западин характерно для районов с пологими и длинными склонами. Западины служат здесь локальными водоприемниками и ограничивают рост и развитие оврагов.

Изучение суффозии на равнинах Предкавказья выявило влияние на просадочность отложений форм и ориентировки склонов [7]. В основном они располагаются ближе к осевой части водоразделов и на пологих склонах южной экспозиции. На склонах южной экспозиции распространены лёссы с меньшей естественной влажностью, чем на склонах северной экспозиции. Чем меньше влажность пород, тем более высокой просадочностью они обладают. Ложбины, являющиеся естественным продолжением просадочных блюдечек и западин, также распространены преимущественно на пологих склонах южной экспозиции и практически отсутствуют на крутых склонах холодных румбов.

Отмечено незначительное развитие суффозии по мерзлотным трещинам в песчаном аллювии в северо-восточной части Кольского полуострова. В целом же для многолетнемерзлых пород

и территорий с неглубоко залегающими к поверхности массивно-кристаллическими породами присущ близкий к дневной поверхности водоупор, хороший поверхностный сток и низкая испаряемость, что исключает развитие суффозионных процессов [4]. Исключение представляют освоенные человеком территории, где развитие суффозии может быть спровоцировано разработкой месторождений полезных ископаемых [2]. Суффозионные провалы здесь образуются за счет выноса техногенными водами заполнителя в трещинах различного происхождения. Образованию криогенно-суффозионных провалов способствует также снятие растительного слоя и покрова рыхлых отложений, что вызывает вытаивание трещинных льдов. На пересечении трещин образуются наиболее крупные провалы.

Быстрая фильтрация вод сквозь рыхлую глыбовую толщу обуславливает промывной режим и избирательный вынос тонкого материала из нижних мерзлых слоев в курумах [8]. Вымывание, перенос и отложение мелкозернистых частиц надмерзлотными водами рассматривается как механическая суффозия.

Основными факторами механического выноса минеральных частиц из курума кроме большой пористости отложений являются благоприятные соотношения размеров вымываемых частиц и пустот между глыбами, значительный гидравлический уклон водного потока на контакте между слоями с различными коэффициентами фильтрации. С суффозионными процессами связано накопление мелкозема - заполнителя межглыбовых пространств в подножиях курумовых склонов, которые по мере обогащения тонким материалом переходят в курумово-солифлюкционные и солифлюкционные.

Эффективно суффозионные процессы проявляются в ледниковых карах [8]. В котловину кара подповерхностным стоком выносятся мелкозем со стенок кара, происходит его активное заиливание. Вынос мелкозема наблюдается вдоль каменных потоков, часто развивающихся по зонам линейных нарушений, подверженных морозному выветриванию. Суффозионные выносы часто являются главным источником тонкого материала, которым заполняются небольшие ледниковые озера.

Активной суффозионной переработке в гольцах подвергаются грубообломочные моренные отложения на участках усилен-

ного врезания водотоков. На склонах долин из морен в большом количестве выносится тонкий материал [8].

Формы тоннельной эрозии встречаются только на безлесных поверхностях. Никто не наблюдал их под лесной растительностью, служащей хорошим регулятором колебаний температур и влажности в грунте. Поэтому вырубка лесов, распашка задернованных поверхностей, особенно склоновых, прокладка дорог могут спровоцировать развитие суффозии. В качестве примера И.С. Шукин [13] приводит образование очень характерной для влажных тропиков формы рельефа, получившей название «лавака». Это отрицательная форма мезорельефа, врезанная в выпуклый склон куполовидной возвышенности, реже - в край плато. Причиной начального заложения лаваки на склоне может быть углубление вдоль тропы, промоина или результат подповерхностного стока вод в рыхлом горизонте тропической коры выветривания - процессов, обычно вызванных деятельностью человека. Лавака представляет суффозионно-эрозионную рытвину, вытянутую длинной осью сверху вниз по падению склона. Лаваки в среднем достигают 150-250м длины, 100-120м ширины и 30-40м глубины, но на Мадагаскаре наблюдаются гигантские образования этого типа до - 2 км длиной и 300 м шириной. В плановом очертании лавака в стадии зрелости имеет чаще всего яйцевидную или грушевидную форму с наибольшей шириной у верхнего конца, замкнутого почти отвесной стеной. У подножия этой стены подземные воды выбиваются в виде небольших родничков, часто скрытых продуктами разрушения склона. К нижнему концу лавака суживается и открывается узким проходом в сторону дна долины. Заканчивается лавака преимущественно песчаным, очень плоским конусом выноса, перегораживающим дно долины. У лаваки в стадии зрелости дно плоское, ровное, соответствующее поверхности раздела коры выветривания и уже затронутой химическим выветриванием коренной породы, имеет наклон к нижнему концу. Отвесные стены лаваки часто обрушиваются по трещинам, что ведет к росту впадины в ширину. Иногда в этих стенах закладываются короткие боковые отвершки, из-за чего лавака приобретает в очертании форму листа дуба.

В своем развитии лавака проходит, таким образом, три стадии: 1) стадию линейно вытянутой ложбины, 2) стадию грушевидной формы и 3) стадию в форме листа дуба. Рост в размерах идет

как за счет увеличения длины, так и за счет увеличения глубины. Линейное отступление замыкающей стены может достигать 0,5м в год. Если поток подземных вод прекращается, задняя стенка лаваки стабилизируется и вместе с этим прекращается её развитие в целом. В дальнейшем склоны лаваки выполаживаются и приобретают предельный угол равновесия около 45° , на них постепенно появляется растительность.

Отмечены суффозионные провалы на грунтовых дорогах, проложенных на насыпях между оросительными каналами и рисовыми чеками [3]. Они образовались в результате интенсивной фильтрации оросительных вод из хозяйственных каналов и приурочены к местам выхода воды из-под переездов через канал. Длина провалов достигает 2м при глубине 0,5-0,7 м.

Очень часто суффозионные провалы образуются на застроенных территориях в местах прокладки коммуникаций – аварии на трассах водопроводов практически всегда сопровождаются размывами и просадками грунта.

На Русской равнине суффозионные явления обычны. Они хорошо известны в пределах лесной, лесостепной и степной зон, и могут способствовать развитию глубинного карста. Если нет поверхностных суффозионных проявлений, то это еще не говорит о полном отсутствии условий для их развития на глубине. Незначительное, но повсеместное поверхностное проявление суффозия имеет в четвертичных отложениях лесной зоны в результате процесса оподзоливания почв [4].

В целом **в умеренной гумидной зоне** тоннельная эрозия широко развита лишь на территориях, где естественный лесной, лесостепной и степной ландшафт сильно изменен сельскохозяйственной деятельностью человека. Тоннельная эрозия здесь является спутником и предвестником овражной эрозии, также имеющей в основном антропогенную обусловленность. При этом ясно обнаруживается тяготение районов развития тоннельной эрозии к континентальным секторам умеренной гумидной зоны, где интенсивность ливней и стока талых вод весьма значительна. В Среднем Поволжье глубина распространения тоннельной эрозии обычно не превосходит 2-3м, диаметр тоннелей 1-1,5м, длина до 50-70м. Более крупные формы, встречаются редко. Даже в самых благоприятных условиях плотность форм измеряется немногими десятками на кв.

км. Полный цикл развития форм от начала эрозии в трещине до вскрытия всего тоннеля охватывает всего лишь несколько лет [5].

Суффозионные процессы хорошо развиты в Белоруссии, где они образуют разные формы рельефа, но наиболее распространёнными здесь являются западины. Они имеют округлую форму, относительные глубины от 0,1 до 3,0м, площадь западин изменяется в пределах от 0,01 до 1,5 га. Общая площадь земель, занятых западинами, составляет 120 тыс.га. Сильнее всего поражена западинами поверхность Оршано-Могилевского плато, где их плотность достигает 100 шт/га [6].

В пределах Русской равнины в отношении генезиса и характера суффозионных явлений можно отметить ряд закономерностей, отражающих геологические, гидрологические и климатические особенности территорий [4]:

1. В четвертичных отложениях суффозия распространена значительно шире, чем в коренных породах.

2. В районах многолетнемерзлых пород, за исключением территорий активного хозяйственного освоения, суффозия практически отсутствует.

3. В большей части лесной зоны суффозия слабо выражена, имеет локальное развитие и ослабевает в современный период.

4. Наиболее интенсивное и глубокое проявление суффозионных процессов в четвертичных отложениях отмечается на границе зон избыточного и недостаточного увлажнения. Здесь ярче всего выражена взаимосвязь суффозионных явлений с карстом. Решающая роль принадлежит механическому виду суффозии.

5. Сочетание механической и химической суффозии наблюдается в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения (лесостепь и степь). При этом в лесостепи преобладает механическая суффозия, в степи велика роль химической.

6. Химическая суффозия доминирует в полупустынной и пустынных зонах. Глубина проявления суффозии здесь вследствие недостаточного увлажнения мала, охватывает только почвенный покров.

7. Для механической суффозии наиболее благоприятен сильно расчлененный рельеф с большими перепадами гидродинамического напора, а для химической суффозии - равнинный рельеф

и слабое развитие овражной сети. На склонах, даже пологих, западины, связанные с химической суффозией, обычно отсутствуют.

В умеренном морском климате формы тоннельной эрозии описаны в Новой Зеландии и в Южной Австралии. Они развиваются в лессах на наиболее хорошо прогреваемых склонах западной и северо-западной экспозиции в условиях нарушенного выпасом травяного покрова. В районах сохранившейся густой растительности тоннельный эффект отсутствует.

Наиболее благоприятные условия развития процессов и форм тоннельной эрозии характерны для **семиаридной зоны**. Широкое распространение они имеют на полупустынных возвышенностях Средней Азии, южного и центрального Казахстана, восточного Предкавказья и Закавказья, Афганистана, северо-западной Индии, запада США. Благодаря отсутствию сомкнутого растительного покрова суточные и сезонные колебания температур и влажности глубоко проникают в глинистый грунт, обуславливая его интенсивное растрескивание. Редкие, но достаточно интенсивные ливни и сток талых вод производят размыв в трещинах. Глубина тоннелей в полупустынях нередко достигает 15-20 метров, иногда больше, диаметр тоннелей обычно не превосходит 2-2,5м. Плотность распределения форм может быть очень большой, их количество нередко достигает многих сотен на кв. км. В целом, как по глубине тоннельной эрозии, так и по плотности форм семиаридная зона Средней Азии превосходит умеренную гумидную в районах развития агрокультурных ландшафтов примерно в 10 раз. В естественных ландшафтах семиаридных зон суффозия отмечена в саваннах Новой Гвинеи [5].

В пустынях, в связи с незначительным количеством осадков, тоннельная эрозия ослабевает. Морфогенетическая роль потоков грунтовых вод в пустынях заключается, прежде всего, в выщелачивающем воздействии на богатые гипсом, углекислой известью и легко растворимыми солями грунты. В результате этих суффозионно-карстовых процессов происходят просадки грунта, ведущие к образованию на поверхности замкнутых бессточных впадин [13].

На территории Удмуртии проявления суффозии в литературных источниках не отмечены, что, в общем, не означает их полного отсутствия.

Проводимые **исследования суффозии** обычно направлены на выявление закономерности их распространения, интенсивности развития в пространстве и во времени, и на установление причин развития.

Предварительные данные о распространении суффозионных форм могут быть получены на основе анализа топографических карт и аэрофотоснимков. Изучение рельефа - основного индикатора эрозионных и просадочных процессов может проводиться по топографическим картам масштабов 1:100000, 1:50000, 1:25000 и 1:10000. По ним удастся не только дифференцировать территорию по интенсивности развития просадочных блюдцев и западин, но и составить прогноз просадочности лёссовых пород. Изучение и анализ распространения просадочных форм по геоморфологическим элементам, а также разнообразные картометрические и морфометрические исследования позволяют выделить районы с различной степенью просадочности лёссовых грунтов.

Анализ разномасштабных топографических карт показал, что на картах масштабов 1:100000 и 1:50000 с сечением рельефа соответственно 20 и 10м хорошо выражены только крупные формы рельефа. Лишь изредка можно встретить замкнутые горизонталы, изображающие просадочные блюдца и западины. Размеры просадочных западин, отображенных на картах этих масштабов, составляют не менее 100м в диаметре. Большое сечение не позволяет выделить многие детали рельефа. На топографической карте масштаба 1:25000 с сечением рельефа 5м и дополнительными горизонталями через 2,5 и 1,25м показаны формы рельефа просадочного происхождения размером не менее 50м в диаметре. Карты более крупного масштаба (1:10000 и крупнее) охватывают небольшие по площади территории, и по информативности лишь незначительно превышают карты масштаба 1:25 000 [7].

С помощью топографических карт, изображающих рельеф способом горизонталей, можно получить некоторые количественные оценки изучаемых процессов, которые бывает технически сложно получить по снимкам. Материалы аэрокосмической съемки в свою очередь могут дать подробную качественную информацию.

Оптимальными материалами, позволяющими получить достаточную информацию о степени просадочности грунтов, являются аэроснимки масштаба 1:25000. Они обладают хорошей обзорно-

стью, по ним четко прослеживается приуроченность просадочных форм к геоморфологическим элементам. Минимальный диаметр просадочных блюдцев, выражающихся на аэроснимке, 20 м [7].

Представляет интерес анализ характера извилистости горизонталей в местах скопления просадочных форм. Горизонтали образуют здесь резкие длинные излучины, огибающие пологие ложбины стока, тоже, вероятно, просадочного происхождения. На рис. 7.1 (I, А, Б) приведены фрагменты топографической карты масштаба 1:25000. Специфический рисунок горизонталей служит индикатором для распознавания просадочных лёссовых пород. Индикационный анализ снимков и карт позволяет выявить информацию об изучаемых процессах и явлениях через морфологию и структуру других взаимосвязанных с ними явлений и процессов-индикаторов. Первостепенное значение среди признаков-индикаторов приобретает конфигурация отображенных на картах и снимках форм рельефа, геометрические контуры изображенных на них форм рельефа, образованных в результате просадочных явлений, плоскостной и линейной эрозии, т. е. наиболее характерных процессов, происходящих в просадочной толще.

Задачей анализа карт является создание каталогов с подробным описанием характерных рисунков изображений просадочных форм рельефа, присущих разным лёссовым комплексам, составление эталонных образцов изображений различных типов лёссовых пород на картах и снимках (рис. 7.1).

Основными прямыми дешифровочными признаками развития просадочных грунтов на снимках являются рисунок фотоизображения и фототон, а среди косвенных показателей - формы рельефа, образованные просадочными процессами, плоскостной и линейной эрозией.

Желательно использовать снимки, сделанные в весеннее время, поскольку преимущественно неглубокие западины в это время лучше увлажнены и достаточно чётко выделяются на общем фоне. Для определения величины прироста площади и увеличения количества суффозионных форм необходимо сравнить аэрофотоснимки разных лет залёта.

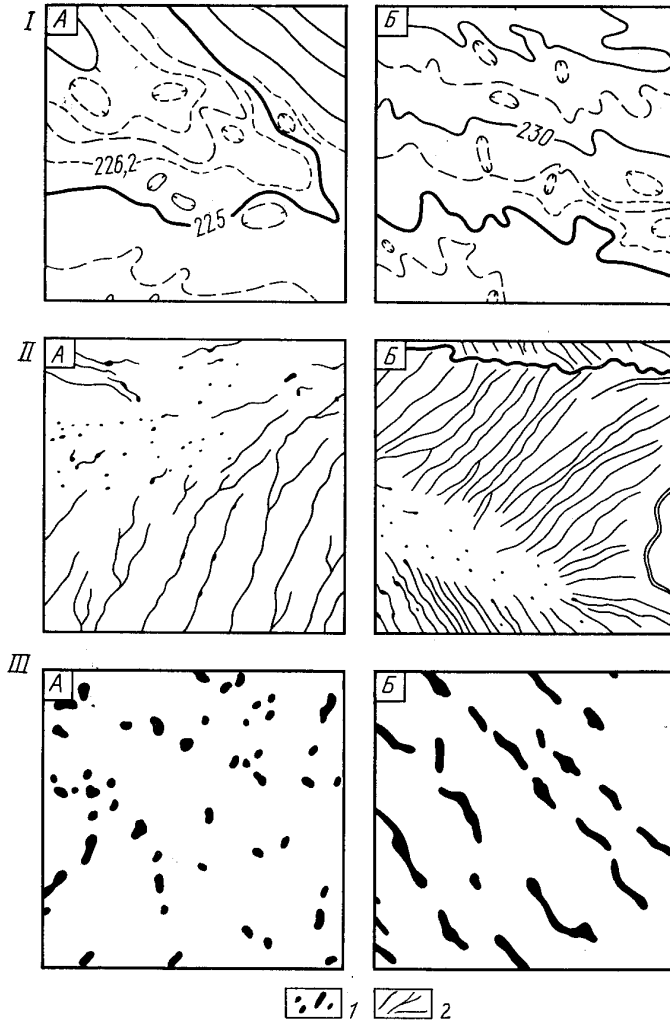


Рис. 7.1. Изображение эрозионно-просадочных форм рельефа в лёссах на топографических картах и аэрофотоснимках. I – фрагменты топографических карт масштаба 1:25000 (А,Б); II – схемы дешифрирования эрозионно-просадочных форм по аэроснимкам масштаба 1:25000 (А,Б); III – схемы дешифрирования эрозионно-просадочных форм на поверхности водораздела (А) и пологом склоне (Б) по аэроснимкам масштаба 1:10000. 1 – просадочные блюдца и западины, 2 – потяжины [7].

Определение прироста площади суффозионной формы может быть выполнено традиционными методами полевых стационарных наблюдений – например, методом реперов в разных модификациях. Общая суть метода сводится к закреплению в грунт вблизи западины двух или трёх реперов и проведению систематических замеров от реперов до края блюдцев. Если репера расположены на противоположных сторонах западины, то с помощью мерной ленты устанавливается створ, по линии которого производятся измерения глубины формы. При необходимости промеры осуществляются по дополнительным створам. Последовательным сопоставлением плановых очертаний и створов одной и той же формы выявляются величины их линейного и площадного прироста.

Изменения, происходящие в днищах западин, могут быть зафиксированы при периодическом проложении по их дну нивелирных ходов.

Наглядные хорошие результаты даёт метод тахеометрической съёмки, которая проводится с одних и тех же базисных линий, закрепленных реперами. Построенные по этим данным планы контуров суффозионных форм рельефа с последующим их совмещением наглядно показывают динамику развития. Сопоставление поперечных и продольных профилей, построенных по инструментальным данным в одинаковом масштабе, даёт возможность определить динамику изменения этих параметров для каждой западины. Метод тахеометрической съёмки позволяет получить не только результаты непосредственных наблюдений за процессами суффозии, но и определить степень влияния на них природных факторов в пределах ключевых участков.

Полевые работы по изучению суффозионных форм рельефа, по-видимому, лучше проводить раз в год, летом, поскольку весной и осенью замкнутые западины могут быть заполнены водой.

При проведении полевых работ помимо измерений необходимо составить описание суффозионной формы рельефа, состояния растительного покрова в ней и на прилегающей площади, вида посевов на пашне. Желательно также дать характеристику овражной сети территории, поскольку часто развитие суффозии вызывает активизацию овражной и других видов линейной эрозии.

Список литературы

1. Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Изд-во Казанского ун-та, 1970, 255с.
2. Демьянович Н.И., Верховин И.Н., Усынин А.А., Рященко Т.Г. Экзогенные процессы в зоне Коршуновского железорудного месторождения // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, с.106-110.
3. Иванов Н.Н. Антропогенные рельефообразующие процессы на орошаемых землях Сарпинской низменности. //Геоморфология, №1, 1982, с.44-47.
4. Казаков К.Я. Суффозионные явления на Русской равнине и смежных территориях //Известия Всес. геогр. об-ва, т.113, вып.1, 1981, с.44-48.
5. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
6. Корсакова О.П. Развитие суффозионных процессов в условиях лёссового рельефа Белоруссии // Экзогенные процессы и окружающая среда. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1988, с.74.
7. Пастушкова С.А. Опыт изучения рельефа лёссовых территорий по картографическим и аэрокосмическим материалам. // Геоморфология, №4, 1987, с.36-41.
8. Тайсаев Т.Т. Суффозионные процессы на курумных склонах гольцовой зоны // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, с.40-42.
9. Федорович Б.А. Равнины Средней Азии // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975, с.7-92.
10. Щербаков В.С. Влияние литологических особенностей коренных пород на склоновые процессы в Ленском районе //Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, с.38-40.
11. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, т.1, 1960, 615 с.
12. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, т.2, 1964, 564с.
13. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, т.3, 1974, 382с.

ГЛАВА 8. ОСЫПАНИЕ И ОБВАЛИВАНИЕ

Осыпание и обваливание являются результатом проявления гравитационных процессов, выражающимся в смещении по крутым склонам обломков горных пород. Образование осыпей связано в основном с физическим выветриванием обнажённых пород крутого склона или откоса и осыпанием выветрелого материала, в результате чего стенка склона испытывает параллельное отступление. Продукты выветривания скапливаются у подножья склона и формируют осыпь (коллювий), специфический тип отложений гравитационного ряда [24]. За счет подрезания основания осыпи эрозией или абразией может осуществляться частичное или полное удаление накопившегося материала. В противном случае происходит прогрессирующее его накопление, вершина осыпи постепенно поднимается вверх и в конечном итоге закрывает обнажённые горные породы, заканчивая, таким образом, полный цикл развития осыпного склона. В результате полного цикла, когда осыпь достигает бровки, процесс осыпания прекращается; коренные породы перекрываются осыпью, и под ней формируется выпуклый цоколь коренных пород [13,20].

Продолжительность полного цикла развития осыпного склона определяется интенсивностью выветривания, составом пород, высотой и крутизной склона. Как показал А. П. Дедков [7], 20-30 метровые откосы, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми неогеновыми и четвертичными отложениями, исчезают под надвигающейся осыпью за 20-25 лет, высокие известняковые откосы (Жигули) требуют для этого цикла от нескольких десятков до сотен тысяч лет.

В дальнейшем осыпь уплотняется, уклоны уменьшаются до 25-35°. Осыпь зарастает и после этого склон развивается под воздействием других процессов.

Строение осыпных склонов хорошо изучено, однако исследователями обычно не учитывались изменения морфологии склона под влиянием денудации на его аккумулятивной части [16], хотя действующие на поверхности осыпи экзогенные процессы изучены

достаточно детально. Поэтому механизм развития осыпного склона всё ещё полностью не раскрыт.

Обвальнo-осыпной склон имеет два главных элемента – осыпавшийся склон (откос) и осыпь (рис. 8.1). При этом обычно выделяют два морфологических типа осыпей. Первый, как считается наиболее распространенный, – осыпь-конус, характеризующийся хорошо развитой воронкой питания, желобом стока и конусом выноса. Ко второму типу принадлежат осыпи типа шлейфа подножья. У осыпи-шлейфа подножья нет желоба стока, область питания – крутой обнажённый склон. Связаны ли оба типа стадийными переходами, пока не выяснено [23].



Рис. 8.1. Осыпной склон, берег Воткинского водохранилища. Осыпь шлейфа подножья.

Для однородных пород осыпной склон характеризуется относительно прямолинейным профилем с углом наклона от $30\text{--}35^\circ$ до $80\text{--}90^\circ$. Такой большой разброс обусловлен составом пород и высотой склона. Чем тверже порода, тем более крутые откосы она образует. С другой стороны, чем выше откос, тем при одинаковой крутизне он менее устойчив. Эти закономерности хорошо подтверждаются дисперсионным анализом, проведенным на материале

осыпных склонов Среднего Поволжья различной литологии и высоты [8].

Изучение морфологии осыпных берегов на Воткинском водохранилище показало, что берега, сложенные преимущественно алевролитами и аргиллитами при высоте до 20 метров имеют прямой или слабовыпуклый профиль крутизной 50-55°. Более высокие берега имеют слабовогнутый профиль крутизной 45-50°.

В местах выхода на дневную поверхность песчаников склоны наиболее крутые – 70-75°. В прослоях, сложенных алевролитами и аргиллитами, крутизна склонов составляет 55-65°, уменьшаясь при увеличении мощности этих прослоев. Склоны, полностью сложенные песчаниками, прямые, с прослоями алевролитов – ступенчатые [12].

Поверхность осыпи имеет прямой или вогнутый поперечный профиль. Уклоны поверхности определяются несколькими факторами, среди которых наиболее важны распределение крупности обломочного материала, форма, размер и окатанность обломков, характер их поверхности, а также степень увлажнения и уплотнения обломков. Эти факторы находят выражение в величине угла трения и сцепления. Он может изменяться в зависимости от свойств материала на 5-10° [33]. Соответственно из-за разнообразия комбинаций характеристик обломков уклоны поверхностей осыпей меняются в пределах от 25 до 48° [13], образуя угол естественного откоса (угол равновесия сыпучих тел).

Гранулометрический состав осыпных отложений обычно характеризуется увеличением медианного размера обломков от вершины осыпи к ее подножию. Эта известная закономерность наиболее ярко проявляется у неразмываемых осыпей. На их поверхности по крупности обломков хорошо выделяются фация подножия осыпи, средняя фация и фация привершинная, к которой относится до двух третей длины неразмываемой осыпи [15]. Исследования распределения отдельных фракций обломочного материала на поверхности осыпей в Среднем Поволжье показали, что обратной зависимости в распределении обломков удовлетворяет только наиболее крупная фракция, средние фракции создают характер распределения, близкий к нормальному, а мелкие фракции - к прямому. На каждом метре осыпи можно выделить преобладающую

фракцию, которая оказывается связанной с длиной осыпи от вершины к основанию некоторой зависимостью [19].

Ряд исследователей отмечает, что в большинстве случаев уклон поверхности осыпей близок к углу естественного откоса лишь в верхней их части и в зависимости от размера обломков составляет обычно 33–40°. Ниже в результате крипа, солифлюкции и кольматации происходит выполаживание уклонов поверхности осыпи до 20–25°, а профиль её склона приобретает вогнутую форму [25]. От вершины осыпи к её подножию уменьшается крутизна поверхности, увеличивается медианный размер обломков, уменьшается их уплощенность, удлиненность. Сверху вниз меняется состояние уплотненности материала, уменьшается угол трения. У подножья осыпи обломки становятся более изометричными, ухудшается сортировка отложений по крупности [15,33].

Связь осыпей с составом, строением и степенью трещиноватости коренных пород склонов и климатическими условиями в прошлом и настоящем отмечается всеми исследователями, но также необходимо учитывать и высотное положение осыпей, и конкретные местные условия формирования. Выявляются четкая приуроченность активных осыпей к высоким широтам и высокогорьям и ведущая роль криогенного выветривания в их формировании. Исследователи отмечают также палеоклиматическое значение осыпей, но чёткие критерии анализа пока отсутствуют [40].

Свежие осыпи несцементированы или слабоуплотнены. В более старых обломки могут быть скреплены песчано-глинистым заполнителем, а в случае присутствия минеральных источников – кристаллическим, чаще всего кальцитовым, цементом.

Общепринятых подходов к классификации осыпей нет. Существующие классификации осыпей по их происхождению можно свести к трем основным группам: чисто гравитационные, смешанного генезиса (в формировании которых участвуют также другие экзогенные процессы) и сейсмотектонические осыпи [40].

Для условий гумидного климата группой исследователей под руководством А.Е. Шайдеггера [32] было предложено при классификации осыпей учитывать следующие параметры:

- 1) состояние материала и максимальный угол наклона (размеры обломков, форма и характер их поверхности);

2) форму верхней части склона и способ поставки материала (высокий крутой обрыв - осыпи обваливания, низкий обрыв или скалистый склон - осыпи скольжения, склон с линейными понижениями - путями камнепадов - каменные потоки);

3) климатические и ландшафтные условия - экспозицию, условия стока, снежный покров, характер растительности (осыпи незадернованные из-за климатических условий или интенсивности процесса осыпания, осыпи, покрытые пионерной растительностью, травянистой растительностью или лесом), степень увлажнения;

4) тип подножия склона, на которое опирается осыпь - осыпь на плоском основании, примыкающем к обрыву; осыпь на склоне: а) фронтальная часть осыпи у подножия склона, б) фронтальная часть на склоне (осыпи на площадках, осложняющих скалистый обрыв, осыпи перекрытия);

5) возраст и ход процесса осыпания - эмбриональная осыпь, осыпь в процессе быстрого надстраивания или наращивания, в процессе затухания, полное затухание.

Характерной особенностью осыпей является их подвижность. По признаку подвижности их подразделяют на действующие, находящиеся в стадии интенсивного движения, затухающие и неподвижные. Действующие осыпи представлены свежей, неуплотнившейся массой обломков. Для затухающих осыпей свойственно развитие растительности (кустарники, слабый дерновый слой). Неподвижные осыпи полностью задернованы, покрыты кустарником и даже лесом.

Ф. Бернارد [28] на основании анализа морфологии осыпей, генезиса слагающих их отложений, а также покрытия растительностью предлагает выделять осыпи, различающиеся активностью. Изучение эволюции осыпей позволило ему установить их внешнюю динамику, определяющуюся процессами накопления обломков, и внутреннюю, связанную с воздействиями на уже отложенный коллювий. Соответственно предлагается различать формы, у которых преобладает поступление материала с верхних частей склона, а внутренняя динамика слаба, и формы со слабым поступлением материала со склона, но активной внутренней динамикой [28]. Очевидно, в эту схему следует добавить формы, где активна как внешняя, так и внутренняя динамика, а также те, где оба вида динамики проявляются слабо.

В зависимости от активности осыпи целесообразно разделять на закрепленные, затухающие, действующие и «живые». Для закрепленных осыпей характерно отсутствие гравитационного перекатывания и соскальзывания обломков. Смещение обломочного материала происходит по типу десерпции. Профиль склона такой осыпи – вогнутый [25].

В пределах осыпи можно выделить следующие виды деформации её поверхности:

1) изменение характера поверхности, вызванное заменой на данном участке обломков одного механического состава другим. В этом случае нередко изменяется также и микрорельеф;

2) частичное изменение характера поверхности в пределах участка, когда сохраняется размер обломков, но происходит замена одних обломков другими. Этот вид изменений свойствен участкам каменных потоков, которые перемещаются в неизменных границах со скоростью того же порядка. Сюда также относятся участки, где смещение глыб не наблюдается, а происходит лишь их перевертывание и присыпка крупных обломков более мелкими, поступающими с вышерасположенных участков;

3) неизменное состояние поверхности на задернованных участках склонов, имевших постоянные границы [23].

Скорость отступления уступа, питающего осыпь и объемы поступающего материала находятся в прямой зависимости от погодных условий, степени подготовленности материала выветриванием, иногда от сейсмической активности, а также от сочетания этих факторов [22].

Результаты исследования осыпей позволяют сделать следующие выводы:

1) тип осыпей-шлейфов характеризуется относительно большей активностью смещения обломков, которые перемещаются в отличие от типа осыпей-конусов по всему профилю шлейфа;

2) скорость смещения обломков колеблется на разных участках осыпи, изменяясь от нескольких миллиметров до нескольких метров в месяц;

3) наибольшие деформации осыпи происходят в годы с относительно малым количеством осадков, причем происходит преимущественное накопление обломочного материала в верхней части шлейфа осыпи;

4) отчетливых связей между скоростью перемещения по поверхности осыпи обломков и их величиной не обнаруживается, что обуславливает отсутствие сортировки материала.

Активность осыпей зависит также от состава слагающих склон пород и стадии развития осыпи [23].

Наиболее интенсивным проявлением гравитационных процессов является обвал. Обвальные склоны по морфологии сходны с осыпными, часто оба процесса протекают одновременно. Разделение процессов только по размерам обрушившихся блоков весьма неопределённо. Нередко процесс осыпания может привести к обваливанию в результате постепенного обнажения более устойчивых пород на склонах. Последние в результате осыпания образуют навес, который через некоторое время обваливается.

Обваливание - мгновенное обрушение массивов горных пород, в результате образуются стенки и ниши срыва в верхних частях склонов и хаотические скопления крупнообломочного материала или рассеянные у подножья склона отдельные крупные глыбы и блоки горных пород (рис. 8.2).



Рис.8.2. Земляной (а) и каменный (б) обвалы. Берег Воткинского водохранилища.

Стенки срыва обычно совпадают с поверхностями разломов и границами пластов, формируются по трещинам бокового отпора, дающим первоначальный импульс гравитационным процессам [18]. Крутизна стенок срыва достигает 60° и более. Обральные ниши формируются на более крутых склонах, иногда ограниченных нависающими карнизами [25].

Для образования обвалов, как отмечает Г.В. Полунин [17], необходимы следующие условия:

1. Достаточная для свободного или скачкообразного падения глыб крутизна склонов. Часто крутизна обвальных склонов приближается к отвесной, иногда углы наклона имеют даже отрицательные значения.

2. Породы должны иметь прочность, необходимую для накопления свободной энергии, равной весу обвала.

3. Скорость формирования обвального склона должна быть интенсивной, превышающей ослабление нагрузок из-за действия других процессов.

Формирование обвалов может происходить в различных условиях и вызываться разными причинами (рис. 8.3):

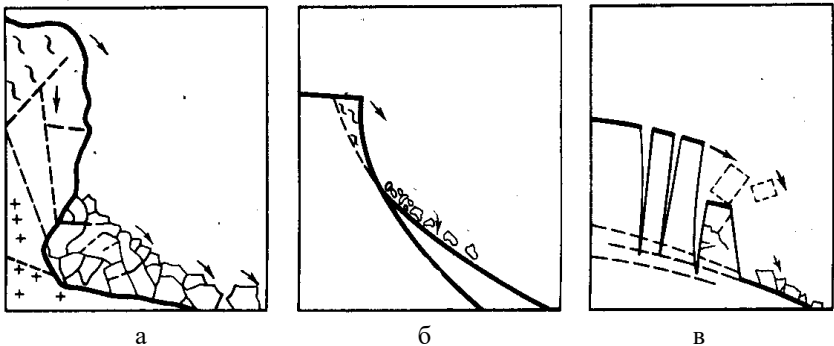


Рис. 8.3. Схема образования разновидностей обвалов [17].

- в первом случае (а) в нижней зоне обнажений наблюдается активное воздействие поверхностных вод, течений и волнений, подрезающих склон. Продукты разрушения скапливаются непосредственно у подножья склона. Обвалившийся материал некоторое время играет роль береговых препятствий для абразии и эрозии, затем пополняет отложения валунно-галечниковых пляжей.

- во втором случае (б) обвальный склон образовался в результате оползня. Породы обвала не скапливаются у подножья зоны обнажений, а рассыпаются веером по наклонной поверхности.

- в третьем случае (в) причиной образования обвалов является снятие внутренних напряжений горных пород в связи с их вы-

ходом на дневную поверхность (например, в карьерах или дорожных выемках).

Очевидно, возможны другие варианты или различные их сочетания.

Устойчивость горных пород на склонах в значительной мере определяется наклоном поверхностей трещин по отношению к поверхности склона. Существует три основных типа пространственного соотношения поверхностей трещин и склона по их значимости для возникновения обвалов [25]:

- направление падения поверхностей субгоризонтальных трещин совпадает с наклоном поверхности склона, субвертикальные трещины направлены вглубь скального массива (благоприятная сбрасывающая система трещиноватости);

- направление падения поверхностей субвертикальных и субгоризонтальных трещин совпадает с наклоном поверхности склона (умеренно благоприятная система трещиноватости);

- направление падения субвертикальных трещин совпадает с наклоном поверхности склона, субгоризонтальные трещины направлены вглубь скального массива (неблагоприятная система трещиноватости).

Особенно высокая вероятность возникновения обвалов свойственна склонам с согласным падением трещин [26].

Огромное влияние на развитие процессов обваливания оказывает раздробленность пород. Так, изучение гравитационных процессов на юге Средней Сибири позволило выделить участки пород трех категорий трещиноватости в связи с особенностями их проявления [25]:

1. Породы значительно трещиноватые - в среднем 5-8 явно выраженных трещин на 1 м высоты или длины обнаженной поверхности пород. При такой трещиноватости образуются мелкие отдельности, срыв которых является проявлением осыпания.

2. Среднетрещиноватые породы – 2-4 явно выраженные трещины на 1 м обнаженной породы. Процессы обваливания на таких участках проявляются часто, особенно в случае наклона субгоризонтальных трещин в сторону склона.

3. Слаботрещиноватые породы – 1-2 трещины на 2-3 м обнаженной поверхности пород. На таких участках возможно образо-

вание наиболее крупных и опасных обвалов. Вероятность возникновения обвалов возрастает при сейсмических толчках.

По составу обрушающихся пород обвалы делятся на каменные, земляные (рис. 8.2) и смешанные. Каменные происходят на склонах, сложенных скальными и полускальными породами. Земляные характерны для склоновых суглинков, смешанные распространены на склонах, сложенных чередующимися слоями пород разной прочности (алевролиты с прослоями песчаника) или в сильно выветрелых полускальных породах.

Возникшие в результате обвалов аккумулятивные формы различаются размерами и морфологией. Морфология обвальных накоплений зависит от масштаба и активности процесса обваливания. Можно выделить следующие аккумулятивные формы обвалов: 1) обвальные шлейфы, вытянутые вдоль склонов; 2) каменные потоки, располагающиеся перпендикулярно к подножию скальной части склона; 3) отдельные глыбы, рассеянные по выположенной части склона к днищу долины; 4) одиночные глыбы [25]. В отличие от осыпных отложений, в обвалах не наблюдается сортированность обломочного материала.

Полости между крупными глыбами обвально-осыпных накоплений неравномерно заполняются щебнем, дресвой и песком, причем с глубиной увеличивается содержание мелких фракций.

Проявления обвально-осыпных процессов можно встретить в различных природных обстановках, однако их распространённость крайне неодинакова. Климато-ландшафтные условия определяют характер и интенсивность процессов выветривания, механизм и скорость удаления осыпного материала, зарастание осыпного склона. Вполне очевидно, что в сходных геолого-геоморфологических условиях интенсивность осыпания зависит, прежде всего, от интенсивности процессов физического выветривания, подготавливающих материал для осыпания. Соответственно распределение интенсивности процессов осыпания по климато-ландшафтным зонам в общих чертах повторяет распределение интенсивности процессов физического выветривания. Оно также имеет максимумы в зонах полярных и аридных пустынь и минимумы в гумидных зонах [13]. Однако при этом наблюдаются некоторые отклонения.

В полярных зонах общая интенсивность физического (морозного) выветривания очень велика, но крутые обвально-осыпные склоны здесь весьма стабильны. Причина заключается в том, что на крутых склонах вода не задерживается в трещинах горных пород и морозное выветривание, в отличие от плакоров и пологих склонов, протекает слабо [13]. При этом процессы на самих осыпных шлейфах достаточно интенсивны.

Изучение осыпных шлейфов и склоновых процессов на Шпицбергене и севере Скандинавии показало, что в высоких широтах они характеризуются значительной динамикой. Скорость удаления обломков равна или выше, чем их поступление за счет выветривания. Процессы, развивающиеся при формировании склонов, сводятся к выветриванию, сегрегации обломков и избирательной денудации. Сегрегация материала обусловлена мерзлотными процессами, эффектом скольжения при транспортировке материала и локальным смывом. В результате формируется обломочный чехол, имеющий двухслойное строение - верхний слой, сложенный грубо-обломочным материалом, и нижний - мелкоземом. Перемещение материала охватывает как отдельные обломки, так и весь чехол. В благоприятных условиях образуются ритмично-слоистые склоновые структуры [31]. Существенное значение имеет фактор экспозиции склонов. Для освещенных около полусуток склонов западной экспозиции типичны вогнуто-выпуклые профили со средней крутизной около 32° , преобладают обломки диаметром 2-10 см, вниз по склону отмечено незначительное укрупнение их размеров. Глубина сезонного оттаивания составляет 70-90 см. Селевые и лавинные лотки наблюдаются редко. В среднем происходит 1,5 подвижек осыпного материала в час, в 79% случаев они связаны с изменениями прямой солнечной радиации и колебаниями температуры воздуха. Склоны восточной экспозиции большую часть времени находятся в тени и характеризуются выпукло-вогнутой формой со средней крутизной 34° , более крупными обломками, особенно в нижних частях (средний диаметр до 50 см). Глубина сезонного оттаивания не более 40 см, материал насыщен снегом. Подвижки осыпного материала происходят со средней частотой 1,1 в час, в 64% случаев они связаны с выпадением осадков. На склонах восточной экспозиции широко распространены селевые и лавинные лотки. Селевые потоки также часты на склонах северной экспозиции и в узких до-

линах с затененными склонами, где насыщенный влагой мало-мощный активный слой может оплывать во время интенсивных дождей [27]. На поверхности конусов отмечены движения солифлюкционного типа. Максимальные скорости зарегистрированы на склоне юго-западной экспозиции крутизной 25° . Рост осыпных конусов также зависит от экспозиции, высоты и положения их относительно края ледников [36].

В южном полушарии, в перигляциальной зоне на Антарктическом полуострове и Южных Шетландских островах установлено преобладание в зоне аккумуляции слабо расчлененных выпукло-вогнутых склонов, характеризующихся интенсивной перигляциальной переработкой. Осыпные и обвальные склоны крутые, до 70° , имеют характер скальных уступов и утесов. Отмечено, что денудационные склоны, связанные с морозным выветриванием, практически отсутствуют [39].

Осыпные процессы изучались и в перигляциальных условиях высокогорья разных горных сооружений – в Андах, Скалистых горах и др. Наблюдения во французских Альпах [28] показали, что в результате выветривания гранитов здесь возникают обломки размером 10-50 см с большим количеством песчаного заполнителя, а гнейсов – более мелкий материал с небольшим количеством суглинистого заполнителя. Снег выполняет двойную роль: лавины очищают склоны от продуктов выветривания, снежный покров способствует активному соскальзыванию обломков по поверхности. Максимум схода лавин на склонах южной экспозиции приходится на май, на склонах северной экспозиции на май-июнь. Но максимальное количество обломочного материала поставляют редкие осенние лавины. Соскальзывание обломков по снегу усиливается во много раз вдоль узких расщелин и ложбин, вытянутых вдоль склона. Обломки, приносимые лавинами, аккумулируются хаотично, а поступающие по расщелинам ориентированы вдоль склона. Таяние снежного покрова приводит к интенсивному поверхностному стоку, способствующему сортировке слагающего осыпи материала. Летние дожди также благоприятствуют сносу обломков.

Крутизна склонов не всегда является определяющим условием для скорости смещения коллювия. Большое значение имеют размеры обломков, их заглубленность в грунт и плотность упаковки, влажность поверхностных отложений [35].

По наблюдениям в Скалистых горах, среднее значение аккумуляции обломочного материала в верхних и средних частях лавинных склонов составило 1-4 мм/год (максимально -10-15 мм/год), в нижних 0,25-2,25 мм/год. Однако чистый прирост высоты поверхности конусов, зависящий от интенсивности лавинной эрозии, оценивается величиной не более 5 мм за 14 лет. Зафиксированы перемещения лавинами глыб до 1,5 м³ на 150 м. Ежегодные объемы аккумуляции составляют от 0 до 52,1 м³ [34]. Отмечены значительные вариации скорости и абсолютной величины перемещения материала на различных склонах - от 9 м/год до 10 см/год, вызванные скатыванием, сползанием, крипом, проседанием [30]. Изменение границы зон лавинной эрозии и аккумуляции приводит к характерной линейной сортировке материала на склонах. Основным же поставщиком обломков на склоны являются камнепады. На участках склонов, покрытых смесью грубого и тонкого материала, развивается солифлюкция. Установлено, что колебания приноса обломочного материала лавинами тесно связаны с изменениями лавинной активности, но определяются не региональными, климатически обусловленными факторами, а локальными (экспозиция, разница высот, морфология, размеры зоны зарождения и транзита лавин; местные условия снегонакопления) [30,34].

Наблюдения за перемещением осыпных и обвальных шлейфов в альпийской зоне Северных Анд выявили, что в результате температурного сжатия и расширения в зоне распространения крупных глыб транспортируется небольшой объем материала. Здесь смещения происходят со средней скоростью 4 см/год. Наибольший объем с единицы площади сносится при сухих оползнях и крипе, связанном с действием стебелькового льда на участках распространения мелких обломков и песков с гравием со средней скоростью 15,9 и 23,2 см/год соответственно, при этом в движение вовлекается слой толщиной не более 7 см. Снижения верхушки осыпи практически не происходит, а стабильность обломочного шлейфа возрастает вниз по склону [37].

В условиях умеренного гумидного климата снижается интенсивность физического выветривания. Однако и здесь выветрелый материал осыпается и скапливается у основания склона в достаточно больших количествах.

Обвальнo-осыпные склоны этой зоны встречаются в оврагах, на речных подмывах в долинах, по берегам водохранилищ, карьерах, дорожных выемках. Особенно интенсивно процессы развиваются на хорошо прогреваемых склонах южной и западной экспозиций, которые уже ранней весной освобождаются от снега и становятся ареной осыпания и обваливания [1,9,11] (рис. 8.4а). Осыпавшийся на снег материал увлажняется и в виде солифлюкционных потоков по снежной поверхности стекает вниз. В летнее время удаление осыпного материала осуществляется дождевым поверхностным стоком (рис. 8.4б). Активно протекающий процесс осыпания на склонах речных долин в весеннее время приводит к формированию больших осыпных и обвальных шлейфов, которые, однако, частично размываются реками. На берегах водохранилищ мощные осыпные шлейфы быстро разрушаются абразией.

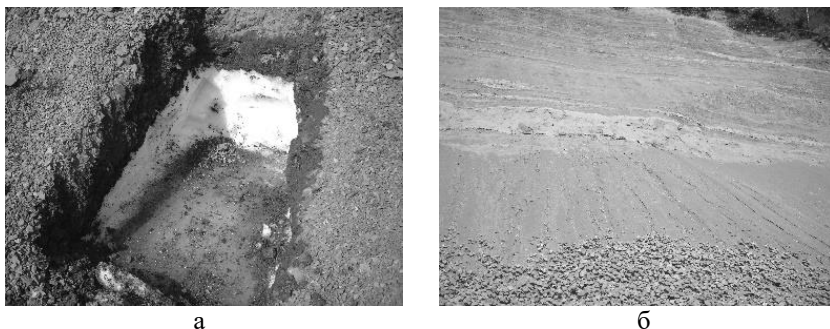


Рис. 8.4. Осыпной шлейф, образовавшийся весной и перекрывающий снежный покров (а). Следы размыва поверхности осыпи (б). Берег Воткинского водохранилища.

В умеренном гумидном климате интенсивность осыпания и обваливания крайне неравномерна в годовом и суточном циклах и тесно связана с ходом основных метеорологических элементов. Наибольшее значение имеют колебания температуры воздуха и горных пород, осадки, облачность, ветровой режим. Минимум осыпания наблюдается при устойчивой сухой жаркой погоде.

В ряде исследований [1,6,9,10,11] отмечается, что абсолютный максимум скорости процесса приходится на весну. Так, по данным Б.П. Агафонова [1] для Прибайкалья, за весну отступление осыпных уступов составляет от 29,3 до 87,8% годовой величины. В

среднем за весну – 67,14%, лето – 21,16%, осень – 10,68%, зиму – 1,01%. На март приходится абсолютный зарегистрированный максимум – около 75% годового объёма.

По нашим данным [6,10,11] отступление осыпных и обвальных склонов берегов Воткинского водохранилища в весенний период составляет около 70-75% годового итога. Другие максимумы проявляются в разные месяцы. Летне-осенние максимумы скорости разрушения уступов в основном связаны с осадками. Пики осыпания и обвалообразования по месяцам примерно соответствуют пикам выпадения дождей, следуя за ними с некоторой задержкой [1,2,14].

Периоды с экстремальными скоростями осыпания зависят также от экспозиции склонов. Так сравнение показателей интенсивности денудации на Черноморском побережье Кавказа показывает, что на склоне северной экспозиций максимум наблюдается весной, а летом и в начале осени отмечается минимум, тогда как на откосе южной экспозиции максимум характерен для осенне-зимнего сезона, а минимум – для летнего [14].

В засушливые летние месяцы отмечаются малые скорости осыпания. Наблюдаемое иногда несоответствие темпов процесса ведущим факторам можно объяснить недостаточной предварительной подготовленностью рыхлых масс к разрушению. Если они обрушились непосредственно перед ливнем или весенним периодом или закрепились свежей густой растительностью, то силы разрушающего фактора может быть недостаточно для активизации сноса. В районах умеренного равномерного увлажнения без катастрофических ливней, где на обнаженных поверхностях быстро восстанавливается густая растительность, обвально-осыпные процессы быстро затухают [1].

Зимой склоны стабилизируются. В этом можно убедиться, изучая разрезы толщ снега у подножий осыпных склонов – в них коллювия почти нет (рис.4а). Как правило, в снеге встречаются либо редкие отдельные обломки, либо – тонкие прослойки мелкозёма и щебня, накапливающиеся во время длительных бесснежных периодов в конце зимы.

Значительные скорости отступления уступов могут наблюдаться зимой и поздней осенью на крутых уступах только в сравнительно низких широтах. Причин позднеосенней и зимней активно-

сти процесса несколько. На отвесных уступах снег не держится. На склонах южной экспозиции солнечные лучи падают на поверхность уступов под большим углом продолжительное время, темные грунты обнаженных уступов успевают иногда прогреться и подтаять, а ночью снова замерзают. Это неизбежно вызывает пучение поверхностного слоя грунта и морозное выветривание [1].

В суточном цикле максимум осыпания приходится на 11-12 часов, а к 14-16 часам, когда подготовленный к осыпанию грунт истощается, процесс быстро затухает. Особенно ярко суточный цикл проявляется при перехода температуры через 0°C или изменении увлажнения грунта [5].

Перемещение обломочного материала на осыпях вызвано зимним промерзанием почвы, солифлюкцией и другими причинами. В пределах осыпей движение поверхностного обломочного материала происходит путем перекатывания и скольжения, характерны также движения типа крипа. Величина смещения обломков зависит от крутизны поверхности осыпи и её гранулометрического состава. Для юга Средней Сибири получены скорости смещения обломков от 2-4 до 400 см/год. Скорость крипа в поверхностном крупнообломочном слое составила 1-5 мм/год. В движении обломочного материала осыпей участвует главным образом поверхностный несцементированный льдом слой. При скорости движения поверхностного слоя осыпи 20-40 мм/год смещения обломочного материала с глубины 40-50 см за 2 года не выявлены [25].

Скорость движения осыпей зависит от экспозиции. Например, в Южном Прибайкалье зарегистрированная величина смещения изменялась от 0 до 27 см/год в каре Ю-В экспозиции, и от 0 до 12,7 см/год в каре северо-западной экспозиции [2].

Темпы перемещения обломков в осыпях и обвалах в годовом режиме непостоянны. Они зависят от погодных условий, количества осадков и глубины промерзания. Вследствие движения глыбы подвергаются вращению и меняют наклон. При этом могут двигаться как крупные глыбы диаметром в несколько метров, так и небольшие, диаметром 20-30 см. На затухающих осыпях перемещение обломков может возобновиться или ускориться вследствие вырубки лесов и транспортировки деревьев [29].

В пустынях и полупустынях весьма активно развивается инфляционное выветривание, вызванное дегидратацией горных по-

род и кристаллизацией солей. При этом скрепляющая роль растительного покрова ничтожна. В этой связи обвалы, камнепады и подвижные осыпи возникают легче, чем в гумидных областях, процессы осыпания и обваливания протекают на уклонах гораздо более малых, чем в других климатических зонах. В пустынях и полупустынях голые скальные обрывы образуются без воздействия смыва уже при наклоне 15-25°; при наклонах более 33° нескальных склонов нет. Широкому развитию обвалов способствует наличие уступов рельефа (чинков) по бортам плато. Формирование под бронирующим слоем инсоляционно-дефляционных ниш приводит к всё увеличивающемуся нависанию бронирующей плиты и к её обрушению, поэтому обвалы чинков плато очень типичны. Широко распространены также осыпи, обусловленные интенсивной десквамацией скальных горных пород. В семиаридных районах на относительно крутых склонах (~20°) в периоды снеготаяния мелкоземистый обломочный материал, не связанный коллоидами и напитанный водой, нередко начинает двигаться с катастрофической быстротой, приобретая характер оплывины или связного селя [4,13].

Отседания (бортовые отпоры) в пустынях и полупустынях развиты лишь в соответствующих структурно-геологических условиях, например при повышенной трещиноватости пород или на участках активных локальных тектонических подвижек [4].

Процессы же удаления материала со склонов более интенсивны в семиаридных условиях, чем в аридных. Как показывают исследования, продукты осыпания удаляются пластовыми потоками и рассеянным стоком, которые возникают в результате ливневых дождей. В аридных же условиях весьма часто встречаются высокие вертикальные уступы, частично обрамленные осыпными конусами [13].

Медленное сползание сомкнутых масс обломочного материала (десерпция, крип) наблюдается в субаридных районах даже на очень пологих склонах (вплоть до 2-3°). Скорость сползания зависит от крутизны склона и характера обломочного материала. На средних склонах скорость сползания в полупустынях, очевидно, не превышает десятых долей миллиметра в год [4].

В гумидных тропических условиях обвально-осыпные явления также могут иметь место. Однако малая интенсивность физического выветривания приводит к их слабому развитию.

Антропогенный фактор оказывает воздействие на обвальнo-осыпные процессы посредством образования откосов и подрезания склонов, создания крупных водохранилищ, сведения растительности и т.п.

На территории Удмуртии, как и в целом для умеренной гумидной зоны, обвальнo-осыпные склоны встречаются преимущественно в оврагах, днищах речных долин и по берегам водохранилищ. Основные стационары по наблюдению за осыпями и обвалами размещаются в береговой зоне Воткинского водохранилища, где данные процессы, наряду с абразией, играют основную роль в его заилинии и, как следствие, в уменьшении полезного объема воды. Соответственно на водохранилищах значительно возрастает роль процесса выветривания как берегоформирующего фактора. Исследования показали, что для осыпей береговой зоны водохранилища характерна плохая сортированность материала, неясно выраженная слоистость и очень изменчивая мощность. Осыпные шлейфы склонов, сложенных алевролитами, представлены в основном щебнем и дресвой с глинистым заполнителем. Обломки не окатаны, хотя бывают значительно обтерты. У подножий сложенных песчаниками невысоких осыпных склонов доля грубообломочного материала невелика. В составе осыпи преобладают пески с небольшими добавками валунов и щебня. Встречаются также глыбы и дресва. Продольный профиль крупноглыбовых осыпей оказывается выпуклым, наблюдается резкий переход от склона осыпи к поверхности ее основания. В щебневых осыпях профиль приближается к прямому или слабовогнутому. На участках берега, где песчаники переслаиваются алевролитами, процесс осыпания последних может привести к обваливанию путем постепенного обнажения более устойчивых пород песчаника на склоне. Песчаники образуют своеобразный навес и под силой тяжести через некоторое время обваливаются.

На участках берега, сложенных твердыми скальными и полускальными породами, происходят каменные обвалы. В пределах береговой зоны Воткинского водохранилища каменные обвалы встречаются редко. Земляные обвалы характерны для берегов, где в обнажениях вскрываются толщи четвертичных суглинков. В верхних частях склонов суглинки обычно образуют вертикальные стенки или карнизы с отрицательными углами наклона. Отделение

массивов суглинков происходит по трещинам отседания или трещинам характерной для них структурной столбчатой отдельности. Но наиболее распространены на водохранилище смешанные обвалы, что обусловлено геологическим строением береговой зоны, где в разрезе обнажившихся пород обычно наблюдается чередование слоев коренных песчаников, конгломератов, алевролитов, глин, перекрытых толщей четвертичных отложений. Земляные же обвалы обычно встречаются в оврагах и на искусственных земляных откосах. Рыхлые горные породы из обвалов на водохранилище в дальнейшем размываются волнами во время штормов, а скальные обломки длительное время остаются на месте падения. Появление у подножья крутого склона скопления крупных валунов каменных и смешанных обвалов заметно уменьшает темпы абразионных процессов на данном участке берега водохранилища, поскольку они гасят действие волн. При этом подводная часть прибрежной зоны на таких участках имеет, как правило, большие уклоны в сторону водохранилища.

Для аккумулятивной части обвального склона характерен беспорядочный холмистый рельеф. Даже среди относительно однородных скальных и полускальных пород отчётливая сортировка по гранулометрическому составу в обвалах, как правило, отсутствует. Крупные фракции первичных обвалов остаются у подножья склонов, а если обваливание происходит неоднократно, то они могут откатываться дальше, а мелкие скапливаются в верхней части склона, заполняя промежутки между глыбами. В земляных обвалах часть глыб в результате удара сразу разрушается, поэтому в их аккумулятивной части наблюдается беспорядочная смесь обломков разного размера (рис. 8.3а).

Интенсивность обвально-осыпных процессов меняется в зависимости от экспозиции, высоты склонов и времени года. Наиболее высокие скорости осыпания отмечены на склонах юго-западной экспозиции - от 5,8 до 12,6 см/год. На них снег сходит уже к началу марта, днём склоны прогреваются, а ночью устанавливаются отрицательные температуры, что обеспечивает возможность активного проявления морозного выветривания. Темпы отступания осыпных склонов северо-восточной экспозиции несколько ниже – от 3,3 до 11,4 см/год, особенно низкие скорости отмечены на участках склонов, расположенных чуть выше верха осыпи,

что вызвано длительным сохранением здесь снежного покрова, закрывающего денудационную стенку [11].

Средняя скорость осыпания на склонах меняется год от года из-за различий в погодных условиях. Наибольшими значениями скорости отступления характеризуются годы, когда весной на длительное время устанавливается ясная солнечная погода. Усиливались процессы осыпания также в тех случаях, когда зимой наблюдались частые смены оттепелей и сильных морозов, что также создавало благоприятные предпосылки для морозного и других видов выветривания.

Максимум осыпания и обваливания приходится на весну. Коллювий, образовавшийся к началу мая, залегает на снежном покрове (рис. 8.4а). Это говорит о том, что весь он появился за короткое время уже после февральских снегопадов. Толща снега не содержит в себе обломков горных пород, поэтому можно утверждать, что зимой осыпной склон стабилизируется. Изучение шурфов на различных участках осыпных шлейфов в разные годы подтверждает этот вывод. В редких случаях в разрезе снежного покрова появляются тонкие прослойки песка и дресвы. Они приурочены к оттепелям, во время которых процессы проявляются слабо.

Процесс осыпания в весеннее время усиливается снеготаянием, увеличением влажности грунта, частыми переходами температуры с положительных значений на отрицательные и наоборот. Летом процессы вновь замедляются, однако не прекращаются, как зимой. В осеннее время осыпание активизируется после дождей и в период колебания суточных температур около 0° . Однако масштабы осыпания осенью меньше, чем весной.

Интенсивность осыпания зависит от высоты склона, которая определяет проявление бортового отпора, его интенсивность и образование новых трещин по склону. Поэтому наиболее высокие склоны разрушаются быстрее.

Накопившийся в береговой зоне водохранилища коллювий периодически размывается дождевыми и тальными водами, смещается солифлюкцией и крипом. Основная часть обломков перерабатывается волновыми процессами, что создает благоприятные условия для дальнейшего разрушения берега и поддерживает его крутизну. Небольшая часть осыпного материала сохраняется при высоком уровне воды, залегает фрагментарно в виде конусов и шлейфов не-

большой мощности на тех участках, где его смыв ограничивается береговыми препятствиями. Мощные осыпи формируются только у подножий стен скольжения оползней.

Формирование осыпей и обвалов тесно связано с явлениями, происходящими в зоне питания, где происходит дезинтеграция пород физическим выветриванием, поэтому их **исследование** проводится по двум направлениям:

- 1) с точки зрения подготовки обломков к смещению
- 2) в направлении изучения особенностей формирования и динамики осыпного шлейфа [21].

В первом случае исследования направлены на изучение устойчивости склонов. Наблюдения производятся в естественных условиях и посвящены определению объёмов поступающего коллювия и скорости отступления склонов.

Второе направление связано с изучением осыпных шлейфов, их морфологии, механизмов и скорости смещения осыпного материала.

При выборе расположения точек стационарных наблюдений важно ознакомиться с условиями, в которых обвально-осыпные процессы развиваются. Необходимо учесть высоту осыпного склона, его экспозицию, состав слагающих склон пород, проявление сопутствующих геоморфологических процессов, характеристики климата и хода основных метеорологических элементов в годовом режиме. Желательно, чтобы места наблюдений различались между собой по каким-либо значимым факторам развития процессов. В этом случае можно сделать выводы об их роли, силе влияния.

В настоящее время лучше изучены осыпи. Обвалы принадлежат к мгновенно протекающим процессам, что затрудняет проведение стационарных наблюдений за ними. Сведения о них собираются при наблюдении за осыпями, так как последние часто происходят одновременно с обвалами.

Анализ работ французских исследователей показал, что основные проблемы, возникающие при изучении осыпей, особенно грубообломочных, заключаются, прежде всего, в терминологии и классификации, методах исследования, установлении связи со структурным строением, выявлении роли морфоклиматических условий в их генезисе и палеоклиматического значения. При исследовании встречаются трудности как в выявлении самих тел осыпей,

особенно движущихся, так и в отборе репрезентативных образцов мелкоземистого заполнителя и обломков [40].

Методика определения поступающих с осыпных склонов объемов грунта достаточно разнообразна, однако при этом существует довольно большой разброс данных, полученных разными исследователями. Обычно это объясняется тем, что при пересчёте сместившихся объемов грунта принимается разный показатель разрыхления [21].

Г.С. Ананьевым [3] на стационаре в Восточных Карпатах для определения объема материала, поступающего с крутого склона, сложенного переслаивающимися песчаниками и алевролитами, были установлены металлические ванночки у основания склона, задерживающие все падающие и смыываемые обломки. Высота участка склона 1,8 м, площадь - 2,1 м². В течение одного года мелкозем неоднократно собирался, взвешивался, подвергался гранулометрическому анализу. Одновременно для наблюдений за явлениями отседания склонов было заложено две площадки, где вцементированными стальными иглами были маркированы вертикальные и горизонтальные трещины. Иглы располагались по обе стороны трещин на расстоянии 4-6 см друг от друга. Ширина трещин от 3 до 7 мм. Результаты измерений в течение трех лет показали, что в крупных блоках коренных пород колебания ширины трещин не превышают 1,5-2 мм/год. При этом связь между колебаниями ширины трещин и годовыми колебаниями температур воздуха и пород не были установлены. Отмечена большая роль изменения влажности коренных пород. Наибольшее расширение трещин в летнее время наблюдалось после многодневных дождей.

Для изучения осыпных процессов в низкогорной зоне Западного Тянь-Шаня В.Н. Голосовым и А.В. Паниным были подготовлены специальные площадки, расположенные у подножий осыпных склонов по бортам оврагов. Стенки срыва тщательно измерялись, а у их подножий устанавливались ловушки, собирающие осыпавшийся материал. Ловушки представляли собой проволоочный каркас в форме четырехугольной призмы, по основанию и трем сторонам которого натягивалась полиэтиленовая пленка. Полнота попадания частиц в ловушку обеспечивалась боковыми экранами-отражателями. Количество осыпавшегося материала определялось весовым методом в дневное время через 1-3 ч. В эти же сроки у

каждой стенки измерялась температура приземного слоя воздуха и почвы на глубинах 0,5, 10 и 20 см. Ход температуры воздуха в ночные часы устанавливался по записям на ленте термографа, минимальному и максимальному термометрам. Регулярно отбирались образцы для определения влажности осыпавшихся частиц. Впоследствии в расчеты интенсивности осыпания вносились поправки на влажность. Периодически с помощью альбедометра оценивался радиационный баланс склонов разной экспозиции [5].

Метод аналогичных площадок-ловушек использовался при определении денудации откосов дорожных выемок в районе г.Сочи [14]. Площадки были зачищены с поверхности на глубину 10-20 см вплоть до относительно монолитных пород, спланированы, оборудованы ограничительными стенками и деревянными коробами-уловителями лоткового типа, установленными у подножия откосов на уровне полотна дороги. Продукты денудации, смещающиеся вниз по откосу и накапливающиеся в коробах, периодически выбирались и взвешивались. После определения веса обломков, снесенных с 1 м^2 каждого откоса, рассчитывались весовые скорости денудации и через объемный вес, принятый равным для коренных пород $2,2\text{ г/см}^3$, производился пересчет полученных значений на объемную и линейную скорости денудации. Наряду со взвешиванием, в полевых условиях определялись объемный вес обломочного материала и его гранулометрический состав путем просеивания на крупногабаритных ситах.

Для сбора поступающего обломочного материала исследователями применялись также полиэтиленовые пленки-сетки [34], размещались сети, на которых впоследствии производился подсчет и обмер обломков [36].

Иногда в качестве ловушек используются траншеи или специально выкопанные выемки, размещенные по простиранию склона.

Определение скорости разрушения склонов с помощью повторных измерений аккумулятивных частей может дать надёжный результат только для неразмываемых осыпей.

Известны примеры определения скорости отступления уступов, сложенных крупнообломочным материалом, методом фотоплощадок. При этом на поверхности уступа выбирается участок, на котором метками отмечаются наиболее крупные обломки. Затем

поверхность уступа фотографируется с определённой периодичностью, по снимкам определяется примерный объём снесённого материала.

В ряде стационарных исследований осыпей применялась фототеодолитная съёмка. Сущность метода заключается в повторной съёмке изучаемых объектов фототеодолитом с закреплённых на местности реперов. В качестве важного достоинства метода отмечается возможность одновременного изучения как зоны питания, так и осыпного шлейфа. Повторяемость съёмок определяется главным образом поставленными задачами [21,22].

В Удмуртском госуниверситете скорость отступления осыпных склонов правобережья Воткинского водохранилища определялась с помощью электронного тахеометра, работающего без отражателя. В период сброса воды на водохранилище на осушенном берегу закреплялась сеть базисных точек, с которых впоследствии производилось сканирование профиля склона. Чтобы профиль прокладывался строго в одном и том же месте, на поверхности осыпного склона устанавливался металлический стержень. Съёмка производилась два раза в год – весной, в конце апреля, и осенью – в конце сентября, в периоды сброса воды (рис. 8.5).

Материалы съёмки позволяют подробно изучать морфологию денудационной и аккумулятивной частей обвальных и осыпных склонов значительной высоты, оценивать скорости их отступления. Важным достоинством тахеометрической съёмки является также высокая производительности полевых работ.

Для невысоких, высотой до нескольких метров склонов, сложенных рыхлыми породами, можно использовать метод шпилек, которые устанавливаются в денудационную стенку на различной высоте и образуют вертикальные створы. Регулярное измерение выступающих частей шпилек позволит дать количественную оценку величины отступления склона.

Об активности проявления обвально-осыпных процессов можно судить и по простым наглядным признакам – наличию на осыпи свежих обломков, скоплению обломков у деревьев со стороны осыпного склона и т.п.

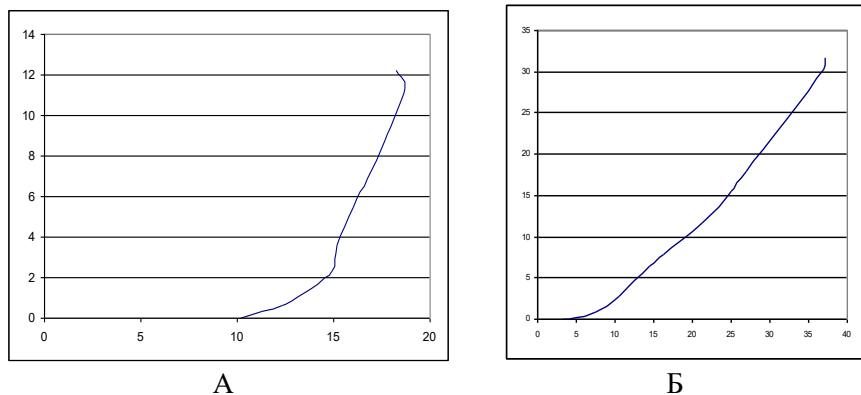


Рис. 8.5. Профили осыпных склонов, полученные в результате тахеометрической съёмки в безотражательном режиме. Цифровые значения – высота склонов и горизонтальное проложение, м. Оба осыпных склона сложены преимущественно алевролитами. На профилях в верхней части участки субвертикальные и с отрицательными уклонами соответствуют толще четвертичных суглинков. Вертикальный участок профиля А в нижней части – выходы коренных песчаников. Самые нижние части профилей – поверхности осыпей (2,2 м). Нулевая отметка соответствует точке расположения прибора при съёмке.

Методы изучения особенностей формирования осыпного шлейфа также достаточно разнообразны. Движение осыпного материала может быть установлено методом маркировки обломков поверхностного слоя. Этот приём использован в ряде исследований [23,25,26,29,34,35 и др.]. Применение метода заключается либо в маркировке отдельных глыб, либо в окраске обломков по поперечным к осыпи створам. Второй вариант называют также методом покрашенных створов. В обоих случаях для определения величины смещения обломков и восстановления створов необходимо закрепление базисных точек. В первом случае положение отдельных глыб может определяться точной тахеометрической съёмкой. Такой способ был использован, например, Я.Демеком при оценке перемещения обломков на склонах в Западных Карпатах [29]. Покрашенные створы применяются чаще, однако многие исследователи отмечают проблемы, возникающие при установлении и восстановлении створов. Поскольку базисные точки могут располагаться только в местах выхода коренных пород, метод покрашенных

створов невозможно использовать на осыпях типа шлейфа подножья. Что касается тахеометрической съёмки отдельных глыб, то базисный репер может располагаться на значительном удалении от поверхности осыпи и найти для него соответствующее место гораздо легче. Вместе с тем преимущество метода покрашенных створов по сравнению с маркированием отдельных обломков заключается в том, что можно проследить смещение соседних частиц относительно друг друга. Наблюдения на покрашенных створах приморской полосы северо-западного Кавказа [23] показали, что отдельные участки поверхностного слоя осыпи смещаются с неодинаковой скоростью, часто в виде подвижек единичных обломков или их групп. От 5 до 15% обломков смещались вниз по склону с гораздо более высокими скоростями и их путь был длиннее. Нередко в течение этапа смещались только некоторые обломки, а расположенные рядом оставались неподвижными. Наблюдаются значительные изменения средней скорости движения обломков и по отдельным этапам. В процессе движения обломков происходит их перегруппировка и дробление в результате сжатия, ударов, физического выветривания и других причин. Неодинаковые скорости смещения обломков на одной и той же осыпи отмечались и в других исследованиях [29,30]. Дж.Гарднер [30] при проведении работ в Скалистых горах обнаружил значительные вариации скорости и абсолютной величины перемещения материала на различных склонах, производящих впечатление идентичных. На основании полученных данных сделан вывод, что перемещение материала на осыпных склонах вызывается процессами или силами, воздействие которых в течение кратковременных периодов носит локализованный характер. Проявление быстрых и неравномерных перемещений поверхностного материала не исключает в то же время наличия очень медленного, но не прекращающегося движения материала вниз по склону, которое не может быть выявлено краткосрочными наблюдениями.

Изменение поверхности осыпей и движение обломков может быть установлено по сопоставлению стереомоделей из разновременных снимков [23]. Первоначально индикаторы из поверхностного слоя осыпи, за смещением которых ведутся наблюдения, окрашиваются цветной эмалью и раскладываются на поверхности осыпи с учетом её крутизны и величины обломков. Поверхность

осыпи фотографируется с разных точек для получения стереоизображения, а затем производится анализ разновременных снимков на стереоприборах фотограмметрическим методом. При этом отмечается, что чем интенсивнее протекают процессы осыпания в интервале между съемками, тем затруднительнее опознавать одни и те же обломки, поскольку они часто перекрываются другими. Способ анализа разновременных съемок дает только качественные данные об изменениях на отдельных участках осыпи в разные сроки.

Движения поверхности осыпей солифлюкционного типа могут быть измерены с помощью мерных шпилек [36], движения дефлюкции или крипа – методом реперов, снабжённых угломером или методом закладки полицилиндрических систем [23]. На устойчивость реперов оказывают влияние разные скорости движения верхних и нижних слоёв горных пород, в которые репер заглублен. В зависимости от соотношения этих скоростей репер приобретает различный наклон, величина которого фиксируется угломером. При этом изменение положения самих реперов и шпилек должно осуществляться геодезическими приборами с закреплённых на местности точек. Метод полицилиндрических систем применим только на осыпях, сложенных мелкозёмом. В теле осыпи просверливается отверстие (или забивается труба, которая затем вынимается), в которое помещаются небольшие различно окрашенные цилиндры. При последующих наблюдениях определяется положение обнаруженных цилиндров, что позволяет определить мощность активного слоя [21].

Очевидными недостатками двух последних методов является нарушение естественного состояния поверхности осыпи, что неизбежно приведёт к неточности полученных результатов.

Особенности формирования осыпных конусов могут моделироваться в лабораторных условиях, особенно при изучении распределения величины обломков в осыпях, установлении угла естественного откоса для пород разного состава, формы, окатанности и прочих характеристик. Однако к лабораторные результаты следует проверять. Например, при исследовании Раном Перри [38] угла покая в 162 выемках грунта на террасах в Коннектикуте, достоверных различий, выявленных в лабораторных исследованиях, не было обнаружено.

Поскольку в годовом режиме развитие осыпных процессов проявляется крайне неравномерно, наблюдения рекомендуется проводить в разные сезоны года. При этом изучение механизма формирования осыпей и оценки роли отдельных факторов требуют постановки продолжительных стационарных наблюдений с использованием на всех стационарах одинакового оборудования.

Список литературы

1. Агафонов Б.П. Процесс отступания свежееобразованных уступов на склонах. //География и природные ресурсы, 1981, №4, с.37-45.
2. Алёшин А.Г. О гравитационно-склоновых процессах в Южном Прибайкалье. //Новые и традиционные идеи в геоморфологии. 5 Щукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005, с.197-199.
3. Ананьев Г.С. Процессы современной денудации в Восточных Карпатах.// Геоморфология, 1980, №1, с.63-71.
4. Аристархова Л.Б., Федорович Б.А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях.//Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.25-51.
5. Голосов В.Н., Панин А.В. Осыпные процессы на склонах оврагов в низкоротной зоне Западного Тянь-Шаня.// Геоморфология, 1988, №3, с.46-50.
6. Глейзер И.В., Егоров И.Е., Егорова М.И. Динамика береговых процессов на Воткинском водохранилище (в пределах Удмуртской республики). // Инженерная геология, гидрогеология и геодинамика прибрежных территорий и ложа водохранилищ. Пермь, 2008, с.33-37.
7. Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1970, 256 с.
8. Дедков А.П., Трофимов А.М. О факторах, определяющих обвально-осыпные склоны Среднего Поволжья. / Экзогенные процессы в Среднем Поволжье. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1972, с.42-46.
9. Двинских А.П. Стационарное изучение гравитационных склоновых процессов в Татарии // Экзогенные процессы и окружающая среда. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1988, с.44.
10. Егоров И.Е., Егорова М.И. Современные тенденции изменения береговой зоны Воткинского водохранилища. // Вестник Удмуртского ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2008, вып.2, с. 81-88.
11. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Методика и результаты изучения процессов осыпания и обваливания правобережья Воткинского водохранилища. //Вестник Удмуртского ун-та, сер. Биология. Науки о Земле. 2012, Вып.1, с.126-135.

12. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Процессы и морфология рельефа зоны активной переработки берегов Воткинского водохранилища. // 30-е пленарное юбилейное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Набережные Челны, 2015, с.141-143.

13. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.

14. Кочетов Н.И., Дубровин Н.И., Безруков В.Ф. Интенсивность современной денудации откосов дорожных выемок Сочинского района.// Геоморфология, 1980, №2, с.31-35.

15. Московкин В.М., Клюкин А.А., Невский В.Н. Строение осыпей флишевого низкогорья Крыма.// Геоморфология, 1987, №3, с.68-73.

16. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988, 208с.

17. Полунин Г.В. Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата. М.: Наука, 1983, 249 с.

18. Пшенин Г.Н. Отседание склонов (бортовой отпор). // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М., 1986, с.105-110.

19. Трофимов А. М. Распределение отдельных фракций обломочного материала по поверхности осыпи (на примере осыпей Среднего Поволжья). Геогр. сб. Казанск. ун-т, 1969, вып. 4, с. 28-31.

20. Трофимов А.М. Скорость развития осыпных склонов.// Изв. Всес. геогр. о-ва, 1970, 102, № 1, с.79-82.

21. Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Обвалы и осыпи.// Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М., 1986, с.90-104.

22. Хмелёва Н.В., Шевченко Б.Ф. Результаты 25-летних наблюдений осыпи в долине р.Жоэквара (Абхазия).// Геоморфология, 1992, №1, с.96-102.

23. Хмелёва Н.В., Никулин Ф.В., Шевченко Б.Ф. О движении обломков осыпей. // Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.110-120.

24. Хотина Е.Б. Отложения гравитационного ряда. //Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1982, 319, с.31-45

25. Чернышов Н.И. Обвальнo-осыпные процессы в хребте Кодар. // Геогр. и прир. ресурсы, 1987, №3, с.107-115.

26. Чернышов Н.И. Процессы обваливания на склонах в хр.Кодар. //Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, 1987, с.35-39.

27. Acerman H.J. Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. //Geogr. Ann., 1984, A66, №4, p.267-284.

28. Bernard F. Geodynamique des depots de pied de paroi dans letage periglaciare. //Rev. Geol. Dyn. Et geogr. Phys., 1983, 24, №5, p.411-424.

29. Demek J. Quantitative study of debris movements on slopes in Western Carpathians. // Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcan., 1988, 22, p.83-90.

30. Gardner J. Observations of surficial talus movement. Z. Geomorphol., 1969., 13, p.p.317-323.

31. Jahn A. Periglaziale Schutthänge. Geomorphologische studien in Spitzbergen und Nord-Skandinavien. //Abh. Acad. Wiss. Gottingen. Math.-phys. Kl., 1983, №35, p.182-198.

32. Klassifikation von Schutthalden. //Geogr. Helv., 1974, 29, №2-3, 73-82.

33. Knoblich K. Über den Böschungswinkel von Schutthalden.// Cate-na, 1975, 2, №1-2, p.p.1-10.

34. Luckman B.H. Debris accumulation patterns on talus slopes in Surprise Valley, Alberta. // Geogr. Phys. Et Quatern., 1988, 42, №3, p.247-278.

35. Mante C., Pissart A., Ozouf J.C., Coutard J.P. Traitement par analyse des donnees de mesures de deplacement en milieu periglaciaire d'altitude (haute vallee du Chambeyron, Alpes de Haute-Provence, France). // Bull. Cent. Geomorphol., 1988, №34, p.87-117.

36. Nitychoruk J., Dziezek L. Annual mass movements in northwestern Wedel Jarlsberg land, Spitsbergen. // Pol. Polar. Res., 1988, 9, №4, p.461-474.

37. Perez F. Surficial talus movement in an Andean Paramo of Venezuela. // Goegr. Ann., 1985, A67, №3-4, p.221-237.

38. Rahn Perry H. The relationship between natural forested slopes and angles of repose for sand gravel. Bull. Geol. Soc. Amer.. 1969, 80, № 10, p.p.2123—2128.

39. Stablein G. Formung von Hangen, der Antarktischen Halbinsel. // Abh. Acad. Wiss. Gottingen. Math.-phys. Kl., 1983, №35, p.160-170.

40. Tihay J.P. Les eboulis et leur environnement geomorphologique autre que celui des glaciers rocheux. // Bull. Assoc. geogr. Fr., 1983, 60, №491, p.5-13.

ГЛАВА 9. ОПОЛЗНИ

Оползни – скользящие смещения масс горных пород вниз по склону под влиянием силы тяжести, особенно при насыщении рыхлого материала водой. Масса грунта, сползающая вниз по наклонной поверхности, часто сохраняет свою монолитность, в отличие от обвала. Иногда на поверхности оползня сохраняются и продолжают вегетировать деревья, обычно приобретающие наклонное положение (пьяный лес).

В связи с большой ролью в развитии рельефа и значительным ущербом народному хозяйству, оползни на равнинах в целом изучены достаточно подробно. В некоторых странах изучению оползней уделяется особое внимание. Так в США существует Информационный центр по оползням [38], во Франции создан Государственный кадастр смещений грунтов, в котором собраны данные по оползням и другим смещениям грунта за 280 лет [34]. Достаточно хорошо оползневые явления изучены на Русской равнине.

Оползни образуются на каком-либо участке склона или откоса вследствие нарушения равновесия пород, вызванного действием различных естественных и антропогенных факторов, преимущественно на крутых склонах речных долин, оврагов, балок, берегах водохранилищ. Они редко происходят на склонах крутизной менее $10-12^\circ$, при уклоне 15° оползни возникают только при благоприятных геологических и гидрогеологических условиях или очень продолжительном и обильном увлажнении горных пород. Помимо уклона, роль рельефа сказывается на нарушении общего равновесного состояния склона через такие его характеристики, как высота, длина и различные соотношения между ними. Так материалы по 237 оползням Одесского побережья Черного моря показали, что существует тесная связь между скоростью отступления бровки оползневого склона и его высотой ($r = 0,85-0,90$) [14].

Чаще всего оползни возникают на склонах, сложенных чередующимися водоупорными и водоносными породами или где прочные проницаемые породы залегают на пластичных и водонепроницаемых [1,29]. Большое влияние на механизм и динамику оползневых процессов оказывают условия обводнения пород и ре-

жим подземных вод. Вода, просочившаяся в проницаемую породу, пропитывает ее, значительно увеличивает её вес и тем самым создает неустойчивость масс. Достигнув водонепроницаемого слоя, вода начинает стекать по его наклонной поверхности, размывая и выщелачивая вышележащую проницаемую породу, разрыхляя её и создавая благоприятные условия для отрыва. Этот процесс особенно энергично протекает там, где подошва водоносной породы имеет подземный рельеф в виде ложбин, направленных в сторону долины, по которым происходит усиленный сток грунтовых вод. Если водоупорная порода представляет глинистую массу, то она сильно размокает, становится пластичной, и вышележащие массы начинают скользить по ней вниз. В этом случае поверхность отрыва и скольжения совпадает с поверхностью водоупорного пласта [29]. Чувствительны к повышению увлажнения склоны, сложенные макропористыми лёссовидными суглинками, особенно в зонах интенсивного сельскохозяйственного использования земель [1].

Оползни могут образоваться как в рыхлых, глинисто-песчаных, так и в плотных породах и при горизонтальном залегании пластов и даже при падении их в глубь коренного склона. Поверхность, по которой происходит при этом отрыв и скольжение, имеет вогнутую форму, являясь полого наклоненной в сторону долины в нижней части и круто поднимаясь по краям и в верхней части. Но наиболее благоприятствует образованию оползней хотя бы слабое падение пластов в сторону долины при достаточном количестве грунтовой воды над поверхностью водоупорного слоя [29]. Например, на севере Баварии оползням подвержены преимущественно склоны южной и восточной экспозиций, что связано с наклоном пластов на восток, при этом значения углов наклона оползневых склонов составляют всего 21-26° [36].

Неустойчивость грунта откоса может быть обусловлена ослаблением прочности пород в результате выветривания, сильной раздробленностью пород системами трещин. По трещинам агенты выветривания проникают в глубь породы, вызывая дальнейший отрыв поверхностных толщ от остального массива, способствуя насыщению массива водой и обуславливая изменение физико-механических свойств пород.

В формировании оползней важнейшее значение имеет характер залегания подошвы глин и других пластичных пород относительно базиса эрозии [7].

Помимо структурных и гидрогеологических условий, причиной оползания является увеличение крутизны склона в результате подмыва его основания рекой, водохранилищем, морем. Например, поражённость склонов правобережья нижней Волги оползнями при их постоянной подрезке эрозией достигает 71%, при периодической - 66%, а при отсутствии подрезки составляет 8,5% [7].

Зависимость интенсивности оползневых смещений от типов подмыва и абразии на Камском и Воткинском водохранилищах характеризуется высоким значением коэффициента корреляции ($r = 0,998$) [22]. Для морских берегов Черного моря он несколько ниже (0,60-0,66) [14].

Развитие оползневых процессов вызывается чрезмерным пропитыванием грунта водой, поэтому интенсивность оползания тесно связана с особенно продолжительными и сильными дождями, зависит от запасов воды в снеге и скорости снеготаяния. Соответственно, оползание проявляется крайне неравномерно не только в годовом режиме, но и в зависимости от повторяемости аномальных погодных явлений.

В ряде исследований [14,36,40] установлена связь между распространением плейстоценовых и современных оползней и экспозицией склонов. Отмечается, что влияние экспозиции проявляется через различия в микроклимате и обусловленных ими темпами выветривания.

Резко возрастает оползневая активность в сейсмически активных районах.

Антропогенный фактор влияет на оползневой процесс главным образом в результате перераспределения поверхностного и подземного стока. Оползни могут быть вызваны неумеренным поливом, спуском излишней воды по незакрепленным канавам, устройством поглощающих колодцев, созданием всякого рода скоплений воды на присклоновых участках водоразделов. Во многих населённых пунктах наблюдаются оползни, вызванные обводнением склонов в результате утечки хозяйственных вод из коммунаций [1]. Насколько велика может быть роль антропогенного фактора показали исследования, проведённые на севере Баварии.

Отмечено, что, по крайней мере, в 89% случаев возникновению оползневых явлений здесь способствовала хозяйственная деятельность человека [36].

Отрицательно влияют на устойчивость оползней работы по террасированию и орошению склоновых земель [20].

Причиной образования оползня может служить отягощение края плато какими-либо сооружениями, подрезание склона дорожными выемками, площадками. Непосредственно воздействует на оползни складирование пустых пород при добыче полезных ископаемых на деформированных склонах. Активизация процесса наблюдается в том случае, если напряжение от дополнительной нагрузки отвальных масс распространяется до оползнеобразующего глинистого горизонта. Способствует оползанию захоронение сезонномерзлых пород во время зимней отсыпки отвала, мерзлые породы глинистого состава весьма неустойчивы и участвуют впоследствии в оползневых процессах [9].

Особенно сильно меняются гидрогеологические условия склонов при создании водохранилищ. Заполнение чаш водохранилищ сопровождается подъёмом уровня грунтовых вод, образованием новых водоносных горизонтов, снижением сопротивляемости пород сдвигу вследствие их размокания, развитием интенсивной абразионной деятельности. Всё это приводит к развитию оползневых процессов.

Активизации оползания может также способствовать застройка вдоль берегов водохранилищ, затрудняющая подземный сток и повышающая местные уровни грунтовых вод.

На устойчивость склонов оказывают воздействие быстрые изменения уровня поверхностных вод, вызывая такие отрицательные косвенные последствия, как максимальный размыв, быстрые колебания количества наносов, резкие изменения гидродинамического давления, увлажнение и высыхание пород с потерей их прочности [7].

Иногда указывается как возможная причина оползней вырубка на склоне леса и кустарников [29].

На смещение горных пород оказывает влияние также работа различных механизмов и транспорта, вызывающих вибрацию грунта и ослабляющих сцепление горных пород.

Таким образом, оползание может быть результатом различных видов хозяйственной деятельности, проводимых без учёта геологических условий местности, которые могут привести к обильному просачиванию воды в грунт и усилению деятельности подземных вод. С ними могут быть связаны серьезные разрушения городов и поселков, коммуникаций и крупных сооружений, в том числе плотин и мостов [3].

Причиной возникновения оползней могут быть, по нашему мнению, экзотектонические нарушения залегания пластов горных пород, детально изученные ещё в середине прошлого века в Камско-Волжском регионе [8]. Слои пластичных пород испытывают в области водоразделов под тяжестью вышележащих пород большое давление, в результате которого происходит их выдавливание и смятие в линейные складки нагнетания, простирающиеся вдоль главных элементов речных долин (рис. 9.1). Подавляющее большинство складок приурочено к глинистым и глинисто-мергельным породам. Если жёсткие непластичные породы залегают среди пластичных слоями небольшой мощности, то они реагируют на их смещение образованием разрывов и сдвигом отдельных частей разорванного пласта, после чего вся толща может сползти вниз.

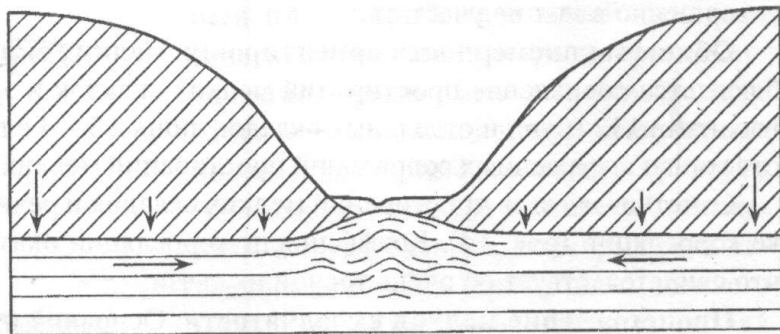


Рис. 9.1. Схема процесса образования мелких складок в условиях расчленённого рельефа [8].

Обследование береговой зоны Воткинского водохранилища показало, что все крупные оползни образовались только на участках, сложенных преимущественно алевролитами с небольшими прослоями песчаника в нижней части разреза.

В развитии оползневых процессов наблюдается временная изменчивость. Одним из первых предпринял попытку временной систематизации данных В.В. Кюнтцель [16]. Им были собраны сведения обо всех датированных с точностью не менее года крупных проявлениях оползней на европейской территории СССР за период с 1876 по 1973г. Всего было учтено около 800 проявлений оползней, каждый из которых имеет точную географическую привязку. Данный ряд сопоставлен с аналогичными рядами оползней для всей территории Европы и отдельно для ее зарубежной части, исключая Скандинавию. Кроме того, им были проанализированы сведения об оползнях Киева за период с 1877 по 1949г. и график величин суммарного продвижения бровки оползневых склонов в Одессе за период с 1873 по 1967г. На графиках отчетливо проявилась периодичность, приблизительно равная 30 годам. Еще выразительней ритм порядка 60 лет.

Более мелкие внутривековые ритмы оказались гораздо менее устойчивы и очень изменчивы во времени по значениям своих периодов и амплитуд. Однако выявился ряд лет, в течение которых почти повсеместно на территории Европы или в ее крупных частях наблюдалась заметная активизация оползней. К числу таких лет относятся 1905, 1915, 1924-1926, 1939-1941, 1960-1961, 1965 гг. Большинство этих максимумов связано с 9-11-летним ритмом, который не отличается большой устойчивостью ни по продолжительности, ни по амплитуде. Наиболее четко эта ритмичность проявляется в первой четверти XX в. В 30-х и 40-х годах он несколько затухивается, возможно, в результате интерференции с другими, более продолжительными, ритмами. Следы его вновь обнаруживаются по экстремумам, приходящимся на середину 50-х, 60-х и 70-х годов. Значительное усиление оползневой активности в начале 40-х и 60-х годов, возможно, обусловлено 22-летней периодичностью, которая, однако, не совпадает с отмечавшимся выше 9-11-летним ритмом. В отдельных случаях заметно проявление 5-6-летних и еще более мелких ритмов.

Наряду с общими закономерностями, проявляющимися на всем Европейском континенте, была отмечена некоторая метакронность развития оползневого процесса в различных регионах рассматриваемой территории. В частности, отчетливо выражен двухлетний сдвиг максимума проявления оползней на ев-

ропейской территории СССР и в Западной Европе. В первом случае резкий максимум наблюдался в 1924г., во втором - в 1926г. Аномальный пик проявления оползней наблюдался в Западной Европе в 1960г., а на европейской территории СССР - в 1961г. Однако близость этих событий делает несомненным их генетическое родство и связь с общими источниками возбуждения, несмотря на имеющиеся отклонения. В.В. Кюнтцель отмечает, что изучение 5-6-летней и более мелкой внутривековой ритмичности целесообразно проводить на материалах, собранных в отдельных небольших регионах. Для примера им приведены ряды оползней Киева и Одессы. Анализ влияния солнечной активности на ход развития оползневого процесса показывает, что оно весьма сложно и далеко не всегда однозначно, т. к. это влияние реализуется не непосредственно, а через комплекс многих факторов, таких, как общая увлажненность территории, температурный режим, интенсивность развития эрозионных, абразионных и других процессов [16].

Временная изменчивость оползневых процессов была установлена данными наблюдений Ульяновской оползневой станции в 1965-1989 гг., а также материалами полевых наблюдений в различных частях востока Русской равнины. На Ульяновском участке правобережья Волги протяженностью около 22 км в указанный период самый высокий максимум был отмечен в 1979г., когда количество оползневых подвижек всех типов (сдвигов, потоков, сплывов) вдвое превосходило среднегодовую норму (140 при среднем годовом количестве 71). В этом же году повышенная оползневая активность отмечалась и в других областях.

Еще более многочисленные оползневые проявления почти на всем востоке Русской равнины характеризовали весну 1957 г. Они нанесли большой ущерб различным сооружениям и путям сообщения. Массовые оползни во всем регионе происходили также в 1990 г., у Сарапула на Каме и у Сызрани на Волге они разрушили нефтепроводы.

Самая слабая оползневая деятельность отмечалась всюду в 1972, и особенно в 1975 гг., когда количество оползней на Ульяновском участке составило всего 30 % от средней многолетней величины. Значительно меньше нормы было оползней в 1967 - 1968 и

1984 - 1985 гг. [4]. На правобережье Камы резкая активизация оползневых процессов наблюдалась в 2007г. [10,11].

Аналогичные ритмы выявлены при изучении оползневой активности на склонах гор Рокки в Японии [37]. Особенно сильные ливни, вызвавшие оползни, были отмечены в 1938 и 1967 гг.. Анализ данных показал, что периодичность аномальных лет, на которые приходится наиболее крупные разрушения, составляет 25-30 лет. Кроме того, выделены периоды продолжительностью 10-13 и 5-7 лет. С помощью дендрохронологического анализа установлено, что в динамике ширины колец деревьев также обнаруживаются циклы, близкие по продолжительности к 30 годам. Экстремумы осадков (>100 мм/сут) и ширины годичных колец показывает высокую степень согласованного протекания процессов для периодов 25-30 лет. Это открывает возможности для реконструкций и прогноза наиболее значительных оползней и камнепадов.

При оползании формируется специфический комплекс форм рельефа – оползневой цирк, ограниченный стенкой срыва оползня, оползневой блок, нижней границей которого является поверхность скольжения оползня, поверхность оползневой террасы. В отдельных случаях, когда оползневая масса оказывает давление на грунт перед подошвой оползня, образуется напорный оползневой вал.

Оползневой блок (тело оползня) иногда сохраняет свою монолитность, но чаще бывает раздробленным или превратившимся в бесструктурную массу.

Форма стенки срыва и поверхности скольжения может быть очень разнообразной. В однородных, например, глинистых породах она имеет вид плавной кривой. При переслаивании пород разного состава или в породах однородных, но пересеченных системами трещин разного направления, поверхность скольжения может быть в профиле волнистой или ломаной. Наконец, когда отделение оползня происходит по контакту двух пластов, линия профиля поверхности скольжения и стенки срыва может быть совершенно прямой. Угол наклона поверхности скольжения также изменяется в широких пределах - от нескольких градусов до 45° и более. Подошва оползня чаще всего совпадает с подошвой склона, но иногда поверхность скольжения опускается ниже подошвы и выходит на поверхность, поднимаясь, на некотором расстоянии от подошвы. Сползшая масса грунта образует в этом случае в основании склона

повышение, выдающееся за линию подошвы. Это наблюдается в тех случаях, когда оползень имеет большую мощность, достигающую 20м и более. С другой стороны, бывают оползни, захватывающие лишь очень тонкий слой грунта склона на глубину не более метра. Такие мелкие оползни, в которых смещению подвергается лишь почвенно-растительный слой, называют оплывинами; они возникают чаще всего в глинистых грунтах при насыщении их поверхностного слоя водой, например, при таянии снега весной [29].

Если оползнем был захвачен участок примыкающего к склону плато, то сползшая масса своей ровной верхней поверхностью может напоминать террасу, прислоненную к склону долины. Отличием таких террас от аллювиальных является их сложение коренными породами борта долины, а не речными наносами, а также неодинаковые уровни площадок у соседних оползней. Часто поверхность сползшей массы имеет наклон в сторону коренного склона, а приподнятый край в сторону реки. У аллювиальных террас, наоборот, почти всегда наблюдается пологий наклон в сторону долины. Нередко тело оползня подвергается при движении деформации. Рыхлые песчано-глинистые слои изгибаются при этом в складки, более твердые породы разбиваются параллельными или неправильными трещинами на отдельные блоки, которые вследствие взаимного напора подвергаются вертикальному смещению. В результате поверхность оползня может приобрести бугристый вид, оказывается пересеченной грядами, бороздами, уступами. Если тело оползня сложено глинистой массой, то в его впадинах могут застаиваться атмосферные воды, образуя небольшие болотца [29].

Оползни способствуют выполаживанию рельефа, образованию склонов с меньшими углами наклона. При общем отступании формируются склоны вогнутого профиля. Свидетельством развития оползневых процессов является беспорядочная бугристость на поверхности и в основании склона, наличие террасовидных площадок, стенок срыва и других форм, не встречающихся на обычных склонах. При этом в разных случаях создаётся различный рельеф оползневых склонов. Фронтальные оползни формируют холмисто-увалистый, западинный рельеф с небольшими грядами, идущими поперёк склона, с заболоченными участками. Ступенчатые оползни образуют уступообразную поверхность склона, на поверхности псевдотеррас развиваются мелкие отрицательные формы

рельефа. Оползни-оплывины создают слабобугристый рельеф склона с небольшими кавернами [27].

Лучше всего оползни выражены в рельефе после стадий основного смещения. В этих случаях они четко разбиты на ступени, ограничены с бортов и т. п. По мере старения границы блоков сглаживаются, трещины заплывают и создаются формы, не так отчётливо выраженные в рельефе [15].

Как уже отмечалось, развитие оползневых процессов связано с влиянием множества факторов. В зависимости от их комбинаций, разнообразия материала оползней, механизма и особенностей движения грунта, скорости развития возникают различные типы оползней. Задача систематизации различных особенностей движения грунта открывает широкое поле деятельности для исследователей. Неудивительно, что классификаций оползней разработано множество.

Существующие классификации по особенностям учёта факторов оползневых процессов и территориальному охвату можно разделить на три группы - общие, региональные и частные (вспомогательные) [19,21].

Общие или *универсальные* классификации учитывают главные особенности оползневого процесса по комплексу признаков (морфологии, возрасту, составу пород, скорости движения) и основываются на наиболее важных, интегральных, обобщённых признаках, отражающих физическую сущность оползневого процесса. Обычно к классификациям такого рода обращаются специалисты при инженерно-геологических изысканиях. Общими являются классификации А.П.Павлова, Ф.П. Саваренского, Д.Брунсдена, Дж.Венцо и другие.

А.П.Павлов в 1903г. одним из первых по характеру смещения предложил различать оползни деляписивные (рис. 9.2), свободно соскальзывающие, и детрузивные, деформирующие поверхностные слои пород у подножья склона с образованием напорного оползневого вала.

Ф.П. Саваренский разработал классификацию оползней по структуре оползневого склона и характеру поверхности смещения. По этим признакам он выделял:

1. Асеквентные оползни, происходящие преимущественно в однородных неслоистых породах. Поверхность скольжения у них

кривая. По характеру смещения большинство этих оползней относится к деляпсивным.



Рис. 9.2. Деляпсивный оползень. Берег Воткинского водохранилища.

2. Консеквентные оползни. В качестве поверхностей скольжения этой категории оползней выступают поверхности напластования осадочных пород, контакты почвенно-растительного покрова с подпочвой, контакты плаща рыхлых поверхностных отложений с коренными породами. К консеквентным относятся также оползни, возникающие на пересекающихся системах трещин, разбивающих породу и определяющих ломаную поверхность скольжения.

3. Инсеквентные оползни, врезающиеся в толщу склона, сложенного различными породами, представляющую чередование пластов разного литологического состава. Поверхность смещения режет эти породы под разными углами к их пластованию и является большей частью неоднородной кривой, крутой в верхней части и пологой в нижней части [29].

Д.Брунсден [6] выделил разнообразные типы оползней по особенностям смещения горных пород и глубине заложения (рис. 9.3).

По характеру поверхности отрыва и скольжения Дж.Венцо [43] предлагает различать три типа оползней. Первый тип включает оползни, использующие ранее существовавшие внутренние по-

верхности раздела в породе. В его составе выделяются оползни, движущиеся по поверхности напластования, смещающиеся по контакту рыхлого чехла с коренной породой и смещающиеся по трещинам. Второй тип образуют оползни, смещающиеся по вновь образованным поверхностям скольжения, созданным внутри ранее однородной массы породы. Здесь выделяются оползни с вогнутой поверхностью скольжения и оползни с плоской прямолинейной поверхностью скольжения. К третьему типу предложено относить оползни, не имеющие четко выраженной поверхности скольжения. Такая ситуация наблюдается при оплывании верхних горизонтов переувлажнённого грунта.

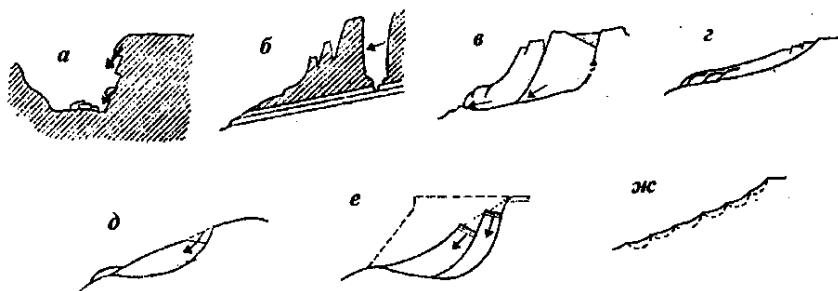


Рис. 9.3. Классификация оползней по Д.Брунсдену [6]. А – соскальзывание блоков коренных пород. Обычно крупные структурно контролируемые оползни, движение блоков пород зависит от высоты и угла наклона склона. Б – глыбовые оползни. Как правило, очень крупные, с наклонной поверхностью отрыва, плотные породы залегают на более слабых. В – нудугообразные оползни. Глины, алевролиты, пески переслаиваются более крепкими породами; преобладают движения выжимания, а не смещения под действием силы тяжести. Г – грязевое скольжение. Обычно длинные неглубокого заложения оползни с образованием лопастей наплывания, возможно смещение по плоской поверхности отрыва. Д – отдельные оплывины с запрокидыванием. В алевролитах, глинах, сланцах у подошвы оползня часто образуются вспучивания. Е – оползни с запрокидыванием. Образуются в глинах, вогнутые поверхности смещения соединяются, запрокидываясь и вращаясь в обратном смещению направлении. Ж – совокупность последовательных оплывин с запрокидыванием. Развиваются одна за другой по склону. Оплывины неглубокого заложения в слабopластинчатых глинах и алевролитах, разбитых трещинами.

Генетическая классификация оползней, основанная на учете трехмерной геометрической формы поверхности скольжения, а также морфолитологических и гидрометеорологических характеристик была предпринята М.А. Печи [39]. Им были выделены следующие основные типы оползней.

1. Оползни коренных пород и склоновые оползни. Они развиваются в основном на горных склонах и характеризуются крутонаклонной поверхностью скольжения. Кроме того, им присущ катастрофически большой объем смещающихся масс и быстрые темпы их смещения. Склоновыми оползнями автор называет смещение плаща глинистых продуктов выветривания по увлажненной поверхности коренных пород. Оползни коренных пород - это смещение массивов самих коренных пород вместе с покрывающей их корой выветривания по плоскостям напластования или тектоническим трещинам.

2. Скольжение пласта - смещение плаща насыщенных водой песчанистых глин или продуктов выветривания по пологонаклонному глинистому основанию.

3. Пластинчатые оползни. Они характерны для береговых откосов, сложенных мощной, от 10 до 50м, водопроницаемой толщей, подстилаемой немного выше или на одном уровне с подножием склона пологонаклонённым глинистым пластом. Периодическое увлажнение основания водопроницаемой толщи приводит к ослаблению её связности и в конечном итоге к отседанию крупных пластин, параллельных простиранию склона, которые и подвергаются смещению по переувлажненной поверхности глин. Под давлением смещающихся пластин может происходить прогибание поверхности скольжения под движущимися массами и, напротив, изгибание ее вверх перед их фронтом, что создает сложную чешуйчатую структуру. Автор считает, что это один из наиболее обычных и типичных случаев оползания.

4. Оползни, развивающиеся в глинах и суглинках на крутых склонах и искусственных откосах и характеризующиеся формированием полуцилиндрической поверхности скольжения, не контролируемой геологической структурой.

5. Оползни-потоки, представляющие собой скольжение переувлажненного выветрелого материала по узкому руслу.

6. Оползни-блоки – очень медленное движение отделённых трещинами блоков скальных пород по поверхности подстилающих глин.

Методологические основы составления естественной классификации оползневых систем были подробно проанализированы Н.Ф. Петровым [21]. Им были рассмотрены принципы классификации, правила определения и деления понятий, обосновано содержание и объем понятий «оползень», «механизм оползней», «простой» и «сложный оползень», а также обоснована правомерность применения принципов системного подхода к анализу оползней и к выбору классификационных признаков. Автором отмечено, что любой оползень является структурно-динамической системой, состоящей из частей, играющих в её функционировании различную роль, и что проблему классификации оползней невозможно решить без исследования признаков оползневых систем. Всего было выделено семь признаков оползневых таксонов для составления естественной классификации:

1. Особенности основания оползня (оползни со слабым и прочным основанием).

2. Особенности смещения тела оползня (скольжение, течение).

3. Природа слабого основания, оседание (первичный основной деформирующий горизонт, выдавливание; вторичный деформирующий горизонт, результат физических и химических процессов).

4. Строение зоны первичного основного деформирующего горизонта (слабый слой залегает под жёстким слоем, или в однородных породах).

5. Процессы, формирующие вторичные деформирующие горизонты (просадка, суффозия, выщелачивание, растворение).

6. Особенности скольжения оползневого тела (вращательное, плоское, сбросовое).

7. Особенности течения оползневых масс (вязкое, вязко-пластическое, пластическое).

Такой подход может стать частью общей классификации оползневых систем, которую предстоит составить в будущем [21].

Региональные классификации составляются для отдельных, иногда достаточно больших, территорий. Они характеризуют мест-

ные различия в условиях образования оползней, обусловленные их приуроченностью к породам определённого возраста и происхождения, и нередко построены без увязки с универсальными классификациями [5,19].

С составом пород связана устойчивость пород, способность их водонасыщения, способность испытывать деформации сдвига и разрыва и т. п., поэтому роль геологического строения и литологии проявляется также и в формировании определенного типа оползней. Анализ геологического строения оползней Ульяновского и Сызранского Поволжья показал, что оползни-потоки развиты главным образом в глинах юры и нижнего мела; оползни-обвалы - в супесях и суглинках, песчаных и глинистых отложениях юры, в мергелях нижнего мела и мело-мергелевых пород нижнего мела, а оползни-сплывины - в глинах нижнего мела и мергелевых породах верхнего мела. В лёссовых породах Узбекистана большинство оползней проявляется в форме сплывин (до 67%) и значительно меньше в виде оползней-блоков (до 18%). Зависимость количества и размеров оползней от мощностей водоносных горизонтов в различных литологических разностях и расходов вод этих горизонтов (для побережья северо-западного Причерноморья) выражается тесной корреляционной связью между ними ($r = 0,67$), что свидетельствует о четкой зависимости оползней также и от гидрогеологических условий [14].

К региональным можно отнести классификацию оползней, разработанную И.С. Рогозиным и М.С. Кавеевым для территории Поволжья и Прикамья [24]. В зависимости от преобладания природных процессов, влияющих на устойчивость склона, ими выделены три типа оползней. Первый тип - оползни, связанные с изменением высоты и крутизны склона (оползни-обвалы, оползни выдавливания). Второй тип составляют оползни, связанные с изменением состава, состояния и физико-механических свойств пород (оползни-потоки, оползни-сплывины, оползни-оплывины). В третью группу входят оползни, связанные с гидростатическим и гидродинамическим давлением в оползших породах. Среди них наиболее часто встречаются в регионе оползни-блоки, оползни-обвалы, оползни-потоки и оползни-сплывы.

Д. Сабо на основе изучения 150 активных оползней в Венгрии на междуречье рр. Хернад и Шайо на площади около 2000 км²

разработана генетическая классификация оползней, в которой учитываются: 1) генезис плоскости скольжения (совпадает она с одной из естественных поверхностей раздела внутри склона - трещиной, литологическим контактом в породах, границей раздела рыхлых и коренных пород - или возникает в однородной массе породы); 2) положение нижней точки плоскости скольжения относительно подошвы склона; 3) соотношение углов наклона плоскости скольжения и поверхности склона; 4) характер исходного материала (твердый или пластичный); 5) состояние движущейся массы (твердое, пластичное, текучее) [41].

Н.Ф. Петров [21] считает особенности геологической среды главными для региональных классификаций и предлагает учитывать следующие признаки оползневых таксонов:

1. Геологическая формация, свита, толща (литолого-стратиграфический комплекс).
2. Гидрогеологические особенности (тип водного питания оползневого склона).
3. Генетический тип склона.
4. Структурно-тектоническая особенность.

Частные или вспомогательные классификации основаны на выделении какого-либо наиболее существенного признака, который определяется факторами оползнеобразования на небольших территориях. Например, можно отметить классификацию Е.П. Емельяновой [12], где главным фактором гравитационного смещения являются геологические условия и работа подземных вод (табл. 9.1).

К частным относится классификация Д. Коласа и Д. Пайлота [33], основанная на типах оползневых перемещений породы. Ими было выделено четыре типа оползней:

- 1) оползни-обвалы, при которых перемещаются плотные, возможно, скальные, верхние горизонты в результате течения пластичных подстилающих пород и (или) подмыва основания уступа; смещение происходит блоками или послойно;
- 2) собственно оползание тонкого поверхностного слоя (обычно рыхлого чехла на скальном субстрате) или ротационное оползание больших масс;
- 3) течение грунта, перешедшего в пластичное состояние при увлажнении;
- 4) течение разжиженного грунта (грязевые потоки).

Таблица 9.1

Классификация оползней по геологическим условиям [12]

Нормальные (истинные) оползни	глубокие	оползни в однородной и изотропной среде
		оползни в почти горизонтальных слоях
		оползни по наклонным поверхностям ослабления
	поверхностные	оползни покровных образований
Особенные (псевдооползни)	оползни проседания над пустотами	оплывины
		подземного размыва
		после подземных пожаров
	проседания при всплывании	над искусственными пустотами
	оползни оседания при уплотнении:	песков
		рыхлоотсыпных насыпей и отвалов
		суффозионные
		просадочные в лёссах

Частными следует считать генетическую классификацию И.П. Иванова, в которой выделяются виды оползней, связанные с эрозионными процессами, интенсивностью подмыва склонов руслами рек [19], а также классификацию по скорости оползания пород – медленные смещения, со средней скоростью и быстрые.

Основными признаками оползневых таксонов вспомогательных и частных классификаций Н.Ф. Петров [21] считает:

- 1) Возраст и фазы развития оползней.
- 2) Масштабность и объёмы оползневых тел.
- 3) Форму в плане.
- 4) Глубину захвата склона оползнем.

В ряде случаев исследователями отмечаются оползневые проявления, не отражённые пока в существующих классификациях. Например, техногенные оползни выдавливания, периодически воз-

никающие по бортам карьера на Коршуновском железорудном месторождении, представляют собой новый для Восточной Сибири региональный (и техногенный) тип смещений [9]. Особый тип оползней развивается в области многолетней мерзлоты на сильно льдистых рыхлых породах после весеннего половодья, в результате которого на поверхность выводится льдистый грунт, интенсивно разрушающийся абляцией [32].

К своеобразной разновидности оползневых проявлений можно отнести осовы. Это неглубокие циркообразные вмятины на крутых склонах речных долин, оврагов, балок. Они образуются в результате поверхностных смещений сильно увлажнённых суглинистых масс, особенно при медленном таянии снега, на теневых склонах. К осовам относится и смещение масс снега вниз по склону под действием силы тяжести (снежные оползни). В движение вовлекается слой снега толщиной до 30-40 см, у фронтальной части соскользнувшей массы снега формируются небольшие гряды, состоящие из материала, перемещённого осовом со склона [26].

Помимо всех перечисленных признаков, оползни подразделяют также на простые, сложные и составные. Простые представлены одним оползневым телом. Сложные оползни состоят из двух и более генетически связанных оползневых тел, развитие одного из которых вызывает активизацию соседних. Различают ступенчатые и трансформирующиеся сложные оползни. Ступенчатые оползни характерны для склонов, сложенных переслаивающимися горизонтальными слоями глинистых и более прочных пород. Каждый оползень возникает в толще глинистых пород. Подошвой оползней служат прослои прочных, водоупорных пород. Трансформирующиеся оползни - большая группа оползней, изменяющих свои характеристики в процессе движения. К этой группе принадлежат оползни, переходящие в оплывины; осыпи, переходящие в оползни или оплывины; оплывины, переходящие во вращательные оползни. Составные оползни состоят из нескольких находящихся рядом друг с другом отдельных оползней, связь между которыми только пространственная. Среди них выделяются чёткообразные и многоярусные оползни. Чёткообразные оползни вытянуты цепочкой вдоль крутых подмываемых берегов, сложенных горизонтально залегающими осадочными породами. Верхние части оползней подобного типа располагаются вдоль определенной линии, совпадающей с во-

доносным горизонтом. Чёткообразные оползни частично перекрывают друг друга в горизонтальном направлении. Отдельные компоненты многоярусных оползней располагаются по вертикали. Глубина оползания и тип движения каждого компонента различны [42].

Развитие оползневых процессов и формирующиеся типы оползней значительно различаются в зависимости от климато-ландшафтных условий территорий, определяющих характер и интенсивность выпадения осадков, длительность и высоту снежного покрова, продолжительность морозного периода и глубину промерзания пород, наличие многолетней мерзлоты, условия залегания и режим поверхностных и подземных вод и т.д. Е. П. Емельянова [12] показала, что наибольшее значение для условий равновесия склонов имеют два показателя:

1. Условия увлажнения, которые выражаются коэффициентом увлажнения (отношение количества атмосферных осадков к испаряемости).

2. Температурные условия (главным образом наличие и продолжительность морозного периода, наличие многолетней мерзлоты, глубины сезонного промерзания).

Полярные условия характеризуются довольно высоким коэффициентом увлажнения ($\sim 1,2$), однако развитие многолетней мерзлоты, сковывающей поверхностную толщу пород, приводит к относительно широкому развитию только оползней-потоков и оползней-сплывов [14].

В целом перемещение продуктов выветривания на склонах оползнями в полярных условиях не имеет существенного значения. Локально возникающие оползни в большинстве своем характеризуются небольшой мощностью и неразрывно связаны с процессом оттаивания пород или со скольжением масс грунта по наклонно располагающимся прослоям льда. Оползание же отложений сезоннооттаивающего слоя предопределяется, прежде всего, возникновением посткриогенной структуры и текстуры. По местам вытаившего льда возникают ослабленные зоны, а грунтовые агрегаты сохраняются как структурные отдельности. В результате коэффициент фильтрации сезоннопротаивающих суглинков возрастает в сотни раз. Причем в наиболее теплые годы, когда глубина сезонного оттаивания увеличивается на 10-20%, наиболее льдистая нижняя часть сезоннооттаивающего слоя становится и наиболее активной в

отношении фильтрации. Это обуславливает возможность существования надмерзлотных вод даже в тяжелых суглинках и резко повышает вероятность сплыва целых блоков пород [13]. Оползни развиваются только в летнее время.

В умеренной гумидной зоне в летнее время значительное количество воды остается в почве, не проникая глубоко в грунт, а затем испаряется и не оказывает влияния на оползни. Во время же сильных дождей вода может проникать по трещинам в оползень и вызывать насыщение пород. Зависимость оползневых подвижек от интенсивности выпадения осадков проявляется очень четко. Особо сильно сказываются аномалии. Воздействие суммарной величины гидростатического и гидродинамического давления в это время на устойчивость оползневого склона можно сопоставить с увеличением его крутизны на $10-12^\circ$.

На Русской равнине основные подвижки оползней бывают вызваны весенним снеготаянием. В этой связи большую роль играют аномальные метеорологические условия зимы - максимальные запасы воды в снеге и глубина промерзания грунта. В результате превышения запасов воды в снеге почти в два раза и уменьшения промерзания грунта также почти в два раза зимой 1956-1957 гг. в Среднем Поволжье произошла по всей территории весной и в начале 1957 года сильная активизация оползневых процессов [14]. На юге Европы большинство оползней происходит преимущественно зимой [36].

В пределах востока Русской равнины все оползни приурочены к достаточно крутым склонам, сложенным глинистыми, песчано-глинистыми, мергелистыми и лессовидными породами, содержащими водоносные горизонты. При этом для каждого из типов оползней существует оптимальное значение уклонов. Так, оползни блокового типа в районе Казанско-Ульяновского Приволжья развиты на склонах $15-30^\circ$. Оползни-обвалы на Волжских склонах встречаются на склонах крутизной более $45-50^\circ$. Оползни-потоки развиты на склонах крутизной от 0 до 30° , с наиболее типичным проявлением на склонах с уклоном в 10° . Оползни-сплывы также встречаются на склонах с большим диапазоном уклонов. На Волжских склонах они наиболее часты при крутизне $10-15^\circ$ и даже до 30° , а в Чувашии отмечены на склонах крутизной даже в $35-53^\circ$ [14].

Особенно подвержено оползням высокое правобережье Волги в пределах Нижегородской, Ульяновской, Самарской и Саратовской областей [29].

В пределах области распространения многолетней мерзлоты умеренной гумидной зоны, в отличие от полярных районов, оползневые явления широко развиты, но большинство оползней не имеют здесь крупных размеров, ибо образуются в результате оттаивания деятельного слоя и захватывают обычно лишь верхнюю часть склона. На территории России оползневые явления особенно широко распространены в долине Иртыша, в Томском Приобье и на ряде участков долины Енисея. Местами оползни протягиваются здесь вдоль берега непрерывно на протяжении десятков километров. Поверхность наиболее крупных оползневых блоков поднимается иногда на 30-40 м выше уреза воды, а ненарушенные участки склонов бывают удалены от берега реки на 100-150 м. Иногда оползни вдаются довольно далеко в русло и могут изменить направление даже такой большой реки, как Обь (например, серия оползней ниже устья Иртыша). Иногда склоны бывают осложнены несколькими разновысотными сериями оползневых блоков. На отдельных участках оползнями затронута или только верхняя, или только нижняя часть склонов. В местах выхода плотных палеогеновых пород нередко также наблюдаются крупные оползни, однако главная причина их образования заключается не в переувлажнении пород, а в интенсивном подмывании рекой основания склона [17].

Уменьшается оползневая деятельность **в аридных и семиаридных областях**. Здесь оползневые явления встречаются обычно на подмываемых морем и реками берегах и вдоль разломов, особенно там, где вскрываются водоносные горизонты. В северной подзоне пустынь Средней Азии и в полупустынях классические крупноступенчатые оползни сарматских известняков по олигоценовым глинам распространены почти сплошным бордюром по чинкам Устюрта, Мангышлакского плато и плато Челюнккры, на склонах к Узбою. Однако здесь преобладают ископаемые оползни. На участках, где чинк подмывается морем, оползни в ряде мест достаточно подвижны и сейчас. Живые оползни имеются на Подуральском плато и на плато Северного Устюрта, где они приурочены к линиям подвижных сбросов [2]. Какой-либо особой спецификацией, кроме их редкости, оползни в аридных условиях не отличаются.

Одной из особенностей оползневых процессов в условиях сухого климата является возрастание уклонов склонов, при которых осуществляется подвижка оползней. Разница в уклонах оползневых склонов Нижнего и Среднего Поволжья не столь значительна, однако все же на основании массового замера углов наклона можно заметить некоторое их увеличение (на $2-7^\circ$) в Нижнем Поволжье, т. е. в более сухом климате [14].

В горных странах влажных тропиков на очень крутых склонах часто бывают захватывающие большие пространства оползни всей толщи коры выветривания как целого, вместе с покрывающей ее лесной растительностью. Причины возникновения таких оползней могут быть разнообразны: отягощение коры выветривания пропитавшей ее после сильных дождей водой, землетрясения или даже тяжесть ступившего человека. Образовавшаяся в результате оползня брешь в растительном покрове склона часто становится местом концентрации поверхностного стока дождевых вод и дает начало эрозионной борозде [30].

Благоприятные условия увлажнения имеются **в зоне тропиков сезонного и постоянного увлажнения**. Коэффициент увлажнения здесь наиболее высокий (2,4-2,8). На склонах происходит смещение глинистых кор выветривания главным образом в виде почвенно-грунтовых или солифлюкционных движений. Однако там, где уклоны склонов становятся значительными (до $45-50^\circ$), возникают блоковые и другие оползни. Они имеют локальное распространение и не являются ведущим склоноформирующим процессом [14].

Из всех экзогенных процессов, распространенных **на территории Удмуртии**, оползни являются наиболее опасным. Сползают здания и сооружения, отмечен случай сползания целой улицы в д. Докша (рис. 9.4), с оползнями связаны крупные аварии на магистральных газопроводах.

Больше всего наиболее крупных оползней произошло по правобережью Камы (рис. 9.5) и Чепцы, левобережью Вятки. В настоящее время наиболее активно оползневые процессы развиваются на берегах водохранилищ, особенно на правобережье Воткинского водохранилища. Если уровень воды в Нижнекамском водохранилище будет поднят до проектных отметок, то следует ожидать такой же активизации и на его берегах.



Рис. 9.4. Оползень на правом берегу р.Камы в д. Докша (2007г.).

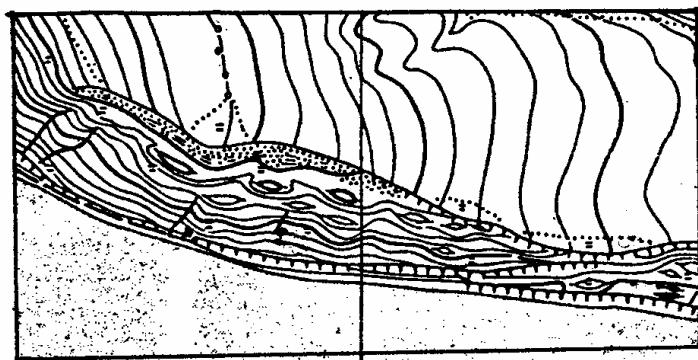


Рис. 9.5. Оползневой склон правобережья р. Камы.

В большинстве случаев оползни приурочены к достаточно высоким и крутым склонам, сложенным породами разного состава, содержащими водоносные горизонты. Динамика, механизм процесса и морфология оползневых тел при их образовании в четвертичных и коренных пермских породах заметно различаются, несмотря на то, что причины образования оползней в общем остаются одними и теми же. Оползни в четвертичных отложениях, в отличие от оползней в коренных породах, невелики по размеру и объему сползших пород, но при этом довольно многочисленны.



Рис. 9.6. Два крупных разновозрастных оползня на Воткинском водохранилище. Справа – оползень-обвал, образовавшийся в 2002 г., слева – оползень-спływ, произошедший в 2007 г.

На берегах Воткинского водохранилища преобладают блоковые оползни, свободно соскальзывающие к урезу воды (деляпсивные), но не всегда достигающие его в течение одного года. Размеры их обычно невелики – шириной до 2,5-3 м., длиной до 12-15 м (рис. 9.2). Достигшие уреза воды оползни этого типа размываются волновыми процессами в течение одного летнего сезона. Крупные оползни-обвалы на водохранилище образуются гораздо реже. При этом формируется оползневой цирк, ограниченный стенкой срыва, и оползневой блок, имеющий сложный рельеф (рис. 9.6). После схода оползней продолжается их движение в сторону водохранилища, скорость смещения составляет до нескольких метров в год (рис. 9.7). Скорость смещения одного из оползней была зарегистрирована нами по расположению отдельных деревьев на его поверхности и специально заложенного грунтового репера. Активному движению оползней способствует абразия, быстро разрушающая дезинтегрированные породы фронтальной зоны оползня.

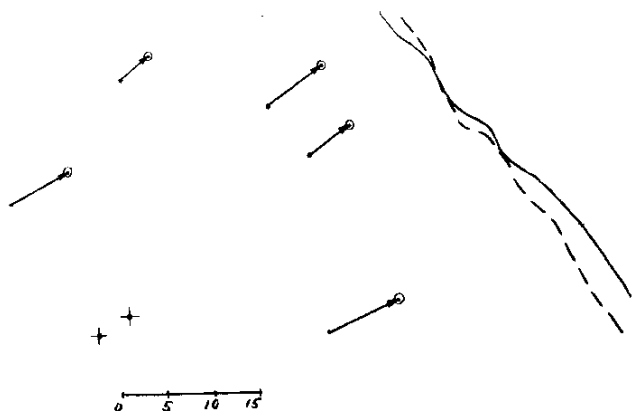


Рис. 9.7. Изменение расположения деревьев на теле оползня при активной абразии его фронтальной зоны (стрелками отмечены направление движения и расстояние с 2003г. по 2007г.) и грунтового репера (отмечен крестиками, начальное положение - 2005г., конечное - 2007г.) и берегового уступа (пунктирная линия - 2003г., сплошная - 2007г.) [10].

Значительное влияние на активизацию процессов оползания оказывают погодные условия. Значение имеют не только абсолютные значения годовых сумм осадков, но и их возможные отклонения от нормы. Особенно заметно усиливаются процессы в тех случаях, когда годам аномального выпадения осадков предшествует период слабой увлажненности. Большое влияние на развитие оползней оказывают длительные оттепели в зимнее время. Так необычно теплая погода в декабре 2006г. привела к таянию снежного покрова и насыщению горных пород влагой. В результате к апрелю запасы подземных вод оказались выше средних показателей, а весеннее таяние снега привело к большему, чем обычно, насыщению влагой грунтов, что привело к резкой активизации оползневых процессов [10,11].

На берегах Нижнекамского водохранилища, чаша которого не заполнена до проектных отметок, повсеместно распространены неглубокие поверхностные оползни (рис. 9.8), которые по классификации Е.П.Емельяновой [12] следует отнести к оползням покровных образований (табл. 9.1). Обычно они включают в себя верхние горизонты почв, иногда на крутых склонах сползает вся

толща рыхлого чехла (как правило, маломощная из-за крутизны склона) до коренных пород.

На теневых склонах оврагов, поверхностях зарастающих осыпей в весеннее время часто образуются осывы.



Рис. 9.8. Оползни покровных образований. Правый берег Нижнекамского водохранилища.

Наиболее полноценные данные о современном развитии оползания с количественными характеристиками процессов можно получить только путём многолетних наблюдений в стационарных условиях. **Проведение работ по изучению** оползневой опасности территорий необходимо, прежде всего, при разработке документов территориального планирования, в которых должны учитываться планировочные ограничения, связанные с оползнями. Постановка таких исследований встречает определённые трудности, обусловленные многообразием факторов, участвующих в появлении и развитии оползней.

Характер и интенсивность развития оползневых процессов зависит от морфологии уже сложившегося рельефа, поэтому на начальной стадии изучения и при выборе пунктов стационарных наблюдений требуется тщательный анализ картографического ма-

териала, дешифрирование аэрофотоснимков. Масштаб карт должен быть не менее 1:25000. Наибольший исследовательский интерес представляют, разумеется, высокие крутые склоны, подрезаемые крупными и средними реками, абразионные берега водохранилищ. Следует обращать особое внимание на те участки склонов речных долин, где оползни уже происходили. Необходимо получить сведения о геологическом строении склонов – составу горных пород и характеру их залегания. Подвержены оползанию преимущественно суглинистые и глинистые породы, а также тонкодисперсные отложения аллювиально-делювиального происхождения. Огромную ценность имеют архивные сведения о формировании оползней на изучаемой территории. Так, материалы Государственного кадастра смещений грунтов при Бюро горно-геологических исследований Франции, содержащие данные по оползням и другим смещениям грунтов на склонах за 280 лет, позволили установить типологию смещений, выявить основные факторы неустойчивости склонов, закономерности возникновения оползней и их распределение, а также разработать меры по предупреждению деформаций склонов и планировать профилактические работы [34].

Накопление и статистическая обработка данных о факторах и процессах оползания по различным территориям даёт возможность выделить эталонные районы, известные своей геодинамической активностью. Будучи дополненными экспериментальными исследованиями и стационарными наблюдениями на ключевых участках в различных природных условиях, эти работы позволяют оценить степень потенциальной возможности проявления оползания и других гравитационных процессов для определенной совокупности условий. Расчетные показатели затем выносятся на инженерно-геологическую карту с целью показа участков с критическими, оптимальными и минимальными значениями оползневой опасности, прогноза развития оползневых процессов и разработки соответствующих защитных мероприятий [18].

Анализ сведений по оползням позволил Н.Л. Шешене и И.О. Тихвинскому [28] выполнить районирование европейской части СССР и установить регионально-геологические и зонально-климатические особенности формирования и активизации оползневых смещений. На основе этих исследований систематизирована региональная инженерно-геологическая информация.

В полевых условиях для мониторинга оползания грунта чаще всего оборудуется оползневой створ. Линия створа следует по падению склона и закрепляется серией грунтовых реперов. Верхняя часть реперов должна находиться немного выше уровня грунта, а основание располагаться ниже глубины промерзания. После установки реперов производится геодезическая (тахеометрическая) съёмка территории вдоль линии створа и высокоточная привязка расположения реперов относительно друг друга. По крайней мере, один репер должен располагаться на некотором удалении от основной группы реперов на участке, заведомо неподверженном оползневым смещениям. В дальнейшем осуществляется повторная съёмка для установления смещения грунта по изменению взаимного расположения реперов.

Индикатором подвижек оползней являются наклонённые деревья. При этом в наклонённом стволе формируются асимметричные годовичные кольца древесины. Различия ширины колец максимальны по диаметру, ориентированному в сторону наклона дерева. Изучение асимметрии годовичных колец древесины в стволах деревьев позволяет датировать время образования оползня и частоту оползневых проявлений на конкретных участках за продолжительный промежуток времени. По величине отношения ширины кольца в широком и узком местах определяется коэффициент крена. В стволах нормально растущих деревьев коэффициент крена близок к единице. При наклоне ствола формируются годовичные кольца с коэффициентом крена больше единицы. Чем сильнее наклон ствола, тем выше значение коэффициента крена. После завершения наклона и прекращения оползания значение коэффициента крена постепенно уменьшается. При повторном наклоне ствола вновь начинают формироваться асимметричные годовичные кольца [25]. Дендрохронометрические определения позволяют также определить направления смещения оползня.

Для получения кинематических характеристик процесса оползания в местах расположения объектов строительства и инфраструктуры используются тензометры – приборы для измерения деформаций, фиксируемых по изменению натяжения закрепленного троса или струны; инклинометры, определяющие изменение угла наклона. Иногда применяются методы микронивелирования.

Скрытые стадии развития процесса оползания устанавливаются с помощью датчиков порового и грунтового давления, сейсмических, грави- магнитометрических, электроразведочных наблюдений [23].

Наглядными признаками начинающегося оползания является образование трещин в грунте. По ним к зеркалу скольжения поступает большое количество воды и процесс ускоряется. Подобные явления неоднократно отмечались нами на берегу Воткинского водохранилища (рис. 9.9).



Рис. 9.9. Развитие процесса оползания от появления первичной трещины до полного смещения всего блока горных пород. Берег Воткинского водохранилища. Снимки сделаны примерно с одной точки. Первый снимок - 2007 г., второй - 2008 г., третий - 2010 г.

Для прогнозной оценки состояния активности оползня рекомендуется использовать вероятностно-статистические модели. Предлагается следующая схема натурного эксперимента. На 1-м этапе проводятся изучение инженерно-геологических условий опытного участка, оценка напряженного состояния; прогнозируются изменения устойчивости при возможном техногенном воздействии. На 2-м этапе осуществляется воздействие на склон различных факторов, сопровождающееся выполнением режимных наблюдений по всем параметрам, характеризующим изменение устойчивости склона. На 3-м этапе прогнозируется дальнейшее развитие оползневых процессов и производится проверка прогноза [23].

Часто представляет интерес изучение сопутствующих оползням процессов, а также движения горных пород на поверхности оползней. Особенно это касается неглубоких оползней, в движении которых принимают участие солифлюкция, крип. Например, наблюдения за ролью непрерывного крипа в движении оползней после начального смещения в нижнем течении р. Бон (Французские Альпы) в оползневых комплексах, сформировавшихся в ленточных

глинах, показали, что максимальные смещения происходят в слое мощностью 1 м. Сопоставление темпов транспортировки материала за счет оползания блоков и крипа выявили, что на долю последнего приходится до 15% суммарного сноса [31].

Поскольку оползневые смещения могут представлять серьёзную угрозу хозяйственным объектам, большое значение имеет разработка противооползневых мероприятий. Противооползневые мероприятия могут быть двоякого характера: 1) профилактические или предупредительные, связанные с устранением условий, которые могут привести к образованию оползней, и 2) закрепительные, направленные к прекращению уже начавшихся подвижек. Последние требуют большей затраты труда, стоят дороже и не всегда достигают цели. Так как очень частой причиной образования оползней является насыщение грунта просачивающимися в него поверхностными водами, то одним из предупредительных мероприятий является ограничение поступления этих вод в грунт. Необходимо упорядочить сток вод по склону. Это удастся сделать путем перехвата стока и отводом вод в сторону, где они не могут оказаться опасными. Если нельзя избежать поступления вод в грунт откоса или в тело уже имеющегося оползня, например, из разрезаемых склоном водоносных горизонтов, то приходится принимать меры к перехвату этих подземных потоков вод. Для этой цели необходимо точно установить, какой водоносный горизонт является причиной оползня, выяснить точно его положение - глубину залегания, наклон и мощность. Для перехвата закладывают подземные галереи (штольни) в пределах водоносного слоя с углублением дна штольни в водоупорное основание водоносного горизонта. Дно штольни должно иметь наклон, обеспечивающий сток вод и вывод их на поверхность в подходящем месте. Для перехвата и отвода стекающих дождевых и талых снеговых вод устраивают вдоль склона, на некотором расстоянии от его верхнего края, канавы [29].

От неглубоких оползней поверхность склона может быть защищена посадкой деревьев. Специальными исследованиями установлено, что среднее дерево защищает от оползания участок склона размером 8,4 м², посадки снижают площадь оползнеобразования на 13,8%; а опасность оползнеобразования при бурях уменьшается не менее чем на 70% [35].

На оползнеопасных участках рекомендуется избегать устройства в нижних частях откосов дорожных выемок, открытых разработок полезных ископаемых, площадок под какие-либо сооружения, нарушать равновесие склона. Для закрепления уже образовавшегося оползня иногда прибегают к постройке у его подошвы подпорных стенок или отдельных столбов, прошивке тела оползня сваями, забиваемыми в грунт ниже поверхности скольжения, и ряду других мер [29].

Список литературы

1. Антошкина Е.В. Динамика оползнеобразования правобережья средней Кубани. //Новые и традиционные идеи в геоморфологии. М.: МГУ, 2005, с.204-208.
2. Аристархова Л.Б., Федорович Б.А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях.//Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.25-51.
3. Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдоналд Г.А., Скотт Р.Ф. Геологические стихии. М.: Мир, 1978, 440с.
4. Бутаков Г.П., Дедков А.П., Мозжерин В.И., Сафина Г.Р. Экстремальные проявления экзодинамических процессов на востоке Русской равнины во второй половине 20 века. // География и окружающая среда. М.: Геос, 2000, с.89-95.
5. Вопросы изучения оползневых процессов и факторов, их вызывающих. Тр. ВНИИ гидрогеол. и инж. геол., вып. 29. М., 1970, 122 стр.
6. Гардинер В., Дакомб Р. Полевая геоморфология. М.: Недра, 1990, 239с.
7. Глазачев С.Н., Севостьянов В.В. Геоморфологические условия и процессы на урбанизированных территориях Нижнего Поволжья. //Геоморфологические исследования на территории Поволжья. Казань, КГПИ, 1981, с.39-47.
8. Дедков А.П., Бастраков Г.В. Экзотектоническая складчатость Русской платформы. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1967, 68с.
9. Демьянович Н.И., Верховзин И.Н., Усынин А.А., Рищенко Т.Г. Экзогенные процессы в зоне Коршуновского железорудного месторождения.// Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, 1987, с.106-110.
10. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Береговые процессы правобережья Воткинского водохранилища //Вестник Удмуртского ун-та, сер. Биология. Науки о Земле. Вып.3, 2012, с.104-111.

11. Егоров И.Е., Егорова М.И. Процессы современной экзогенной геодинамики на берегах Воткинского водохранилища. //Вестник Удмуртского ун-та, сер. Науки о Земле, №11, 2007, с.75-80.
12. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. М.: Недра, 1972, 310 с.
13. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002, 683 с.
14. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
15. Корженевский Б.И. Гравитационные склоновые процессы на Южном берегу Крыма. // Геоморфология, 1992, №1, с.66-72.
16. Кюнтцель В.В. Ритмы оползневой активности и их проявление на территории СССР. //Изв. Всес. геогр. о-ва, 1977, 109, № 6, с.551—555
17. Лазуков Г.И., Городецкая М.Е. Западная Сибирь. Морфоскульптура. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.88-113.
18. Лоскутов В.В. О проблеме прогноза проявления некоторых геодинамических процессов. // Новые данные по геол. Таджикистана. Вып. 2. Душанбе, 1973, с.3-13
19. Манаева Н.В. Обзор современного состояния классификаций оползневых процессов в условиях подмыва склонов руслами рек. //23 пленарное межвуз. коорд. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Калуга. 2008, с.160-162.
20. Орлов С.С., Тимофеев Т.А. Антропогенные оползни в Молдавии. //Оползни и борьба с ними. Кишинёв: Штиинца, 1974, с.5-7.
21. Петров Н.Ф. Оползневые системы. Простые оползни: Аспекты классификации. Кишинев: Штиинца, 1987,161 с.
22. Печоркин И.А. К количественной оценке динамики оползневых берегов водохранилищ. Пермь: Уч. зап. Пермского ун-та. 1967, №169, с.104-114.
23. Постоев Г.П., Ерыш И.Ф., Саломатин В.Н., Круглов А.В., Рябоштан Ю.С, Горяинов Н.Н., Копылова А.Ф., Матвеев В.С, Скворцов А.Г. Искусственная активизация оползней. М: Недра, 1989. 134 с.
24. Рогозин И.С., Кавеев М.С. Оползни. Гидрогеология СССР. Т.13, Поволжье и Прикамье. М.: Недра, с.750-763.
25. Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. М.: Недра, 1984, 117 с.
26. Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Гос. изд-во геогр. литерат. 1963. 311 с.
27. Черновалов М.Д. Оползни и их роль в формировании рельефа Ставропольской возвышенности. //Вопр. геогр. Сев. Кавказа. Ставрополь, 1971, с.61-67.

28. Шешеня Н.Л., Тихвинский И.О. Геологические и зонально-климатические особенности формирования оползней. М., Наука, 1984, 125 с.
29. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, т.1, 1960, 615 с.
30. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, т.3, 1974, 382с.
31. Asch Van Th.W.J. Creep processes in landslides. //Earth surf. Process. And Landforms, 1984, 9, №6, p.573-583.
32. Burn C.R., Lewkowicz A.G. Retrogressive thaw slumps. // Can. Geogr., 34, №3, p.273-276.
33. Colas G., Pilot G. Description et classification des glissements de terrain. // Bull. Liais. Lab. Ponts et chaussées, 1976, №2, p.p.21-30.
34. Delaunay J., Humbert M., Vogt J. Fichier national des mouvements de terrain en France: application a letude des risques en Touraine. // Bull. Int. assoc. Eng. Geol., 1977, №16, p.p.23-25.
35. Hawley J., Dymond J.R. How much do trees reduce landsliding? // Soil and Water conserve., 1988, 43, №6, c.495-498.
36. Kany M., Hammer H. Statistische Untersuchungen von Rutschungen im Nordbayerischen Deckgebirge. // Ingenieurgeol. Probl. Grenzber. Zwischen Locker und Festgestein. Berlin, 1985, p.256-265.
37. Kashiwaya K., Okimura T., Kawatani T. Tree ring information and rainfall characteristic for landslide in the Kobe district, Japan. // Earth surface process. and landforms. 1989, 14, №1, p.63-71.
38. Nichols D. Landslide information center. //Geol. Surv. Circ., 1987, №1008, p.43.
39. Pecsí M. A foldcsuszamlások fobb típusai. // Foldr. Kozl., 1971, 19, №2-3, p.p.125-143.
40. Spurek M. Expozice sesuvnych svahu. //Geol. Pruzk., 1984, 26, №1, p.31-32.
41. Szabo J. Landslide typology in hilly regions of nor thern Hungary. // Environ. And Dyn. Geomorphol.: Case stud. Hung. 1 st Int. Geomorphol. Conf., Manchester, sept., 1985. Budapest, 1985, p.171-180.
42. Ter-Stepanian G.L. Types of compound and complex landslides. // Bull. Int. assoc. Eng. Geol., 1977, №16, p.p.72-74
43. Venzo G.A. Proposta di classificazione pratica delle frane. // Stud. Trentini sci nature., 1976, A53, №5, p.p.3-8.

ГЛАВА 10. СОЛИФЛЮКЦИЯ

Солифлюкцией называют течение увлажнённых тонкодисперсных грунтов вязко-текучей или жидко-текучей консистенции на склонах. В определении понятия «солифлюкция» обычно указывается преимущественная приуроченность этого типа денудации к областям развития многолетней мерзлоты, а также достаточно активное её проявление в областях с сезонным промерзанием грунтов. Однако в многочисленных исследованиях отмечено, что солифлюкция развивается при наличии благоприятных условий и в тех местах, где многолетняя мерзлота отсутствует. Например, на склонах с малой мощностью рыхлой коры выветривания тяжелосуглинистого состава, подстилаемой на небольшой глубине водонепроницаемой коренной породой, при насыщении продуктов выветривания обильными атмосферными осадками в условиях тёплого климата. Но именно в областях развития постоянной мерзлоты солифлюкция является доминирующим типом денудации [17].

Развитие солифлюкции на склонах определяется рядом условий. Прежде всего, необходимо преобладание в рыхлых поверхностных образованиях мелкозема глинистого и суглинистого состава с большой водоудерживающей способностью. При этом солифлюкция может развиваться в грунтах с высоким содержанием гальки, гравия, щебня и даже валунов. Грубообломочный материал, в котором доля глины составляет более 30%, может рассматриваться как однородный глинистый слой со всеми присущими данным грунтам свойствами - пластичностью, способностью менять свою консистенцию в зависимости от увлажнения и т.д. [5,12,17]. В зависимости от степени увлажнения такие породы характеризуются углами внутреннего трения от 6° и менее (грунты текучей консистенции) до 22° (грунты с твердой консистенцией). Примесь песчаного материала увеличивает угол внутреннего трения. Так, если содержание песка достигает 35-40%, то при текучей и твердой консистенции угол внутреннего трения составит соответственно около 10° и 25° . А у супесей она изменяется в зависимости от увлажнения от 14° до 28° . Крупные обломки без примеси глины даже при увлажнении характеризуются углами внутреннего трения $40-42^\circ$. На склонах меньшей крутизны обломки двигаться без участия каких-либо других сил не могут [12].

Большое значение имеет крутизна склонов. Во многих исследованиях указывается, что для начала солифлюкционного движения необходима начальная крутизна склона - от $2-3^\circ$ [8,22] до 5° [9]. И.С.Щукин [17] считает, что крутизна склонов $3-4^\circ$ является пределом, ниже которого солифлюкция не может осуществляться. С другой стороны, на очень крутых склонах (30° и более) мелкозем легко вымывается талыми снеговыми водами, оставляя на месте лишь грубый, хорошо дренируемый обломочный материал, мало способный к солифлюкционному движению. Результаты изучения солифлюкционных покровов в Швейцарском национальном парке, на западном Шпицбергене и в высокогорных районах Боливии также показали, что солифлюкционные покровы развиты на склонах крутизной от 3 до 30° [22]. В целом связь между интенсивностью солифлюкции и крутизной склона представляется неоднозначной. Увеличение крутизны склона до определенных пределов, несомненно, будет способствовать смещению материала, в то же время более крутые склоны хуже увлажнены и часто сложены более грубым материалом, поэтому трудно ожидать хорошей корреляции между крутизной склона и скоростью солифлюкции [7]. Оптимальные условия для развития процесса присущи склонам, крутизна которых находится в пределах между 10 и 15° . Именно такие склоны достаточно круты, чтобы здесь проявлялась сила тяжести, и достаточно пологи, чтобы сохранять необходимую для криогенного сноса влагу. Это подтверждается данными о скорости солифлюкции на склонах с различными углами падения. При крутизне склонов $10-15^\circ$ грунты движутся в 3-4 раза быстрее, чем при крутизне $3-5^\circ$ [15].

Одним из важнейших факторов является степень увлажненности перемещающихся рыхлых пород, от которой зависит величина их сопротивления деформациям. Установлено, что в сухое время года, при естественной влажности суглинков 14% их предельное сопротивление сдвигу составляет от 4,2 до 6 кг/см². В периоды сильного увлажнения грунтов (более 40%) сопротивление деформациям становится менее 20 г/см², то есть уменьшается в 200-300 раз и грунты приобретают свойства медленной ползучести [12]. Многие исследователи [22,25,26,32 и др.] считают увлажнение пород гораздо более значимым фактором, чем крутизна склона.

Движение грунтов замедляется или прекращается после малоснежных зим и засушливых весен и активизируется в начале лета, если весной и зимой выпадало много осадков [20].

Из других факторов, влияющих на развитие солифлюкции, прежде всего, отмечается влияние растительности. Ненарушенный растительный покров не благоприятствует течению грунта, хотя и не в состоянии полностью его остановить. Влияние растительности проявляется главным образом благодаря термоизоляционным свойствам дернины, предохраняющей грунтовый лед от вытаивания и уменьшающей мощность деятельного слоя. Определенное значение имеет также сопротивление дернины разрыву [7]. Установлено, что грунты, особенно относительно свежих форм, смещаются более активно в перигляциальной среде на участках, где растительный покров отсутствует или разрежен. Тем не менее, даже на высотах, где развиты альпийские луга, солифлюкционные формы продолжают медленно развиваться [20]. По наблюдениям в Швейцарских Альпах, средняя скорость солифлюкционного перемещения материала на участках со сплошным растительным покровом не превышала 3 см/год, в то время как на участках, лишенных растительности, эти значения в среднем составили от 2 до 9 см/год с максимумом 220 см/год [24]. Соответственно, иногда различают два типа солифлюкции - связанную (под растительным покровом) и несвязанную (на участках без растительного покрова). Последняя форма более характерна для районов вечной мерзлоты [22].

На развитие солифлюкции влияет также состав подстилающих коренных пород, так как легко выветривающиеся породы, например глинистые сланцы, дают преимущественно мелкоземистый глинистый материал, многие же другие породы могут давать только грубообломочные продукты выветривания.

Проявление солифлюкции может быть вызвано действием других криогенных процессов. Значительное смещение испытывают почвогрунты, прошедшие определённую стадию криогенеза и имеющие повышенную льдистость деятельного слоя вследствие колебания их объемов при замерзании и оттаивании [13]. Например, в увлажненных грунтах величина относительной объемной деформации может достигать 20%, и вследствие промораживания в образцах образуется сеть тонких прожилок льда, иногда до 5 мм толщиной. В период оттаивания границы ледяных образований пе-

реувлажняются, и весь слой приобретает текучее состояние [17,26]. Исследования солифлюкции на Шпицбергене [17], в частности, показали, что главную роль в нисходящем движении здесь играли изменения объема, связанные с замерзанием и таянием. Смещения наблюдались лишь в переходные сезоны года, весной и осенью, в течение которых температуры на протяжении суток колебались в ту и другую сторону от точки 0° , и происходило многократное промерзание и оттаивание поверхностных слоев рыхлого грунта. В течение же летнего периода, когда глинистый материал потоков сильно увлажнялся стекающими с верхних частей склонов водами тающих снежников, сколько-нибудь заметного смещения вниз по склону не было обнаружено. Аналогично для высокогорных районов Альп и Боливийских Анд выявлено, что процессы солифлюкции особенно активны в период смены замерзания и оттаивания грунтов и наиболее ярко выражены, когда этот период совпадает со временем таяния снегов [22].

Установлено, что ежегодные колебания значений скорости солифлюкции находятся в прямой зависимости от длительности существования снежного покрова, характера его распределения и средних зимних температур воздуха. Отмечается, что на скорость солифлюкции влияют переходы температуры через 0° , причём не столько частота переходов [24], сколько темпы, режим промерзания и протаивания грунтов [13,22]. Огромное значение при этом имеет экспозиция склонов. В высоких широтах солифлюкция сильнее проявляется на тёплых склонах южных румбов, лучше прогреваемых и быстрее и глубже оттаивающих. В умеренных широтах, напротив, эти склоны рано освобождаются от снежного покрова, их грунты быстро высыхают и теряют пластичность, поэтому наибольшая интенсивность солифлюкции отмечается на лучше увлажнённых склонах северной экспозиции в период снеготаяния.

На скорости солифлюкции сказывается в очень сильной степени характер микрорельефа склона. Неровная, бугристая поверхность склонов способствует задержанию влаги в понижениях и вызывает переувлажнение грунта в целом.

Анализ многочисленных данных, опубликованных в литературе по стационарным наблюдениям за динамикой криогенной солифлюкции, показал, что толщина смещаемого грунта, как правило, не превышает 80-100 см и не всегда зависит от мощности деятель-

ного слоя [13,30]. Скорость движения в общем случае убывает с глубиной, за исключением участков, где плотный растительный покров задерживает местами поверхностное движение [25]. Замедление движения у поверхности может быть вызвано также осушением грунта.

По скорости и характеру проявления солифлюкцию подразделяют на медленную и быструю.

Быстрая солифлюкция наблюдается в сильно увлажненных грунтах и протекает в форме жидко-текучего движения материала со скоростями, достигающими метров и даже десятков метров в сутки [7]. Нередко этот вид склонового переноса называется еще спływом. Быстрая солифлюкция обычно развивается на склонах крутизной 15-25° при сильном переувлажнении пород слоя сезонного оттаивания, интенсивном таянии снега или при обильных осадках. Она сопровождается нарушением внутренних связей грунта, а также разрывами дернового покрова. Влажность отложений при быстрой солифлюкции превышает предел текучести. Часто спльвы наблюдаются по откосам выемок, при разработке которых происходит обнажение и оттаивание многолетнемерзлых льдистых пород [5].

Медленная солифлюкция имеет гораздо меньшие скорости (от нескольких сантиметров до десятков сантиметров в год) и приурочена к грунтам с вязко-текучей консистенцией, способным растекаться толстым слоем. Несмотря на невысокие скорости движения материала, медленная солифлюкция имеет большее рельефообразующее значение, чем быстрая, т. к. жидко-текучее движение развивается эпизодически и проявляется локально [7].

Обычно выделяют два вида медленной солифлюкции - покровную и дифференциальную.

Покровная солифлюкция - это движение грунтов, осуществляемое более или менее равномерно и достаточно медленно. Натечные формы на склоне при этом отсутствуют. Этот вид солифлюкции характеризуется скоростями от 2 до 10 см/год и проявляется на склонах крутизной не более 15°. Основной особенностью покровной солифлюкции является то, что движение материала происходит без существенного изменения внутренней структуры грунта. Влажность отложений не превышает предела текучести. В верхней части солифлюкционного слоя существует слой формосохраняемости,

мощность которого составляет обычно 25-30% общей мощности грунтового потока, но при малых скоростях может достигать 90%. Медленная покровная солифлюкция может сопровождаться сортировкой материала. Особенно отчетливо она проявляется в виде чередующихся полос крупнообломочного материала и мелкозема.

Дифференциальная солифлюкция, в отличие от покровной, ярко проявляется на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: натёчных солифлюкционных языков, террас, полос, фестонов. Причиной образования этих форм являются неодинаковые скорости смещения грунта, как по всему склону, так и в пределах одного солифлюкционного потока. Разные скорости, по-видимому, предопределяются неодинаковыми составом, увлажненностью (льдистостью), глубиной сезонного протаивания пород на различных участках склона [5,9]. Максимальные скорости всегда наблюдаются в центральных частях потоков и натёков [20].

При смещении отдельных блоков грунта они вспучиваются, наползают и наплывают на массив грунта, лежащий ниже по склону, разрушаются за счет давления вышележащих по склону блоков. Вследствие разной скорости смещения блоков происходит отрыв одного от другого с образованием зияющих трещин и ложбин между ними. Чем ниже по склону лежит оползший блок, тем он более деформирован и разрушен. На поверхности таких блоков травянистая растительность угнетена или отсутствует, корни, а иногда и стволы деревьев, разорваны, направлены в разные стороны, создавая впечатление «пьяного леса» [9]. Стационарные наблюдения в разных частях земного шара показали, что наибольшие скорости смещения характерны для тыловых частей солифлюкционных языков и террас, тогда как их фронтальные уступы остаются неподвижными или смещаются на несколько миллиметров в год [13].

С процессами медленной солифлюкции связано также образование солифлюкционных валов, гряд, деллей, шлейфов сплыва у подножья склона. При большей крутизне на склонах возникают солифлюкционные сплывы или срывы земляных масс вследствие увлажнения их выше предела текучести. При этом в ряде случаев образуются своеобразные солифлюкционно-селевые потоки, оставляющие на склонах неглубокие борозды [8].

В результате изучения солифлюкции на северо-западе Канады, П. Эггинтоном и Х. Френчем выделены три вида движения грунтов, которые могут существовать на склоне одновременно [21]:

1. Классическая солифлюкция, где скорость движения зависит от особенностей образования и распространения сегрегационного льда в активном слое. Материал движется по плоскостям микронадвигов. Новые солифлюкционные образования наползают на те, что возникли ранее и потеряли подвижность. Медленные однородные сползания этого типа местами эпизодически прерываются сравнительно быстрыми движениями остальных типов.

2. Грязевые потоки длиной до 5-10 м (в среднем 1-2 м), которые часто начинаются как «грязевые взрывы» из-под основания снежников или покровов озерных песков, местами перекрывающих морену верхних и средних частей склонов. Они активизируются в середине и конце лета.

3. Смещение вниз по склону верхних горизонтов грунтов (15-20 см и более), разделённых трещинами на отдельные блоки. Оно происходит по плоскостям таяния лент сегрегационного льда, или по кровле мерзлоты в особо теплые годы, когда таяние проникает в обогащённые льдом слои грунта.

Определенное генетическое значение имеет подразделение солифлюкции на криосолифлюкцию (конжелифлюкцию, мерзлотную солифлюкцию), развитую в районах с вечной мерзлотой, и тропическую, приуроченную к районам с влажным тропическим климатом. В криозоне переувлажнение грунта происходит из-за наличия вечной мерзлоты - водоупора, исключающего миграцию воды в глубину. Значение имеют и другие факторы - малое испарение, конденсация влаги на холодной поверхности частиц, дополнительные запасы влаги в грунте в виде льда, уменьшение сопротивления сдвигу в результате периодического промерзания и оттаивания. Все это способствует переходу грунта в текучее состояние, несмотря на небольшое количество осадков, довольно грубый состав склоновых отложений и малую мощность деятельного слоя. В постоянно-влажном тропическом климате избыточное увлажнение грунта вызывается обильными атмосферными осадками. Благоприятными факторами являются также наличие тонкого материала, в большом количестве образующегося при химическом выветрива-

нии, значительная мощность увлажненного слоя и практически круглогодичное проявление процесса [7].

По морфологическим признакам Л. Борос [19] предлагает выделять покровный, линейный, лопастной и комплексный типы солифлюкции.

Различный подход исследователей к изучению процессов перемещения грунта на склонах под влиянием мерзлотных процессов в перигляциальных условиях привел к тому, что в терминологии, обозначающей типы такого движения, одни и те же понятия обозначают иногда разные процессы и явления. Для унификации определений и толкования сущности явлений некоторые исследователи рекомендуют использовать одинаковые подходы с учетом количественных критериев. В частности, предлагается учитывать связь между уровнем стабильности грунта на склоне и степенью его увлажнения для определения типа движения грунтов [34]. Соответственно, выделяются типы движения грунтов, характеризующиеся скоростью смещения в зависимости от условий увлажнения и уклона. Первый тип назван криогенным сползанием, в котором выделяется две разновидности. В первом случае грунты смещаются со средней скоростью 3-8 см/год, что в 2-3 раза выше скорости потенциального сползания при уклонах 15-25°. Во втором - со средней скоростью в 4-5 раз выше скорости потенциального сползания при уклонах менее 10° в случае значительного переувлажнения и разреженной растительности. Второй тип движения - солифлюкция (скорость более 10 см/год при разных уклонах поверхности). Третий тип - грязевые потоки или быстрые сплывы (скорость измеряется метрами или десятками метров за год).

Развитие солифлюкции приводит к формированию склоновых отложений, обладающих рядом характерных признаков, позволяющих отличить их от других типов аккумулятивных образований:

1. Слоистость нечеткая, полосчатая.
2. Материал очень плохо отсортирован, наряду с крупным щебнем и даже глыбами в обязательном порядке присутствует не менее 12-15% глинистых частиц.
3. Удлиненные крупные обломки ориентируются по падению склона. Например, в Забайкалье при дифференцированной солифлюкции, сопровождающейся образованием террас и бугров,

число обломков, ориентированных по падению склона, составило 67-74% [3]. Особенно чётко эта закономерность проявляется в приповерхностных слоях. На глубине это явление не столь четко выражено [22].

4. Присутствие в подошве включений оторванных и смятых коренных пород, в кровле - прослой органического материала - торфа, дернины.

5. По всей толще наблюдаются текстуры, свидетельствующие о течении материала [2,3].

Ю.Г.Симонов [14] выделяет четыре основных типа текстур, свойственных различным видам течения: текстура микросладчатых (плойчатых) деформаций, свойственная сползанию мягкопластичных суглинков; текстура параллельно ориентированных обломков; текстура «отмостки», связанная с крайней степенью разжижения грунтов, допускающая гравитационную дифференциацию; гирляндобразная текстура. Каждая из них характеризует определенный тип течения, и поэтому они могут быть приняты для разделения и классификации элементарных склоновых процессов. Первая из текстур характеризует пластичное течение переувлажненных грунтов. Такую разновидность солифлюкционного течения Ю.Г.Симонов предлагает называть десерпцией. Вторая и третья разновидность текстур свойственна перемещению склонового чехла в результате медленного и быстрого течения. За этими процессами предлагается оставить термин солифлюкция. Гирляндобразная текстура возникает при неравномерном блоковом сползании дернины и грунта. Для данного типа движения предложен термин децерация. Ю.Г.Симонов отмечает, что при детальном изучении склонов практически невозможно выделить большие участки с единым типом движения склонового чехла. Десерпция, солифлюкция и децерация свободно сменяют друг в друга в пространстве и во времени, часто эти процессы нельзя установить только по поверхностным морфологическим признакам.

Как и большинство рельефообразующих процессов, солифлюкция по своему механизму может протекать в различных климато-ландшафтных зонах. Необходимо только, чтобы отложения с достаточным количеством пылевато-глинистых частиц в результате увлажнения приобрели жидко-текучую или вязко-текучую консистенцию. Но именно увлажнение в наибольшей степени опре-

деляется климатическими условиями. Поэтому на земном шаре четко выделяются две зоны интенсивного проявления солифлюкционных процессов - перигляциальная и экваториальная [7].

В современной перигляциальной зоне склоны, подверженные солифлюкционной переработке той или иной интенсивности, распространены очень широко. Процесс течения охватывает склоны крутизной от 2-3 до 27-35°. Мощность формирующихся при этом отложений может достигать десятков метров (очень часто 10-20 и более). Обзор данных о скорости солифлюкционного смещения материала в различных районах этой зоны показывает, что при медленной солифлюкции наиболее вероятной является скорость в 1-4 см/год. Наблюдаемый разброс в значениях скорости обусловлен влиянием крутизны склона, его экспозиции, механического состава отложений и т. п. Соответственно характер движения солифлюкционных потоков даже в пределах небольшого района может резко меняться. Наибольшее значение при этом имеет экспозиция склона. Роль её настолько значительна, что выделяются два варианта асимметрии речных долин, обязанные своим происхождением различной интенсивности солифлюкционных процессов в зависимости от экспозиции склона. В случае повсеместного сильного увлажнения сезонноталых пород солифлюкция происходит интенсивнее на глубоко оттаивающих склонах южной и западной экспозиции, они выполаживаются и развивается асимметрия северного типа. При недостаточном общем увлажнении солифлюкция развивается только на склонах северной или восточной экспозиции, оттаивающих неглубоко и поэтому более влажных. Эти склоны выполаживаются, и так возникает асимметрия южного типа [7]. Подтверждением исключительно сильного влияния экспозиции склонов на интенсивность солифлюкции служат данные двадцатилетних наблюдений Л. В. Прайса [30] на Юконе (Канада). На склонах крутизной 14-18° средняя скорость течения грунта составила на склонах юго-восточной экспозиции 16 мм/год, северной - 2 мм/год. В разрезе смещающихся пород выделены следующие зоны: верхние 20 см испытывали наибольшее смещение как единый блок, без выраженной дифференциации по вертикали; на глубине от 20 до 50 см - горизонт наиболее дифференцированных смещений, амплитуда которых убывает вниз; глубже 50 см смещение очень слабое. Основное смещение наблюдалось в начале лета, когда переувлажненный слой

между кровлей мерзлоты и верхним торфянистым горизонтом приходил в текучее состояние. Частично смещение происходило в результате послонных дифференцированных подвижек в интервале глубин 30-50 см.

Солифлюкция играет огромную роль в формировании рельефа севера Сибири благодаря преобладанию на этих территориях многолетнемерзлых пород.

Наиболее ярко и многообразно солифлюкция выражена в горных районах Таймыра, на Анабарском и Алданском плоскогорьях и плато Путорана. Она наблюдается здесь не только в горах, но и на территориях со слабо пересеченным рельефом. Промерзание пород часто сопровождается выделением льда, который при последующем протаивании быстро разрушается, нарушая структурные связи грунтов. Так, глинистые породы при протаивании сильно переувлажняются и начинают течь по склону, образуя разнообразные натечные формы рельефа.

Особенно интенсивно и разнообразно солифлюкция развивается на лучше увлажняемых и прогреваемых склонах, покрытых тонкодисперсными грунтами, при крутизне от 5 до 15-20°. Поскольку солифлюкция развивается более активно на прогреваемых склонах южных румбов, она способствует формированию асимметричных форм долин. Солифлюкция проявляется обычно в комплексе с морозным выветриванием и растрескиванием, с морозной сортировкой, пучением, пятнообразованием и другими криогенными процессами, участвующими в сложном перемещении грунта по склону. Важнейшими из таких типов движения являются оползисплывины и криогенный крип. Первые, хотя и не достигают крупных размеров, распространены широко, особенно в северных районах рассматриваемой территории [8].

По наблюдениям на Чукотке, солифлюкционные потоки начинаются обычно на склоне пологой неглубокой ложбиной или нивационной впадиной, нередко еще занятой снежником, талые воды которого вызывают плывунное состояние грунтов. В нижней части склона движение потока замедляется, что вызывает образование фронтального вздутия и уступа. Ложбины, занятые потоками, имеют длину от 50 до 150 м, при ширине у нижних концов 30-60 м. Мощность стекающей толщи зависит не только от глубины сезонного протаивания, но и от крутизны склона - она меньше на крутых

склонах и больше на более пологих. Там, где солифлюкционные потоки имеют на склонах массовое развитие, их языки часто объединяются в целые гирлянды, протягивающиеся иногда на десятки метров. Более или менее выдержанные расстояния между гирляндами свидетельствуют о том, что они относительно равномерно передвигаются вниз по склону, причем склон сохраняет созданную гирляндами ступенчатость. Подобные солифлюкционные потоки наблюдались и исследовались и в других районах Севера - Северном Урале, Северной Норвегии, Аляске [17].

Солифлюкция играет главную роль в изменении ледникового рельефа на северо-востоке Кольского полуострова и в тундре горных вершин. Наиболее интенсивно она проявляется в безлесной тундровой зоне. Роль солифлюкции здесь сводится к выполаживанию склонов, образованию на них террас и солифлюкционных языков.

Детальные наблюдения в перигляциальных условиях в горах Скандинавии показали, что скорость перемещения солифлюкционных лопастей составляет около 2 м за 13 лет при толщине регулярно сползающего слоя до 20 см [31].

В умеренном гумидном климате отмечается спорадическое развитие солифлюкции. Течение грунта обычно бывает связано с локальными участками переувлажнения у выходов подземных вод и у снежников. Лишь в районах умеренного пояса с вечной мерзлотой солифлюкция приобретает роль важного рельефообразующего процесса, но и в этом случае интенсивность её по сравнению с перигляциальной зоной сильно ослабевает. Это заметно как по уменьшению мощности современных солифлюкционных отложений, так и по снижению наблюдаемых скоростей течения грунта [7].

Достаточно широко развиты солифлюкционные отложения в условиях резко континентального климата. На большей части территории они выделяются на основании морфологического облика [14]. В Прибайкалье в вертикальном разрезе сползших грунтов наблюдается чередование неправильной формы прослоев глин, суглинков с включениями супеси, песка, гравия и мелкой гальки со следами смятия, течения, оплывания и оползания, по мощности соответствующих глубине сезонного протаивания.

По мере оттаивания грунта влажность его на границе талого и мерзлого горизонтов достигает полной влагоемкости и составляет обычно более 30-40 %. Подвижки грунта происходят либо на стыке талого и мерзлого горизонтов, либо по прослою переувлажненного глинистого грунта. Сползающий грунт деформируется, выдавливается, а на поверхности растрескивается. Деформации и подвижки грунта на склонах не имеют сплошного площадного распространения, а прослеживаются прерывисто вдоль склона на несколько километров отдельными циркуобразными понижениями и амфитеатрами. Поверхность солифлюкционно-оползневой цирка обычно представляет собой хаотичное нагромождение отдельных блоков и понижений размером до 30 м в поперечнике в виде валов и бугров выпирания, надвигания, выпучивания, нависающих карнизов, натечных и наползающих языков, потоков и шлейфов, ниш обрушения, лотков смыва, стенок отрыва и т. д.

Деформации и подвижки грунта зарождаются обычно локально в нижней части склона, либо в отдельных его понижениях, являющихся местными базисами денудации, и постепенно разрастаются вверх по склону, увеличивая площадь солифлюкционного массива. Так как состав и увлажнение грунтов на различных участках массива разные и глубина их сезонного протаивания неодинакова, движение грунта по склону происходит в виде отдельных блоков разной мощности, каждый из которых смещается с неодинаковой скоростью. В пределах одного массива в движение могут вовлекаться блоки грунта размером до 100 м в поперечнике. В одно и то же время на одних участках сползают крупные блоки грунта, на других происходит их обрушение с крутых уступов, на третьих видны потоки и сплывы переувлажненного грунта, а некоторые блоки находятся в стабильном состоянии.

В середине лета поверхностные слои грунта настолько иссушаются, что образуется твердая корка с трещинами усыхания. В это время смещение грунта на склонах практически прекращается или резко замедляется. Во второй половине лета благодаря выпадению атмосферных осадков движение грунта вновь активизируется и проявляется в виде солифлюкционных оползней на глубину всего сезонно-талого слоя (2-2,5 м). Зимой грунт промерзает и подвижки его по склону прекращаются. На следующий год цикл подвижек грунта повторяется. По данным периодических инструментальных

наблюдений, выполненных на солифлюкционно-оползневом склоне в зал. Баян-Шунген, максимальная величина смещения грунта за 20-летний период составила 25-42 м. Наиболее активно подвижки грунта проявляются в дождливые годы. Так, в годы с малым количеством летних атмосферных осадков (70-100 мм) скорость движения грунта составляет десятки сантиметров в год, а в годы с количеством летних атмосферных осадков 200-300 мм скорость движения грунта возрастает до 3 м в год. Иногда величина подвижек отдельных блоков грунта достигает 6-12 м в год [9].

Солифлюкционные процессы играют важную роль в сносе вещества с междуречий и склонов в Становом нагорье. По интенсивности они уступают линейной эрозии, обваливанию и осыпанию, однако по площадному распространению преобладают. Благоприятными для развития солифлюкции являются слабонаклонные задернованные конусы выноса, моренные отложения, уступы подмываемых террас. Морфологически солифлюкция на пологих склонах выражается в «гофрированных» участках склонов, небольших задернованных ступенях и натечных языках. Отмечено напользование террас на курумы. Рыхлая масса при своем движении формирует аккумулятивные террасы шириной 70-80 м с высотой уступов 5-10 м [11].

Активно проявляется солифлюкция в горных лесных зонах. Так, тридцатилетние наблюдения за солифлюкцией на покрытых лёссами склонах массива Токай и в северо-западной части районов Харангод и Ньиршег в Венгрии позволили выделить покровный, линейный, лопастной и комплексный виды солифлюкции. При этом наибольшая интенсивность солифлюкции отмечалась на склонах северной экспозиции в период снеготаяния [19].

Аналогичный вывод был сделан при изучении солифлюкции в Альпийском поясе гор в Австрии. Максимальное смещение фиксировалось на склонах северо-западной экспозиции, минимальное – южной экспозиции. При этом отмечено, что на тёплых склонах отсутствуют характерные формы солифлюкционного микро рельефа [33].

В лесной зоне широко распространены реликтовые солифлюкционные формы. Переработке этим процессом подвергались в первую очередь формы, сложенные мореной, прежде всего из-за способности супесчаной морены легко превращаться в плы-

вун. Значительно слабее затронуты солифлюкцией камы, озы и другие формы, сложенные сортированным материалом [1].

Шлейфы щебнисто-суглинистого материала востока Русской равнины в своей нижней части сформированы солифлюкционными процессами в перигляциальных условиях. Наряду с типично солифлюкционной ориентировкой об этом свидетельствуют также следы пластичного течения грунта на контакте с подстилающими породами, многочисленные следы мерзлотных деформаций. Верхняя часть шлейфов накапливалась, очевидно, при значительном участии делювиальных процессов. На это указывает более тонкозернистый состав материала, неясно выраженная параллельная поверхности склона слоистость. Образование этой толщи также происходило в перигляциальных условиях, когда отсутствовал сплошной растительный покров и мог происходить смыв материала. Двухчленное строение шлейфов свидетельствует о том, что в перигляциальные эпохи происходило изменение климата от холодного влажного в начальный период, когда преобладал солифлюкционный снос материала, к холодному сухому в конечный - когда усиливался делювиальный смыв.

Изучение гранулометрии, морфометрии и ориентировки крупных обломков во многих случаях позволяет уверенно судить об условиях их формирования. Особенно большое генетическое значение при этом имеет совместное использование коэффициентов сортировки и окатанности в сочетании с анализом ориентировки обломков [3].

Строение и распространение склоновых шлейфов на востоке Русской равнины обнаруживает отчетливую зависимость от крутизны, относительной высоты и экспозиции склонов. В зависимости от крутизны шлейфы подразделяются на образования крутых и пологих склонов.

Шлейфы крутых склонов встречаются реже и строение их проще. Они приурочены к плейстоценовым склонам крутизной от 8-10° до 15-30°. Поскольку данные склоны древние, то крутыми они могли сохраниться лишь в тех случаях, когда сложены относительно более прочными породами - известняками, доломитами, мергелями, песчим мелом, опоками.

Шлейфы пологих склонов имеют повсеместное распространение, прикрывая нижние части всех плейстоценовых склонов кру-

тизной от 1,5-2,0° до 8-10°. Они относительно хорошо изучены, имеют более сложное строение, чем шлейфы крутых склонов. Чаще всего эти шлейфы сложены довольно мощными (от 3-5 до 30-38 м) суглинками желтовато-бурого, бурого или коричневатого цвета.

Вверх по склону мощности шлейфов быстро сокращаются. В нижних частях склонов, на высотах относительно местного базиса до 10 м средняя их мощность составляет 8-9 м, на относительных высотах около 40 м средние мощности уменьшаются вдвое, а на высотах более 70 м редко превышают 1,0 м. Причём на склонах южных румбов сокращение мощности вверх по склону происходит в 1,5-2 раза быстрее, чем на склонах холодных румбов.

Сопоставление склоновых шлейфов востока Русской равнины с характерными признаками солифлюкционных отложений показывает, что нижние части генераций имеют солифлюкционный генезис, в то время как для средних частей более характерны признаки делювиального происхождения. Наблюдающиеся иногда следы течения в погребенных почвах, венчающих генерации, являются эпигенетическими, связанными с деформациями основания вышележащей генерации.

Весомым доказательством солифлюкционного происхождения нижних частей ритмов являются специфические текстуры течения материала, очень плохая отсортированность, отсутствие слоистости и ориентировка обломков по падению склона. Такая ориентировка установлена во многих пунктах региона.

На описываемой территории солифлюкционные текстуры представлены двумя разновидностями:

а) пликативными деформациями в виде асимметричных или опрокинутых складок, направленных вниз по склону (солифлюкционные лбы). В их формировании принимают участие процессы криостатического давления и морозного пучения;

б) текстуры внедрения или затягивания, иногда с полным отрывом от основной массы подстилающих пластичных пород. Они имеют вид языков, направленных по падению склона.

Солифлюкционные лбы чаще всего наблюдаются в слоистых склоновых образованиях или на контакте склоновых и пластичных подстилающих коренных пород. Высота отдельных скла-

док колеблется от 5-10 см до 0,8 м, а длина от 10 см до 1,5-2,0 м (рис. 10.1).

Солифлюкционные языки более обычны на контакте делювиально-солифлюкционных и коренных пород, как очень пластичных глин верхней юры и нижнего мела, так и более жестких пород пермской системы [2].

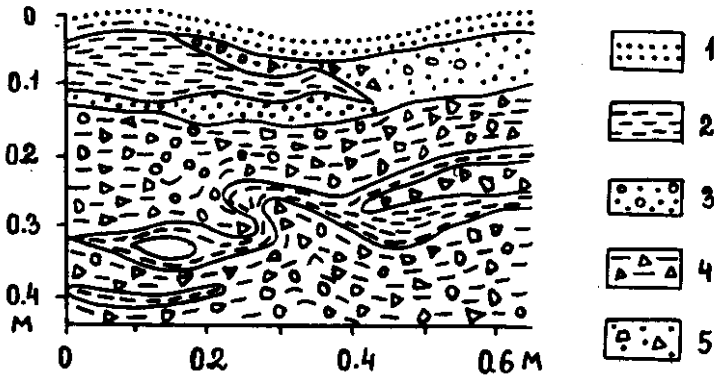


Рис. 10.1. Солифлюкционные лбы в склоновых осадках на правом берегу р. Свияги у д. Тихий Плёс. 1- песок глинистый, 2- суглинок, 3- галечник с песком, 4- щебень с суглинком, 5- щебень с песком [2].

Большинство исследователей считает, что солифлюкция связана с былыми холодными эпохами. Однако анализ материалов позволяет сделать вывод о том, что в разных районах Земли активизация солифлюкции могла быть определена разнонаправленными климатическими изменениями [13].

В пределах Удмуртии, как и всего востока Русской равнины, в настоящее время отмечается локальное эпизодическое проявление солифлюкции весной на участках переувлажнённого грунта на незадернованных склонах у снежников в оврагах, в нижних частях осыпных склонов, сложенных четвертичными суглинками, на осыпях, в дорожных выемках, местах выхода подземных вод (рис. 10.2).

Если в умеренном гумидном климате роль солифлюкции в современных условиях очень скромна, то очевидно, что **полупустыни и пустыни** являются зонами практически полного ее отсутствия [7].



Рис. 10.2. Солифлюкционное течение переувлажнённой осыпи весной. Берег Воткинского водохранилища.

Тем не менее отмечается, что, например, пустыни Средней Азии иногда испытывают такое увлажнение, при котором возникает солифлюкционное движение на склонах. Зимой под влиянием частых суточных переходов через 0° происходит медленное, но значительное смещение склоновых наносов десерпционным путем, обусловленное увеличением объема влажных отложений при замерзании [16].

В горных районах влажных тропиков после сильных ливней, при наличии крутых склонов, насыщенная водой масса коры выветривания приходит в состояние солифлюкционного движения. При этом верхний слой почвы, до глубины 75-100 см густо пронизанный корнями растений и относительно иссушенный, почти не принимает участия в этом движении. Солифлюкции подвергается масса коры выветривания, расположенная под поверхностным слоем. Стекающая на крутом склоне глинисто-илистая масса нередко прорывает верхний, пронизанный корнями слой и выходит на поверхность. Грязевой поток использует для этого также те участки, где корневой слой уже был чем-либо разрушен. Чаще всего это места поваленных деревьев, вывернутых с корнями и с массой захваченной ими почвы. Излившаяся на поверхность глинистая

масса очень быстро снова заселяется растительностью. Нередко встречаются места, где верхний, пронизанный корневым войлоком слой висит над полым пространством, возникшим в результате вытекания глинистой массы, и проваливается под ногой ступившего сюда человека или животного [18].

Широкое развитие солифлюкция получает **в экваториальной зоне**. Солифлюкционные отложения достигают в районах Экваториальной Африки мощности в 10-15 м. Не исключено, что течение грунта имеет место и в переменнно-влажных тропиках, где в дождливый период увлажненность отложений также велика. Однако систематических исследований течения грунта в этих районах не проводилось [7].

В горах экваториального климата наблюдается дневная солифлюкция, вызванная оттаиванием верхних слоев грунта, на оплывших глинистых массах в морозные ночи могут образоваться «ледяные стебельки» [18].

И для экваториальной, и для перигляциальной зон характерно фациальное замещение аллювия солифлюкционными отложениями, также указывающее на большое количество материала, перемещаемого солифлюкцией. Оценивая в целом интенсивность массового смещения материала на склонах в различных климатических условиях, необходимо в первую очередь учитывать течение грунта, которое и определяет суммарный рельефообразующий эффект этой группы процессов [7].

Рельефообразующая роль солифлюкции несравненно больше, чем крипа, также относящегося к процессам массового смещения материала. Склоны, на которых солифлюкция проявляется, выполаживаются до 1-3°. Это отмечается как в долинах, переживших одну - две плейстоценовых перигляциальных эпохи, так и в районах современного развития солифлюкции. Склоны при этом приобретают выпукло-вогнутый поперечный профиль.

В изучении процессов солифлюкции накоплен достаточно большой опыт. Методические приёмы и рекомендации по стационарным исследованиям процесса изложены в целом ряде публикаций [4,6,10,23,28 и др.].

Стационарные наблюдения за солифлюкцией рекомендует проводить на типичных для данной территории склонах, сложенных породами глинистого и суглинистого состава. В пределах

склонов выбираются площадки, отличающиеся друг от друга крутизной, экспозицией и составом отложений. На всех участках определяются физические свойства грунта. По мере возможности следует также проводить инструментальные наблюдения за морозным пучением, зимними температурами грунта, изменением его влажности и т.д. — за всем комплексом теплофизических, физико-химических и физико-механических процессов [10,25].

Наиболее простые способы стационарного изучения солифлюкции состоят в использовании реперов и маркированных точек измерения (рис. 10.3). Реперы устанавливаются таким образом, чтобы исключить возможность их смещения или искривления, поэтому рекомендуется бурить скважины для установки реперов на глубину, вдвое превышающую мощность сезонномёрзлого слоя [6]. В качестве реперов целесообразно применять металлические заострённые пластины, разрезающие грунт и не препятствующие его движению. Вместо реперов удобно также использовать маркированные точки на выходах коренных пород, а вместо шпилек — окрашенные камни. Подобная методика применялась, в частности, при исследовании процессов солифлюкции на Шпицбергене [29], в Альпах [20], в Японии [27]. Во всех случаях движения верхних слоев пород на заложенных профилях определялись с помощью специально закрепленных в грунт шпилек и маркированных камней.

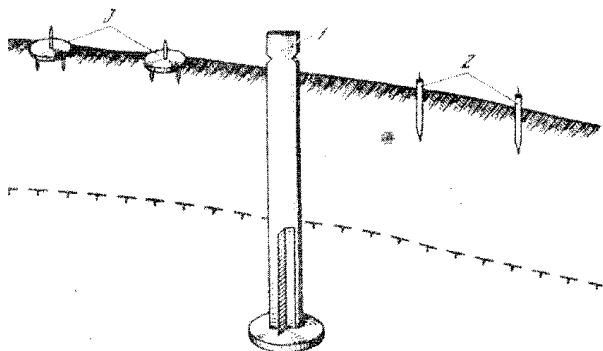


Рис. 10.3. Схема установки для наблюдения за солифлюкцией [6]. 1 — заглубленный неподвижный пластинчатый репер; 2 — подвижные колышки с точками измерения в верхней части; 3 — подвижные цилиндры с точками измерения сверху и шпильками снизу.

П. Эггинтоном и Х. Френчем [21] на склонах моренных холмов на северо-западе Канады темпы солифлюкционных движений измерялись по смещениям окрашенных камней и вкопанных в грунт полосок алюминиевой фольги. Было отмечено, что скорости сползания грунтов растут с увеличением их влажности, и они обратно пропорциональны крупности слагающих их частиц, а также уменьшаются в нижних частях склонов (почти в 3 раза по сравнению с верхними). При этом влажность и состав грунтов часто и резко меняются как вдоль, так и поперек склонов, вызывая перепады поля скорости на небольших расстояниях.

Помимо измерений перемещения маркированных обломков на поверхности, исследователи фиксируют смещения грунта и на глубине. Такие наблюдения могут выполняться с помощью гибких трубок, заложенных вертикально в предварительно пробуренные скважины. При измерении скорости движения грунта на Юконе [30] были использованы гибкие полиэтиленовые трубки наружным диаметром 16 мм, заложенные в скважины глубиной около 1 м (максимальная глубина протаивания мерзлоты) и вскрытые через 20 лет. В Альпах Прованса [20] – пластиковые трубки длиной 25 см и диаметром 2,5 см, заполненные грунтом и заглубленные на 60–75 см. Величина смещения грунта определялась по деформациям трубок относительно их первоначального положения при вскрытии шурфом разреза скважин по отвесу. Скважины можно заполнять и хорошо отличающимся по цвету веществом – мелом, дроблёным кирпичом [6].

При определении скорости течения грунтов на различных глубинах часто применяется способ полицилиндрических реперов [4,6]. В этом случае в вертикальные скважины, пробуренные в движущегося слоя грунта, укладываются деревянные короткие цилиндры или шашки с таким расчётом, чтобы промежутки между ними были заполнены грунтом.

К инструментальным способам определения скорости солифлюкции относятся механический и геодезический.

Механический способ измерения можно применять только для определения скоростей смещения поверхности грунтовых масс. Для этого используют приборы, в которых передача от смещающихся точек измерения на приёмник, укреплённый на репере, осу-

ществляется с помощью рычажной системы. Приёмником служит барабан с часовым механизмом (рис. 10.4) [6].

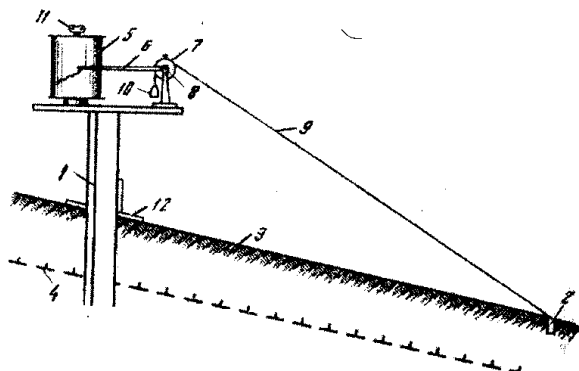


Рис. 10.4. Автоматический регистратор движений [6]. 1- репер, 2- закреплённая точка измерений, 3- растительный покров, 4- граница слоя сезонного протаивания, 5- барабан с часовым механизмом, 6- стрелка с пером, 7- валик, 8- стержень, на котором закреплён валик и стрелка, 9- нить из нихрома, 10- противовес, 11- ключ завода часового механизма, 12- устройство для определения просадки грунта.

На показания приборов влияют изменения температуры воздуха и просадки грунта, поэтому показания приборов корректируются соответствующими поправками. Оптимальная величина нити составляет 2 м.

Определение поверхностных скоростей солифлюкции можно также выполнить геодезическими способами – повторной площадной нивелировкой и инструментальной засечкой движущихся предметов или закреплённых в грунте точек [4.6].

О солифлюкционном движении грунта можно судить по наличию под оплывинами слоев слаборазложившегося торфа и гумуса и подворотам дернины. Определенные виды растений также являются хорошими индикаторами движения грунтов, поскольку они более или менее приспособились к произрастанию на подвижном субстрате [28].

Изучение сопротивления почвенно-растительного покрова растяжению и разрыву также может быть выполнено с помощью соответствующего прибора (рис.10.5).

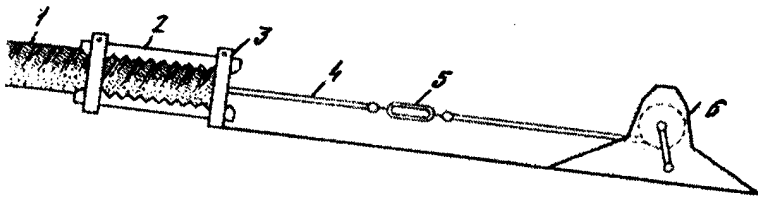


Рис. 10.5. Устройство для определения сопротивления растительно-торфяного слоя разрыву [6]. 1- растительно-торфяной слой, 2- рифлёные пластины, 3- металлический хомут, 4- трос, 5- динамометр, 6- лебёдка.

За исторический или геологический промежуток времени солифлюкционные движения изучают геохронологическим методом. Для этого необходимо определить возраст и длину прослоев погребённого торфа или почв в солифлюкционных террасах или потоках. Сравнение данных за определённый промежуток времени с современными показателями позволяет судить об изменении климата, крутизны склонов и других характеристик территории. Так для подсчета скоростей движения солифлюкционного потока в прошлом М. Гамбером [23] была выполнена серия ^{14}C -датировок. Образцы отбирались из погребенной органики по продольному профилю потока. Анализ полученных результатов привел к выводу о большой мобильности потоков в последние 5 тыс. лет. Это объясняется более суровыми климатическими условиями - низкими зимними температурами воздуха и небольшой высотой снежного покрова, что в совокупности могло приводить к сокращению растительного покрова и соответствующему увеличению глубины сезонного промерзания грунта.

Помимо полевых исследований, процессы солифлюкции изучались и в лабораторных условиях. Лабораторные эксперименты для выявления факторов, способствующих движению обломочного материала, проводились с естественными грунтами слоистых солифлюкционных отложений в условиях, аналогичных перигляциальным. Результаты показали, что экспериментальным путем можно получить осадки, строение которых сходно со слоистыми солифлюкционными отложениями [32].

Список литературы

1. Арманд А.Д., Граве М.К. Балтийский щит. //Равнины Европейской части СССР. М.: Наука, 1974, с.46-69.
2. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1986, 144с.
3. Бутаков Г.П., Дедков А.П. Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1971, 81с.
4. Войлошников В.А. К методике стационарных исследований современной динамики рельефа в южной тайге Средней Сибири // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с.144-152.
5. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002, 683 с.
6. Жигарев Л.А., Суходровский В.Л. Методика стационарных исследований криогенных склоновых процессов.// Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М., 1986, с.120-129.
7. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.
8. Коржуев С.С. Средняя Сибирь.// Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.122-244.
9. Лещиков Ф.Н., Мирошниченко А.П., Тарасов В.В., Тарасова В.Н. Солифлюкционно-оползневые явления в Прибайкалье.//География и природные ресурсы. 1988, №1, с.55-59.
10. Петров В.С., Каверзина И.В., Петрова М.А., Репин А.Г. Методика изучения солифлюкции. //Ииж.-геол. изыскания в обл. веч. мерзлоты. Тез. докл. науч.-практ. конф., 1980. Благовещенск, 1986, с.64-66.
11. Плюснин В.М. Экзогенные процессы в гольцах Станового нагорья. // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, 1987, с.27-29.
12. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988, 207с.
13. Розенбаум Г.Э., Мудров Ю.В., Тумель Н.В. География, интенсивность и динамика криогенной солифлюкции. // Вестн. МГУ. Сер. 5. 1989. № 1. с.81-86.
14. Симонов Ю.Г. Развитие склонов в условиях холодного резко континентального климата. //Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.52-73.
15. Суходровский В.Л. О происхождении нагорных террас. //Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, с.74-86.
16. Федорович Б.А. Равнины Средней Азии. // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975, с.7-92.
17. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: МГУ, 1964, т.2, 564с.
18. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: МГУ, 1974, т.3, 382с.

19. Boros L. Jelenkori szoliflukcios folyamatok vizsagalata loszos ter-szineken. // Foldr. Kozl. 1993, 41, №2, p.87-99.
20. Coutard J.P., Gabert P., Ozouf J.C. Etude du processus de cryoreptation en divers sites de la Haute-Ubaye (Alpes du Stud). // Bull. Cent. Geomorphol., 1988, №34, p.9-28.
21. Egginton P.A., French H.M. Solifluction and related processes, eastern Banks Island, N.W.T. // Can. J. Earth Sci., 1985, 22, №11, p.1671-1678.
22. Furrer G. Bewegungsmessungen auf solifluktiionsdecken. // Z. Geomorphol., 1972, 16, Suppl. 13, p.87-101.
23. Gamber M.W. Controls and rates of movement of solifluction lobes in the eastern Swiss Alps. // Permafrost: 4-th Int. Conf. Proc., July 17-22, 1983, Washington, D.C..1983, p.328-333.
24. Gamper M. Mikroklima und Solifluktion: Resultate von messungen in Schweizerischen Nationalpark in den Jahren 1975-1985., Gottingen Geographishe Abhandlungen, №84, 1986, p.31-44.
25. Harris C. Processes of soil movement in turfbanked solifluction lobes, Okstindan, northern Norway. // Pol. Geomorphol., London, 1972, p.155-174.
26. Harris C. Some factors affecting the rates and processes of periglacial mass movements. // Geogr. Ann., 1973, A55, №1, p.24-28.
27. Ishii T. Chirigaku hyoron, Geogr. Rev. Jap., 1976, 49, № 8, p.523—537.
28. Kaiser B. Observations et premieres mesures sur la gelifluction en Vanoise: les loupes de Lanserlia (Alpes francaises internes). //Z. Geomorphol., 1980, Supplementbd. 35, p.118-141.
29. Lehmann R. Solifluktion im Smabreen-Tal und Kvikkaa-Gebeit 1990 bis 1991. // Stuttgart. Geogr. Stud., 1992, 117. p.291-301.
30. Price L.W. Subsurface movement on solifluction slopes in the Ruby Range. Yukon Territory, Canada. // Arct. And Alp. Res. 1991, 23, №2, p.200-205.
31. Rapp A., Stromquist L. Field experiments of mass movement in the Scandinavian mountains with special reference to Karkevagge, Swedish Lapland. //Stud. Geomorphol. Carpato-Balcan., 1979, 13, p.23-40.
32. Steijn H. van Laboratory experiments on gelifluction using greze-litee material. //Z. Geomorphol., 1984, №49, p.195-201.
33. Stoker E. Ergebnisse elfjahriger Messungen der Bodenbewegung in der alpinen Stufe der Kreuzeckgruppe (Karnten). //Wien geogr. Schr., 1984, №59-60, p.27-35.
34. Van Vliet-Lanoe B. Crioreptation, gelifluxion et coulees boueuses: une dynamique continue en relation avec le drainage et la atabilite de l'agregation cryogenique. // INQUA, Budapest, 1987, p.203-226.

ГЛАВА 11. КРИП

Крип – широко употребляемый термин для обозначения медленных массовых смещений грунтов вниз по склонам. Крип возникает в результате периодического изменения объёма грунтовой массы, вызываемого колебаниями температуры (температурный крип), попеременным промерзанием и оттаиванием (криогенный крип), набуханием и усадкой глинистой составной части грунтов при увлажнении и высыхании. Реже для обозначения этого процесса используются другие термины – десерпция, поверхностная ползучесть, связанные движения грунтовых масс [25].

При увеличении объёма грунта слагающие его частицы перемещаются вверх перпендикулярно к поверхности склона, при уменьшении объёма – под действием силы тяжести вниз по вертикали. Итоговое результирующее смещение направлено вниз по склону (рис. 11.1). Наибольшей подвижностью обладают поверхностные горизонты, где частицы наиболее подвержены набуханию и усыханию, замерзанию и оттаиванию.

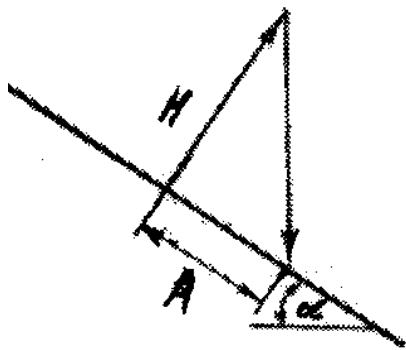


Рис. 11.1. Схема гидротермических движений грунта на склонах. Н – амплитуда гидротермического поднятия перпендикулярно к поверхности склона, А – величина смещения грунта при уменьшении его объёма, α – угол склона.

Крип проявляется на склонах крутизной от 1° до 40° . Следы медленных массовых движений проявляются на поверхности склонов в форме террас-микроступенек, образованных при растяжении грунта и разрыве дёрна, в искривлении стволов и корней деревьев.

Признаками смещения служат наличие каменных полос в разрезах [44], смягчение очертаний склонов и увеличение почвенного слоя у их подножий [28], накопления пород у каменных стен на их направленной вверх по склону стороне [25].

Результаты изучения крипа в Сибири показали, что движение почвенно-грунтовых масс на склонах может вызывать перемешивание и гомогенизацию плаща рыхлых поверхностных образований, служащих почвообразующей породой, обуславливает ускорение выветривания минеральных частиц в смещающейся толще, в результате чего возникают различия в химическом составе движущегося слоя и исходной неподвижной породе. Кроме того, склоновые движения иногда сказываются на формировании консервативных почвенных признаков [6]. Например, С. Харрис [30] по данным наблюдений за крипом в провинции Альберта (Канада) отмечает, что на не подвергавшихся оледенению территориях в районе, характеризующемся медленным смещением почвенных масс, почвенный материал не мог находиться на поверхности достаточно долго, иначе в нём были бы обнаружены такие возрастные признаки, как покраснение.

Р. Табор [48] считает, что крипу принадлежит решающая роль в формировании вершинных депрессий в горах Олимпик (штат Вашингтон). Многочисленные депрессии осложняют здесь рельеф гребней хребтов, располагаясь более или менее параллельно их простиранию. Они развиты большей частью в породах, обладающих сильной плоскостной анизотропностью - шиферных сланцах, песчаниках и филлитах. Депрессии, изученные в горах Олимпик, сформированы, по мнению автора, крупномасштабными процессами крипа, некоторые же из них могут быть результатом медленного движения вдоль глубоко расположенных плоскостей сдвига.

Крип часто выступает в качестве одного из главных инициаторов при образовании и развитии оползней пластического течения. Например, такие оползни составляют более 45% от общего количества всех оползней, зарегистрированных на участке Адлер – Анапа [3].

Лабораторные эксперименты и полевые наблюдения также подтверждают предположение о том, что крип может быть спусковым механизмом оползневых обрушений и формирования террасет. Это происходит благодаря уменьшению в процессе крипа соп-

ротивления почв сдвигу и заложению в фазу крипа общей схемы расположения потенциальной поверхности оползания, которая следует за ориентировкой линий скольжения [41].

Крип может вызывать подвижки опор мостовых переходов, деформации дорожного полотна и напознание материала на него, приводить к ощутимым деформациям и сползанию старых зданий [3], порывам промысловых нефтепроводов [24].

При этом, несмотря на практически повсеместное распространение крипа, склоноформирующий его эффект обычно невелик и неспособен влиять на форму склона [4].

Потенциальную величину смещения грунта можно определить по амплитуде его вертикальных гидротермических движений (Н). Очевидно, что на склоне крутизной α величина смещения материала вниз по склону (А) должна быть равна

$$A = Htg\alpha.$$

Натурные измерения, однако, обычно показывают результаты меньше расчётных, что объясняется воздействием сил сцепления между частицами, не позволяющими опускаться грунту строго по вертикали [14].

Развитие процессов медленного массового смещения грунта определяется сочетанием целого ряда обстоятельств, каждое из которых в отдельности часто оценивается крайне неоднозначно. Исходя из приведённой выше формулы, следует ожидать более высокие темпы смещения на более крутых склонах. В частности, это подтверждается результатами изучения крипа в Поволжье, где выявлена тесная связь между величиной среднегодового объёма смещающегося грунта и крутизной склона (коэффициент корреляции 0,83) [18]. Для Байкальской области коэффициенты корреляции оказались также достаточно высоки и составили для степной зоны 0,73, для лесной – 0,56 [10]. В то же время для территории Удмуртии коэффициент корреляции между теми же признаками составил всего 0,28 [7]. Четкой зависимости скорости смещения от крутизны склона не обнаружено в целом ряде других исследований [35,36,47]. Очевидно, что степень воздействия фактора уклона склона может сильно зависеть от сопутствующих условий – крутые склоны часто бывают более сухими и в составе их поверхностных отложений нередко уменьшается примесь глин, что снижает проявление пластических деформаций грунта.

В ряде случаев была выявлена хорошо выраженная зависимость скоростей и объёмов смещаемого материала от положения пункта наблюдения на профиле склона и от расстояния от водораздела [9,11,21]. Отмечается, что наибольшие скорости смещения характерны для нижних частей склонов, где углы наименьшие. Это вызвано увеличением влажности грунта с удалением от бровки склона, особенно в его пологой нижней части [10]. Также установлено, что наиболее благоприятные условия для проявления вязкопластического движения почвогрунтов существуют на выположенных привершинных частях склонов и на их вогнутой слабонаклонной части. На крутых элементах склонов весь слой рыхлого покрова тоже испытывает перемещение, однако здесь большое значение имеют прерывистые кратковременные подвижки, обуславливаемые несколькими причинами [21]. Возможно, значение имеют и морфологические различия склонов. Большая крутизна нижней части выпуклого склона обуславливает большие скорости движения почвенно-грунтовых масс не только в нижней, но и вышележащей части склона [9].

Большое значение имеет содержание воды в грунте. В сухое время года, при естественной влажности 14%, предельное сопротивление сдвигу, по измерениям на микропенетрометре, достигает 4,2-6 кг/см². В периоды сильного увлажнения грунтов (более 40%) сопротивление их деформациям становится менее 20 г/см² и грунты приобретают свойства медленной вековой ползучести [21]. Соответственно отмечается хорошая связь интенсивности проявления крипа с периодами увлажнения. Смещения грунта обычны осенью (в период дождей) или весной (в период таяния снегов). Например, результаты 748 измерений крипа в типичных ландшафтах бассейна р. Фешт (Вогеzy) показали, что от 40 до 53% всех зарегистрированных движений происходило после таяния снега, причем в этот период частицы смещались более 1 мм/сут [40]. Преимущественные смещения грунта в весенний период зарегистрированы в бассейне р.Дон [11], на северо-западе США [47], в районе Льежа [45] и на других территориях. Результаты изучения крипа в Удмуртии также показали существование связи между величинами среднегодового объёма перемещаемого слоя грунта и общими запасами воды в снеге перед началом снеготаяния. При этом период с максимальной

продолжительностью снеготаяния соответствовал периоду с максимальными величинами интенсивности крипа [7].

Результаты многочисленных наблюдений [5,9,20,46 и др.] показывают, что важнейшим фактором развития крипа является экспозиция склона. Экспозиционные различия в интенсивности процессов связывают с разной степенью подготовки материала к движению, прежде всего с неодинаковым содержанием активной тонкодисперсной фракции и различным увлажнением склонового чехла. [5]. Почти все исследователи отмечают, что в условиях гумидного климата на склонах северной экспозиции интенсивность движений в 1,5-2 раза больше, чем на более сухих склонах южных румбов [5,10,14,28,46 и др.] (рис. 11.2, 11.3). Приведённые на рис. 11.2 эпюры скоростей показывают, что интенсивность крипа в большей мере определяется увлажнённостью грунта, чем крутизной склона. С другой стороны, при некотором недостатке влаги активность крипа может быть выше на более тёплых склонах южных румбов из-за большей частоты колебаний объёма грунта при изменениях их влажности и температуры. Поэтому иногда полученные результаты измерений не обнаруживают зависимости от экспозиции склона [35].

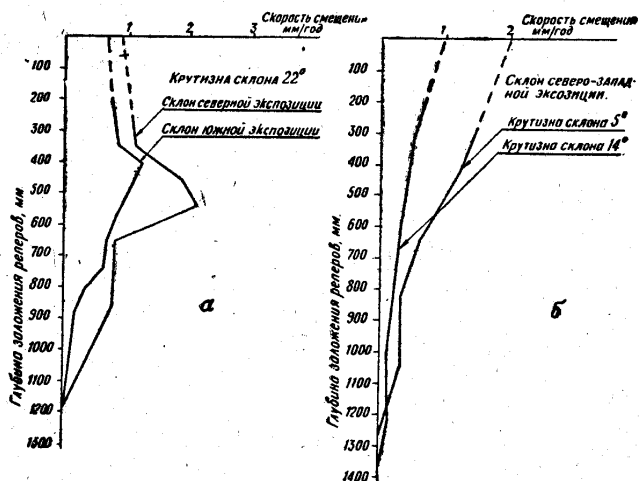


Рис. 11.2. Эпюры скоростей смещения материала при крипе в зависимости от экспозиции склона (а) и крутизны (б) в Среднем Поволжье [14].

Интенсивность движений грунтовых масс зависит также от их механического состава. При прочих равных условиях в более глинистом грунте скорость движения выше [9].

Рыхлые породы в зависимости от увлажнения и соотношения фракций крупных обломков и глины характеризуются различными углами внутреннего трения и, следовательно, приобретают способность к перемещению при различных уклонах поверхности. Например, крупные (>2 мм) обломки без примеси глины даже при увлажнении характеризуются углами внутреннего трения $40-42^\circ$. На склонах, крутизной меньше этой, обломки двигаться без участия каких-либо других сил не могут. Крупнообломочный материал, в котором доля глины составляет более 30%, может рассматриваться как однородный глинистый слой со всеми присущими данным грунтам свойствами: пластичностью, способностью менять свою консистенцию в зависимости от увлажнения [21].

На скорость смещения обломочного материала на склоне существенное влияние оказывает его дисперсность. С ростом дисперсности, при соответствующем увлажнении, вязкость грунтов уменьшается, что находит конкретное проявление в типах денудации и неизбежно отражается на морфологии склона [22].

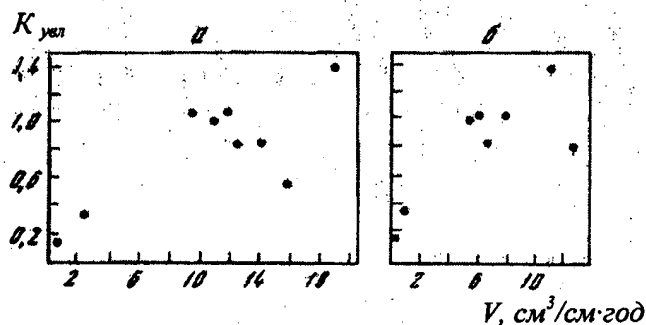


Рис. 11.3. Связь между интенсивностью крипа и коэффициентом увлажнения территории; а – склоны северной экспозиции, б – склоны южной экспозиции [10].

Склоновые перемещения отмечены и в сухих каменных потоках. Они вызваны колебаниями температуры и определяются преимущественно формой обломков и характером контакта нижнего слоя обломков с поверхностью склона. Лучше перемещаются

обломки пластинчатой формы типа кровельных сланцев. Если обломки имеют шаровидную форму и нижний их слой заглублен в поверхность склона и является неподвижным, то при падении склона меньшем, чем угол естественного откоса, перемещение обломков вниз по склону в результате колебания температур мало вероятно [12].

Значительное смещение могут испытывать почвогрунты вследствие колебания их объемов при замерзании и оттаивании. Например, промораживание при температуре -10°C проб суглинков, при их естественной влажности, приводит к относительной объемной деформации в 0,3-0,5%. В увлажненных пробах величина относительной объемной деформации увеличивается до 20%. Вследствие промораживания в образцах образуется тонкая сеть прожилок льда, а нередко и шлировые (до 5 мм толщиной) выделения. В период оттаивания на их границах возникает переувлажнение, и весь слой приобретает текучее состояние [21]. Мощность сползающего слоя зависит от глубины промерзания грунта [28]. Наиболее высокие скорости криогенного крипа зафиксированы в верхних горизонтах пород, при этом отмечается прямая зависимость между скоростью крипа и величиной пучения склоновых отложений [17].

Медленные движения почвенно-грунтовых масс происходят как на обнаженных, так и на задернованных и залесенных склонах. Тем не менее, характер растительности влияет на интенсивность крипа. На обнаженных склонах наибольшие смещения наблюдаются в поверхностном слое грунта. Скорость смещения материала быстро убывает с глубиной, находясь в зависимости от глубины проникновения в грунт колебаний температуры и увлажненности. Плотный дерновый покров уменьшает скорость движения в верхних горизонтах почв, и максимум скоростей регистрируется на глубине от 20 до 60 см. [10,11,20]. Что касается залесенных склонов, то полученные результаты противоречивы. Согласно одним данным, на залесенных склонах скорости смещения в 1,1 - 1,3 раза выше, чем на безлесных, поскольку мощность сползающего слоя зависит от глубины промерзания грунта, а она в лесу меньше, чем на открытых местах [28]. По другим [11,20] наоборот, лесная растительность уменьшает интенсивность крипа. Для решения этого вопроса, очевидно, необходимо привлечение большего фактического мате-

риала. По наблюдениям на территории Удмуртии, интенсивность крипа выше на задернованных склонах по сравнению со склонами, покрытыми лесом и кустарником [7]. Исследователи отмечают также, что от содержания органики в поверхностных горизонтах зависит величина нормальных напряжений, которые ведут к большому движению отдельных частиц, а не всей массы осадков [40].

На скорость смещения материала оказывает влияние также антропогенная нагрузка [5]. Наблюдения на возделываемом склоне показали, что заметное увеличение интенсивности смещения грунта наблюдается на второй год после начала освоения склона и достигает двукратной величины по сравнению со смещением грунта на склоне, не нарушенном хозяйственной деятельностью [47].

Для смещения рыхлого покрова достаточно незначительных вибрационных воздействий от землетрясений, обвалов, селей, лавин, прибоя волн, взрывов, движения транспорта, вызывающих ослабление связей между продуктами выветривания. Скорость смещения будет зависеть и от массы выветрелого материала, поступающего вдвигающийся слой [2].

В отдельных случаях известную, иногда решающую, роль в смещении склонового материала при крипе играют деятельность червей, землероев и других представителей педофауны, раскачивание деревьев, увеличение нагрузок на поверхность склона, например при выпадении сильных ливней, и некоторые другие [3].

Усиливаются процессы смещения материала вследствие разуплотнения пород на подрезанных склонах. Причиной разуплотнения подрезанного рыхлого покрова является начинающееся после подрезки проникновение денудационных гидрометеорологических факторов (нагрева - охлаждения, увлажнения - высыхания, замерзания - протаивания) не с одной, а с двух сторон: от поверхности естественного склона и от свежесформированного уступа. Направления воздействий этих факторов суммируются, в результате усиливаются как измельчение почвогрунтов, так и их смещение. После подрезки склона возможно появление новых пиков скорости в слоях, которые ранее были предрасположены к ускоренному смещению, но подпирались залегающими ниже по склону рыхлыми массами. Максимум скорости может сместиться ниже по разрезу отложений, т. е. произойдет заглубление

потенциальной поверхности скольжения [2]. Эти обстоятельства следует учитывать при подрезке склонов при строительстве.

Особую группу составляют овражные склоны, на которых происходит наиболее интенсивное перемещение материала вследствие подмывания подножий склонов потоками, формирующимися в оврагах в период выпадения ливней и при снеготаянии. В результате постоянно имеющегося дефицита материала скорость смещения почвогрунтов возрастает более чем вдвое относительно остальных склонов [3].

Крип активно проявляется и на осыпях, чаще всего в быстро высыхающих отложениях верхнего горизонта, в том числе из-за нарушения равновесия от упавших сверху обломков [16].

По нашим наблюдениям, смещение материала наблюдается не только на склонах, но и в днищах балок, несмотря на небольшие уклоны поверхности. По-видимому, решающее значение в данном случае имеет устойчивая высокая увлажнённость грунта. Скорость смещения увеличивается от бортов балки к центру.

Казанскими геоморфологами была выявлена новая форма крипа - смещение вязкопластичного грунта на поймах малых рек востока Русской равнины. Наблюдения, проведённые в долинах малых рек, расположенных в разных природных зонах от степи до северной тайги, показали, что в их днищах идет процесс, схожий со склоновым крипом. Реперы длиной 20-30 см отклонились по уклону днища по течению реки на 10-100 см за 15 лет. Наибольшие смещения отмечены возле русел рек [19].

Практически не изучены причины и механизм медленного смещения рыхлого покрова в подводных условиях. Под водой отсутствуют распространенные на суше факторы сноса, тем не менее, грунты здесь интенсивно перемещаются. Так, например, в Калифорнийском заливе на глубине 24 м зафиксирована скорость перемещения до 60 см в месяц на поверхности и 30 см в основании 6,4-метровой толщи рыхлых наносов. В Байкале верхний слой осадков движется со скоростью до 100 см/год [2]. Проведённые нами наблюдения в береговой зоне Воткинского водохранилища также выявили смещения грунта. По нашим данным, величина смещения зависит от величины обломков. Крупные уплотнённые валуны песчаника размерами 50×50 см двигаются со скоростью до 1 см/год, у валунов размерами в первые десятки сантиметров скорость движе-

ния достигает 4 см/год. Что касается мелкозёма, то установлено, что основная его масса удаляется в береговой зоне осушки на расстояние 10-12 м за полугодовой период ледостава. В летний период активное смещение рыхлого материала в донной части компенсируется его поступлением за счёт развития процессов осыпания, обваливания и абразии берегов.

В большинстве случаев установлены два типа распределения скоростей смещения грунта по вертикали, которым соответствуют два типа эпюр. Обычно наблюдается либо возрастание скорости на глубинах от 20 до 60 см, либо максимум скоростей регистрируется в поверхностном горизонте (рис.11.2). Реже встречаются сложные эпюры с двумя и даже тремя пиками скорости. Разновидности процесса, выраженные типами эпюр смещения, определяются взаимодействием многих факторов (интенсивностью поверхностного сноса, мощностьюдвигающегося слоя, физическими свойствами и строением грунтов, характером растительного покрова), но, прежде всего соотношением сдвигающих и препятствующих сдвигу сил на разных горизонтах рыхлого покрова [2].

Снижение скорости движения верхнего горизонта обычно связывают со скрепляющим действием корневой системы растений, что особенно четко проявляется под пологом леса. Кроме того, в дернине понижено содержание минеральных частиц, что ослабляет роль гидротермического фактора [20]. Даже при частичном уничтожении растительного покрова и уменьшении структурного сцепления поверхностных горизонтов интенсивность их смещения возрастает [2,5,10]. Так, на остепненных элементах склонов с пастбищным режимом максимум движения отмечается в гумусовых горизонтах [5].

Неравномерность движения отдельных горизонтов с образованием выпуклых и сложных эпюр может быть вызвана неоднородным механическим составом отложений. Повышенные скорости смещения характерны для тонкодисперсных горизонтов [5].

Б.П. Агафонов [2] отмечает, что причины и закономерности формирования выпуклых эпюр, в том числе и сложных, с несколькими пиками скорости, становятся понятными при послойном анализе соотношений сдвигающих и препятствующих сдвигу сил. Обломки в рыхлой толще склонового чехла кроме собственной тяжести испытывают дополнительное сдвигающее усилие от давления

вышележащих масс, которое с глубиной возрастает и способствует увеличению скорости перемещения нижележащих слоев грунта, особенно если они обильнее увлажнены и более тонкозернисты. В маломощных покровах сдвигающая сила обычно реализуется один раз, а в более мощных, с резко различными по механическому составу слоями - дважды и трижды. В рыхлом покрове создается несколько потенциальных плоскостей скольжения. Соответственно, выпуклые и сложные эпюры смещения иногда отмечаются не только на участках с плотным растительным покровом, но и под лесом с разреженным дерновым покровом, на безлесных участках и в гольцах. Заглубление поверхности максимального смещения происходит и после подрезки склона.

Учитывая все обстоятельства, определяющие характер массового смещения материала и формирование различных эпюр скоростей, можно считать справедливым разделение А.Яном крипа на сезонный, зависящий в основном от климата, и реологический, являющийся функцией геологического строения [32].

Второй тип эпюры характерен для участков со слаборазвитым или нарушенным почвенно-растительным покровом на сравнительно однородном субстрате.

С.С. Воскресенский, основываясь на фактических данных о величине движений и анализе физико-географических условий, определяющих гидротермический режим грунтов, выделил несколько зон, отличающихся годовой амплитудой этих движений. К зонам, выделенным С. С. Воскресенским, казанскими геоморфологами была добавлена ещё одна, четвертая зона. В итоге по особенностям развития крипа выделены следующие зоны [14]:

1. Зона сплошной мощной низкотемпературной вечной мерзлоты.
2. Зона таликовой и островной вечной мерзлоты с наибольшими мощностями (до 5-8 м) деятельного слоя.
3. Зона сезонной мерзлоты.
4. Зона постоянно талого грунта, испытывающего резкие температурные колебания.
5. Зона постоянно талого грунта, испытывающего переменное увлажнение.
6. Зона постоянного увлажнения грунтов (с постоянно положительной температурой).

Границы этих зон, хотя и обусловлены климатической обстановкой, лишь частично совпадают с ландшафтными зонами. Например, хорошо известно, что южная граница вечной мерзлоты пересекает границы нескольких природных зон. С другой стороны это несоответствие подчеркивает другой аспект климато-ландшафтных условий, их секторность, отражает степень континентальности климата.

В первой зоне преимущественным развитием пользуется криогенный крип. Непосредственные измерения скорости смещения материала малочисленны, и судя по величине гидротермических движений, она невелика. Годовая амплитуда их в этой зоне ограничивается малой мощностью деятельного слоя, поскольку суммарный эффект вертикальных колебаний грунта тем больше, чем больше мощность слоя, участвующего в этом процесс. С. Харрис [31] отметил существование прямой зависимости морозного пучения от влажности грунта и вычислил максимальную величину потенциального смещения для каждой точки наблюдений. Для исследованной территории на севере Норвегии эта величина составила от 0,48 до 2,57 см в год (при крутизне склонов от 5 до 17°). Однако фактически наблюдаемая скорость смещения грунта на поверхности составила в среднем от 3,5 до 6 см в год, т. е. превосходит потенциальную величину крипа.

Наблюдения, проведенные на севере Канады, в устье р. Маккензи Дж. Маккеем [39], дали схожие результаты. Скорости меняются от 0,5 до 1,0 см/год, на заболоченных поверхностях скорость движения достигает 2,0 см/год, но здесь важная роль принадлежит потокам воды, возникающим при таянии снега и выпадении дождей. На полигональных образованиях максимальные скорости составляют 0,4 см/год при направлении движения от центра полигона к эрозионным ложбинам. Указывается, что на развитие процессов смещения материала оказывает влияние наличие и активный рост клиньев льда, а также разнонаправленное промерзание пород, которое выражается в увеличении льдистости отложений зимой и росте линз льда у подошвы деятельного слоя за счет поступления талых вод летом. Кроме того, Дж. Маккей отмечает, что для склонов характерны эпюры скоростей первого типа, выгнутые по направлению к подножию, а на заболоченных поверхностях - второго. Материал в деятельном слое смещается периодически, наибо-

лее интенсивно в конце лета. Определяющее влияние на скорость движения оказывает не угол наклона, а влажность грунта. Периодическое смещение приводит со временем к захоронению торфосодержащих глин и образованию погребенного горизонта органики.

Повышенная влажность отложений, способствующая усилению движений, компенсируется в первой зоне малой мощностью деятельного слоя, вследствие чего скорость смещения относительно мала. Увеличение же увлажнённости грунта здесь приводит к частичному или полному замещению крипа солифлюкцией, поэтому фактические темпы смещения материала выше расчётных [31,39]. Реальные скорости крипа, видимо, намного меньше расчётных величин, и по своей интенсивности крип уступает солифлюкции [14,31].

В зоне таликовой и островной вечной мерзлоты высокая влажность отложений в сочетании с большой мощностью деятельного слоя создают достаточно благоприятные условия для проявления криогеннообусловленных гидротермических движений, и их амплитуда составляет 150-300 мм/год и более. Отсюда потенциальная скорость смещения материала крипом может достигать 25-80 мм/год для склонов крутизной 10-15°. По натурным измерениям скорость крипа для тех же углов обычно не превышает 30 мм/год [14].

Изучение крипа в Западном Саяне [13] показало, что этот процесс в основном приурочен к верхним, наиболее крутым (10-15°) участкам склонов северной экспозиции. На противоположных склонах он наблюдается только при крутизне 25-35°. Перемещение рыхлых отложений на склонах южной экспозиции достигает 1 мм/год. На крутых и засушливых склонах развивается преимущественно термогенный крип. В верхней части залесённых склонов северных румбов гидрогенный крип достигает 5-7 мм/год. Здесь при таянии снега весной и при летних дождях развивается дефлюкция, достигающая скорости 10-15 мм/год. При более значительном увлажнении тонкодисперсных пород она переходит равномерно по всему склону в медленную солифлюкцию.

Интенсивнее крип в тайге юга Восточной Сибири, где наиболее распространенным видом склоновой денудации является криогенное сползание грунтов. Определяющий фактор развития этого процесса - гидротермические движения, обусловленные про-

мерзанием и протаиванием рыхлых отложений на склонах. В лесу смещение грунта возрастает вниз по склону вместе с увеличением массы и влажности грунтов. Для верхних частей и выпуклых перегибов склонов характерен крип со скоростью движения рыхлого материала 0,7-3,0 мм/год, при этом наибольшие скорости смещения отмечены под гумусовым горизонтом почв.

Максимальные скорости движения наблюдаются в нижних частях склонов северной экспозиции крутизной 5-7° в толще грунта глубиной 20-25 см и составляют 38-42 мм/год. В слое наибольшего движения влажность грунтов возрастает с 19 до 40%, а гидротермическое вспучивание поверхности составляет 280 мм при наибольшей амплитуде пучения земной поверхности в 350-400 мм. Крип особенно активен на склонах, подверженных пучению, в льдистых грунтах, где их сползание может стать солифлюкционным со скоростью до 1 м/год.

В целом для условий низкогорной тайги северных склонов Западного Саяна были выделены пять периодов в режиме годового развития крипа: криогенный (вторая половина ноября - первая половина марта), гидро-криогенный (до первой половины мая), термогенный (вторая половина мая - июнь), летне-осенний гидрогенный (июль - сентябрь), осенний гидрогенный (октябрь - ноябрь) [13].

Анализ эпюр смещения грунтов в Назаровской впадине (Восточный Саян) [5] показал, что скорость движения отложений изменяется на разных склонах и элементах одного и того же склона от 0,7 до 38 мм/год. Отмечается утяжеление механического состава отложений сверху вниз по склону, в том же направлении увеличивается влажность отложений и скорость их движения.

Наблюдения, проведённые в южном Прибайкалье, выявили небольшие амплитуды гидротермических движений грунта. Зимой пучение интенсивно проявлялось до глубины 0,3 м. Величина пучения на поверхности склонов достигала 23 мм, а ниже глубины 0,3 м не превышала 2 мм. Соответственно наиболее высокие скорости криогенного крипа регистрировались в верхних частях разрезов до глубины 30 см, которые менялись от 0,4 до 5,6 мм/год. Здесь также отмечается прямая зависимость между скоростью крипа и величиной пучения склоновых отложений. Наиболее интенсивно криогенный крип зафиксирован в местах, где на дневную поверхность вы-

ступают глыбы [17]. По данным Б.П. Агафонова [2] для территории Прибайкалья на склонах крутизной от 33 до 50° скорость смещения составляет от 1,52 до 5,22 мм/год.

В целом в зоне таликовой и островной мерзлоты хорошо прослеживается обратная зависимость скорости смещения грунта от уклонов, еще раз подтверждая вывод о том, что интенсивность крипа в большей мере определяется увлажненностью отложений, чем крутизной склона. Большое значение имеет также состояние и тип растительного покрова. Оголение поверхности вызывает более высокие темпы ее промерзания и как следствие уменьшение амплитуды движения [14].

Зона сезонной мерзлоты характеризуется наилучшей изученностью крипа. Именно здесь впервые начаты стационарные исследования этого процесса. Данные некоторых определений его интенсивности в Среднем Поволжье показывают, что средняя скорость смещения материала на склонах крутизной 10-30° составляет 1-2 мм/год [9]. Такие же значения скорости были получены А. Янгом в Англии [50], П. Е. Дорошевым в верховьях Дона [11] и другими. Вычисление же скорости, исходя из амплитуды вертикальных гидротермических движений 50-75 мм, которая характерна для этой зоны, дает значения 10-25 мм/год, т. е. в 30 раз больше [14]. А. Янгом в результате стационарных наблюдений было установлено, что направление сползания не строго параллельно поверхности склона, как это иногда считается, а происходит под углом в 14° от вертикали (для склона крутизной 25°) [50].

Скорость крипа определяется, прежде всего, увлажненностью грунта, поэтому большое значение имеет фактор экспозиции склона (на северных склонах наблюдаемая интенсивность крипа, как правило, намного выше, чем на южных) [9,11,47] и положение пункта наблюдений на профиле склона [18,28]. На пологих склонах, где увлажненность отложений повышена, скорости крипа больше, чем на крутых.

На стационарах южнее Ульяновска, а также между Ульяновском и Казанью установлена пространственная дифференциация скорости крипа. Максимальная интенсивность крипа (20-60 см³/см·год) наблюдается на бровках склона, минимальная (3-20 см³/см·год) - у подножия склона и выше бровки [18]. На глубинах 1-1,2 м движение затухает. Максимальные скорости (1,2-3 мм/год)

характерны не для поверхностного слоя, на которой тормозящее действие оказывает растительность, а для глубин 25-45 см. На залесенных склонах скорости смещения выше, чем на безлесных [28].

Исследования крипа в районе Льежа показали, что скорость крипа на склонах крутизной от 3 до 35° изменяется от 0 до 4,5 мм/год. На всех изученных участках крип не отмечен глубже 50 см. Наиболее слабо крип проявляется летом и в начале осени. Связь крипа с пучением не является линейной. Значительная часть крипа в условиях умеренного климата определяется изменениями объема грунта под влиянием его увлажнения и высыхания, при этом крутизна склона непосредственно не влияет на объем и скорость смещения [45].

Измерения движений грунта на задернованных склонах нивальной ниши крутизной 8-39° в горах Крконоше в Польше [33] выявили, что наибольшему смещению подвергается верхний слой со скоростью в среднем 0,3-0,6 см в год, в одном случае - 2,1 см в год. Смещения грунта прослеживаются до глубины от 20 до 40 см. Повторные нивелировки позволили установить скорости движения отдельных крупных глыб (110-250 см в поперечнике). Максимальная величина смещения за 10 лет составила 132 см. Наблюдениями установлено, что стабильных склонов в горных условиях нет даже при отсутствии внешних следов движения грунта [33,34].

Для северо-западной части тихоокеанского побережья США [47] отмечена хорошая связь сезонных дождей и величин ежегодных смещений грунта. Смещения грунта обычны осенью или зимой (в период дождей) или весной (в период таяния снегов).

Неоднозначна роль глубины промерзания почв. Как правило, предполагается, что мощность сползающего слоя прямо зависит от глубины промерзания, поскольку с увеличением глубины промерзания растёт амплитуда вертикальных движений грунта [28]. П.Е. Дорошев [11], в частности, отмечает, что уничтожение растительности приводит к большей глубине промерзания, а отсюда к увеличению зимнего поднятия поверхности и усилению интенсивности крипа. Такое объяснение было дано им тому факту, что скорости крипа, измеренные под пологом леса, оказались примерно в 1,5 раза меньше, чем на травянистых склонах.

Наблюдения в **Удмуртии** выявили обратную зависимость между этими величинами. Периоду с минимальными средними ве-

личинами глубины промерзания соответствует период максимальной интенсивности крипа [7], то есть амплитуда вертикальных гидротермических движений не всегда имеет решающее значения, а меньшие скорости крипа в лесу могут быть вызваны тормозящим воздействием растительности.

Обобщая результаты наблюдений процессов крипа, солифлюкции, плоскостного смыва, растворения, оползания А. Янг делает вывод, что в условиях умеренного гумидного климата процессами крипа перемещается больший объем материала, чем процессами плоскостного смыва [51].

Через амплитуду вертикальных гидротермических движений можно в какой-то степени выявить направленность влияния на крип степени континентальности климата. С усилением континентальности климата интенсивность крипа должна возрастать.

Зона постоянно талого грунта со значительными температурными колебаниями пространственно совпадает с аридными районами субтропиков и тропиков. Проявление крипа здесь связано главным образом с изменениями объема отложений при колебаниях температуры. Весьма вероятно также участие периодических изменений объема почвенных коллоидов при увлажнении и высыхании (для верхних горизонтов слоя сползания) и расширения объема заполнителя при кристаллизации новых порций гипса, вымываемого из верхних горизонтов (для нижней части слоя сползания) [15].

Данных об интенсивности крипа в этой зоне нет, но она вряд ли является значительной, если учесть, что колебания температуры в несколько градусов вызывают изменения объема наиболее распространенных пород на десятые и сотые доли процента. Амплитуда вертикальных гидротермических движений видимо не превышает 50 мм/год, что позволяет оценить потенциальную скорость крипа в 5-15 мм/год, а реальную - в доли миллиметров [14].

Зона постоянно талого грунта, испытывающего переменное увлажнение, соответствует саваннам, субтропическим и тропическим лесам. Грунт на этих территориях испытывает переменное увлажнение, а частично и температурные колебания, поэтому крип имеет более благоприятные условия для своего развития, чем в предыдущей зоне. Для условий переменного-влажных районов по данным стационарных наблюдений получены объемы перемещаемого крипом материала такие же, как и в умеренном климате.

Например, в Каталонии [43] на склонах крутизной 27-29°, сложенных гранитами, скорость крипа в верхних 3см почвы составила 4 мм/год. При этом отмечается, что полученные скорости склоновых процессов соответствуют данным других исследователей по семиаридным и умеренным областям, однако могут отличаться от данных по другим районам Средиземноморья, где зарегистрированы большие скорости крипа, вызванные локальными различиями в условиях развития склоновых процессов.

На Северной территории Австралии в условиях тропического климата с коротким дождливым и продолжительным сухим сезоном установлены средние величины смещения почвенного материала вниз по склону от 4,39 до 7,33 см³/см в год, что примерно соответствует интенсивности крипа в Среднем Поволжье. Этим величинам соответствуют скорости снижения поверхности 11-18 мм за 1000 лет. Полученные данные позволили также сделать вывод, что на севере Австралии склоновый смыв в среднем в пять раз эффективнее крипа, а скорости почвенного крипа в условиях тропического и умеренного климатов мало различаются между собой [49].

Стационарные наблюдения в дождевых лесах о. Пуэрто-Рико зафиксировали скорости движения грунта для всего движущегося слоя от 0,85 до 4,18 см/год. Величина объемного смещения материала в расчете на 1 см глубины профиля составила по стационарам 7,5-9,1 см³ в год. Установлено существование двух зон максимальных скоростей - у поверхности и в глубине профиля [37,38].

Невысокие скорости крипа отмечены в условиях субтропических лесов в бассейне р. Потомак. Наблюдениями установлено, что смещение затрагивает лишь верхние 3-6 см. Средняя величина смещения составляет 0.5 мм в год и в ряде случаев находится в пределах погрешности измерений [36].

В зоне экваториальных лесов крип в чистом виде вряд ли вообще развит. С одной стороны, это связано с очень слабым изменением гидротермических условий во времени, с другой, - с подавлением крипа интенсивно проявляющейся тропической солифлюкцией [14].

Несмотря на широкий и повсеместный в целом характер развития, рельефообразующий эффект крипа сравнительно невелик. Так, реликтовые плейстоценовые склоны, находящиеся в настоящее время в умеренном поясе, не изменили сколько-нибудь

значительно своих морфологических и морфометрических характеристик, хотя крип уже в течение многих тысяч лет является на них господствующим процессом. Тыловые швы позднеплейстоценовых морских и аллювиальных надпойменных террас имеют четкую морфологическую выраженность, испытав лишь слабое запыливание. Не выделяется даже генетический тип отложений, соответствующий крипу. Все это позволяет отнести крип к процессам, слабо влияющим на развитие склонов [4,10,14].

В изучении крипа в нашей стране и за рубежом можно выделить два периода. Первый период охватывает конец 19-го - первую половины 20 века. В конце XIX и начале XX в. ученые лишь описывали сам факт перемещения материала на склонах, а их объяснение причин и механизма сползания частиц грунта ограничивалось обычно действием плоскостного срыва. Лишь Дж. Жильбер в 1909 г. дал определение механизма крипа, которого в целом придерживаются исследователи в настоящее время - в основе сползания лежит расширение и сжатие частиц под влиянием чередования промерзания - протаивания, изменений влажности и температуры в поверхностном слое грунта, а также воздействие корней растительности и землеройных животных [27]. Позднее некоторая роль массовым движениям грунта отводилась в ряде общетеоретических работ.

Второй период характеризуется широким развитием стационарного и полевого экспериментального изучения крипа. Первые результаты наблюдения за крипом были получены в начале 60-х годов 20 в. А. Янгом в Англии. Они послужили толчком для организации подобных исследований в других регионах.

В 1964 г. были получены первые надёжные данные о крипе в нашей стране (для Среднего Поволжья) [9]. В последующие годы полевые эксперименты были проведены в бассейне верхнего Дона [11], в различных районах Поволжья [10,18], в Пермском Прикамье [20], в Удмуртии [7,23]. Достаточно многочисленны примеры стационарного изучения крипа и за пределами Европейской части России.

Методические и технические приёмы, используемые при стационарном изучении крипа, сравнительно просты и не унифицированы. По мнению А.П. Дедкова и В.И. Мозжерина [10], в зависимости от характера подвижных реперов, используемых для опре-

деления величины смещения грунта, эти приёмы можно подразделить на две основные группы.

К первой группе относятся методы, связанные с использованием в качестве подвижных реперов металлических пластинок. Этот метод, частично заимствованный у А. Янга, в нашей стране был использован А.П. Дедковым и В.А. Дуглавом [9], П.Е. Дорошевым [11], Н.Ф. Орловым [20], И.И. Рысиным [23] и другими исследователями. Применение этого метода даёт положительные и сопоставимые между собой результаты [10].

В стенку шурфа глубиной 1,5-2,0 м, ориентированную по падению склона, строго по вертикали вставляются металлические пластинки с заострённым краем площадью в несколько (4-6) квадратных сантиметров. Интервалы между пластинками чаще всего составляют 10-25 см. В дне шурфа по той же самой вертикали забивается металлический стержень длиной не менее 0,5 м, использующийся в качестве неподвижного репера. На верхнем конце репера наносится риска, соответствующая точному положению линии отвеса, по которой расположены пластинки. В плотных породах вместо пластинок используются металлические шпильки с заострёнными концами. После установки реперов делается инструментальная привязка шурфов к ориентирам, после чего шурф закапывается и закрывается дёрном. Через промежуток времени не менее года шурфы осторожно вскрываются и производится точный замер отклонения положения пластинок от первоначального положения по линии отвеса.

Своеобразная модификация этого метода была использована Г.К. Габриеляном [8]. После установки неподвижного репера, на боковой стенке шурфа с помощью отвеса строго вертикально укреплялся резиновый шланг или кусок гибкого кабеля, затем шурф засыпался. После вскрытия шурфа с помощью отвеса также определяются величины смещения. Автор отмечает, что такой способ наблюдений даёт картину смещения масс по вертикали, но, к сожалению, точность измерений небольшая.

В ранних исследованиях делалось допущение, что перемещение частиц грунта происходит параллельно склону, и по измеренному в шурфе значению отклонения пластинки от вертикали (b) и углу наклона склона (α) определялась полная величина смещения:

$$a = b/\cos \alpha.$$

Однако более поздние наблюдения [50] показали, что смещение частиц грунта происходит не параллельно поверхности склона, а под некоторым углом к ней. В связи с этим требуется точная фиксация вертикального смещения пластинок относительно верхнего конца неподвижного репера. Для решения этой проблемы Б.П. Агафоновым и В.Б. Выркиным металлические марки размещались не по отвесу, а перпендикулярно к поверхности склона. В дно шурфа забивались два репера. Величина смещения определялась по разнице в пространственном расположении вершин треугольников, образованных неподвижными реперами и маркой в начале и конце наблюдений [10].

А.А. Ажигиров и В.Н. Голосов [3] также отмечают, что при оценке скоростей крипа необходимо выделять параллельные склоновой поверхности и вертикальные составляющие смещения. Последние для длительных интервалов времени они объясняют уменьшением объема почвенной толщи за счет растворения материала и по существу отражают темпы химической денудации.

Простота и доступность рассматриваемого метода и его модификаций совсем не исключают и присущие ему недостатки, чётко сформулированные Б.П. Агафоновым [1]. Он отмечает неточность метода и нарушение естественного хода процессов при его применении. Например, глубоко нарушается природная среда при измерении крипа по реперам в стенках шурфов. Как бы тщательно ни уплотнялся грунт при засыпании шурфа, прежней естественной компоновки материала, а, следовательно, плотности его не достигается, о чем свидетельствуют заметные просадки насыпной толщи по прошествии времени. Грунт в стенках шурфа разуплотняется и проседает в сторону ослабленного пространства. Репера в этом случае неизбежно проседают вместе с грунтом, что дает эффект их смещения вниз по склону. Проседанию способствует и то, что стенки шурфа, несмотря на засыпанный в него рыхлый материал, подвергаются более интенсивному промерзанию-оттаиванию, намоканию-иссушению. Ошибка измерений в таких случаях, особенно в несвязных, сыпучих грунтах с обилием грубообломочного материала, достигает значительной величины. Нельзя исключать, что иногда она превосходит истинную скорость медленного смещения рыхлого покрова.

Для получения этим способом более точных данных следует шкалу показателей смещения выводить на поверхность, как это уже делалось некоторыми исследователями, и в первые несколько лет не принимать во внимание полученные показатели смещения до тех пор, пока достаточно не осядет грунт и не придут в равновесие составляющие его частицы [1].

Вторая группа приёмов измерений связана с использованием в качестве подвижных реперов колонок цилиндров из разного материала и разной длины (от 2,5 до 10 см), размещённых в заранее пробуренные скважины такого же диаметра. После вскрытия скважин по величине деформаций колонок определяется скорость смещения рыхлого материала.

Чаще всего цилиндры изготавливаются из древесины [33,35 и др.]. П.Е. Дорошев [11] использовал стеклянные трубки диаметром 5 мм, длиной 3 см, нанизанные на тонкую металлическую нить.

А. Янгом [50] в скважинах вместо цилиндров закладывались специальные акриловые стержни, Г.К. Gabrielyan [8] пробуренные вертикальные скважины заполнял белым песком.

Иногда в скважинах размещается достаточно сложное оборудование. Например, полевые измерения толщины движущегося слоя и распределения в нем скоростей во Французских Альпах производились с помощью забуренных до глубины 8 м гибких трубок и электронного инклинометра [26].

Б. Финлейзор [29] предложил полевую оптико-механическую систему регистрации слабых перемещений почвы одновременно в нескольких уровнях поверхностного слоя. Для этого внутри гибких пластиковых трубок длиной около 1 м были вертикально закреплены лампы подсветки и ряд проволочных перекрестий. Чувствительность метода составила 0,06 мм, что позволяет фиксировать смещение, произошедшее за один месяц.

О.И. Баженовой изучение проводилось с помощью измерителей смещения грунтов механического типа. Измерители позволяют определять сдвиг отложений одновременно в нескольких горизонтах, где расположены приемные площадки. Смещение каждой площадки под давлением движущегося грунта фиксируется в надземной части прибора показанием стрелки барабана, соединенного с площадкой. Точность измерений составила $\pm 0,09$ мм [5].

Усложнённый вариант полицилиндрической системы использовался при изучении крипа в бассейне Вислы [42]. Измерения производились с помощью металлической рамы, закрепляемой в грунте, в отверстия которой проходили стержни, заканчивавшиеся горизонтальными пластинками. Пластинки забивались в стенку шурфа (без нарушения залегания слоев) на глубине 5, 10, 15, 20 и 50 см. Замеры производились по верхним концам стержней 3 раза в сутки.

Способ полицилиндрических систем или подобные ему методы измерения крипа, заключающиеся в заполнении пробуренных вертикальных отверстий различным материалом, как и методы первой группы, также дают довольно значительную ошибку при снятии результатов. Бурение скважин нарушает первичную структуру почвы; изменяются характер прохождения воды сквозь рыхлую толщу и температурные условия под воздействием полых трубок или инородного материала. Этот способ мало перспективен на крутых горных склонах из-за повсеместного распространения в отложениях крупного щебня и глыб. В таких грунтах трудно пробурить ровное отверстие с гладкими стенками без существенных нарушений рыхлого покрова. На однородных мелкоземистых связных грунтах полицилиндрический способ более приемлем, но вскрывать колонки при этом желательно по прошествии как можно более длительных промежутков времени, чтобы как можно сильнее компенсировать ошибку измерений, возникающую из-за нарушения рыхлого покрова [1].

Помимо методов первой и второй групп сведения о скорости смещения грунтов могут быть получены и другими способами.

Для получения более объективных показателей скорости крипа Б.П. Агафонов использовал естественные репера – деревья и их пни с распластанными в рыхлом покрове корнями. Они точно привязываются к скальным выходам методом треугольных засечек. Этим способом не нарушается целостность рыхлого покрова, но измеряется смещение только верхнего слоя на глубину распространения корневой системы [1,2].

Индикатором сползания чехла отложений по склону могут служить уплощенные камни, если их толщина соизмерима с мощностью грунта и которые движутся вместе с ним. Участки для измерений выбираются между двумя неподвижными точками. На по-

верхности камней делаются отметки, положение которых точно замеряется. По прошествии необходимого времени производятся контрольные измерения [8,16].

Г.К. Габриеляном [8] был опробован метод траншей. Он сводится к следующему: на склоне выкапывается траншея длиной 2-2,5 м, шириной 50-60 см, глубиной до 1 м. В середине траншеи на противоположных бровках бортов железными штырями на цементном растворе фиксируются неподвижные точки, расстояние между которыми (ширина траншеи) определяется с точностью до доли миллиметра. Через заданное время ширина траншей заново измеряется. Этот способ применялся им также на мелких оврагах. К очевидным недостаткам способа можно отнести неизбежно возникающее разуплотнение грунтов по бортам траншеи, которое заведомо даст завышенные значения скорости.

Нами для определения величины смещения поверхностного слоя грунта в днищах балок применялся метод створов. Между двумя неподвижными реперами, размещенными по бортам балки, растягивался тонкий трос, затем строго по отвесу на поверхности размещались металлические шпильки длиной 5 см.

Упрощённый метод измерения крипа был использован Л. Леопольдом и В. Эмметом [36]. Наблюдения на склонах проводились с помощью металлических стержней длиной 25см, забивавшихся в грунт с поверхности или на дне выемок. Стержни располагались по профилям, положение которых фиксировалось инструментально. По наклону стержней оценивалась скорость крипа, а по длине стержней выше грунта – величина смыва.

Последствия массового смещения грунта может быть выявлено и при археологических раскопках. На рис. 11.4 приведён разрез когда-то выкопанной ямы для отходов и вскрытой при раскопках городища Издынь в Удмуртии.

Для оценки интенсивности проявления крипа обычно используются несколькими показателями:

- линейной скоростью смещения подвижных реперов в направлении падения склона в мм/год. По данным величин смещения строится эпюра скоростей, показывающая характер их изменения с глубиной.

- средней скоростью смещения грунта в шурфе, определяемой путём деления площади эпюры на глубину смещения.

- объёмом грунта, смещаемого в единицу времени по всей глубине смещения, в $\text{см}^3/\text{см} \cdot \text{год}$ [10].



Рис. 11.4. Искривление стенок ямы под воздействием смещения грунта. Городище Издынь. Фото А.Иванова. Пунктиром обозначены контуры ямы.

На всех точках наблюдений требуется давать детальные характеристики рельефа, геологического строения, механического состава почв и грунтов. Желательно параллельно проводить метеорологические, гидрологические, почвенно-геохимические и другие наблюдения [13], замерять характеристики объемной влажности грунта и гидростатического давления в нем [40].

При анализе материалов по смещению рыхлого покрова следует различать, на подрезанных или неподрезанных склонах проводились наблюдения. Очевидно, что после подрезки склона создаются иные условия для сноса вещества. Как только волна разуплотнения докатится до места измерений, скорость смещения и мощностьдвигающегося слоя увеличиваются [2].

Проводившиеся в течение более полувека полевые экспериментальные исследования доказали повсеместное развитие крипа, и не только на склонах. Определены скорости движений, их распределение по глубине в грунте и профилю склона, в зависимости от

климато-ландшафтных условий. Однако до настоящего времени изученность процессов крипа остаётся всё же недостаточной.

До настоящего времени нет однозначности в терминологии процессов массового смещения грунта. Часто отсутствуют конкретные данные по микроклимату тех районов, для которых приводятся измеренные скорости крипа. В большинстве работ недостаточны сведения о грунтах, их строении и сложении, физико-механических и химических свойствах. Некоторые исследователи используют методы, которые не увязываются с особенностями природной среды, не выдерживают минимально необходимый срок измерений. Анализ проведенных измерений скорости крипа, полученных разными авторами, показывает, что результаты измерений могут сильно различаться в зависимости от применяемой методики, а также от того, что тот или иной автор принимает за крип. Различные аспекты крипа могут быть выявлены при дальнейших всесторонних исследованиях на местности и в лабораториях, разработке новых, более совершенных технических средств, а также математических моделей [27].

Список литературы

1. Агафонов Б.П. Методические проблемы изучения экзогенных геоморфологических процессов. // Геоморфология, №1, 1986, с.24-32.
2. Агафонов Б.П. О природе медленного смещения рыхлого покрова. // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1986, № 4, с.55-64.
3. Ажигиров А.А., Голосов В.Н. Оценка медленных смещений почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях. // Геоморфология. 1990. № 1, с.33— 40.
4. Бабанов Ю.В. Изменение склонов современными процессами крипа и плоскостного стока // Экзогенные процессы и окружающая среда. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1988, с.13-14.
5. Баженова О.И. Закономерности движения рыхлого материала на лесостепных склонах в Назаровской впадине. // География и прир. ресурсы. №2, 1982, с.98-103.
6. Беркгаут В.В., Белоусова Н.И. Движение масс по склонам и почвы. // Геоморфология, 1985, № 1, с.57-65.
7. Выгодчиков О.Н., Рысин И.И. Факторы развития крипа на территории Удмуртии // Вестник Удмуртского ун-та, сер. Науки о Земле, 2006, №11, с.71-82.

8. Габриелян Г.К. Некоторые результаты экспериментального исследования дефлюкции. //Геоморфология, 1988, №1, с.48-51.

9. Дедков А.П., Дуглав В.А. Медленное движение почвенно-грунтовых масс на задернованных склонах.//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. №4, с.90-93.

10. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Медленные гидротермические движения почвенно-грунтовых масс на склонах (крип). // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1981, с.77-89.

11. Дорошев П.Е. Оценка скорости движения почвенно-грунтовых масс задернованных склонов. //Вестн. Моск. ун-та. География, 1972, № 6, с.89-95.

12. Жемеричко М.И. Влияние температурных колебаний на склоновые перемещения одиночных обломков. // Геоморфология, 1980, №4, с.91-94.

13. Ивановский Л.Н., Титова З.А. Итоги изучения современных экзогенных процессов рельефообразования на стационарах Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР.//География и прир. ресурсы, №4, 1982, с.26-33.

14. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.

15. Клишевич В.Л., Пшенин Г.Н. О массовых движениях склоновых отложений в адырах южной Ферганы. //Изв. АН СССР, сер. геогр. №2, 1966, с.56-61.

16. Клюкин А.А. Эволюция крутых склонов Крымских гор. // Геоморфология, 1998, №3, с.59-66.

17. Макаров С.А. Крип южного Прибайкалья и вызывающие его факторы // Экзогенные процессы и окружающая среда. Казань. Изд-во Казанского ун-та, 1988, с.92.

18. Мозжерин В.И. Новые результаты стационарного изучения крипа в Среднем Поволжье. //Экзоген. процессы и эволюция рельефа. К 25 Междунар. геогр. конгр., Франция, 1984, Казань, 1984, с.124—138.

19. Мозжерин В.И., Курбанова С.Г., Куржанова А.А. О скорости пойменной дефлюкции в Среднем Поволжье. // 17 пленарное межвуз. коорд. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Краснодар, 2002, с.145-146.

20. Орлов Н.Ф. К вопросу о медленном движении почвенно-грунтовых масс на задернованных склонах Пермского Прикамья. //Физ.-геогр. осн. развития и размещения произв. сил Нечерноземного Урала. Пермь, 1977, с.97-114.

21. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988, 207с.

22. Поздняков А.В., Ройхваргер З.Б. Математическая модель развития склона при вязкопластическом смещении обломочного материала. // Геоморфология, 1980, №4, с.54-60.
23. Рысин И.И. Первые результаты изучения гидротермического крипа на территории Удмуртии // Вестник Удмуртского ун-та, сер. Науки о Земле, 2003, с.81-100.
24. Стурман В.И., Егоров И.Е., Артемьев А.А. Комплексный гео-экологический подход к решению проблемы аварийности промысловых нефтепроводов. // Энергетика и нефтяная промышленность, №1, 2002, с.67-74.
25. Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов. М.: Наука, 1978, 242 с.
26. Asch Van Th.W.J. Creep processes in landslides. //Earth surf. Process. And Landforms, 1984, 9, №6, p.573-583.
27. Auzet A.V. La mesure du creep: mise au point bibliographique. // Rech. Geogr. Strasbourg, 1982, №19-216 p.211-218.
28. Dedkov A.P., Moszherin V.I., Tchasovnikova E.A. Field station study of soil creep in the central Volgaland. // Z. Geomorphol., 1978, Suppl. 29, p.p.111-116.
29. Finlaysor B. Field measurement of soil creep. // Earth surf. Process. And landforms., 1981, 6, №1, p.35-48.
30. Harris S.A. Preliminary observation on downslope movment of soil during the fall in the Chinook belt of Alberta. Res. Meth. Pleistocene geomorphol., Guelph., 1972, p.p.275-285.
31. Harris C. Processes of soil movement in turfbanked solifluction lobes, Okstindan, northern Norway. // Pol. Geomorphol., London, 1972, p.p.155-174.
32. Jahn A. Slow soil movement as a global phenomenon. // Pol. Geogr. Invest. Differ. Clim.-geomorphol. Zones. Washington, aug. 1992. Geogr. Pol. 1992, №60, p.5-24.
33. Jahn A., Cielinska M. Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy. // Acta univ. wratisl., 1974, №236, p.p.5-24.
34. Laatsch W., Grottenthaler W. Typen der massenverlagerung in der Alpen und ihre klassifikation. //Forstwiss. Cbl. , 1972, 91, №6, p.p.309-339.
35. Lehre A.K. Rates of soil creep on colluvium-mantled. // IAHS Publ., 1987, №165, p.91-100.
36. Leopold L.B., Emmett W.W. Some rates of geomorphological processes. //Geogr. Pol., 1972, №23, p.27-35.
37. Lewis L.A. Slow movement of earth under tropical rain forest conditions. // Geology, 1974, 2, №1, p.p.9-10.
38. Lewis L.A. Soil movements in the tropics – general model. // Z. Geomorphol., 1976, Suppl. 25, p.p.132-144.

39. Mackay J.R. Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry island, Northwest territories, Canada. // *Can. J. Earth Sci.*, 1981, 18, №11, p.1666-1680.

40. Mercier J.L., Geissert E. Contraintes et déplacement de matière sur versant, mesure d'un mécanisme: le creep, premiers résultats. // *Rech. Geogr. Strasbourg*, 1982, №19-21, p.231-240.

41. Moeyersons J. A possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, southern Rwanda. // *Earth surface process. and landforms*. 1989, 14, №6-7, p.597-614. Dedkov A.P., Moszherin V.I., Tchasovnikova E.A. Field station study of soil creep in the central Volgaland. // *Z. Geomorphol.*, 1978, Suppl. 29, p.p.111-116.

42. Olecki Z., Widacki W. Związki mrozowych ruchów gruntu z warunkami termicznymi w Gaiku-Brzezowej (Pogorze Wielickie). *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcan.*, 1970, 4, p.p.107-120.

43. Sala M., Salvador F.F. Mediciones de reptación y lavado superficial en la Cuenca de la riera de Fuirosos (Montenegro, Macizo litoral catalán). // *Rev. Geogr.*, 1980, 14, №1-2, p.17-25.

44. Shroder J.F.Jr. Mass movement on Nyika Plateau, Malawi. // *Z. Geomorphol.*, 1976, 20, №1, p.p.56-77.

45. Schepers J.L. Les facteurs du creep sous forêt en climat tempéré. // *Z. Geomorphol.*, 1984, Suppl. 49, p.133-149.

46. Stoker E. Ergebnisse elfjähriger Messungen der Bodenbewegung in der alpinen Stufe der Kreuzeckgruppe (Karnten). // *Wien geogr. Schr.*, 1984, №59-60, p.27-35.

47. Swanson D.N. Creep and earthflow erosion from undisturbed and management impacted slopes in the Coast and Cascade ranges of the Pacific Northwest, USA. // *IASH – AISH Publ.*, 1981, №132, p.76-94.

48. Tabor R.W. Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971. 82. №7, p.p.1811-1822.

49. Williams M.A.J. The efficacy of creep and slope wash in tropical and temperate Australia. // *Austral. Geogr. Stud.*, 1973, 11, №1, p.p.62-78.

50. Young A. A twelve-year record of soil movement on a slope. // *Z. Geomorphol.*, 1978, Suppl. 29, p.p.104-110.

51. Young A. The rate of slope retreat. // *Inst. Brit. Geogr. Spec. publ.*, 1974, №7, p.p.65-78.

ГЛАВА 12. НИВАЦИЯ

Нивацией называется рельефообразующий процесс, протекающий под действием снега главным образом в полярных, субполярных и высокогорных районах. Необходимым условием нивации является колебание температуры воздуха около точки замерзания воды и поступление воды от тающих снежников. При этих условиях происходит морозное выветривание, горные породы разрушаются и выносятся водой или солифлюкцией, а под снежниками образуются новые формы рельефа – цирки и кары, имеющие форму амфитеатров с крутыми склонами и широкими пологими днищами.

Подобные определения термина «ниваация», встречающиеся практически во всех справочниках, учебниках и монографиях по геоморфологии, указывают на два условия, необходимые для развития нивальных процессов - наличие самого снежника и регулярные смены положительных и отрицательных температур приземного слоя воздуха возле него.

Снежники – это любые скопления снега, сохраняющиеся в течение части или всего теплого времени года, после того как нормальный снежный покров всюду исчезнет [14]. Как правило, снежники возникают не на ровных поверхностях, а в различных впадинах, эрозионных формах рельефа, плохо прогреваемых крутых склонах северных румбов и т.п. Хозяйственная деятельность человека, выражающаяся в вырубке лесов, также усиливает неравномерное распределение снежного покрова, способствует накоплению больших масс снега на склонах и в понижениях рельефа, что повышает интенсивность нивальных процессов [2].

Все снежники по генезису подразделяются на навейные и лавинные. Снегонакопление при метелевом переносе, а тем более при лавинном, во много раз превышает аккумуляцию, наблюдаемую в результате снегопадов при безветренной погоде [7]. В зимних условиях в расчлененном рельефе возникает снеговая асимметрия, которая содействует выработке асимметричного рельефа.

Морфология снежников зависит от их геоморфологической приуроченности. Например, за счёт метелевого переноса снег обычно скапливается вдоль подошвы террас, где к началу лета уступы между ними подчеркиваются длинными снежными лентами [14]. В склоновых нишах, суффозионных западинах образуются

компактные округлые по форме снежники. Нижний по склону край снежника обычно уплощенный, тонкий слой снега плотно прилегает к грунту. На верхнем крае между телом снежника и склоном, как правило, находится узкая трещина глубиной от нескольких дециметров до 2 м [24].

Размеры снежников определяются климатоландшафтными (количество твёрдых осадков, ветровой режим) и геоморфологическими условиями территории и могут быть различными - от небольших пятен снега в понижениях до крупных полей до 1 км в поперечнике. Продолжительность существования снежника зависит от его размеров, а также величины и условий инсоляции в тёплое время года.

Разрушительная деятельность снежников проявляется в непосредственном их воздействии на процессы морозного выветривания горных пород, результаты которых пропорциональны количеству циклов промерзания-оттаивания (режеляции) и степени увлажнения породы. На последнее обстоятельство обращает внимание К.Халл [19], отметивший по результатам двухлетних измерений последствий режеляций в нивальной нише, что наиболее подверженные замерзанию-оттаиванию горные породы верхних частей боковых стенок оказались менее выветрелыми, чем защищённые снегом породы подножья. По-видимому, замерзание-оттаивание для разрушения пород менее эффективно, чем влага, выделяющаяся при таянии снежника.

Физическое выветривание в области развития мерзлых пород является комплексным процессом, включающим ряд механизмов разрушения горных пород, интенсивность которых резко возрастает в результате фазовых переходов вода - лед, что обеспечивает большую скорость протекания и результативность выветривания. При частых колебаниях температуры около 0°C процесс разрушения идет чрезвычайно энергично, и морозное выветривание постепенно измельчает материал часто до тонких фракций, образуется криозёлювий [4].

Существенную роль играет общая продолжительность сохранения фазовых переходов, более продолжительная в нивальном и субнивальном климате и в горах. Непродолжительность сроков сохранения условий фазовых переходов «вода - лед» в условиях

умеренного климата, особенно на равнинах, ограничивает масштабы проявления нивации [9].

Наибольшее количество фазовых превращений воды отмечено у края снежно-ледяных образований, а также вблизи верхней поверхности мерзлоты, располагающейся у кромки снежников на глубине от 0 до 2-5 см. Оттаявший днем этот маломощный слой грунта часто промерзает. На расстоянии 2 м от края снежника глубина протаивания возрастает до 20-40 см [1,24].

Зона влияния снежников на прилегающие к ним грунты называется зоной забоя (зоной активного выветривания пород). Её размеры можно определить путем сопоставления пространственных градиентов температуры поверхности приснежниковых и обыкновенных (без влияния снежников) грунтов.

Измерения, проведённые на территории Прибайкалья и северного Забайкалья, показали, что значения пространственных градиентов температур грунтов, подверженных влиянию снежников или наледей, наиболее велики у самой кромки последних (несколько град/см). На расстоянии 10 см они составляют уже десятые доли градуса на сантиметр, на расстоянии 10-100 см - сотые, а 100-1000 см - тысячные. У кромок снежно-ледяных образований температурные градиенты на 1-2 порядка выше, чем в грунтах, удаленных от скоплений снега и льда [1].

Ширина зоны забоя выделяется также по количеству циклов режеляций у снежников и наледей, обычно она составляет несколько метров, не превышая 10 м, и зависит от размеров снежника.

Определение ширины зоны забоя необходимо для установления интенсивности морозного выветривания, которая у кромок снежников в 3,5 раза выше фоновой. Такое усиление наблюдается в том случае, если грунт все лето находится у самой кромки. В средней части зоны забоя грунт подвергается менее активному морозному дроблению, причем интенсивность его постепенно уменьшается от кромки снежника к внешней границе зоны [1].

Из-за огромной пространственной изменчивости свойств снежного покрова, влияющих на температурный режим грунтов, измерения температуры в определённом месте могут дать результаты, репрезентативные только для этого места [7]. Например, отмечается практически нулевая интенсивность выветривания грунта под снежниками хр. Хамар-Дабан. У внешней кромки снежников об

активном выветривании свидетельствуют данные морфометрического изучения грубообломочного материала, отличительная особенность которого - сочетание округленных и остроугольных обломков. Значительное число округленных обломков указывает на активное тонкое разрушение, производимое в основном температурным выветриванием (особенно за счет больших пространственных градиентов температур у кромок снежников). Градиенты температур у снежников гораздо больше фоновых, частота их колебаний практически равна фоновой, амплитуды температур за короткое время близки друг к другу. Поэтому интенсивность температурного выветривания у кромок снежников превосходит фоновую [1]. Для сравнения, изучение степени выветрелости обломков, находящихся под снежниками-перелетками и рядом (на контрольных площадках в Швейцарии, Шотландии и Норвегии) показало, что вне зависимости от типа пород и района все обломки, лежавшие под снегом, продемонстрировали меньшую прочность (в среднем на 5-7%) [17]. Измерения проводились на обломках, превышающих 0,4 м по длинной оси, всего было произведено 8000 замеров. Значимость различий подтверждена статистическим критерием, что подтверждает тезис о существовании ускоренного выветривания под длительно сохраняющимися снежными пятнами. Таким образом, результаты экспериментов [17,19] позволяют утверждать о существовании в ряде случаев не одной, а двух зон забоя - внешней по отношению к кромке снежника и внутриснежниковой.

В пределах снежников, особенно перелетков, термомеханические эффекты затухают по направлению к их центральной части [16,22].

Количество, продолжительность и амплитуда циклов замерзания-оттаивания сильно меняется в зависимости от особенностей микрорельефа и условий освещенности снежников. В ряде случаев замерзание может происходить при более низких, чем 0° , температурах, поэтому по данным измерения температуры воздуха нельзя судить в полной мере о циклах замерзания-оттаивания, играющих важную роль в выветривании [19]. С другой стороны, отмечается выхолаживающее влияние самого снежника на температурный режим зоны забоя, при этом замерзание грунтов у кромок снежника может происходить при ночных температурах до $+5^{\circ}\text{C}$ [1].

Как следует из приведённых данных, результаты отдельных наблюдений могут значительно различаться между собой. Климатическая обусловленность активности физического выветривания пород у снежников и под ними позволяет сделать вывод о неодинаковой роли снежников в морфогенезе разных природных зон. Ценность данных по отдельным пунктам, однако, заключается в том, что они позволяют выявить не только сущность, но и изменчивость характера взаимодействия температуры снежного покрова и почвы вследствие многофакторности самого процесса [7].

В тёплый период в снежнике на контакте снега с ложем или около трещины вытаивают полости. Грунт на склоне ниже снежника бывает переувлажнен и с глубины несколько сантиметров находится в мерзлом состоянии. С удалением от края снежника глубина протаивания возрастает, эти условия благоприятствуют массовым движениям грунта типа солифлюкции, причем наиболее крупные натечно-солифлюкционные образования наблюдаются в перелетках и многолетних снежинках. Ниже небольших пятен тающего снега обычно наблюдается явление микросолифлюкции, формирующего хорошо выраженные на поверхности солифлюкционные терраски высотой несколько сантиметров, параллельные простиранию склона [21,24]. Частично солифлюкция происходит под снегом, особенно в тех местах, где протаивание снежника снизу создает условия для проникновения воздуха к почве по подснежным тоннелям. При преобладании в составе склоновых отложений грубого материала солифлюкция протекает замедленно [22].

Нередко в нижней части снежника происходит выравнивание поверхности подснежными ручейками, а также в результате давления массы снежника на увлажнённый грунт, что способствует перераспределению обломочного материала [13].

У нижнего края снежников иногда образуются валы, так называемые псевдоморены, сложенные обломочным материалом, соскальзывающим по поверхности снежника. В некоторых случаях отмечается медленное сползание вниз по склону всей массы снега, вызывающее нарушения сплошности дернового покрова и штриховку на коренном ложе, а также срыв карнизов в виде лавин [21]. Лавины, вызванные снежниками на крутых и высоких склонах, отмечены, в частности, на правобережье р. Волги у с. Гребени в Татарстане. Весной в форме лотковых снеговых масс они с катастро-

фической скоростью спускаются вниз, принося ущерб местным постройкам [2].

На склонах ниже снежника преобладающим процессом склоновой денудации является поверхностный смыв. При этом эрозионно-транспортирующая деятельность поверхностных вод относительно невелика и проявляется лишь на обнаженных участках. Об отсутствии активной эрозии в условиях гумидного климата свидетельствует преобладание тонкого материала в нижнем конце снежника и отсутствие, как правило, ложбинок стока талых вод [2].

Таким образом, нивальный процесс, ведущий к образованию снеговых «каров» на равнинах с расчлененным рельефом и гумидным климатом, состоит из 3 стадий: 1 - стадия разрушения под воздействием снежника горных пород; 2- стадия транспортировки или удаления продуктов разрушения; 3 - стадия отложения продуктов разрушения в другом месте [2].

В рыхлых толщах снежники создают нивальные ниши и серповидные врезы в склоны террас. Очень часто снежники вызывают в рыхлых толщах оплывание и обрушение косогоров [14]. Наиболее энергично нивальный процесс воздействует на заднюю стенку впадины и разрушает ее, причем крутизна днища постепенно увеличивается. Из-за большой крутизны поверхности струйки талых вод удаляют из-под снежника не только мелкозем, но и более крупные частицы разрушенной породы - мелкий и крупный песок. Вследствие процесса нивальной очистки цирка создаются условия для дальнейшего разрушения горной породы и постепенной выработки площадки, которая характерна для зрелой нивальной формы рельефа. Образующаяся нивальная впадина постепенно врезается в поверхность склона, и он приобретает вогнутый профиль, как в вертикальном, так и в горизонтальном сечении [8]. В выработке отдельных морфологических черт нивальных форм (днищ, тыловых уступов) важную роль играют другие процессы, прежде всего, транспортировки продуктов выветривания.

Снежники способствуют формированию крутых склонов в полярных районах, а в степной зоне они приводят к образованию пологих склонов [8]. Климато-ландшафтные условия создают определенную специфику в нивальном процессе и в его морфологическом результате, которые за геологические промежутки времени получают внушительные результаты [2].

Пространственное положение зоны нивации зависит от стадии развития снежника. Первая стадия - интенсивного роста снежников (трансгрессивная) и вторая - деградации снежников (регрессивная) [13]. В первую, трансгрессивную стадию, наибольшему разрушению подвергаются стенки нивальной впадины. Большой крутизной на этом этапе отличается тыловая стенка нивальной ниши. Она может быть практически отвесной и тогда транспортировка продуктов выветривания может осуществляться в значительной степени гравитационными процессами.

Зимой днища нивальных форм и ограничивающие их коренные уступы полностью перекрываются снегом, который, заполняя изгиб в профиле склона, нивелирует его, создавая единую поверхность для транзита продуктов выветривания с оголенных участков склона. До тех пор, пока снежник полностью перекрывает днище, часть поступающего на него крупнообломочного материала скатывается по поверхности снежника к фронтальной части забойной зоны. Здесь он измельчается и выносится за её пределы. В стадию роста снежник, таким образом, становится зоной транзита обломочного материала. Большая часть мелкозёма остается в снежнике и в регрессивную стадию проецируется на поверхность по мере его таяния.

Во время таяния снежника и сокращения его размеров смещается и зона наиболее интенсивного проявления морозного выветривания, т.е. создаются условия для быстрого разрушения пород поочередно на разных участках вертикального профиля. По мере сокращения размеров снежника крупнообломочный материал отлагается все ближе к подножию коренного уступа, рассредоточиваясь по поверхности выположенной части склона. В местах выработки нивальных форм в плотных породах наличие в их днищах рассеянного грубообломочного материала явление обычное [13].

В регрессивную фазу таяние снега начинается на бровке уступов, окаймляющих снежник. Именно здесь наблюдается наибольшая разрыхленность, пористость и комковатость почвы [9]. Появление мелкозема в днищах нивальных форм связано с его осаждением во время активного таяния снега. К этому же времени относится накопление значительной части продуктов выветривания, снесенных гравитацией, эрозией и солифлюкционными процессами к нижней части нивальных уступов, опирающихся на тыловую

часть снежника. Активность нивации здесь уступает её проявлению во фронтальной и боковой частях снежника. Пока не измелен и не удален материал с тыловой части снежника, его продвижение вглубь склона существенно замедляется. Удаление продуктов разрушения является предпосылкой для дальнейшего роста нивальной формы. Накопление осадков значительной мощности в основании уступов нивальных форм происходит, по-видимому, на заключительных фазах функционирования снежников.

Форма транспортировки продуктов выветривания, формирующихся под снежником, в значительной степени определяется их механическим составом и степенью увлажненности. В зависимости от этих свойств транспортировка продуктов выветривания может замедляться или ускоряться. В качестве ускоряющего фактора выступает повышенное увлажнение грунта, усиливающееся в период активного таяния снежников. Форма транспортировки продуктов выветривания во многом определяется их консистенцией. Наряду с жидкотекучим переносом, отмечается транспортировка материала в форме медленного течения грунта, местами в форме выдавливания [13]. В тех случаях, когда слой снега невелик, весной от него остается лишь ледяная корка, под которой возникает тепличный эффект, вызывающий течение грунта [14].

Таким образом, морфологическая деятельность снега проявляется в различных формах, часто косвенных.

Нивальные процессы развиваются во многих **климатоландшафтных обстановках**. Наиболее ярко деятельность снега проявляется в условиях перигляциального климата с мощным продолжительно залегающим снежным покровом в арктических океанических регионах (например, Шпицберген), в арктическом континентальном климате с современной вечной мерзлотой, где снежный покров менее мощный, но также существует длительное время. На территориях с сильными ветрами помимо нивации наблюдается также коррозия, производимая затвердевшим снегом [18].

В приполярных и горных областях Восточной Сибири и Таймыра нивация является одним из ведущих и едва ли не самым активным агентом современного рельефообразования. Снежники часто располагаются в древнеледниковых карах и цирках и разрушают их. Основная часть снежников относится к сезонным, но немало здесь и многолетних снежников-перелетков. По мере посте-

пенного углубления и расширения, на их месте формируется нивационный кар, отличающийся от типичного ледникового кара отсутствием резкого перепада в устье. Поскольку снежники из года в год возникают обычно в одних и тех же местах, нивационные кары нередко достигают со временем крупных размеров и являются первопричиной образования ледниковых каров. Нивация принимает активное участие в формировании нагорных террас, уступов и других характерных форм морфоскульптуры современного рельефа равнинных и горных тундр Таймыра, северных районов Средней Сибири, Алданского и Анабарского плоскогорий и Енисейского края. Альпинотипные формы скульптуры (зазубренные гребни, пики и пр.), венчающие вершины хребтов, созданы не только и не столько ледниками, сколько снежниками [5].

В Южной Сибири нивальная морфоскульптура развита шире, чем ледниковая и её роль в формировании рельефа значительна. На равнинах нивация имеет большее рельефообразующее значение на западе, в пределах предалтайских равнин, и постепенно уменьшается к востоку, одновременно с уменьшением количества зимних осадков. В пределах равнин, расположенных на $51-53^{\circ}$ с. ш., в сравнительно теплых условиях снежники сохраняются в течение мая, июня, июля, иногда и в августе, а в отдельных случаях сохраняются снежники-перелетки [15].

В высокогорных районах Южной Сибири рельефообразующая роль нивальных процессов особенно была велика во время плейстоценового оледенения. При их участии созданы кары и гольцовые террасы. Эти формы продолжают развиваться и сейчас. Значительная крутизна склонов в карах поддерживается длительно лежащими снежниками.

На средневысотных и низких хребтах юга восточного Забайкалья кары формировались в ледниковый период за счет деятельности как ледников, так и снежников. Современные малые карообразные формы образуются также в результате медленных закрытых движений почвенно-грунтовых масс в сочетании с нивальными и, реже, солифлюкционными процессами. При снеготаянии активно развиваются гольцовые террасы. Процессы гольцового выравнивания особенно долго протекали на вершинах гольцов Цаган-Ула, в результате чего они представляют обширную выровненную поверхность, покрытую сплошным каменным морем [15].

Повсеместно действует нивация в Скандинавии. Предполагается, что большие желоба U-образного поперечного профиля, достигающие 50 м глубины и 100 м ширины, развитые на сложенных амфиболитами склонах, созданы нивацией еще до начала последнего оледенения, поскольку количество рыхлого материала у их устьев слишком мало по сравнению с их собственным объемом. Ледниковый покров не разрушил их, так же как и развитые здесь ледниковые цирки, поскольку они были заполнены неподвижным льдом, предохранившим их от гляциальной эрозии. На гнейсовом плато в южной Швеции распространены небольшие цирки с переглублёнными котловинами, почти круглые в плане и нивационные ниши 50-60 м в диаметре. Цирки и ниши располагаются главным образом по бортам каньонов субмеридионального направления. В субширотных каньонах, откуда снег выдувался, они редки [23].

Процессы нивации распространены не только в высоких широтах и условиях резко континентального климата. Например, отмечается заметная роль нивальных процессов в рельефообразовании Приволжской возвышенности и Заволжья [6], большое значение имеет сезонный снежный покров как один из важнейших геоморфологических и ландшафтообразующих факторов на территории Левобережной Украины [3]. Влияние снежников на рельеф проявляется здесь в создании на склонах балок и речных долин нивальных ниш и полуцирков. В определенных условиях снежники становятся ядрами аккумуляции эолового и транспортируемого талыми водами мелкозема.

В Подмоскowie в конце мая и начале июня можно по характеру растительности с большой точностью оконтурить участки, где прежде лежали снежники. Эти границы прослеживаются даже в середине июня. В таких местах растительность разрежена и носит более луговой характер [14].

Даже случайное выпадение снега, как это наблюдается в бассейне Средиземного моря, влечет за собой возникновение морозного выветривания, солифлюкции и меняет рельеф в различной степени в зависимости от проявления других сопутствующих процессов [18]. Однако эффективность геоморфологического воздействия нивации проявляется в данном случае в непродолжительном интервале времени.

На востоке Русской равнины, в том числе **территории Удмуртии**, нивальные формы рельефа имеют не только широкое распространение, но и характеризуются большим разнообразием. Среди них преобладают реликтовые, сформировавшиеся в перигляциальных условиях плейстоцена. Морфологическое разнообразие нивальных форм возрастает с увеличением глубины эрозионного вреза, экспонирующего на дневную поверхность разные по составу горные породы.

Несмотря на то, что формы рельефа, созданные нивацией и сопутствующими ей процессами достаточно разнообразны, для них характерен ряд общих признаков:

- округлая в плане форма;
- вогнутый профиль как в вертикальном, так и горизонтальном сечении склона;
- сильно выветрелые грунты вблизи краёв снежника;
- тонкий механический состав продуктов выветривания;
- отсутствие ярко выраженных морфологических следов стока талых вод;
- отсутствие, за редкими исключениями, следов выпаживания снежником своего ложа [8].

Среди форм рельефа, созданных при активном участии нивации, для территории востока Русской равнины можно выделить несколько типов в зависимости от их размера, морфологии и сложности строения [10,12]:

1. Западины и чаши - наиболее мелкие формы рельефа, созданные нивацией. Ширина западин составляет первые десятки метров и обычно не превышает 50 м, ширина чаш достигает 75-100 м. Глубина вреза тех и других не превышает 5 м, составляя в среднем 2,5-3,0 м. Днища подавляющего количества нивальных западин и чаш являются висячими по отношению к подошве склона или к современным базисам эрозии.

2. Ниши (рис. 12.1, А) - нивальные формы, встречающиеся отдельно или, чаще всего, как составные части более сложных форм (нивальных цирков и комплексов). Как правило, это округлые или овальные понижения, вложенные в склоны с крутой тыловой стенкой, напоминающей по внешнему виду стенку срыва оползней. Ширина нивальных ниш изменяется от 50 до 150 м, иногда достигает 170 м, средняя составляет 100-110 м. Морфологически хорошо

выраженные стенки нивальных ниш (особенно тыловые) плавно сочленяются с дном.

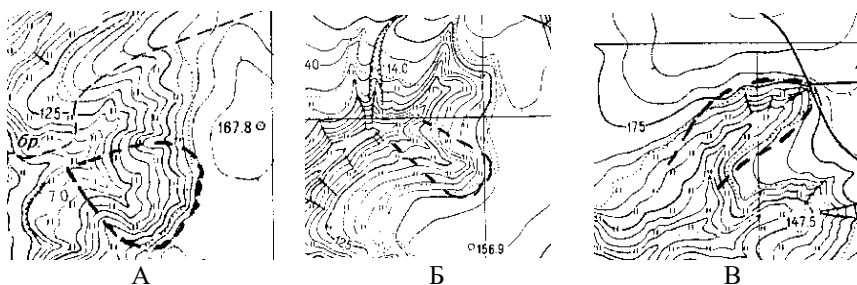


Рис. 12.1. Нивальные формы рельефа. А – ниша, Б – лоток, В – ложбина.

3. Лотки - наиболее широко распространенные нивальные формы в пределах региона. Встречаются как по отдельности, так и в составе более крупных и сложных нивальных образований в качестве отдельных элементов (рис. 12.1, Б). Лотки отличаются от других нивальных образований своей морфологией – в плане они имеют форму, близкую к прямоугольнику или квадрату со сглаженными вершинами. Это компактные, как правило, изометричные понижения.

4. Нивальные ложбины, по многим признакам напоминающие эрозионные ложбины и балки (рис. 12.1, В). Однако формирование отдельных характерных морфологических особенностей нивальных ложбин можно объяснить только развитием нивальных процессов, а не эрозии временных водотоков. Во-первых, это округлые булавовидные расширения в их вершинах, не встречающихся при развитии форм линейной эрозии. Во-вторых – вогнутые, а не прямые профили склонов.

5. Цирки - это более крупные, чем ниши, нивальные образования. По морфологии можно выделить два типа цирков.

Цирки первого типа характеризуются более простым строением: они имеют хорошо выраженную бровку; крутой (углы наклона до 40-45°), относительно слабо расчлененный уступ и единое мультяшное дно, к центру которого в настоящее время стягивается сток талых и дождевых вод. Размеры их в поперечнике

изменяются от 0,25-0,3 км до 0,5-0,7 км. Глубина вреза составляет от 20 до 40 м, максимальная - до 60 м.

Цирки второго типа по своим размерам ещё больше, наиболее крупные из них достигают в поперечнике 1,0 км и более. У них чётко выражена тыловая сторона уступа, высота которой может составлять от 20 до 50 м, углы наклона также достигают 40°. Во фронтальной части высота уступа снижается до 5-10 м. Подошва уступа сильно выположена. В уступ цирков второго типа вложены более мелкие нивальные формы - ниши и лотки. Из-за этого в плане цирки имеют очертания лопасти.

6. Нивальные комплексы - наиболее крупные и сложные по строению, в их составе встречаются все выше перечисленные формы. По морфологии нивальные комплексы делятся на два типа. Первый тип нивальных комплексов отличается компактностью. Это крупные понижения, имеющие округлые или овальные очертания, достигающие в поперечнике 1,5-2,0 км. В крутые и высокие уступы таких нивальных комплексов вложены ниши, лотки, ложбины; обычно редко выходящие за пределы резко очерченной бровки нивального комплекса. Ниши, лотки, ложбины и разделяющие их гребни веерообразно сходятся в наиболее низкую часть днищ комплексов, формируя своеобразные узлы схождения составных элементов нивальных комплексов. Днища нивальных комплексов в таких узлах выположены. Нивальные комплексы первого типа приурочены в основном к региональным куэстовым уступам. На склонах речных долин они встречаются значительно реже, за исключением правого коренного склона долины р. Кама и в приустьевых частях склонов её правобережных притоков [12].

Второй тип отличается фронтальным распространением. Это лотки, ниши, цирки, непрерывно прослеживающиеся на каком-либо участке склона на протяжении от нескольких до десятков км (рис. 12.2) [10].

Нивальные комплексы второго типа чаще всего формировались на склонах речных долин. Отдельные участки их распространения рассеяны по всему региону, занимая, в зависимости от экспозиции склона, его высоты и геологического строения, различные площади.



Рис.12.2. Нивальные цирки, ниши и лотки в составе нивального комплекса.

По направлению на юг морфология и морфометрия нивальных форм несколько меняется и в пределах Татарского Закамья все они увеличиваются по площади: лотки в среднем с 0,13 до 0,44 км², ложбины с 0,15 до 0,50 км², цирки с 0,96 до 1,17 км². В пределах Закамья нивальные комплексы представляют собой главным образом нивальную форму расчленения склонов или уступов [12].

При **изучении** рельефообразующей деятельности снежников и создаваемых ими форм применяются различные методы, как полевые, так и камеральные.

При полевом стационарном изучении нивации и связанных с ней других рельефообразующих процессов отмечается геоморфологическая приуроченность снежников, фиксируются изменения их размеров, глубина промерзания и протаивания грунта, измеряется скорость солифлюкционного течения грунта, интенсивность склонового смыва, а также перемещение крупных обломков по поверхности снежника [1,15,22]. В некоторых случаях целесообразно про-

изводить измерения содержания частиц грунта на поверхности и в толще снежного покрова. Их наличие свидетельствует о развевании обнаженных участков, образующихся вследствие неравномерного выпадения снега и перевевания ранее выпавшего [20].

Изучение нивации связано с оценкой интенсивности выветривания в зоне забоя, под снежником а также фоновой. Темпы процессов выветривания могут определяться по химическому составу проб снега и талых вод [22], с помощью молотка Шмидта или косвенно – на основе данных морфометрического изучения обломочного материала [1].

Наблюдения за снежниками необходимо сопровождать систематическими метеонаблюдениями и наблюдениями за температурным режимом грунтов.

Для изучения закономерностей распространения нивальных форм и первоначального разделения их по внешнему облику необходим предварительный анализ карт. По картам получают сведения об экспозиционной приуроченности нивальных форм; плотности распространения и разделение их на типы по морфометрическим признакам. Поскольку нивальные формы рельефа имеют различные размеры в плане и неодинаковую глубину вреза, принципиальное значение имеет выбор масштаба карты. На картах масштаба 1:100000 с сечением горизонталей через 20 м опознаются только самые крупные формы – нивальные цирки и комплексы. Уровень генерализации таких карт не позволяет надёжно отличить лотки и нивальные ложбины от эрозионных форм рельефа. Оптимальным можно считать масштаб 1:25000, при котором можно выделить основные структурные линии, позволяющие дешифровать нивальные формы рельефа и провести морфометрические исследования. Среди структурных линий для морфологического анализа нивальных форм особенно важны бровки, шовные линии, тальвеги, гребни и ребра. Четкость выражения бровок, их овальные и округло открытые очертания в плане являются наиболее характерными генетическими признаками нивальных форм.

Шовные линии соответствуют вогнутому перегибу на месте сочленения верхней, более крутой, и нижней, более пологой части поверхностей ниши. Для количественной характеристики меры выположенности этой зоны рассчитывается безразмерная величина - коэффициент выположенности вогнутого склона, получаемый пу-

тем деления расстояния между смежными горизонталями в наиболее выположенной части нивальных форм к расстоянию между этими же горизонталями на склоне, в поверхность которого она вложена. Этот коэффициент, равный 1 при прямом профиле склона, постепенно возрастает по мере выполаживания основания склона и свидетельствует об участии в преобразовании исходных эрозионных склонов процессами нивации, солифлюкции и делювиального смыва [11].

Гребни характерны для сложных нивальных комплексов, где они соответствуют границам более мелких нивальных форм.

Для каждой из выделенных форм рассчитываются характеристики размера и формы в плане. Форма в плане обычно оценивается с помощью коэффициента изометричности, индекса симметрии и коэффициента компактности.

Самый простой коэффициент формы определяется отношением короткой и длинной осей нивального образования. Этот показатель называется коэффициентом изометричности и в соответствии с изменением его значения формы рельефа разделяет на 11 классов (от линейно-вытянутых до линейно-расширенных) [10,11].

Другим важной характеристикой формы является симметрия. Коэффициент симметрии определяется из соотношения длин склонов или площадей частей нивальной формы относительно тальвега.

Достаточно надежным морфологическим признаком нивальных форм является компактность, поскольку округлые плановые очертания являются наиболее характерным результатом работы снежников. Показатель компактности рассчитывается как отношение длины периметра нивальной формы к длине периметра круга такой же площади. Компактность круга равна 1, это минимальное значение данного коэффициента. Определение коэффициента изометричности, индекса симметрии и коэффициента компактности позволяют не только дать количественную характеристику нивальных форм, но и использовать для последующей интерпретации их генезиса и динамики.

Привлечение картографического материала позволяет использовать такие графоаналитические приемы и методы анализа, как изучение продольных и поперечных профилей нивальных

форм, гипсографических кривых, сопряженных профилей линий тальвегов и гребней в нивальных комплексах.

Продольные и поперечные профили нивальных форм позволяют дать точную высотную привязку основных элементов морфологической структуры (бровок, швов); выявить положение выполюженных и крутых отрезков линий профилей и увязать их с геологическим строением и этапами развития нивальных форм. Гипсографические кривые представляют собой обобщенный график распределения поля высот в контурах нивальных форм. Вогнутые отрезки гипсографических кривых соответствуют, по-видимому, стадиям относительно продолжительной планации рельефа, а выпуклые отрезки - стадиям смены типов рельефообразования - нивации эрозионным врезом. Подобная трактовка гипсографических кривых позволяет дать более надежную интерпретацию морфогенеза, последовательности их смены в ходе эволюции нивальных форм.

Сопоставление сопряженных профилей линий тальвегов и гребней в сложных нивальных комплексах позволяет объективно оценить роль геологического фактора в выработке морфологических особенностей нивальных комплексов. Наличие устойчивых пластов, придающих морфологии нивальных комплексов структурную предопределенность, должны отражаться на продольных профилях тальвегов и гребней.

Несмотря на то, что геоморфологическое воздействие снежников проявляется в достаточно широком диапазоне климато-ландшафтных условий, в литературных источниках отсутствуют сведения о темпах денудации, вызванных процессами нивации. Также неоднозначно трактуется вопрос о скоростях выветривания в контактных зонах снежников, что позволяет говорить о нерешённости ряда геоморфологических проблем, связанных с воздействием сезонного снежного покрова.

Список литературы

1. Выркин В.Б. Физическое выветривание пород и микроклимат возле снежников гольцов Прибайкалья и северного Забайкалья // География и природные ресурсы, №4, 1980, с.101-107.
2. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 224с.

3. Ковалев П.В., Виленкин В.Л., Максименко В.Л. О геоморфологической и ландшафтообразующей деятельности сезонного снежного покрова на территории Левобережной Украины. // Материалы гляциол. исслед. Хроника. Обсужд. Вып. 24., М., 1974, с.226—230.

4. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981, 195с.

5. Лазуков Г.И., Городецкая М.Е. Западная Сибирь. Морфоскульптура. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.88-113.

6. Миронов А.В., Ступишин А.В. Стационарное изучение рельефообразующей роли нивальных процессов на востоке Русской равнины. // Экзоген. процессы и эволюция рельефа. К 25 Междунар. геогр. конгр., Франция, 1984. Казань, 1983, с.138—147.

7. Снег. Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 751с.

8. Солнцев Н.А. Снежники как геоморфологический фактор. М.: Географиз, 1949, 92с.

9. Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979, 280с.

10. Терентьева Л.Р. Нивальные формы рельефа на территории Удмуртии. Автореф. дисс. на соиск. канд. геогр. наук. Казань, 2006.

11. Терентьева Л.Р. Методика исследования нивальных форм рельефа // Материалы 31 Пленума геоморфологической комиссии РАН. Геоэтические проблемы современной геоморфологии. Астрахань, 2011, с.67-71.

12. Терентьева Л.Р. Морфология и морфометрия реликтовых нивальных форм рельефа на востоке Русской равнины // Материалы 32 Пленума геоморфологической комиссии РАН. Саратов, 2013, с.559-563.

13. Терентьева Л.Р. Современные представления о нивальном процессе // Вопросы прикладной и региональной географии и экологии. Ижевск, 2014, с.287-293.

14. Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. Гос. изд-во геогр. литерат. М. 1963. 311с.

15. Чичагов В.П. Горы Южной Сибири. Морфоскульптура. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.303-325.

16. Швецов П.Ф., Корейша М.М. Об экзогенном процессе, называемом нивацией // Геоморфология, №4, 1981, с.24-30.

17. Ballantyne C.K., Black N.M., Finkay D.P. Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches. // Earth surface process. and Landforms. 1989, 14, №8, p.745-750.

18. Darmon T.M. Le role morphologique de la neige. // Ann? Sci. univ. Besancon. Geol., 1971, №16, p.p.111-127.

19. Hall K. Freeze-thaw activity at nivation site in northern Norway. // Arct. and Alp. Res., 1980, 12, №2, p.p.183-194.

20. Jahn A. Niveo-eolian processes in the Sudets mountains. // Geogr. Pol., 1972, №23, p.p.93-110.

21. Klementowski J. Platy sniezne i procesy niwalne w Karkonoszach. // Opera contica, 1975, №12, p.p.51-63.

22. Nyberg R. Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden. // Z. Geomorphol. Neue Folge. 1991, 35, №3, p.321-343.

23. Rapp A. Impact of nivation in steep slopes in Lappland and Scania, Sweden. // Abh. Acad. Wiss. Gottingen. Math.-phys. Kl., 1983, №35, p.97-115.

24. Rudberg S. Some observations concerning nivation and snow melt in Swedish Lapland. // Abh. Acad. Wiss. Gettingen. Math.-phis. Kl., 1974, №296 263-273.

ГЛАВА 13.

ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Эоловыми называются процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра. Работа ветра выражается, прежде всего, в дефляции (ветровой эрозии), или развевании, т. е. в выносе рыхлого материала грунта с отдельных участков поверхности. Во-вторых - в транспортировке рыхлого материала с одних мест на другие и его аккумуляции. В-третьих - в сортировке материала по величине образующих его частиц, и, наконец, в коррадирующем (механическом) действии ветропесчаного потока на выступающие скалы, лежащие на земле валуны, а также на наиболее податливые механическому воздействию грунты, например, на ровные, покрытые глинистыми или илистыми наносами днища высохших озер [5,14,18]. В естественных условиях все они неразрывно связаны между собой и представляют единый процесс преобразования рельефа под действием ветра.

В природе наблюдаются два вида выдувания - массовое и селективное. При массовом выдувании на почвах однородного тяжелого механического состава происходит незначительная сортировка почвенных частиц, так как почти все механические элементы способны подвергаться выдуванию. На почвах легкого механического состава наблюдается селективное выдувание - сортировка частиц и удаление мелкозема [5]. Наиболее мелкие частицы пылеватых размеров могут долго оставаться во взвешенном состоянии, подхватываются воздушными течениями и переносятся на большие расстояния. Попав в области гумидного климата, эта пыль оседает и может образовать здесь мощные отложения. В.П. Чичагов отмечает по результатам наблюдений в центральных и восточных районах Азии, что дефляция является решающим фактором в выравнивании рельефа и выносе огромных объёмов рыхлых отложений за пределы областей преобладающего выдувания [17]. Предполагается, что лёссы Северного Китая образовались из пыли, вынесенной из пустынь Центральной Азии. Подсчитано также, что за 2600 лет с поверхности дельты Нила ветром был снесен слой рыхлого материала мощностью около трёх метров [18]. Из впадины Карынжарык, отчлененной от Кара-Богаз-Гола перемычкой 120 м высоты,

дефляцией удалено свыше 500 км³ в основном глинистых пород и солончаковой пыли. Более же тяжелый для ветра песчаный материал либо сносится к одному из бортов впадины, либо выносится на плато и движется далее. Во всех таких котловинах выдувание происходит на солончаках, где его ограничивает плоская поверхность грунтовых вод, поэтому днище котловин всегда бывает плоским, горизонтальным либо с небольшим уклоном [1].

С эоловой денудацией во впадинах связаны котловины выдувания и дефляционные останцы, долинно-грядовый и котловинный рельеф с останцами выветривания, характерный для степных ландшафтов Прибайкалья и Забайкалья. Котловины выдувания избирательно развиваются по корам выветривания кристаллического фундамента, углистым сланцам и аргиллитам и ориентированы по направлению господствующих ветров [11].

Дефляция обуславливает выраженность в современном рельефе обширных тектонических впадин, создает разнообразные линейные формы - дефляционные долины, ложбины, рвы и разнообразные котловины выдувания [17].

Чёткое морфологическое выражение находит себе под влиянием селективного выветривания и дефляции в условиях засушливого климата слоистость пород. В крутых скалистых стенах каждый более твердый пласт выдается в виде карниза, а менее стойкий проявляется вдающейся в склон нишей. В пустынях с сильно расчленённым рельефом при достаточной обнаженности пород наблюдается отчетливая зависимость наружной пластики рельефа от внутренней геологической структуры.

Роль ветра в образовании и моделировке денудационных склонов наглядно выступает в процессе формирования бессточных замкнутых котловин в областях пустынных плато, сложенных осадочными породами. При этом ветер редко выступает в качестве совершенно самостоятельного фактора, хотя ему часто принадлежит определяющая роль [1].

Там, где ветер в пустынях имеет выдержанное на большей части года направление, на ровных, сложенных податливыми породами поверхностях развиваются микроформы, созданные песчаной коррозией. Здесь образуются параллельные борозды с округловогнутыми днищами, глубиной 1-1,5 м, вытянутые в направлении

господствующего ветра и разделенные часто острыми гребнями. Такие образования известны под названием ярдангов.

Если пылеватые частицы и песок могут удаляться с поверхности пустыни дефляцией, то более крупные обломки горных пород, которые ветер уже не может поднять, остаются на месте и часто накапливаются на поверхности сплошным слоем. Этот слой, являющийся защитой нижележащей несортированной массы от дальнейшего развевания, называют пустынной броней или пустынной мостовой [18]. Обломки, образующие пустынную мостовую, могут иметь вид трехгранных пирамид с хорошо выраженными гранями в результате шлифовки песком (ветрогранники).

Изменение селективным выдуванием механического состава почв вызывает изменение других их физических свойств - повышается теплопроводность и уменьшается теплоемкость, повышается водопроницаемость и уменьшается влагоёмкость, существенно уменьшается связность почв. В развеваемых почвах изменяется также химический состав. Содержание гумуса и плодородие почвы под воздействием дефляции снижается. Наибольшие изменения в химическом составе почв под воздействием выдувания наблюдаются при легком механическом составе [5].

Дефляция может проявляться в разных масштабах. Может происходить вынос продуктов выветривания из ячеек каменных решеток и котлов выдувания. На подвижных перевеваемых формах происходит постоянное выдувание песчаных частиц с их наветренных склонов и отложение на подветренных. В более крупных масштабах дефляция проявляется во вторичных очагах развевания, возникающих иногда на закрепленных растительностью и ставших неподвижными крупных формах аккумуляции песков. Причиной вторичного развевания чаще всего является вмешательство человека, проявляющееся в чрезмерном выпасе скота, вырубке лесов, добыче песка. Иногда развевание вызывают колониально живущие роющие грызуны, уничтожающие травянистую растительность. Возникающие в местах вторичного развевания котловины выдувания представляют неглубокие блюдцеобразные депрессии, часто с наклонным днищем. Они характеризуются обычно пологими бортами с плавным переходом к склонам по окраинам, перпендикулярным направлению господствующих ветров и более кру-

тыми бортами с ясно выраженной бровкой по окраинам, параллельным направлению ветров [18].

Таким образом, действие ветра вызывает различные последствия, не только изменяющие рельеф, но и вызывающие общую денудацию земной поверхности.

Факторы, определяющие развитие эоловых процессов, можно разделить на две группы: физико-географические и социально-экономические [5].

Важнейшим физико-географическим фактором, обуславливающим ветровую эрозию, является климат. В зависимости от климата процессы дефляции протекают по-разному как в количественных показателях, так и в формах проявления. Ведущее место принадлежит ветровому режиму. Направление и скорость ветра определяются барическим градиентом и рельефом местности.

Главный агент в развитии дефляции - ветер - следует рассматривать как потенциальную возможность проявления ветроэрозионных процессов. Если имеются благоприятные сопутствующие условия для развевания, то дефляция разовьется, даже если эта гидротермическая ситуация не типична для данного региона [5].

Основным показателем, определяющим эродирующую способность ветра, служит его сила, т. е. действие ветровых нагрузок на поверхность почвы. Условия, определяющие эту нагрузку, можно разделить на две основные категории: относящиеся к природе самого воздушного потока и ограничивающие движение потока (элементы неровности поверхности) [15].

Установлено, что частицы начинают движение при скорости ветра 2,5-3 м/сек [21,24,25] в приземном слое, что соответствует 5 м/сек на высоте 2 м, где обычно производятся метеонаблюдения.

Ветер может перемещать частицы двумя способами: путем качения по поверхности и прыжками (сальтацией). Качением передвигаются крупные частицы по относительно ровным поверхностям.

При достижении скорости ветра некоторой критической величины, возрастает турбулентное трение, которое способно преодолеть силы сцепления частиц и отрывать их. Когда величина подъемной силы превысит вес частиц, последняя резко поднимается вверх, подпрыгивая в воздух почти вертикально, но горизон-

тальное движение потока заставляет ее подниматься по некоторой траектории [5].

Р. Андерсон [19] считает, что при движении твердых частиц в установившемся ветропесчаном потоке основную роль в вовлечении в движение новых частиц играет не касательное напряжение на контакте потока с ложем, а ударное действие движущихся песчинок. Расчеты траекторий песчинок, «выбитых» из песчаного несвязного грунта, показали, что они делятся на 2 группы: «длинные» траектории зерен с высокой энергией (сальтация) и короткие, для которых автор вводит термин «ползание». Именно за счет последнего типа перемещения создается микрорельеф песчаной ряби, причем длина волны ряби (расстояние между гребнями) примерно в 6 раз превышает среднюю траекторию единичных перемещений песчинок этим способом [19].

Основная масса перемещаемых частиц, как показывают многочисленные наблюдения [5,9,12,15,18 и др], сосредоточена в приземном слое толщиной 10-15 см (99%), при этом наибольшее количество материала переносится в слое до высоты 3 см. Выше 15 см масса переносимого вещества очень мала (особенно выше 20 см).

В процессе дефляции в очень небольшом количестве движутся частицы крупнее 2 мм. Частицы от 2 до 1 мм отмечены даже на высоте 3 см, они могут перемещаться скачками, но на высоте 5 см они уже не встречаются. Частицы размером 1-0,5 мм также в основном переносятся в слое до высоты 3 см. Преобладающее количество перемещающихся частиц приходится на фракцию 0,5-0,25 мм. Содержание этой фракции в почвоветровом потоке постепенно уменьшается по мере поднятия над поверхностью почвы. Количество частиц размером 0,25-0,05 мм заметно возрастает на высоте 3 см, а на высоте 10 см значительно уменьшается. Основная концентрация этой фракции приходится на слой потока от 3 до 5 см над поверхностью. Именно эти частицы больше всего перемещаются скачкообразно, наиболее вероятная высота скачка - до 5 см над поверхностью почвы.

Содержание частиц размером 0,05-0,01 мм закономерно и заметно возрастает с высотой, они удерживаются в воздухе более длительное время и перемещаются во взвешенном состоянии.

На все поднятые частицы действует сила тяжести, направленная против подъемной силы, и когда она превысит последнюю, частица начинает опускаться. В результате падения и удара о поверхность частица совершает новый скачок или передает свою энергию другим частицам [5].

Наблюдения показали, что основная часть наносов перераспределяется в пределах полей, особенно в подветренных их частях, во влажных понижениях и на неровных поверхностях. Полностью выносятся сравнительно небольшое количество материала [15].

В областях со среднегодовыми скоростями ветра от 2,5 до 4,5 м/сек преобладает в основном не вынос, а перевевание песков. На территориях, где среднегодовая скорость ветров меньше 2,5 м/сек, основным процессом оказывается аккумуляция песков и осаждение пыли, выносимой ветром из пустынь. Эта пыль оседает даже на вечных снегах и ледниках, расположенных на высоте до 5000 м, но в основном скапливается на высотах до 2600-2800 м, где под воздействием почвообразовательных процессов дает начало лёссовым толщам. Развевание, перевевание и наведение в условиях различного режима ветров образуют разнообразные формы эолового рельефа [16].

Важное значение имеют также физические свойства почв, особенно механический состав и структурное строение. Наиболее подвержены ветровой эрозии почвы с легким механическим составом независимо от их типа. Песчаные и супесчаные почвы развеваются при меньших скоростях ветра. По данным К.С. Кальянова, ветровая эрозия почв начинает проявляться при следующих скоростях ветра на высоте 15 см в зависимости от механического состава: супесчаная - 3-4 м/сек, легкосуглинистая - 4-5 м/сек, тяжелосуглинистая - 5-7 м/сек; глинистая - 7-9 м/сек [5]. Повышенное содержание пыли и глины в почве способствует образованию комков, что увеличивает устойчивость почвы к дефляции. И наоборот, высокое содержание песка определяет их высокую эродируемость. Установлено, что комки, характеризующиеся высокой степенью устойчивости к разрушению, состоят на 20-30% из глинистых частиц, на 40-50% из пылеватых и на 20-40% из песка [15].

В полевых экспериментах, проведенных Б. Измайловым [24], установлено, что при скорости ветра около 28 м/сек приходят в движение обломки диаметром 27 мм, при той же скорости ветра

наблюдалось перемещение обломков размером до 76 мм на поверхности снега и до 32 мм – на скальной поверхности. Начало движения облегчается порывистым характером ветра, а при скорости ветра, близкой к пороговой, большую роль играет наклон поверхности.

В соответствии с режимом ветров рельеф песков, подчиняясь законам аэродинамики, принимает различные, но всегда закономерные формы. Скорость движения песков резко колеблется в зависимости не только от скорости ветра, но и в значительной мере от степени их закрепленности растительностью [16].

Почвенная влага имеет тенденцию к связыванию частиц, поэтому для развития дефляции необходима засушливая погода, или погода с осадками менее 5 мм в сутки и скоростью ветра 6 м/сек и более на высоте флюгера для почв с легким механическим составом и 10 м/сек и более для почв с тяжелым механическим составом. Процессы могут развиваться на сухих или слабоувлажнённых, но быстро подсыхающих почвах при установлении погоды с необходимыми по скорости ветрами [5], так как при поверхностном высыхании связи легко разрушаются. Это же обычно происходит на песчаных берегах и отмелях, которые высыхают между приливами и выдуваются.

Существенное, но неоднозначное, влияние на состояние поверхности почвы оказывает воздействие ударов дождевых капель. Они могут разрушать почвенные комки, поверхность выравнивается и на ней образуется слой свободных фракций, сильнее подверженных ветровой эрозии. С другой стороны, при ударах капель на поверхности нередко происходит образование корки из пылеватых и глинистых частиц, предохраняющих какое-то время почвы от выдувания. При этом свободно лежащие на корках более крупные частицы могут легко высушиваться и перемещаться после более или менее значительного высыхания поверхности [15].

Ветроустойчивость почвы в большой степени зависит от её структурного строения. Наличие в верхнем слое почвы достаточно количества агрегатов диаметром более 2 мм предотвращает развитие дефляции. Существенное значение имеет химический состав почв. Насыщенность пахотного слоя углекислыми солями в результате механических обработок приводит к формированию мелкозернистой структуры с преобладанием фракций 0,5-1 мм, при этом структурные частицы верхних горизонтов почвы быстро разру-

шаются, почва теряет связность и легко подвергается выдуванию. Внесение карбоната кальция в пылевато-суглинистые и супесчаные почвы в количестве 1-3% ухудшает их структуру и приводит к усилению эродируемости. При внесении карбоната кальция до 10% наблюдается, напротив, значительное снижение ветровой эродируемости. Песчаные почвы составляют исключение, так как близкие по размерам к пылеватым частицы карбоната кальция обладают слабым связующим действием и в какой-то степени улучшают их структуру. Различные цементирующие материалы появляются в почвах также в результате разложения органического вещества микроорганизмами [5,15].

Интенсивность ветровой эрозии зависит и от соотношения гумуса и карбонатов в верхнем слое почвы - чем больше гумуса, тем более устойчивы почвы [5]. Влияние структуры почвы на ее дефляционную устойчивость также в значительной мере связано с её водоудерживающими свойствами – увлажнённые почвы развываются гораздо меньше сухих.

Большое влияние на разрушение комков и снижение механической прочности поверхностного слоя почвы оказывает замораживание и оттаивание, особенно в зимние месяцы. Циклы замораживания-оттаивания способны ослабить эрозионную устойчивость в период с осени до весны. Весеннее боронование вызывает разрушение комков, также повышая тем самым ветровую эродируемость почвы [15].

Результаты наблюдений в центральных и восточных районах Азии и анализ опубликованных работ также приводят к выводу о том, что флювиальные и мерзлотные процессы играют здесь значительную, едва ли не решающую роль в подготовке поверхностных отложений к переносу ветром [17].

На ветровой режим территории оказывает воздействие её макрорельеф. Например, воздушные массы, проникая через узкие Ферганские ворота с запада, вызывают активное развевание почв в пределах горловины и в прилегающей расширенной части долины. Такое же влияние оказывает рельеф в Восточной Грузии, на Апшеронском полуострове и на других территориях [5]. В устье р. Виллой долина р. Лены ориентирована с юго-востока на северо-запад, что совпадает с двумя господствующими направлениями ветров в этом районе. При значительной глубине вреза долин (до 200-

250м) скорость ветра на днище, по сравнению с водораздельными пространствами, возрастает в 1,3-1,5 раза [3].

Мезорельеф создает наветренные склоны, на которых влияние воздушного потока на поверхность усиливается, и подветренные, где скорость ветра падает и происходит аккумуляция.

Микрорельеф оказывает воздействие на турбулентное трение, на формирование почвоветрового потока, а тем самым и на проявление дефляции [5]. Гребни, образованные при вспашке, обеспечивают наиболее эффективную защиту от эрозии, если направление ветра перпендикулярно им. При совпадении направления ветра и гребней, этот эффект снижается [15].

Растительность также играет очень большую роль, так как снижает скорость ветра в приземном слое и предохраняет почву от воздействия воздушных потоков. Даже дефляционно опасные территории с песчаными почвами, если они покрыты лесом или густой травянистой растительностью, воздействию ветровой эрозии не подвергаются.

К.С. Калянов отмечает, что, при прочих равных условиях, в среднем при залесенности в 1% пострадавшие посевы от дефляции составляют 60% площади, при увеличении залесенности до 2% повреждения посевов уменьшаются до 33%, а при облесенности около 5% ветровая эрозия почти не развивается [5].

Наиболее важные свойства растительного покрова с точки зрения характеристики неровности поверхности - это его высота и плотность, так как именно они определяют степень контакта воздушного потока с почвой и влияют на параметры средней аэродинамической поверхности. Эти показатели зависят от типа растительного покрова и времени года. Последнее особенно важно для однолетних культур, здесь самым главным фактором является время, необходимое для развития растения, способного обеспечить защиту от ветровой эрозии [15].

Нельзя не отметить роль четвертичных отложений в развитии дефляции. Четвертичные отложения являются материнской породой для почвенного покрова и в большой степени влияют на его механический и химический состав. Наибольшими потенциальными возможностями проявления ветровой эрозии обладают регионы, в четвертичных отложениях которых имеются лёссы, лёссовидные суглинки и пески.

Следует отметить тесную связь различных типов климатических условий и четвертичных отложений на территории России и сопредельных государств с закономерностями размещения ветро-эрозионных регионов. Даже небольшие локальные площади в восточных районах страны, имеющие соответствующие климатические условия и четвертичный покров, подвержены дефляции [5].

Во многих исследованиях отмечены сезонные различия в характере проявления и развития эоловых процессов. Например, в результате изучения дефляции в Минусинской котловине [12,13], отмечено, что весной интенсивность эоловых процессов зависит от влажности почвы. Влияние растительности в это время невелико вследствие ее небольшой густоты, поэтому сильные весенние ветры вызывают пыльные бури. Ветер и распашка почв не единственные факторы, влияющие на образование пыльных бурь, важную роль в их возникновении играют конкретные гидрометеорологические условия, поэтому в весенние месяцы активность процессов часто меняется. Подъемы и спады в развитии эоловых процессов в весенний сезон происходят быстро, поскольку почвы в степи влажными бывают непродолжительное время в связи с большой скоростью ветров. Ярче всего дефляция проявляется на более сухих склонах южной экспозиции.

Интенсивность эоловых процессов в летний период зависит от растительного покрова и количества атмосферных осадков, увлажняющих почвы. В различные летние сезоны доля воздействия указанных факторов на процессы непостоянна, вследствие этого их активность изменяется, что отражается и на аккумуляции наносов. Интенсивность эоловых процессов летом на склонах разной экспозиции также неодинакова, как и весной.

Летом влияние растительности на эоловые процессы выражено сильнее, чем в другое время года. Различия в густоте растительного покрова влияют на преобразование поверхности почвы, что важно для развития не только эоловых процессов, но и плоскостного смыва. Летом на эоловую аккумуляцию оказывает влияние выпас скота, который нарушает растительный покров и сильно разрыхляет почву, подготавливая ее к выдуванию.

Осенью развитие эоловых процессов определяют не столько ветры повышенной скорости, как состояние почвогрунтов. Промерзшая почва в октябре подвергается развеиванию в меньшей сте-

пени, чем летом, а в сентябре дефляции ещё препятствуют сельскохозяйственные культуры. Осенью в динамике эоловых процессов происходит спад, хотя к этому сроку приурочен второй максимум скорости ветра. Интенсивность эоловых процессов осенью непостоянна, так как соотношение факторов, влияющих на их развитие, часто изменяется.

Зимой важную роль играет высота снега и его распределение. Геоморфологическая деятельность ветра в этот период не прекращается. Интенсивность эоловых процессов возрастает, когда снег лежит неравномерно и появляются оголенные участки, являющиеся очагами развеивания. Дефляция особенно активизируется при низких температурах и при недостаточном количестве снега, поскольку при промерзании комки почвы растрескиваются и распадаются, подготавливая рыхлый материал к сносу.

То, что снежный покров выступает важным геоморфологическим фактором в зимнее время, отмечено при изучении дефляции в степных и лесостепных районах равнинного Алтая. Здесь в малоснежные зимы с сильными ветрами при обнаженных участках поверхности перенос почвенного мелкозема принимает вид пыльных бурь. Под действием ветра частицы почвы переносятся на большие расстояния и вместе со снегом откладываются на подветренных участках рельефа и за различными препятствиями (строениями, лесополосами и т. п.) [4].

Интенсивность развития дефляции изменяется не только по сезонам года, но и по годам, поскольку зависит как от погодных условий каждого сезона, так и от гидрометеорологического режима в целом [13,14].

Полевые наблюдения в Швейцарских Альпах [26] выявили сложные взаимосвязи между ветровым и температурным режимами. Было зарегистрировано значительное увеличение обломочного материала в зимний период в специально установленных ловушках во время ветреных дней. Установлено, что сильный ветер в период кратковременного и незначительного понижения температуры вызывает заметный рост числа переходов через 0°C на поверхности увлажненных склонов, ускоряет образование продуктов морозного выветривания и усиливает дефляцию. Напротив, в периоды длительного и значительного понижения температуры в ветреные дни ход температуры выравнивается, и морозное разрушение поверхно-

сти практически прекращается даже на склонах южной экспозиции, где днем поверхность обычно прогревается до положительных температур и суточный ход температуры приводит к развитию морозного выветривания в безветренные дни.

Помимо годовых, исследователи отмечают также суточные колебания интенсивности эоловых процессов. Например, в строении дюн на побережье штатов Техас и Орегон [23] установлено наличие характерных циклических пачек, связанных с суточными изменениями направления и силы ветра. Ветер, дующий днем с моря на сушу, усиливается по мере её прогрева, достигая к полудню скорости 3-6 м/с, достаточной для переноса песка. Циклический характер слоев на фронтальном склоне дюн отчетливо проявляется в структуре, текстуре и содержании тяжелых минералов. Часто толща песка имеет относительно однородное строение, а циклические изменения выражаются лишь в углах падения микрослоев, связанных с движением песчаной ряби по склону. Наиболее резко выражена цикличность в содержании тяжелых минералов в мелкой фракции песка, связанная с дифференциацией зерен по удельному весу - легкие минералы задерживаются в гребневой части песчаных дюн и не захороняются. Суточная цикличность отложений лучше всего выражена в мелких дюнах и несколько хуже в базальных горизонтах крупных дюн.

Ускоренная ветровая эрозия почв во многом является результатом неправильного воздействия человека на землю в процессе хозяйственной деятельности. Резко выросли как размеры площадей, подверженных ветровой эрозии, так и периоды, в течение которых эти площади могут быть подвержены неблагоприятным воздействиям.

Увеличение площади пахотных земель, снижение размеров пастбищ и залежей привели к уменьшению защитной роли растительного покрова и сроков, необходимых для восстановления почвенного плодородия.

Способствует усилению дефляции тенденция к возделыванию монокультур, вызывающая снижение стабильности почвы, обеспечиваемой севооборотами. Расширение практики сжигания стерни и соломы (а также использование других методов удаления растительных остатков) ведет к уменьшению защитного эффекта

таких материалов и снижению поступления в почву органического вещества, необходимого для поддержания почвенной структуры.

Снижает прочность почвенных агрегатов использование некоторых видов минеральных удобрений. Совершенствование методов борьбы с сорняками также уменьшает их защитную роль.

Весьма негативные последствия имеет увеличение размеров полей и сокращение защитных полос, что увеличивает ударную силу ветра [15].

Рыхлые грунты начинают развеваться и приходят в движение прежде всего вблизи населенных пунктов, новых усадеб колхозов, совхозов, полевых станов, вблизи проведенных шоссейных и грунтовых дорог, новых колодцев и пастбищ, в результате концентрированных рубок леса, частых пожаров, неумеренного выпаса скота и распашки почв легкого механического состава [17].

Аккумуляция некоторой части или всего объема переносимого материала может быть вызвана замедлением скорости потока воздуха, в результате чего уменьшается или совсем исчезает его способность к переносу материала. Большое значение имеет наличие снижающих скорость ветра препятствий, таких, как защитные полосы, изгороди, посевы, а также стабилизация поверхности почвы в результате дождя или орошения.

В результате развития дефляции и процессов сортировки образуются четыре группы поверхностных отложений, отличающихся по степени устойчивости к ветровой эрозии:

1) остаточный почвенный материал, состоящий из незродируемых комков и обломков пород;

2) остаточные пески, гравий и почвенные агрегаты, составляющие элементы средней степени эродированности, перемещаемые путем поверхностного оползания, разбросанные по поверхности почвы;

3) песчаные и глиняные дюны, сложенные эродированным материалом, перемещаемым в основном путем сальтации;

4) лёссов - материал, переносимый во взвешенном состоянии и часто отлагаемый на больших расстояниях от источника [15].

Для развития и геоморфологического проявления эоловых процессов необходимо определённое сочетание природных условий. Это небольшое количество осадков или достаточно продолжительные засушливые периоды в годовом режиме, частые и сильные

ветры, разреженный растительный покров или его отсутствие, интенсивное физическое выветривание, а также наличие легко эродируемых пород.

Решающее значение имеют климато-ландшафтные факторы среды, поэтому в эоловой деятельности хорошо выражена широтная зональность. Даже если распространение песков или иного материала, способного перемещаться ветром, само по себе аazonально, то степень несвязности этого материала, обусловленная сухостью климата и незащищенностью растительным покровом, несомненно, зависит от климато-ландшафтной обстановки.

В экваториальных и тропических лесах малые скорости ветра, а главным образом защищенность поверхности, обуславливают практически полное отсутствие каких-либо видов эоловой деятельности. Сюда даже вряд ли доходит пыль, вынесенная из тропических пустынь.

В саваннах в естественных условиях единственным процессом, связанным с работой ветра, является осаждение пыли, принесенной из пустынь. Однако при уничтожении растительного покрова начинается интенсивная дефляция (особенно в сухой и опустыненной саваннах), при благоприятных условиях наблюдается довольно быстрое поступательное движение песчаных массивов [6].

Пустыни являются зоной наибольшего развития в естественных условиях всего разнообразия эоловых процессов, что, как известно, связано с отсутствием сомкнутого растительного покрова, несвязностью рыхлого материала и довольно высокой скоростью ветра. Специфическими факторами, сдерживающими дефлекцию, служат пустынные корки и развалы крупнообломочного материала. Усиление дефляции происходит при нарушении человеком целостности поверхностных горизонтов грунта, а также при уничтожении и без того скудной растительности. Скорость движения отдельных аккумулятивных форм при этом также возрастает.

Поступающий при дефляции материал большей частью идет на образование аккумулятивных форм, расположенных в непосредственной близости от областей развевания и лишь наиболее тонкий выносится за пределы пустынь на расстояние до 3-6 тыс. км, давая начало желто-красным пыльным бурям [6,18].

Полупустыни характеризуются резким снижением интенсивности площадной дефляции. Основное значение приобретает ак-

кумуляция материала принесенного из пустынь. Нерациональное землепользование приводит к резкому усилению дефляции, и роль ветра как агента денудации выходит иногда на первое место, поскольку здесь растительность является единственным фактором, противодействующим развеванию [6].

Зоны умеренного пояса благодаря развитому растительному покрову и высокой влажности отложений мало подвержены действию эоловых процессов. Локальное их проявление встречается на небольших участках (непокрытых растительностью побережьях морей, озер, осыпных склонах, подмываемых уступах террас и т. п.). Выдуваемый в таких случаях материал откладывается в непосредственной близости от очагов дефляции, при удалении от них мощность эоловых отложений уменьшается, материал становится более тонким. Процессы дефляции ярче проявляются по мере усиления континентальности климата. Например, в Западной Сибири эоловая деятельность не имеет большого рельефообразующего значения, однако следы ее имеются во всех природных зонах и на самых разнообразных морфоскульптурах. Эоловые формы представлены котловинами выдувания, дюнами, дюнообразными грядами. Они сложены хорошо отсортированными песками и развиты на осадках разного генезиса и возраста. Об интенсивности и большой скорости эоловой аккумуляции свидетельствует то, что из гряд нередко торчат растущие деревья, до высоты 3-5 м засыпанные песком, а у подножия крутого склона погребен под песком мохово-травянисто-кустарниковый покров. В бассейне среднего Надыма подобные гряды, располагающиеся местами почти параллельными сериями из 3-5 гряд, встречаются на песчаной поверхности второй и первой надпойменных террас. В большинстве случаев они заросли лесами с развитым подлеском и травянисто-кустарниковым покровом. На поймах рек имеются как свежие, так и законсервированные эоловые гряды и котловины выдувания [8].

Крупнейшие районы развития эолового рельефа, представленного в основном тукуланами (песчаными буграми), сосредоточены в Центральной Якутии и в долине средней Лены. В отдельных районах полосы тукуланов достигают в ширину 2-3 км и тянутся параллельно друг другу на расстояния до 50-70 км. Источниками накопления песка являются подстилающие породы - на водоразделах - верхнемеловые пески, в долинах рек - террасовый аллю-

вий [7]. Развитию эоловых форм рельефа здесь способствуют сухость песков, более глубокое залегание многолетней мерзлоты на аккумулятивных аллювиальных террасах, лучший дренаж песчаных толщ. Выдувание песчаного грунта в долине Лены идет в предзимье или весной, когда грунт начинает промерзать либо находится в мерзлом состоянии. Как следствие глубокой дефляции в долинах Лены, Вилюя и других рек достаточно часто встречаются поля ветрогранников, корродированные поверхности левобережья Вилюя, обширные покровы лессовидных суглинков [3].

Распашка земель в сочетании с большой энергией ветра приводит к резкому усилению дефляционных процессов в этих частях зоны умеренного пояса (особенно в степи и лесостепи, чему благоприятствует иссушение поверхностных горизонтов почвы) [4,12]. Снос почвенного мелкозема при этом может достигать 200-600 т/км² год, а суммарный вес перемещаемого ветром вещества десятков и сотен (по некоторым данным даже тысяч) миллионов тонн. В результате возникают черные пыльные бури, материал которых может уноситься за 2-3 тыс. км от очагов дефляции. В естественных же условиях для умеренного пояса характерна аккумуляция эоловой пыли, вынесенной из пустынь и, возможно, из тундры и арктических пустынь [6].

Проявление эоловых процессов зафиксировано и на территории Западной Европы. Так, в отдельных районах Восточной Чехии под угрозой ветровой эрозии находится примерно четвертая часть всей пашни, а потери урожая достигают 20% [27].

Результаты измерения содержания частиц грунта на поверхности и в толще снежного покрова в Центральном Судетах свидетельствует о развевании обнаженных участков, образующихся вследствие неравномерного выпадения снега и перевевания ранее выпавшего. Причем защитная роль растительности (особенно травянистой или моховой) оказалась невелика, о чем свидетельствует примесь к снегу растительного детрита. Повторение снегопадов и развевания вызывает слоистость снежной толщи и отложений, образующихся при таянии снега. Площадь, на которой происходит дефляция снега и почвы, примерно в 10 раз больше площади аккумуляции. Измерения показали, что развитие дефляции приводит к снижению поверхности примерно на 0,0027 мм в год. Эта величина

примерно в 200 раз меньше снижения поверхности за счет водной эрозии [25].

Наблюдения за эоловыми процессами в районе Кёльна показали, что недельная аккумуляция частиц составляет от 30 до 300 мг/м², а максимум аккумуляции приходится на летние месяцы. Эоловый осадок на 94% представлен суглинком, на 2% глиной и на 4% песком [20].

Тундра и арктические пустыни являются зонами, к которым приурочен второй после пустыни пик интенсивности эоловых процессов. На активное развитие здесь этих процессов указывалось неоднократно, однако количественные данные неизвестны. Благоприятными условиями для развития эоловых процессов в тундре и особенно в арктических пустынях являются сильные ветры и слабо развитый растительный покров, но период действия этих процессов меньше, чем в пустыне, и поэтому в абсолютном выражении интенсивность эолового рельефообразования, по всей видимости, уступает пустыням. Для рассматриваемых зон характерно формирование серых пыльных бурь, выносящих материал относительно недалеко от очагов дефляции. С перигляциальными условиями связано образование дюн, в настоящее время расположенных в умеренном поясе, что также служит косвенным подтверждением большой рельефообразующей роли ветра в тундре и арктических пустынях. Поскольку в этих районах земная поверхность большую часть года покрыта снегом, то широкое развитие получают снежно-эоловые формы. В полной мере это относится и к ледниковым областям [6].

Таким образом, в ненарушенных человеком условиях наибольшая интенсивность дефляции наблюдается в аридном и перигляциальном климатах, где имеется благоприятное для эоловой деятельности сочетание условий недостаточно развитого растительного покрова, слабой увлажненности отложений и значительной энергии ветра.

Изучение ветровой эрозии имеет сравнительно давнюю историю. В конце девятнадцатого и начале двадцатого века геоморфологические исследования дефляции сводились в основном к изучению относительной роли ветра как агента эрозии, особенно возможности переноса им пылевидных частиц, а также абразивной способности воздушного потока, несущего различный обломочный

материал. В работах рассматривалось преимущественно перемещение песка в пустынях и прибрежных районах в плане описания и изучения морфологии барханов и дюн. Ряд экспериментальных исследований был посвящен изучению механизма движения песка.

Определённым рубежом в изучении ветровой эрозии явились работы В.В. Докучаева, особенно «Русский чернозём», где отмечается роль ветровой эрозии в процессах почвообразования. Данные о ветровой эрозии содержатся в работах Г.Н. Высоцкого, В.Р. Вильямса, Л.С. Берга, И.С. Щукина, Б.А. Федоровича и многих других.

Большое значение имели работы Р. А. Багнольда, осуществленные в 30-х годах. Он апробировал свои гипотезы в лабораторных экспериментах с использованием аэродинамической трубы, а также в полевых испытаниях в пустыне [15].

Позднее многими исследователями предпринимались попытки определения и количественного описания факторов, влияющих на локализацию и скорость ветровой эрозии, а также разрабатывались методы прогнозирования эродированности почв и размеры их потерь на основе климатических показателей. В 60-х годах это привело к выводу уравнения ветровой эрозии, давшего возможность прогнозирования потерь почвы с отдельных полей и способствовавшего созданию устройств, позволявших регулировать эрозионные факторы для снижения размеров потенциального выдувания. Подобные исследования продолжаются и в настоящее время, при этом упор делается на уточнение уравнения прогнозирования, совершенствование методов борьбы с дефляцией и определение «допустимых уровней» ветровой эрозии для различных сельскохозяйственных культур.

Для изучения ветровой эрозии используются разнообразные приёмы и разработан ряд приборов. В полевых и лабораторных условиях часто используются пробоотборники (ловушки). Существует два типа пробоотборников - горизонтальные и вертикальные. Горизонтальный тип ловушек состоит из лотка, разделенного на секции, который устанавливается в ложе аэродинамической трубы параллельно направлению потока. Таким образом, частицы, перемещающиеся скачкообразно или путем качения, улавливаются одной из секций в соответствии с длиной скачка. Вертикальный тип пробоотборника состоит из пластмассового сосуда (или нескольких

сосудов) с входной и выходной стеклянной трубкой. Сосуды укрепляются на флюгерах, вращающихся на алюминиевом стержне, а входное отверстие постоянно находится против ветра. Было установлено, что для эффективного отбора проб горизонтальные ловушки должны иметь значительную длину; недостатком вертикальных ловушек являются в основном помехи, которые они вызывают, находясь в воздушном потоке [15].

Для учета поверхностного качения и сальтирующих частиц используются небольшие подземные ловушки-коллекторы (рис. 13.1).

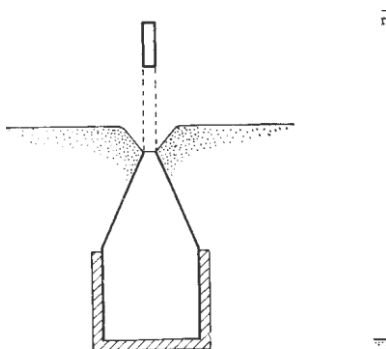


Рис. 13.1. Подземная ловушка для сбора материала [10].

Для улавливания песка со всех направлений при неожиданном возникновении сильных ветров в отсутствии наблюдателя, Де Плой [10] использовал коллектор, состоящий из круглых тарелочек диаметром 19 см. Тарелочки вставлялись одна в другую, так что общая высота коллектора составляла 60 см. Частицы песка попадали в желобы 2,5 см глубиной (рис.2). Очевидно, что в полевых исследованиях высоту коллектора довольно легко менять.

Общая проблема для всех коллекторов заключается в том, что они нарушают естественное движение потока воздуха. Поэтому эффективность различных типов коллекторов рекомендуется предварительно опробовать.

К.С. Кальянов [5] при изучении строения почвоветрового потока и механического состава перемещаемых частиц применялись вертикальные дефлятомеры, в качестве которых были использованы полевые дождемеры. Дефлятомеры устанавливались на два

часа, в течение которых 10-минутными экспозициями 3 раза на различных высотах от поверхности почвы измерялась скорость ветра. Одновременно по анемометрам проводились наблюдения за структурой порывистости ветра.

На Барбадосском побережье [10] в качестве пылеуловителей использовали сетки площадью 1 м^2 , изготовленные из нейлонового волокна диаметром 0,5 мм. Сетки были сотканы таким образом, чтобы общая площадь ячеек составляла около 50% от площади пылеуловителя. Для обеспечения налипания пыли сетки поддерживались во влажном состоянии. Для частиц размером более 1 мкм эффективность улавливания составляла около 50%. Одновременно был установлен анемометр, откалиброванный по стандартному анемометру, помещенному непосредственно за сеткой. Это позволяло рассчитать объем воздуха, проходящего через сетку [10]. Аналогичная методика использовалась О.И. Баженовой [2] при изучении дефляции на юге Красноярского края.

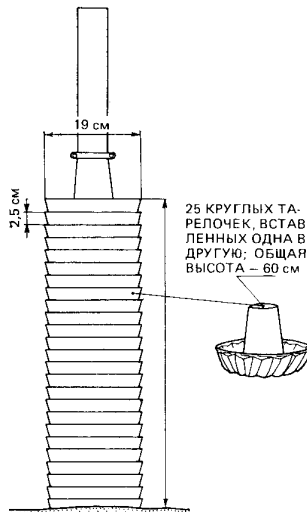


Рис. 13.2. Коллектор для сбора сальтирующих частиц [10].

Замеры перемещения почвы свидетельствуют о быстрых изменениях микротопографии полей, подверженных ветровой эрозии. Свидетельства проходивших ранее процессов эрозии находят свое выражение в наносах, а также частом выдувании пониженных

центральных частей полей. Соответственно, измерение скоростей ветровой эрозии можно проводить, замеряя уровни поверхности почвы до и после эпизодов дефляции специальными устройствами, снабженными шпигтенмасштабами на каретке, передвигающейся по рейке, установленной на реперах [15], как это делается при изучении водной эрозии.

Для регистрации изменения интенсивности эоловых процессов в суточном режиме используется псаммограф (рис.13.3). Сальтирующие частицы проходят через 3-мм вертикальную щель во внешнем, ориентированном по ветру, цилиндре и попадают на клейкую ленту, прикрепленную на барабане, вращаемом с помощью часового механизма.

Вполне пригоден для изучения дефляции и очень простой метод шпилек. Для измерения динамики микротопографии сельскохозяйственных полей могут быть использованы небольшие металлические стержни. Например, в Мексике была измерена степень эолового раздувания небольших холмов путем установки на них двух линий стержней (сварочных электродов), расположенных под прямым углом друг к другу [10].

Распространение дефляции может определяться по наличию эоловых аккумулятивных образований прошлых лет, а интенсивность - по их объему, а также по сокращению почвенного профиля по сравнению с участками, не подвергавшимися дефляции. Основные места скопления эолового материала на пахотных землях приурочены к лесным массивам или лесополосам. Скопление больших масс эоловых наносов определяется достаточно легко. Сложнее идентификация незначительных скоплений наносов. Для них характерны образования в виде косичек за стволами деревьев и плотными кустами с наветренной стороны лесной полосы. При слабом развитии дефляции с подветренной стороны полосы скопления эоловых отложений обычно отсутствуют. Признаком наличия дефляции при слабом ее развитии может служить также заполнение наносами отрицательных форм микрорельефа.

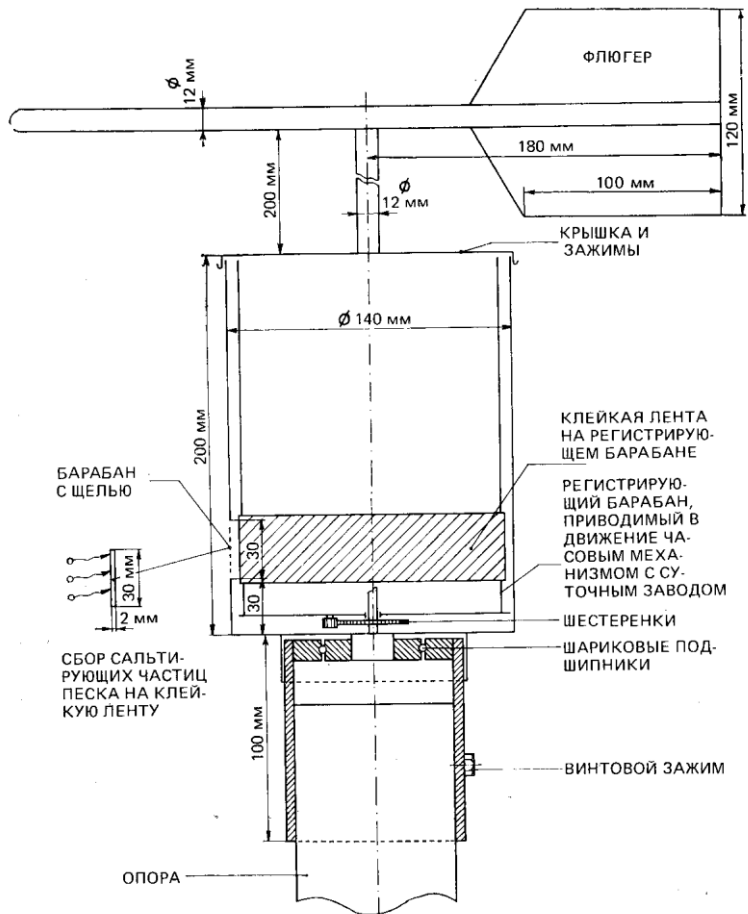


Рис. 13.3. Псаммограф для регистрации хронологии песчаных бурь [10].

По массе эоловых наносов можно судить об интенсивности дефляции. Недостатком метода является необходимость обследования нескольких лесных полос в одном пункте, так как отсутствие или незначительное количество наносов может быть связано с высокой противодефляционной способностью прилегающих с наветренной стороны полей во время прохождения пыльных бурь.

Уменьшение мощности почвы в результате дефляции может быть определено путем сопоставления строения почвенного профиля в лесной полосе и на удалении от нее в наветренную сторону не менее чем на 150 м. При этом следует выбирать достаточно пологие участки, чтобы на мощность почвы не могла повлиять водная эрозия. Путем деления мощности утерянного слоя почвы на возраст лесной полосы рассчитываются средние многолетние темпы дефляции. Для определения возраста лесной полосы необходимо подсчитать число годовичных колец на спиле типичного дерева и уменьшить его на 2-3 года (возраст саженца) [9].

Частота, интенсивность и распространение дефляции оцениваются различными способами. Наиболее распространенной является визуальная оценка, полученная из таких источников, как опрос очевидцев, данные метеонаблюдений. Достоверные сведения об отдельных случаях проявления ветровой эрозии дают полевые обследования, проведенные непосредственно после пыльных бурь. Достаточно показательным свидетельством дефляции является наличие аккумулятивных образований в виде ряби и песчаных кос. Путем замера обнаженных частей растений можно получить сведения о толщине развеянного слоя почвы. Нижняя граница эоловых наносов маркируется обычно слоем подстилки, ниже которой располагаются почвы [9].

При изучении дефляции на одном из пляжей в Японии [22] сравнивались объемы песка, снесенного с участка пляжа, ограниченного крупными искусственными ловушками (в виде канав или траншей), и песка, осевшего в подветренной ловушке.

Интересная методика изучения механизма эолового переноса и его зависимости от скорости ветра и характеристик почв была использована Б. Измайловым. Им было выполнено 370 серий наблюдений, в каждой серии грунт весом 500 г, с окрашенными зернами, определенной влажности и гранулометрического состава, помещался на поверхность свежевывавшего чистого снега или ровную скальную поверхность. Скорость ветра измерялась анемометром, укрепленным в 5 см над поверхностью грунта. Эксперимент позволил определить дальность переноса, высоту сальтации и гранулометрический состав перемещаемого материала [24].

Для изучения сортировки частиц проводят эксперименты в аэродинамической трубе. На плоскую поверхность образца песча-

ного грунта помещаются зерна песка различных фракций, окрашенные в разные цвета, затем образец подвергается воздействию воздушного потока разной скорости. В ходе экспериментов поверхность песка через каждые 5 секунд фотографируется на цветную пленку, и затем по фотографиям подсчитывается количество окрашенных зерен [29].

В качестве естественной ловушки продуктов эоловой денудации нередко используется снежный покров [4,13,24,25 и др.]. Например, для определения дальности переноса частиц и оценки интенсивности дефляции Я.Я. Демшин [4] отбирал пробы снега на различной удаленности от бровки склона (источника материала), а также изучал строение снеговой толщи и распределение в нём продуктов ветровой эрозии в связи с изменениями погодных условий (рис. 13.4, табл. 13.1).

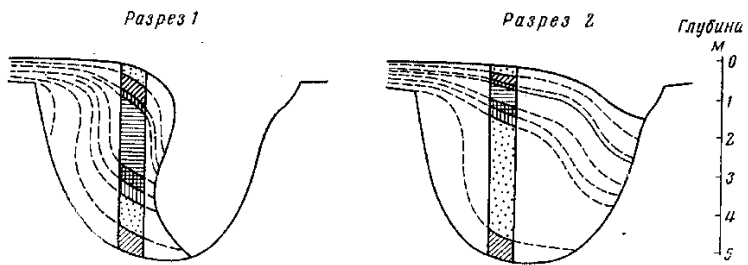


Рис. 13.4. Разрез снежных скоплений в оврагах [4].

Таблица 13.1.
Послойная характеристика снежных разрезов (к рис.4).
Содержание механической примеси в снеге, кг/м³.

	Номер слоя (сверху)							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Разрез 1	0	335	74	7	33	3	0	50
Разрез 2	0	470	0	11	27	4	0	48

В ряде случаев целесообразно изучение эоловых процессов совместно с проявлением капельно-дождевой эрозии. Установлено, что количество грунта, перемещенного ударным действием капель

и ветром, составляет около 4% от общего объема эрозии и должно учитываться в расчетах скорости эрозии на обнаженных поверхностях [28].

Изучение масштабных проявлений эоловых процессов целесообразно проводить с использованием аэрофотосъемки и материалов, полученных с помощью искусственных спутников Земли. Они дают широкие возможности картирования эоловых ландшафтов, учитывать направление осей барханов, удлиненных дюн, а также расположение гребней и ложбин. Как показывает практика, с помощью аэрофотоснимков можно измерить перемещение барханов за несколько лет с точностью до 1 метра [10].

Во всех случаях проведения полевых экспериментов по изучению ветровой эрозии необходим комплексный подход. Он заключается в том, что необходимо изучать не только главный фактор - ветер (скорость, направление, продолжительность), определяющий развитие эоловых процессов, но и атмосферные осадки (количество и интенсивность их выпадения), учитывать механический состав почв и характер растительности, рельеф, разнообразные аспекты хозяйственной деятельности.

Список литературы

1. Аристархова Л.Б., Федорович Б.А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях. //Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с.25-51.
2. Баженова О.И. Крупномасштабное картографирование динамики современных экзогенных процессов.// Геогр. и прир. ресурсы. 1993, №1, с.132-138.
3. Борсук О.А. Эоловые процессы в крупных речных долинах бассейна Лены. // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, 1987, с.88-91.
4. Демшин Я.Я. Развитие дефляции и пыльные бури в зимнее время.// Изв. АН СССР, сер. геогр., 1966, №4, с.41-49.
5. Кальянов К.С. Динамика процессов ветровой эрозии почв. М.: Наука, 1976, 156с.
6. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1977, 234с.
7. Коржуев С.С. Средняя Сибирь. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.122-244.

8. Лазуков Г.И., Городецкая М.Е. Западная Сибирь. Морфоскульптура. // Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.88-113.
9. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: МГУ, 1993, 200с.
10. Плой Дж. де, Гэбриэлс Д. Определение потерь почвы и экспериментальные исследования. // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.96-154.
11. Тайсаев Т.Т. Эоловые процессы в Прибайкалье и Забайкалье и их геохимические следствия. // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск.: Наука, 1987, с.91-94.
12. Титова З.А., Любцова Е.М., Харахинова С.И. Интенсивность эоловых процессов в Койбальской степи Минусинской котловины. // Геогр. и прир. ресурсы. 1984, №5, с.82-87.
13. Титова З.А., Любцова Е.М. Динамика экзогенных процессов в Минусинской котловине. // Геогр. и прир. ресурсы. 1987, №2, с.50-55.
14. Титова З.А., Любцова Е.М. Метод исследования эоловых процессов в степях. // Геогр. и прир. ресурсы. 1982, №2, с.147-151.
15. Уилсон С.Дж., Кук Р.У. Ветровая эрозия // Эрозия почвы. М.: Колос, 1984, с.296-338.
16. Федорович Б.А. Равнины Средней Азии. // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. // М.: Наука, 1975, с.7-92.
17. Чичагов В.П. О роли эоловых процессов в формировании равнин. // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990, с.207-221.
18. Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: МГУ, 1974, т.3, 382с.
19. Anderson R.S. A theoretical model for aeolian impact ripples. // Sedimentology, 1987, 34, №5, p.943-956.
20. Giessubel J. Zum problem aktueller Bodenauswehung in der Koln-Bonner-Bucht und deren quantitativer erfassung. // Getting. Geogr. Abh., 1987, №84, p.45-53.
21. Giordani C., Zanchi C. Studio dell'entita e della dinamica dell'erosione eolica nella regione Nefzaoua. Nota 1. Un nuovo campionario per lo studio dell'erosione eolica e primi risultati // Riv. Agr. subtrop. e trop. 1988. №1-2, p.241-259.
22. Horikawa K., Hotta S., Kubota S., Katori S. On the sand transport rate by wind on a beach. // Coast. Eng. Jap., 1983, 26, p.101-120.
23. Hunter R.E. Daily cycles in coastal dunes. // Sediment. Geol., 1988, 55, №1-2, p.43-67.
24. Izmailow B. Eolian transport in alpine part of the High Tatra mountains. // Quaest. Geogr., 1985, №1, p.91-98.
25. Jahn A. Niveo-eolian processes in the Sudets mountains. // Geogr. Pol., 1972, №23, p.p.93-110.
26. Pancza A. Le role du vent dans la gelivation des parois rocheuses. // Loess and periglacial phenom: Symp. INQUA comiss. Periglacial stud.: field

and lab. Exp., Normandy-Jersey-Brittany, Caen, Aug. 1986. Budapest, 1987, p.183-190.

27. Svehlik R. Metodika vyzkumu vetrne eroze na Uherskobrodsku. //Stud. Geogr., 1981, №37, p.141-154.

28. Wicherek S. Impact of splash and aeolian transport on erosion case study. // Earth surface process and landforms, 1989, 14, №6-7, p.461-467.

29. Willitts B.B., Rice M.A. Particle dislodgement from a flat sand bed by wind. // Earth surface process and landforms, 1988, 13, №8, p.717-728.

ГЛАВА 14.

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ВОДОХРАНИЛИЩАХ.

Абразия представляет собой разрушение берегов действием волн и прибоя. В результате формируются характерные абразионные берега, основными элементами которых являются абразионные подводные склоны (бенч), береговые уступы (клиф), волноприбойные ниши и подводные намывные аккумулятивные террасы. Кроме того, абразия провоцирует и активизирует развитие целого ряда других экзогенных процессов, принимающих с ней совместное участие в изменении рельефа береговой зоны водохранилищ.

Характер абразионных процессов изменяется в зависимости от скорости и направления ветра, высоты волн, геологического строения берега, наличия разнообразных береговых препятствий, уклона и длины подводного склона до области свала глубин, гидрологического режима водоема, но формы абразионной деятельности всегда остаются примерно одинаковыми. При этом объём размыва не всегда пропорционален энергии ветровых волн, поскольку в формировании берегов, сложенных коренными породами, огромное значение имеют процессы выветривания, подготавливающие горные породы к переносу [12,24].

Абразия на водохранилищах проявляется через гидравлические удары воды, в результате ударов многочисленными обломками, приносимыми водой и стволами деревьев и химического воздействия воды на берега. Волна высотой в 1 м способна ударять о берег силой 1,6 т [32].

Интенсивность волнового воздействия на берега водохранилищ определяется режимом ветров. Размеры ветровых волн зависят от размеров акватории, определяющих длину разгона и ориентировки чаши водохранилища относительно розы ветров. Более интенсивное разрушение берегов наблюдается в широких частях водохранилища. Это объясняется большим разбегом ветровых волн со стороны открытого ветрам берега [36]. Например, наиболее быстрыми темпами перерабатываются абразионные берега в расширенном озеровидном районе Камского водохранилища и в глубоководной приплотинной части Воткинского, то есть в районах с

наибольшей высотой волн и повторяемостью ветрового волнения [12,33].

Значительной ширины водохранилища может оказаться недостаточно для образования высоких волн. Так, расчет ветровых волн на Волгоградском водохранилище позволил установить, что при средних ветровых условиях на акватории водохранилища преобладают волны высотой не более 0,45 м. При направлениях ветра с наибольшим разгоном волн и при скорости 20-25 м/с высота волн может достигать 3,0-3,2 м, а при ураганных ветрах (до 40 м/с) высота волн будет приближаться к 5м. Однако подобному развитию волнения препятствуют недостаточные глубины. Известно, что волны глубокой воды получают развитие как минимум при условии двойного превышения длины волн над глубиной водоема. В этом отношении наиболее благоприятным для развития экстремального волнения на Волгоградском водохранилище оказался нижний участок затопленного староречья Волги, где значения глубин достигают 32-38 м. Средний и верхний участки изобилуют островами и мелями, разобщающими акваторию и сокращающими длины разгона волн [39].

Сильное влияние, помимо высоты волн, оказывает угол подхода волны к берегу. По наблюдениям на Можайском водохранилище, наибольшему размыву подвержены берега, ориентированные под углом 30-50° к направлению ветра [6]. Изучение динамики бровки абразионного уступа в верховьях Воткинского водохранилища показали, что темпы переработки берегов отличаются высокой степенью неоднородности в пространстве и времени. Минимум проявления неоднородности в скоростях плановых перемещений бровок абразионных уступов соответствует участкам берега, расположенным под большим углом (более 45°) к направлению наиболее сильных ветров. На криволинейных участках берега, при изменении их ориентировки по отношению к углу подхода наиболее сильных волн, происходит быстрое увеличение степени неоднородности темпов переработки. Плановые очертания берега приобретают вид ломаной линии, представленной чередованием мысов и коротких прямолинейных отрезков. Скорость разрушения берега на смежных участках, ветровые экспозиции которых отличаются всего на 15-20°, может различаться в несколько раз. Основными зонами активности при переработке берегов обычно являются мы-

совидные выступы оползневых тел и вывалов грунта [27]. Соответственно, конфигурация берегов водохранилищ, степень их изрезанности, определяющие угол подхода волн к берегу, являются важнейшими факторами развития абразии [7].

Существенную роль в процессе переформирования берегов, особенно сложенных рыхлыми породами, играют значительные колебания уровня воды водохранилища [6,31]. Процесс абразии резко активизируется при высоком стоянии уровня. При низких уровнях переработка склонов приостанавливается, но начинается вторичная переработка береговой отмели [39]. При колебаниях уровня воды в водохранилище длительное время сохраняется нестационарный режим береговых процессов, поэтому в целом переработка берегов особенно интенсивна [3].

Во многом степень устойчивости склонов к размыву определяет состав пород. Наиболее устойчивы к абразионной обработке скальные и полускальные породы. На Камских водохранилищах к ним относятся плотные песчаники и конгломераты. Процесс разрушения берегов, сложенных у уреза трещиноватыми песчаниками, происходит путем выламывания волнами глыб породы по трещинам. Проникая по ним, вода растворяет цемент и ослабляет связь между частицами. Удары волн и обломков пород отрывают от массива мелкие куски песчаника, срезают острые углы и выступы, расширяют пустоты и трещины до размеров ниш и полостей. Образующийся при расцементировании песок идет, главным образом, на формирование прибрежной отмели. Плотные аргиллиты и алевролиты разрушаются до щебня. По нашим наблюдениям на Воткинском водохранилище, только в песчаниках формируется волноприбойная ниша глубиной в несколько десятков сантиметров и высотой до 1 метра и нависающий клиф. Самая высокая скорость разрушения плотных песчаников наблюдается на уровне уреза воды и до высоты 15-25 см от него и составляет в среднем 3-4 см/год. К верхней части волноприбойной ниши скорость разрушения стенки снижается и на высоте 60-80 см выше уреза воды обычно равна от 5 до 15 мм/год. Вместе с тем следует отметить, что глубокие волноприбойные ниши в песчаниках не формируются. По-видимому, причиной этого является постоянное их увлажнение в приустьевой части, вызывающее вымывание скрепляющего цемента. Это ослаб-

ляет нижнюю часть толщи песчаников и облегчает обрушение клифа [12,13].

Одним из важнейших объектов в изучении морфодинамики берегов равнинных водохранилищ являются берега, сложенные суглинками. Скорость разрушения суглинистых берегов превышает этот показатель для берегов, сложенных породами других литологических разностей обычно в несколько раз, а отдельных случаях даже на порядок. Особенно большие различия в активности береговых процессов стали наблюдаться в последние десятилетия. Так, установлено, что размыв лессовых берегов Краснодарского водохранилища на сегодняшний день на отдельных участках осуществляется со скоростью более 5 м в год. Темпы абразионной переработки берегов Новосибирского водохранилища в течение пятнадцати лет (1981- 1995 гг.) оставались практически неизменными и составили около 3 м/год. Данные по Иркутскому водохранилищу свидетельствуют о том, что за более чем 50-ти летний период его эксплуатации стабилизации абразионного процесса, как предполагалось ранее, так и не произошло, а скорость абразии в настоящее время достигает 3-10 м в год. На некоторых участках скорость переработки берега даже увеличивается [27].

Берега, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями преимущественно суглинистого и супесчаного состава, подвержены абразии в наибольшей степени и на Воткинском водохранилище. Это вызвано малой механической прочностью суглинков и их способностью к набуханию. Суглинистые берега на Воткинском водохранилище отступают со средней скоростью 1,5-2 м/год, в отдельные годы – 2,5 м/год. Они имеют почти вертикальный клиф, основание которого соответствует нормальному подпорному уровню воды в водохранилище. Надводная часть берегового уступа разрушается путем образований небольших обвалов и осыпей [12,14].

Со временем часть низких суглинистых по составу берегов затопления может перейти в группу абразионных. Процесс смены характера развития берегов предваряется увеличением крутизны отмели и углублением ее прибрежной зоны. Основной причиной «срезки» отмели является свойство суглинков разбухать и раскисать при контакте с водой [27], а также активным отступанием берегов на соседних участках.

Скорости, сопоставимые со скоростями размыва суглинистых берегов, отмечены нами на свежих оползнях, тела которых выдвинуты в чашу водохранилища [12,13].

Быстрее всего на водохранилищах размывается коллювий. Так, шлейфы коллювия, высотой 2-2,5 м и шириной 6-7 м, формирующиеся у подножий склонов в марте-апреле во время сброса воды на Воткинском водохранилище, размываются всего за две недели после её подъёма [11,12].

Аргиллиты и алевролиты распространены на уровне уреза воды в камских водохранилищах гораздо шире, чем песчаники. Абразионные процессы протекают здесь достаточно активно, в среднем скорость разрушения берегов составляет 25-30 см/год [12]. Плотные аргиллиты и алевролиты разрушаются до щебня. В некоторых случаях в приурезовой части волны выламывают куски породы размером до 15-20 см. В ряде работ, посвященных изучению береговых процессов на камских водохранилищах, отмечается, что скорость размыва аргиллитов и алевролитов может достигать 1-1,5 м/год, а песчаников и известняков - до 0,3-0,5 м/год [24,32]. Нами на водохранилищах Удмуртии такие высокие темпы разрушения берегов только за счёт их размыва не выявлены.

Очевидно, что темпы абразии, при прочих равных условиях, усиливаются по мере увеличения содержания в воде обломочного материала, играющего роль абразива. Роль абразивного материала играют также стволы деревьев и ветки крупных кустарников, перемещаемых волнами в береговой зоне. Скорость абразии в этом случае заметно усиливается. По нашим наблюдениям, валуны песчаника на мелководье и берега, сложенные им, разрушаются со скоростью до 0,5 м за год (рис. 14.1). Если же стволы деревьев в прибрежной зоне находятся в зафиксированном состоянии, то они играют роль береговых препятствий, резко снижающих темпы абразии. В этом случае у подножий абразионных склонов иногда сохраняется даже легко размываемый коллювий [12].

На темпы абразии берегов влияет и состояние поверхности надводных и подводных прибрежных склонов. Покрытые крупными валунами подводные склоны частично гасят волну и уменьшают интенсивность абразии. Наземная растительность, скрепляя корневой системой грунт, увеличивает его сопротивляемость размыву.

Имеет значение также гранулометрический состав и связность частиц грунта. Как известно, начальная скорость размыва пород возрастает с увеличением крупности частиц и их связности в естественном залегании [39]. Существует даже предложение классифицировать береговые обломочные породы и устанавливать границы фракций исходя в первую очередь из гидродинамических закономерностей [10].



Рис. 14.1. а – следы обработки бревном подножья склона, б – брёвна со следами активной обработки валунами. Воткинское водохранилище.

Интенсивность переработки берегов зависит также от геоморфологических условий прибрежной зоны и чаши водоема. Морфология первичного склона является основным условием, определяющим различный результат равного волнового воздействия на одни и те же породы и тенденцию развития берега при создании водохранилища. Выпуклые склоны размываются быстрее, чем вогнутые, причем скорость размыва возрастает с увеличением их крутизны. Берега, сложенные рыхлыми породами, будут устойчивыми при уклонах в пределах зоны сработки менее $1-2^\circ$ [15]. Например, преобладание пологих склонов Рыбинского водохранилища обусловило незначительное развитие абразионных процессов - всего на 9% от общей длины береговой зоны [3]. С увеличением высоты берега скорость его размыва при прочих равных условиях обычно меньше, чем у крутых, но невысоких берегов, что объясняется образованием у высоких берегов отмели в более короткие сроки. Наибольшему размыву подвержены всегда приглубые участки берегов водохранилищ [22].

Во многом интенсивность абразии определяется наличием и морфологией прибрежных отмелей и мелководий. Существует тесная взаимосвязь между степенью отчленения защищенных мелководий и площадью размытого дна, морфологическим строением и химическими свойствами затопленных почв [37]. Скорость и масштабы переработки берега резко возрастают на тех участках, где продукты размыва удаляются вдольбереговыми течениями и подводным крипом. Значительные колебания уровня воды в водохранилищах приводят к тому, что волнения и течения при его снижении поочередно размывают все более низкие участки берега, которые при более высоком уровне были береговой отмелью; следовательно, формирование отмели задерживается. Таким образом, чем больше амплитуда колебания уровня в период интенсивной волновой деятельности, тем сильнее идет размыв берега и медленнее растёт береговая отмель. Основной объём размытого материала поступает на внешний склон отмели и большей частью выносится в глубоководные области акватории

Обычно наблюдаемое замедление темпов отступления бровок абразионных клифов через 5-10 лет после наполнения водохранилища свидетельствует лишь о завершении переработки слабоустойчивого плаща склоновых четвертичных суглинков и начале процесса абразии в зоне берега с ненарушенным залеганием пластов коренных пород. Но даже спустя 50 лет, как показали наблюдения на Волгоградском водохранилище, бровки абразионных клифов могут в основном сохранять примерно те же темпы отступления, что наблюдались через 10-20 лет после его образования [39].

Абразионное разрушение берега может активизировать рост не только уже имеющихся эрозионных форм, но и способствует образованию новых. В суглинках, особенно в перигляциальных, со столбчатыми отдельностями, абразия вырабатывает вертикальные обрывы. Снятие сил объемного напряжения вызывает обособление столбчатых отдельностей как в самом обрыве, так и на некотором удалении от бровки. Сформировавшиеся трещины являются хорошими коллекторами снеговых и дождевых вод и определяют направление и положение будущей промоины или оврага (рис. 14.2). Возникновению оврагов благоприятствует также склоновая эрозия, образующая первичные борозды и промоины на поверхности абразионного уступа (обычно на суглинистых берегах).

Эрозионные процессы способны разрушать не только надводный береговой склон, но и подводную периодически осушаемую прибрежную отмель. Последнее происходит ранней весной, во время сброса воды из водохранилища, и осенью. При этом надо отметить, что случаи активного проявления линейной эрозии на береговой полосе водохранилищ в пределах Удмуртии единичны, и в объеме поступающего материала большой роли не играют. Более того, отмечается большое количество подрезанных абразией оврагов и балок, в которых никакой активизации эрозии не наблюдается. Отчасти это объясняется тем, что береговые процессы уничтожили значительную часть водосборов временных русловых потоков, а оставшаяся площадь водосбора не обеспечивает эрозионный процесс достаточным количеством воды, способной разрушить образовавшийся ранее дерновый покров [8].



Рис. 14.2. Размывы суглинков по трещинам. Воткинское водохранилище.

Волновые процессы на водохранилищах и озёрах обеспечивают не только общий нисходящий снос материала, но также на его фоне, обусловленном силой тяжести, проявляются противоположно направленные берегоформирующие процессы. В частности, Б.П. Агафонов [1] отмечает, что волновые гидродинамические про-

цессы во время бурных штормов не столько уносят рыхлый материал на глубину, сколько выносят его с мелководья на побережье.

Ещё один берегоформирующий процесс, обеспечивающий вынос материала ближе к клифу – надвиги льда. Надвиги деформируют абразионные обрывы и уступы из рыхлого материала, прибрежные отмели, особенно поздней весной, когда берега успевают оттаять и лёд начинает дрейфовать по акватории. Сдвинутые льдом массы грунта нагромождаются выше по склону, наращивая высоту побережья (рис. 14.3). Процесс надвига льда пока изучен крайне слабо, не оценены роль и место процесса в формировании берегов [1].



Рис. 14.3. Вал рыхлых наносов, образованный надвигом льда. Воткинское водохранилище.

Геоморфологические последствия воздействия льда на поверхность осушенной отмели могут проявляться иначе. Разрушительный эффект от воздействия льдин наблюдается в результате их сползания с крутосклонных участков отмелей (у приглубых берегов) при таянии целостного ледового покрова в подножье. Глубина ледового выпаживания прибрежных отмелей может достигать 0,3–0,4 м при ширине ложбин 5–7 м. Особые формы микрорельефа об-

разуются при таянии лежащего на осушенной отмели льда. В этом случае рельеф поверхности осушки преобразуется потоками талых вод. Ручьи, попадающие под лед через трещины, образующиеся при деформациях льда во время сброса воды на водохранилищах, размывают вдольбереговые валы [25].

На поверхность льда часто выносятся ручьями большое количество минерального вещества в виде разжиженной глинистой массы с расположенных выше по склону участков берега. Площадь подобных образований в прибрежной зоне камских водоемов при толщине слоя наносов до 0,5м в годы с благоприятными метеорологическими условиями может достигать нескольких сотен и даже тысяч квадратных метров. На периферии натечных тел их средняя толщина обычно составляет 0,1-0,2м. При окончательном стаивании льда скопившиеся на нем массы наносов превращаются в бугристо-ячеистые микроформы, по своему составу отличающиеся от подстилающих их отложений подводного берегового склона [28].

Масштабы воздействий ледниковых процессов на рельеф зоны осушки в отдельные годы довольно существенны и их активность может определять абразионный потенциал конкретного участка берега. Разумеется, большое значение имеет фактор продолжительности периода ледостава на акватории водохранилищ.

Довольно неожиданными оказались результаты исследования влияния жизнедеятельности бентосных организмов на величину размывающей скорости в илистых донных отложениях водохранилищ. Выявлено, что наличие роющих организмов приводит к коренным изменениям физико-механических свойств отложений. В результате критические касательные напряжения на поверхности этих отложений могут снижаться примерно на порядок, что соответствует уменьшению величины размывающей скорости в 2-3 раза. Наблюдаемый эффект зависит от плотности популяций организмов и температуры воды [4,56].

Одним из важнейших факторов изменения скорости абразионных процессов в настоящее время является антропогенный. Так, стимулирует процессы абразии разработка отложений песка на пляжах и в зоне осушки. Изменение темпов переработки береговой зоны может быть нарушено и при прокладке коммуникаций. Резкое уменьшение проявления абразии берегов наблюдается после по-

стройки волноломов, защитных стенок и осуществления иных мероприятий, направленных на стабилизацию береговой линии [57].

Большую роль в режиме водохранилищ играют процессы осадконакопления (седиментации). Источники поступления наносов могут быть различны, при этом их часто подразделяют на аллохтонные (внешние) и автохтонные, формирующиеся в пределах самого водохранилища. Основным источником поступления аллохтонных наносов в водохранилища является эрозия водосборов и русел водотоков, впадающих в водохранилище. При впадении в водохранилище скорость течения потока замедляется, и его транспортирующая способность становится меньше. В результате часть наносов, прежде всего грубых, отлагается. Эрозия на водосборах зависит, в свою очередь, от величины и интенсивности атмосферных осадков, эрозионной устойчивости почв, уклонов склонов, растительности, применяемых противоэрозионных мероприятий. При этом в водохранилищах отлагаются не все приносимые постоянными и временными водотоками наносы, часть мелких фракций наносов проходит водохранилища транзитом. Существенное увеличение смыва с водосборов отмечается после лесных пожаров. При полном уничтожении леса на водосборе водохранилища интенсивность поступления продуктов эрозии может возрасти в 35 раз [55]. Эрозия усиливается также вследствие разнообразных видов хозяйственной деятельности человека - строительства, прокладки коммуникаций, добычи строительных материалов из карьеров и русел рек, лесоразработок и т. д. [9,56]. Кроме того, какая-то часть аллохтонных наносов может поступать в связи с эоловым переносом или при осаждении взвесей при выпадении атмосферных осадков.

Автохтонное вещество поступает в результате размыва берегов и дна водохранилища, развития планктона, разложения водной растительности, а также протекания в водохранилище физико-химических реакций [2].

Чаще всего в водохранилищах откладывается от 80% до 99,5% наносов. Однако в некоторых случаях эта величина меньше. Так, Цимлянское водохранилище задерживает не более 50% стока наносов Дона, Новосибирское - 64% стока наносов Оби. Минимальная же относительная величина осадконакопления (8% объема стока наносов) отмечена в водохранилище Геджоуба на р. Янцзы.

Эти цифры относятся только к стоку взвешенных наносов. Влекомые наносы, очевидно, отлагаются полностью. В водохранилище Влоцлавек на Висле отлагается 100% влекомых (песчаных) и 41% взвешенных наносов [3].

Если состав источников наносов мало изменяется при переходе от крупных водоемов к малым водохранилищам (объемом менее 0,01 км³) и прудам, находящимся в одинаковых физико-географических условиях, то их доли могут очень сильно различаться. В большинство водохранилищ основной объем аллохтонного вещества поступает с речным стоком. При этом его доля в общей приходной части баланса наносов на крупных равнинных водохранилищах (одиночных или самых верхних в каскаде) увеличивается от 26-59% в лесной зоне до 85 % в степной. Вниз по каскаду равнинных водохранилищ роль притока речных наносов снижается. Для днепровского каскада, например, она уменьшается (от головного водохранилища к замыкающему) от 39 % до 0,8 % [2]. При этом поступление взвешенных и растворённых веществ имеет большое значение в формировании химического состава донных отложений [23].

Исследование балансов взвешенных веществ в Ивановском, Угличском, Рыбинском, Горьковском, Куйбышевском водохранилищах показало, что приходная часть всех балансовых уравнений состоит из стока речных наносов (17-41% от общего прихода), продуктов абразии берегов и ложа (58-82%), продукции фитопланктона и высшей водной растительности (1-5%). Расходную часть составляет сброс через гидроузел (21-44% общего расхода) и осаждение (56-98%). Средний темп седиментации в Верхневолжских водохранилищах составляет 0,2 см/год [16].

При изучении осадконакопления на Можайском водохранилище установлено, что более 60% взвесей поступает в водохранилище при размыве берегов, что более чем в два раза превышает поступление взвесей с речным стоком [5,6].

Таким образом, для равнинных водохранилищ России и сопредельных государств достаточно отчётливо проявляются зональные различия в характере поступления наносов. В лесных зонах доля автохтонного вещества выше, чем аллохтонного, в степях соотношение обратное. В направлении от лесных зон к степям увели-

чивается доля размываемых берегов и интенсивность осадконакопления (табл. 14.1).

Таблица 14.1.

**Средняя величина интенсивности осадконакопления
в крупных равнинных водохранилищах, расположенных
в различных природных условиях [2].**

Природная зона	Количество водохранилищ	Протяжённость размываемых берегов (% от общей длины береговой линии)	Поступление взвешенного вещества на единицу площади зеркала, тыс.т/км ² год	Интенсивность осадконакопления, см/год
Лесная	6	27,9	1,90	0,23
Лесостепная	6	41,1	6,0	0,58
Степная	4	64,6	10,9	1,13

В аридных зонах существенный вклад в приходную часть баланса может составить эоловое поступление наносов. Даже на крупных водохранилищах степной зоны эоловые осадки могут составлять до 4 % приходной части. На поверхность прудов Северного Кавказа благодаря сильным ветрам поступает до 130 т/км² пыли в год, что сопоставимо с модулем стока речных наносов [2].

При высокой распаханности территорий и активном развитии эрозионных процессов важную роль в балансе осадконакопления малых водоёмов может играть склоновый смыв с местных водосборов. В лесостепной и степной зонах России и прилегающих государств смыв с местных водосборов может составлять от 50 до 90% приходной части седиментационного баланса прудов [2]. Например, по данным исследований на Бузиновском пруду (Ростовская область) установлено, что относительное годовое заиливание пруда составляет 4,3% от его общего объема, продолжительность существования пруда при полном заполнении - 76 лет и 50 лет - при заполнении 70% емкости пруда. Эрозионный снос с площади водосбора составляет 1,5 т/га в год. Процессу заиливания пруда способствуют также абразия берегов и эоловые явления, однако за счет разрушения берегов отложения в пруде составляют 10% от общего объема заиливания [35]. Для сравнения смыв с местного водосбора крупного Новосибирского водохранилища составляет менее 1% [2].

Существенное воздействие на осадконакопление может оказывать тип и размер водосбора, конфигурация водохранилища [51]. При прочих равных условиях, чем больше отношение площади водосбора к площади зеркала, тем значительнее поступление наносов и разнообразнее их генетический состав.

В ряде исследований отмечаются сезонные различия в количестве взвесей в водах водохранилищ. Обычно наблюдается максимум весной, отсутствие значительных колебаний в течение летне-осенней межени и минимальные величины зимой [22,38]. Например, на Угличском водохранилище весной содержание взвесей в воде составляет от 40 до 60 г/см³, лето и осенью – 5-10 г/см³, а зимой – 2-3 г/см³ [17].

На камских водохранилищах одними только весенними ручьями за период снеготаяния сносится в среднем 1,5 м³ грунта с погонного метра берега, что составляет около 10% объема наносов, отлагаемых на отмели за весь период навигации [28].

Процесс заиления зависит также от уровня режима водохранилища и гидрологического режима реки. Более простая схема заиления характерна для водохранилищ с мало меняющимся уровнем. В этом случае место выклинивания подпора занимает практически постоянное положение, смещаясь вниз по течению только во время половодья или паводка.

В месте выклинивания подпора происходит резкое гашение скоростей течения и выпадение наносов. По мере роста гряды наносов в высоту зона отложения наносов постепенно продвигается вверх по течению. Это явление получило название регрессивной аккумуляции. Такая гряда отчетливо проявилась, например, на участке выклинивания подпора Дубоссарского водохранилища на р. Днестре, где регрессивная аккумуляция распространялась выше водохранилища со скоростью более 2 км в год, а уровни ежегодно повышались на 5 см. Соответственно, отступала и точка выклинивания подпора. За последние 20 лет регрессивная аккумуляция выше Камского водохранилища продвинулась вверх по течению р. Вишеры на 20-30 км. В зонах переменного подпора и регрессивной аккумуляции камских водохранилищ накапливается до 60-80% стока речных наносов, равнинных водохранилищ Сибири – 30-40%, водохранилища Санменься (р. Хуанхэ) – 75% [3].

Распределение мощности донных отложений по глубине характеризуется некоторым разнообразием. Согласно сведениям о заилении 13 крупных водохранилищ (5 расположены на Днепре, 4 - на Волге, 2 - на Каме, 1 - на Дону, 1 - на Оби), приплотинные участки заиливаются в 1,5-3,5 раза быстрее, чем в среднем по акватории. Так же интенсивно заиливаются затопленные русла, причем на глубинах, где почти прекращается действие гидродинамических процессов. В Киевском водохранилище этот скачок отмечен на глубине 10,5 м, в Кременчугском - на 12 м, в водохранилищах Волги - на глубинах от 6 до 12 м [29]. Аналогичные результаты характера распределения донных отложений были получены в водохранилище на р.Уайт (штат Висконсин). Мощность отложений составила от 0,3м у берегов до 6,1м в месте старого русла. В среднем доля песка оказалась равной 43%, ила - 40%, глины - 17%, при этом крупность отложений становится меньше к приплотинной части водохранилища [48].

На небольших водохранилищах наблюдается такая же ситуация. Например, на Можайском водохранилище более половины наносов приходится на глубины свыше 10м, а мелководные участки с глубинами менее 4 м дают всего 6% общего объема заиления [6].

Перенос взвесей с волноприбойной зоны осуществляет, прежде всего, комплекс ветровых течений, в составе которого по величине скорости выделяется ветровой волноприбойный подтип течений [39]. Некоторая часть тонких наносов может образовывать плотностные течения и выносятся с ними [51].

Распределение мутности воды и расходов взвешенных наносов по ширине волноприбойной зоны чаще всего характеризуется либо наличием одного максимума в приустьевой зоне с плавным убыванием мутности к бровке отмели, либо наличием двух максимумов, один из которых располагается в приустьевой зоне, второй - в зоне первоначального разрушения волн (обычно в центральной части отмели или на бровке) [20].

Результаты изучения мутности воды в прибрежной зоне Мингечаурского водохранилища также позволили выделить несколько зон по направлению от берега:

- 1) с мутностью до 15 кг/м^3 – волноприбойная зона
- 2) с мутностью до 5 кг/м^3 – до свала глубин

3) с мутностью 50-100 г/м³ - наносы поступают с вышерасположенного склона

4) с мутностью до 5-10 г/м³ – наносы поступают во время волнения, расположена в средней части водохранилища [45].



а



б

Рис. 14.4. Зоны прибрежной части акватории с различной мутностью воды (а), основная область распространения взвесей на Воткинском водохранилище во время волнений (б).

Аналогичные зоны различной мутности воды отчётливо выделяются и на Воткинском водохранилище даже при незначительном волнении (рис. 14.4).

Средние значения мутности на вертикалях волноприбойной зоны увеличиваются от поверхности воды ко дну примерно по экспоненциальному закону. Характер распределения остаётся практически неизменным при изменении состава пород отмелей от мелко- до среднезернистых песков с примесями различного количества илистых частиц [20].

Формируемые у берегов водохранилищ абразионно-аккумулятивные отмели служат мерой длительности процесса абразии. Устойчивое наращивание прибрежной отмели завершается достижением некоторых предельных характеристик ширины и уклона поверхности, которые должны обеспечить полное гашение энергии ветрового волнения и прекращение размыва подножья склонов. Поэтому морфологические особенности прибрежных отмелей привлекают повышенный интерес и характеризуют стадийность процесса. Предельную, или конечную, отмель, в пределах которой гасится вся волновая энергия, переходившая ранее в работу разрушения берега, называется устойчивой береговой отмелью [40]. Аккумулятивные

берега начинают формироваться на участках прибрежной суши с уклонами 1-3° [9].

Проблема заиления является важнейшей для всех водохранилищ. В Португалии годовая потеря полезного объема водохранилищ достигает 0,6% от их общего объема, а в Индии эта величина изменяется от 0,5 до 1%. В Тунисе объем смываемых с водосборов наносов составляет от 695 до 6050 т/км²/год, в Марокко – 2500 м³/км²/год, в Швейцарии от 100 до 1100 м³/км²/год. В Китае отмечается значительная амплитуда объемов смываемых со склонов наносов (от 2000 до 9000 м³/км²/год на Тайване и до 20000-35000 т/км²/год в бассейне р. Хуанхэ) [53].

Ежегодно вследствие заиления водохранилищ США теряется около 1235 млн. м³ полезного объема водохранилищ, или около 0,2%. По данным наблюдений на 1000 водохранилищах установлено, что наибольшая интенсивность заиления свойственна малым водохранилищам с объемом менее 12,3 тыс. м³. При объемах водохранилищ более 123 тыс. м³ интенсивность заиления быстро уменьшается. При сохранении современных темпов заиления 20% водохранилищ США заполнится на 50% наносами в течение 30 лет [55].

Уменьшение поступления наносов в водохранилища может быть достигнуто различными способами. Для малых водохранилищ и прудов достаточно эффективным является регулирование эрозии путём залесения склонов, использование рядового и полосового посевов и проведение других агротехнических мероприятий. Интенсивными защитными мерами заиление водохранилищ на малых водосборах может быть уменьшено на 95% [55]. В качестве специальной меры борьбы с заилением может применяться прямое удаление наносов из водохранилищ и прудов, но вследствие технических трудностей и большой стоимости эта мера применяется редко.

Для крупных водохранилищ регулировать седиментацию рекомендуют строительством прудов-отстойников, промывкой водохранилищ, сооружением водозадерживающих конструкций, направлением русел и т. д. [36,55]. По мнению С. Брука [49], восстановление полезного объема может быть достигнуто за счет увеличения высоты плотины.

В развитии берегов водохранилищ прослеживается несколько стадий, последовательно сменяющих друг друга [27,41,47].

Например, наблюдения за развитием суглинистых берегов Камского водохранилища позволило выделить на сегодняшний момент три стадии – начальную, интенсивного развития берегов и динамического равновесия [27].

Начальная стадия связана с периодом наполнения водохранилищ. В разных частях Камского водохранилища начальная стадия длилась от нескольких недель до года. За первый год суглинистые берега на отдельных участках отступили на 10-20 м. Средняя скорость разрушения берегового обрыва составляла 1,5-2,0 м в месяц. В отдельных случаях в абразионных уступах фиксировались волноприбойные ниши, время существования которых было кратковременным. Размеры ниш составляли до 1,5 м по высоте, вглубь берега они распространялись не более чем на 1,5-2,0 м. Ниши образовывались только в надводной части берегов. При высоком уровне воды разрушение берегов происходило не только в штормовую погоду за счет удара волны, но и в штиль за счет оплывания нижних частей обрывов [27].

В следующую стадию - интенсивного разрушения берегов - переработка происходила путем первичного расчленения береговой линии (из-за различий в составе размываемых пород, проявления линейной эрозии и т.д.) и её последующим относительным выравниванием. В первую фазу периода шло активное образование бухт, ниш, мысов, останцов. По мере выработки профиля равновесия прибрежной отмели процесс выравнивания становился преобладающим над процессом расчленения. В заливах происходило накопление наносов и продуктов выветривания, которые постепенно нивелировали большую часть неровностей береговой линии. Абразия обвальных берегов часто сопровождалась овражной эрозией, оползневой деятельностью, суффозией, которые в свою очередь стимулировали активность абразии. Продолжительность стадии – 4-5 лет. Скорость переработки берега в зависимости от геоморфологических и гидрометеорологических условий года изменяется в диапазоне от 1 до 30 м/год.

Стадия интенсивного разрушения берегов характеризуется особым режимом и направленностью меняющихся берега процессов. При прочих равных условиях скорость уничтожения мысовидных выступов в 1,5-2,0 раза больше, чем выровненного берега. Обрушение выступов обычно происходило даже в период штилей при раз-

мокании и оплывании нижних частей откосов. Часто объем породы, перемещенный к основанию уступа в результате оплывания грунта, значительно превосходил объем пород, поступивших в водоем в результате волновой деятельности.

Стадия динамического равновесия отличается от предшествующих этапов формирования береговой линии водоемов наличием ведущего геологического процесса, который определяет дальнейшее формирование берегового уступа и всей зоны влияния водохранилища. Динамическое равновесие не означает затухания и резкого снижения активности ведущего процесса. Процесс достигает такой скорости развития, которая соответствует конкретной природной обстановке (геологическому строению склона, его геоморфологическим особенностям, гидрологическим особенностям водоема и т.д.).

Если в первые годы эксплуатации водоема размыву подвергались склоны крутизной минимум до 4° , то в последние годы размыву стали подвергаться даже пологие склоны крутизной менее 2° . В процессе развития береговой линии, углубления отмели и увеличения её крутизны, стабильные ранее берега в последствие активно переходят в группу абразионных, увеличивая их общую протяженность. Такая направленность развития берегов, ранее относящихся к стабильным, в последние годы проявилась на всех камских водохранилищах. Одним из объяснений подобного развития прибрежной зоны является уменьшение устойчивости суглинков при их продолжительном контакте с водой. Прорыв волн и прибойных течений при высоких уровнях воды к подошве берегового склона делают возможным вовлечение суглинков в процесс переработки и перемещения при очень небольших углах наклона склонов.

Переход из первой стадии во вторую и достижение состояния динамического равновесия может быть связано с изменением характера ветро-волновой деятельности при росте ширины отмели и вдольбереговых потоков наносов. При этом стадии развития могут иметь существенные отличия и степень выраженности в зависимости от типа переформирования берегов и зон водохранилищ [41].

За срок существования водохранилищ мелководья различных типов также прошли три этапа формирования, отличающиеся по гидрологическому режиму, степени изменения компонентов и

по характеру протекающих процессов. На первом этапе развития прослеживаются значительные различия в процессах и в характере изменений на открытых и на защищенных мелководьях водохранилищ. На открытых участках преобладает разрушение и вынос вещества, на защищенных - его накопление. На втором и третьем этапах наблюдается замедление выноса минеральных и органических веществ на открытых мелководьях и усиление его накопления на защищенных от прибоя территориях. Общее направление изменений на мелководьях свидетельствует об усилении процессов эвтрофикации водоемов. В последние годы в условиях защищенных мелководий наблюдается стабилизация площадей зарастания [37].

Изменения берегов малых водохранилищ происходит несколько иначе. Малые водохранилища отличаются устойчивостью уровня режима, неустановившимся волнением, высокими показателями водообмена, значительной ролью процессов заиления и зарастания, а также влиянием стоковых течений на формирование ложа. Существенны также гидродинамические различия отдельных частей акватории.

Берега абразионного типа малых водохранилищ развиваются в три стадии - становления, стабилизации и отмирания.

На первой стадии развития происходит интенсивный процесс обрушения берегов, возникновение и развитие прибрежных отмелей. Идет постепенное выравнивание береговой линии, срезка мысов и заполнение наносами заливов, формирование пересыпей. Ежегодное отступление бровки берега в фазу интенсивного отступления, продолжительностью 3-5, иногда 7 лет, составляет 1,0-1,2 м. В отличие от крупных водохранилищ, становление берегов малых происходит по ускоренной схеме. За 5-7 лет эксплуатации обрушение берегов достигает более половины общей величины отступления бровки. Во вторую фазу стадии становления процесс обрушения медленно затухает. К середине второго десятилетия эксплуатации становление берегов завершается. За это время в верхней и средней частях водохранилищ берега стабилизируются, и в прибрежной зоне появляется полоса водных растений [47].

Опыт длительной эксплуатации малых водохранилищ показал, что дальнейшая направленность развития берегов закладывается уже в стадию становления и может быть очень разнообразной в зависимости от различного сочетания пород, слагающих берега,

степени проявления ветрового волнения, характера преобладающих экзогенных процессов, морфологических особенностей склонов и гидродинамических условий в прибрежной зоне [46].

Во вторую стадию происходит формирование равновесной береговой линии в плане и по профилям, активные процессы характерны только для приплотинной части, где происходит окончательная отработка отмелей. Динамически устойчивая береговая линия представляет собой ряд внутренних и внешних береговых дуг, основные характеристики которых определяются гидродинамическими условиями водоемов. Отмели укрепляются растительностью. Основным процессом является вдольбереговое перемещение наносов. На ранее образовавшихся отмелях остальной части водохранилищ формируются мощные вторичные грунты со сплошным покровом водной растительности.

На третьей стадии (отмирания) происходит полная стабилизация склоновых процессов. Берег и прибрежные отмели повсеместно зарастают водной растительностью. Накопление органических отложений на отмелях и в открытой части приводит к их заболачиванию. В целом в прибрежной зоне преобладает аккумулятивный процесс, отмечаемый в настоящее время в верховьях многих малых водохранилищ.

Часто на малых равнинных водохранилищах встречаются берега, формирующиеся в условиях очень слабого волнового воздействия. Таких динамически пассивные участки не проходят абразионную стадию и обычно располагаются в заливах и верховьях малых водохранилищ. В этом случае берега постепенно зарастают, а затем и стабилизируются [47].

В процессе формирования грунтов ложа малых водохранилищ можно выделить стадии занесения и заиления ложа. На первой происходит преимущественно занесение ложа продуктами его переформирования и обрушения берегов, на второй - накопление в основном илистых отложений. Стадия занесения для средних водохранилищ (объемом менее 1 км³) более растянута во времени, скорость же накопления отложений на стадии заиления составляет 0,25-1,40 см/год и зависит от гидродинамических условий различных частей водохранилищ. Объем отложений в малых водохранилищах за 10-25 лет эксплуатации составил от 2-7 до 30% полного и до 50% полезного объема.

Развитие малых речных водохранилищ приводит к формированию озеровидных водоемов с установившимся режимом и устойчивой экосистемой, а также к последующей замене их болотным ландшафтом с развитым руслом реки. Практическое использование малых водохранилищ наиболее эффективно в течение 40-45 лет после создания, в дальнейшем же требуются коренные меры по их обновлению и реконструкции [47].

Как уже отмечалось, берега водохранилищ формируются в условиях проявления разнообразных рельефообразующих процессов, меняющих как надводную, так и подводную часть береговой зоны. Различия в геологическом строении, первоначальном рельефе и в особенностях воздействия водных масс на берега отражается не только в формах новообразованных берегов, но и в скоростях перестроения самих побережий, в различных объемах горных пород, переработанных береговыми процессами. Это позволяет выделить на водохранилище береговые геоморфосистемы (или элементарные участки берега), представляющие собой участки побережий, различающиеся морфологией подводного и надводного склонов, скоростями, а также составом и ролью отдельных процессов перестроения береговой зоны [18].

Одна из первых попыток классификации берегов по преобладающим процессам с целью правильного выбора и размещения хозяйственных объектов была составлена для Цимлянского водохранилища [21], где после 15-летнего периода эксплуатации были выделены три типа берегов - отступающие, относительно стабильные (нейтральные), аккумулятивные. Отступающие берега разделены на четыре подтипа - денудационно-абразионные, абразионные, абразионно-обвальные и абразионно-оползневые. Как показывают наблюдения, с одной стороны, происходит выравнивание береговой линии за счет срезания мысов и заполнения наносами заливов, а с другой - непрерывное увеличение протяженности абразионных берегов за счет постепенного размыва берегов затопления.

Д.П. Финаров в целях теоретического обоснования прогнозов и расчетов перестроения берегов водохранилища выделил семь основных генетических типов берегов: абразионный, нейтральный и аккумулятивный, абразионно-эрозионный, абразионно-карстовый, термоабразионный, водно-гравитационный и био-

генный. В данной классификации учтены ведущие процессы и характер первичного рельефа [42].

Результаты исследования берегов Воткинского водохранилища показали, что морфология надводного и подводного склонов зависит от состава слагающих их пород, высоты склонов и темпах развития основных процессов.

Береговые геоморфосистемы, сложенные четвертичными отложениями, характеризуются преимущественно невысокими берегами – 9-10 м. Крутизна береговых уступов составляет 55-60°, при этом верхние 2-3 метра уступа практически вертикальны. Подводный склон ровный, прямой или слабоогнутый, крутизной 2,5-3°. В тёплое время года при высоком уровне воды в водохранилище выше уреза также образуется почти вертикальный уступ высотой до 1,5-2 м. Волноприбойная ниша отсутствует. Разрушение надводной части уступа происходит преимущественно обваливанием, меньше – осыпанием и оползанием. Обваливание обусловлено, прежде всего, столбчатой и глыбистой структурой четвертичных суглинков. Все оползни имеют небольшие размеры. Поступивший к основанию уступа материал быстро размывается. Среднегодовые скорости разрушения берегового уступа, сложенного суглинками, составляют 1,12 м/год, в отдельные годы – до 2,16 м/год.

Берега, сложенные преимущественно алевролитами и аргиллитами, на правобережье Воткинского водохранилища распространены наиболее широко. Их высота меняется от 10 до 45-50 метров. Невысокие берега, до 20 метров высотой, имеют прямой или слабовыпуклый профиль крутизной 50-55°. Перекрывающая алевролиты кровля суглинков, мощностью от 1,5 до 3 м, образует вертикальный или нависающий уступ. Подводный склон ровный, прямой, крутизной 3-3,5°. Высокие берега имеют слабоогнутый профиль, крутизной 45-50°. Это наименее крутые берега из всех абразионных. Разрушение надводной части связано, прежде всего, с осыпанием выветрелых пород. Обваливание встречается намного реже. К началу подъёма уровня воды в водохранилище, весной, у подножья склонов образуются мощные шлейфы коллювия, иногда высотой 5-6 м. Эти шлейфы очень быстро размываются, и уже в конце мая волны размывают не осыпь, а коренные породы. Подводный склон ровный, прямой, крутизной 5-6°. Скорость размыва подводного склона, по нашим данным, составляет от 1,5-2 до

6 см/год. Темпы размыва надводного берегового уступа составляют от 25-30 см/год до 1,0-1,2 м/год. Выпуклые склоны размываются быстрее, чем вогнутые, причем скорость размыва возрастает с увеличением их крутизны.

Только в пределах берегов, сложенных алевролитами и аргиллитами с небольшими прослоями песчаников, отмечены крупные оползни. Особенно высокие темпы переформирования отмечены на фронтальных частях оползней. Стенки срыва оползней представлены в основном алевролитами с небольшими (до 1,5-2 м) единичными прослоями песчаников. Раздробленные породы оползневых тел в первые годы после схода оползня размываются со скоростью 2,5-3 м/год, затем темпы разрушения постепенно уменьшаются до 0,5-1,0 м/год.

Толща рыхлого материала, перекрывающая коренные алевролиты и аргиллиты подводного склона к началу ледостава, весной, после таяния льда в зоне осушки, практически отсутствует. Это явление может быть объяснено только подводным крипом.

Берега, сложенные песчаниками, на водохранилище распространены достаточно широко. Полностью сложенные песчаниками берега, как правило, невысокие – 12-20 м. Берега, сложенные в приурезовой части и по разрезу мощными толщами песчаника, по высоте не уступают берегам, сложенным алевролитами и аргиллитами. Места выхода на дневную поверхность песчаников образуют самые крутые участки склонов – 70-75°. В прослоях алевролитов и аргиллитов крутизна склонов составляет 55-65°, уменьшаясь при увеличении мощности этих прослоев. Склоны, полностью сложенные песчаниками, прямые, с прослоями алевролитов – ступенчатые. Разрушение надводной части связано с процессами обваливания. Осыпной материал сравнительно невелик, и его доля зависит от мощности прослоев алевролитов. Оползни отсутствуют. Подводные склоны крутые – до 14-17°. Обвалившиеся скальные породы создают иногда мощные береговые препятствия, влияющие на скорость абразии. Даже в условиях свободного подхода волн, скорость абразии составляет 3-5 см/год на уровне уреза воды и немного выше него. На высоте 60-80 см темпы разрушения песчаников равны 0,5-1,5 см/год. При наличии береговых препятствий максимум разрушения приурочен не к приурезовой части склона, а выше него на

30-40 см, и составляет 1,0-1,3 см/год. Только в песчаниках формируется волноприбойная ниша и клиф.

Аккумулятивные формы рельефа в настоящее время встречаются только в устьях малых рек и крупных балок, впадающих в водохранилище, на участках активного оползания, в отдельных случаях - осыпания и обваливания. Это свидетельствует о том, что процессы денудации и аккумуляции еще не находятся в стадии равновесия и активное переформирование берегов будет продолжаться еще длительное время.

Пологие берега с уклонами, не превышающими 2-4°, встречаются в створах временных русловых потоков и нивально-эрозионных цирков. Они обычно не размываются и в настоящее время закреплены растительностью.

За время эксплуатации водохранилища берега, сложенные алевролитами и аргиллитами, отступили в среднем на 52-60 м, песчаником – 20- 40 м, а пологие склоны, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, отступили на 75-120 м. Береговые процессы и в настоящее время проявляются активно.

Достаточно детально вопрос выделения элементарных участков берега, характеризующихся высокой степенью однородности геолого-геоморфологического строения и характера локального морфолитогенеза был проработан Н.Н. Назаровым для берегов камских водохранилищ. В качестве важнейшего отличительного признака элементарного участка берега взято доминирование в них определенного спектра экзодинамических процессов, осуществляющих моделировку надводной части, а в результате возникновения обратных связей в виде поставки наносов - и формирование микрорельефа зоны осушки и подводной части берегового склона.

Результаты наблюдений за переформированием берегов водохранилищ показывают, что береговые геоморфосистемы по совокупности экзогенных геодинамических процессов, отвечающих за их моделировку, образуют устойчивые группы, в которых преобразование береговых склонов идет циклично и по сценарию, predetermined развитию определённого набора прибрежных процессов. Абразионные типы морфогенеза обычно формируют участки берега, у которых в зависимости от особенностей литологического строения и морфометрических характеристик склонов ответная реакция на абразионную подрезку подножий береговых усту-

пов выражается образованием обвалов, осыпей, оползней или их комбинаций - типически повторяющихся сочетаний проявлений процессов, осуществляющих переформирование берегов (абразия - обвал, абразия - оползень и т.д.). Близкие по эффекту ответной реакции берегов возникают сочетания прибрежных типов морфогенеза, где ведущим процессом выступает эрозия (эрозия - обвал, эрозия - осыпь и т.д.). Специфические типы переформирования образуются на участках берега, где в качестве доминирующего процесса выступают аккумуляция, заболачивание или другие процессы.

В настоящее время для камских водохранилищ оказалось возможным выделить следующие типы переформирования, образующие элементарные участки берега: абразионно-обвальный, абразионно-оползневой, абразионно-овражный, абразионно-осыпной, абразионно-обвально-осыпной, эрозионно-обвальный, эрозионно-осыпной, эрозионно-обвально-осыпной, эрозионно-оползневой, аккумулятивный, гидратационного выветривания, фитогенного разрушения и (или) стабилизации, заболачивания [26].

Для малых водохранилищ в равнинных условиях выделяют-ся две основные группы берегов по характеру формирования: волнового (абразионного) и неволнового происхождения. Наиболее распространенными абразионными типами берегов являются обвальные, осыпные и оползневые. Берега неволнового происхождения на малых водохранилищах пологие, нейтральные по отношению к абразионному процессу, формируются в условиях почти полного отсутствия воздействия волновой деятельности. В редких случаях на некоторых участках берега, при выходе на дневную поверхность хорошо размокающих и оплывающих грунтов, создаются условия для перехода их в слабо абразионные типы развития [46].

Методы изучения абразионно-аккумулятивных процессов на водохранилищах достаточно разнообразны. Прежде всего, рекомендуется использовать крупномасштабные топографические карты и аэрофотоснимки, созданные до наполнения водохранилищ и через некоторое время с начала его эксплуатации. Необходимые сведения могут быть получены с батиметрических карт водохранилищ или лоцманских карт.

Некоторые исследователи самостоятельно проводят промерные работы и топографическую съёмку, чтобы создать крупномасштабные карты распределения глубин. Такие работы, в частно-

сти, были выполнены на Новосибирском водохранилище [44]. Они позволили определить основные морфометрические характеристики чаши водохранилища, оценить масштабы их изменений и составить трехмерную модель ложа и береговой зоны.

Использование аэрофотоснимков позволяет выделять наиболее физиономичные элементы водохранилищ - плановое изображение бровки берегового уступа, рисунок поверхности террас, рисунок пляжа и надводной отмели, теневой эффект от крутых береговых склонов и абразионных обрывов, расположение оползневых тел. При использовании стереоснимков можно оценить высоту берегового уступа, его поперечный профиль, а также глубину подводной части склона в пределах видимости. По сходству внешних морфологических признаков уже на этом этапе работ можно составлять предварительные схемы районирования береговой зоны, выделяя на ней характерные участки [34].

При изучении аккумулятивных процессов на водохранилищах рекомендуется использовать ландшафтный принцип, поскольку именно климато-ландшафтная обстановка определяет условия формирования твердого стока, в том числе особенности хозяйственного использования элементарных ландшафтно-эрозионных комплексов [30].

История осадконакопления может быть восстановлена на основе изучения донных отложений. Такие работы, например, были выполнены после спуска воды водохранилища на р.Уайт (США). После отбора проб донных отложений и бурения были составлены карты поверхности отложений и коренного рельефа, существовавшего до создания водохранилища. С помощью радиоактивного метода оценена интенсивность заиления водохранилища [48].

Для исследования седиментации в водохранилищах Финляндии применялись ловчие стаканы, устанавливаемые в придонном горизонте (50см от дна) водоема. Наблюдения проводились в течение безледоставного периода. Стаканы вынимались один раз в месяц. В это же время отбирались пробы воды для определения содержания взвешенного вещества [51].

Оценка скоростей осадконакопления может проводиться методами зондирования толщи отложения и последовательных батиметрических съемок. Хорошие результаты даёт использование метода датирования отложений по распределению ^{137}Cs , однако до-

статочно надёжно радиоактивный метод позволяет определить средние скорости седиментации, начиная с 1954 года, когда началось проведение ядерных испытаний в атмосфере [54].

Изучение движения прибрежных наносов на Горьковском водохранилище проводилось с помощью меченого песка. Для окраски песка использовался люмоген, а в качестве связующего вещества - агар-агар, крахмал или раствор органического стекла в ацетоне. Индикаторный песок высыпался в виде пятна на урезе или поблизости от него а также в средней части отмели. Для отбора проб с мелководья применялись совок и черпак на шесте, а на больших глубинах, где работа шла с лодки, использовался дночерпатель. Расстояния от уреза до мест взятия проб на створах измерялись. Для просмотра проб применялся аппарат для люминесцентной диагностики.

Обработка проб заключалась в подсчете окрашенных песчинок в поверхностном слое пробы, рассыпанной на определенной площади, не менее трех раз. При этом каждый раз проба предварительно перемешивалась и рассыпалась вновь на той же площади. Результаты подсчётов усреднялись. Если окрашенных частиц было очень много, то их количество определяли в нескольких небольших квадратах. Это позволяло находить среднюю величину, приходящуюся на единицу площади, а затем рассчитать число окрашенных песчинок для всей площади. При выборе цвета люминофора, очевидно, следует сначала облучать неокрашенный песок, взятый с участка, предназначенного для проведения опыта. Для лучшего выполнения опытов с меченым песком требуется прибор, обеспечивающий взятие проб одинакового объема и с равной площади поверхности дна, а также прибор для отбора колонки песка со дна с целью определения толщины активного слоя наносов [19].

Известны примеры проведения экспериментальных работ по проблеме влияния параллельных и особенно поперечных гидротехнических сооружений на структуру транспорта наносов и на рельеф окружающих участков дна. Результаты лабораторных исследований на трехмерной модели с подвижным дном показали, что в начальную стадию после возведения поперечного сооружения большая часть наносов задерживается у его наветренной стороны и лишь около 5% идет в обход сооружения. По мере формирования новой стабильной береговой линии, соответствующей изменив-

шимся условиям, количество материала, уходящего за голову гидротехнического сооружения, постепенно возрастает. По прошествии времени, необходимого для образования устойчивой береговой линии, в обход сооружения уходит до 20% поступающего к участку осадочного материала, а спустя в 5 раз большего отрезка времени в обход сооружения идет уже до 75% наносов [52].

Для детального изучения литолого-морфодинамических изменений микрорельефа осушенных отмелей на Камском водохранилище использовался метод нивелирования с фиксацией всех элементов микрорельефа отмели в период ее надводного положения. В годы раннего наступления положительных среднесуточных температур измерения проводились два раза - в период активного снеготаяния, который приходился на середину-конец апреля, и перед самым началом интенсивного подъема уровня в начале второй декады мая [28].

В Удмуртском университете изучение морфологии берегов Воткинского водохранилища проводились с использованием электронных тахеометров. Наблюдения проводились обычно в третьей декаде апреля, после таяния льда на осушенной отмели, с поверхности которой проводилась съёмка. Поверхность абразионного склона сканировалась тахеометром в безотражательном режиме, поверхность отмели – в обычном. В результате для склонов, сложенных различными породами и имеющих разную высоту, были получены серии профилей (рис. 14.5), позволяющих проводить морфологический анализ рельефа береговой зоны.

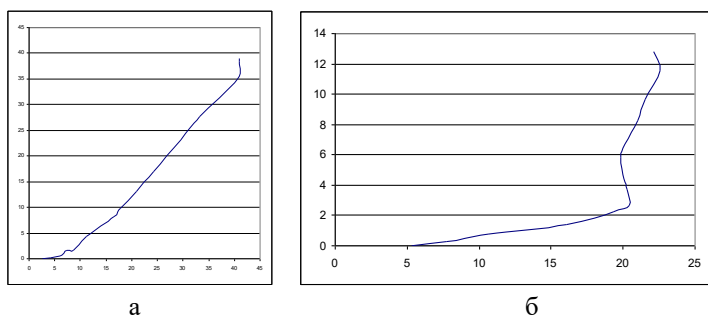


Рис. 14.5. Профили абразионных берегов Воткинского водохранилища, а – берег, сложенный алевролитами, б – на высотах от 3 до 6 м сложен плотными песчаниками, от 6 до 12 м – алевролитами. Самые верхние части обоих профилей – четвертичные суглинки.

Для изучения скорости размыва берега волнами использовался метод шпилек. Шпильки, в качестве которых использовались электроды, устанавливались сериями по вертикальному створу, начиная от уреза воды до высоты 1,5 м. При установке шпилек в коренных породах сначала высверливалось отверстие, затем оно заполнялось монтажной пеной, и только после этого устанавливалась сама шпилька.

Для изучения скорости размыва прибрежной отмели также использовался метод шпилек, которые размещались по створу, начиная от приустьевой части. Здесь использовались уже не электроды, а 15-сантиметровые саморезы с плоскими шляпками, от нижних частей которых производились замеры один раз в год, в третьей декаде апреля.

Изучение перемещения валунного материала на прибрежной отмели производилось с помощью высокоточной тахеометрической съёмки. Первоначально на отмели были закреплены базовые реперные точки, координаты которых ежегодно проверялись с помощью системы GPS. С этих точек производилась съёмка положения меток (неглубоких просверленных отверстий) на поверхности валунов.

Некоторые представления о наиболее ярко проявляющихся процессах на водохранилище даёт обследование береговой зоны с акватории водохранилища с фотографированием берега и сравнением разновременных снимков [11,14].

Важнейшей научно-практической задачей, связанной с эксплуатацией водохранилищ, является составление прогнозов динамики их берегов и дна. Прогнозы бывают краткосрочные и долгосрочные.

Среди долгосрочных прогнозов выделяют две разновидности:

- 1) долгосрочный прогноз динамики берегов и дна водохранилищ на определенную стадию развития. В этом случае рассматривается развитие котловины в целом в зависимости от пути эволюции водохранилища с учетом срока его службы.

- 2) долгосрочный прогноз динамики берегов и дна водохранилищ на заданный срок (50, 70, 80 и 100 лет) для определенных участков берегов и дна с учетом стадии динамического равновесия.

Для разработки долгосрочного прогноза динамики берегов и дна равнинных водохранилищ предлагается следующий алгоритм [43]. Сначала необходимо определить тип водохранилища по характеру взаимодействия с береговой полосой и со всем водосборным бассейном. Затем следует выполнить районирование котловины водохранилища и типизацию береговой полосы. На следующем этапе выделяются гидрологические зоны водохранилища, определяется соотношение активных и пассивных уровней с основными формами первичного рельефа. В пределах районов должны быть нанесены на карту основные типы и формы рельефа, в первом приближении определены размываемые и заиляемые участки, а также прогнозируемые виды берегов. Далее необходимо изучение динамики дна и берегов на модели водохранилищ, после чего составляется карта, где получают отражение основные типы новых грунтов, а также унаследованные грунты или почвы по основным типам и формам рельефа. На основе всех полученных данных составляется прогноз динамики берегов и дна водохранилища. На первом этапе составления прогноза по аналогии выделяются участки, заливаемые и размываемые, а также участки дна, унаследованные или не изменяемые при создании водохранилища.

Составление прогнозов, особенно долгосрочных, часто страдает неопределенностью из-за множества факторов, влияющих на этот процесс. Считается, что период активной переработки берегов продолжается 5-10 лет, а через 20-30 лет процесс стабилизируется. Однако и на старых, и относительно молодых водохранилищах нередко наблюдаются вспышки процессов разрушения берегов или, во всяком случае, полного затухания абразии не происходит [32].

Прогноз переработки берегов должен проводиться для конкретного участка берега, на сравнительно короткий срок (10-15 лет), с учетом развития соседних участков берега и активности других экзогенных геоморфологических процессов, развивающихся на побережье. Рассматривая пути развития береговых склонов в будущем, необходимо, прежде всего, изучить историю их изменения в прошлом, выделяя главные и второстепенные процессы, формирующие склон. Такое деление в значительной мере условно, поскольку экзогенные процессы тесно взаимосвязаны. На определенном этапе второстепенный процесс может стать главным, и наоборот. К

тому же экзогенные процессы противоречивы. Один и тот же процесс может вызвать и денудацию, и аккумуляцию. В одном случае он способствует устойчивости склона, в другом нарушает имеющееся равновесие. Прогноз формирования берегов необходимо проводить не только с точки зрения отступления бровки берегового уступа, но и путем прогноза изменений инженерно-геологических условий в прибрежной полосе, учитывая при этом всю сложность геологической ситуации и экзогенных процессов [31].

В целом, точность прогнозных расчётов часто весьма несовершенна. Например, прогнозный расчет предельных вероятных деформаций для некоторых участков берега Камского и Воткинского водохранилищ, выполненный В.И Пономарёвым в 1970 году, показал, что во многих районах побережья отступление береговой линии составит 100-150 м от её положения на тот период времени [33]. Однако нынешнее положение берегового уступа на Воткинском водохранилище уже во многих местах превосходит заявленные величины, а темпы абразии остаются высокими.

Список литературы

1. Агафонов Б.П. Восходящие литопотоки в формировании берегов озёр (на примере Байкала) //Новые и традиционные идеи в геоморфологии. 5 Щукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005, с.197-199.
2. Алексеевский Н.И., Виноградова Н.Н. Трансформация потоков литогенного материала на участках расположения гидроузлов. // Эрозионные и русловые процессы. М., 1996, с.191-201.
3. Бабинский З., Беркович К.М., Виноградова Н.Н., Рулева С.Н., Фролов Р.Д. Влияние водохранилищ на русла рек в разных природных условиях, его экономические и экологические аспекты. // Эрозионные и русловые процессы. Вып.4, М., 2005, стр.51-67.
4. Бреховских В.Ф., Вишневская Г.Н., Мордасов М.А. О влиянии бентосных организмов на величины размывающих скоростей связных грунтов. // Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях. М., 1989. с. 19-28.
5. Виноградова Н.Н. Баланс взвешенного вещества в Можайском водохранилище. // Комплекс. исслед. водохранилищ. Вып. 2, М., Моск. ун-т, 1973, с.46-49.
6. Виноградова Н.Н. Особенности размыва берегов и накопления донных отложений в малом водохранилище Москворецкой системы (на

примере Можайского водохранилища). // Охрана природы и рациональн. использ. природ. ресурсов Моск. обл., М., 1977, с.86—87.

7. Глейзер И.В., Егоров И.Е., Егорова М.И. Динамика береговых процессов на Воткинском водохранилище (в пределах Удмуртской республики) // Инженерная геология, гидрогеология и геодинамика прибрежных территорий и ложа водохранилища. Пермь.: Изд-во Пермского гос. ун-та, 2008. С.33-37.

8. Двинских С.А., Печеркин А.И., Лепихин А.П. Влияние водохранилищ на окружающую среду. Изд-во Пермского гос. ун-та, 1981. 119с.

9. Долженко Г.П. Динамика берегов водохранилищ Ростовской области. //Геогр. исслед. на Сев. Кавказе и Нижн. Дону. Ростов, Ростов. ун-т, 1973, с.120—122.

10. Дружинин Г. В. Образование и динамика береговых наносов на озерах Северного Казахстана. // Гидрофизические исслед. озер. Л., Наука, 1973, с.137—150.

11. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Береговые процессы правобережья Воткинского водохранилища. // Вестник Удмуртского университета, Сер. Биология. Науки о Земле. 2012, Вып.3. С.104-111.

12. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Оценка темпов абразии на Камских водохранилищах Удмуртии. // Вестник Удмуртского университета, Сер. Биология. Науки о Земле. 2013, Вып.2. С.100-103.

13. Егоров И.Е., Егорова М.И. Процессы современной экзогенной геодинамики на берегах Воткинского водохранилища // Вестник Удмуртского университета, 2007, №11. С.75-80.

14. Егоров И.Е., Егорова М.И. Современные тенденции изменения береговой зоны Воткинского водохранилища // Вестник Удмуртского университета, 2008, Вып.2. С.81-87.

15. Ермолаев А.И. Анализ роли основных факторов и условий процесса абразионного переформирования берегов. // Тр. координац. совещ. по гидро-техн., 1977, № 122, с.201—207.

16. Зиминова Н.А. Баланс взвешенного вещества в Волжских водохранилищах. //Комплекс. исслед. водохранилищ, 1978, № 4, с.80-86

17. Зиминова Н.А., Курдин В.П. О режиме взвесей в Угличском водохранилище. //Биол внутр. вод. Информ. бюлл., 1971, № 10, с.71—75.

18. Игнатов Е.И. Границы береговых морфосистем. //Новые и традиционные идеи в геоморфологии. 5 Щукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005, с.425-429.

19. Иконников Л.Б. Изучение движения прибрежных наносов на Горьковском водохранилище с помощью меченого песка // Изв. АН СССР, сер. геогр., №5, 1965, с.100-104.

20. Клавен В.М. Распределение взвешенных наносов на отмелях водохранилищ и возможность их оценки интеграционным способом. // Тр. Гос. гидролог. ин-та, 1977, вып. 242, с.115-128.

21. Ключева В.Д. Цимлянское водохранилище за 15 лет существования. //Охрана природы Нижн. Дона. Ростов-на-Дону, Ростовск. ун-т, 1969, с. 26-34.

22. Колпачева М.П. Переформирование берегов водохранилища. // Материалы 2-й Региональн. конф. «Антропоген. ландшафты центр, чернозем. обл. и прилегающих территорий», Воронеж, Воронеж.. ун-т, 1975, с.131 – 133.

23. Кузнецова Л.А. Формирование донных отложений Камского водохранилища и их состав. //Закономерности формир., методы расчетов вод. и климат, ресурсов. Пермь, 1982, с.66—69

24. Назаров Н.Н. Геодинамика побережий водохранилищ Пермского края. Пермь., 2008, 152с.

25. Назаров Н.Н. Гляциальный морфолитогенез в зоне осушки водохранилищ. // Иркутск, 2010, с.108-109.

26. Назаров Н.Н. Геодинамика и морфолитогенез береговой зоны нижнего бьефа Камской ГЭС // Четвёртый российско-польско-украинский семинар по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Сборник докладов. Н.Новгород, Изд-во ФГОУ ВПО ВГАВТ, 2008, с.74-80.

27. Назаров Н.Н., Гаврюхова Л.Н. Морфология и морфодинамика суглинистых берегов водохранилищ. // Эрозионные и русловые процессы. Вып.4, М., 2005, стр.130-141.

28. Назаров Н.Н., Тюняткин Д.Г. Эрозионно-аккумулятивные процессы в зоне сезонной осушки камских водохранилищ. // Влияние водохранилищ на русловые процессы. Пермь, 2010, 108с.

29. Новиков Б.И. Некоторые закономерности заиления крупных водохранилищ равнинных рек. // Круговорот вещества и энергии в водоемах. Гидрол. и климат». Лиственичное на Байкале, 1977, с.118-120.

30. Петров Б.Г., Бикметов Р.А. Географические принципы изучения и расчета заиления водоемов. // Геогр. исслед. вост. р-нов СССР. Иркутск, 1981, с.365-371.

31. Печеркин И. А., Мацкевич И. К. Основные направления развития берегов водохранилищ, сложенных рыхлыми песчано-глинистыми породами. //Уч. зап. Перм. ун-т, 1971, № 282, с.72—79.

32. Печеркин И.А., Печеркин А.И., Гайнанов Ш.Х. Переработка берегов водохранилищ, сложенных песчано-глинистыми и карбонатными породами. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1981. 96с.

33. Пономарев В.И. Фактическое состояние и прогноз переформирования берегов Камского и Воткинского водохранилищ. //Сб. работ Свердл. гидрометеорол. обсерв., 1970, вып. 11, с.186—201

34. Садов А.В., Елисеев Ю.Б. Принципы районирования берегов водохранилищ по характеру их аэрофотоизображения. //Тр. ВНИИ гидрогеол. и инж. геол., 1973, вып. 58, с.7-16.

35. Семенцов И.В. О заилении прудов в Ростовской области. //Геогр. исслед. на Сев. Кавказе и Нижн. Дону. Ростов, Ростов. ун-т, 1973, с.39-40.

36. Стародубцев Э.Д. О заилении Карабашского водохранилища. //Сб. работ Куйбышевской гидрометеорол. обсерв., 1970. Вып. 7, с.58-63

37. Тихомиров О.А. О формировании мелководий водохранилищ лесной зоны. //Всес. науч.-техн. совещ. Влияние водохранилищ ГЭС на хоз. объекты и природ, среду, Л., 1979, с.74—75

38. Третьякова С.И. Взвешенные вещества в воде Куйбышевского водохранилища. // Гидрохим. матер. Ленинград, 1986, 96, с.87—97.

39. Филиппов О.В. Современные условия и состояние развития абразии на Волгоградском водохранилище./Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. Волгоград, Изд-во ВГПУ Перемена, 2010. с.148-154.

40. Филиппов О.В. Особенности морфологии абразионно-аккумулятивных отелей Волгоградского водохранилища. // Влияние водохранилищ на русловые процессы. Пермь, 2010, 108с.

41. Финаров Д.П. Особенности стадийного развития берегов крупных водохранилищ СССР и некоторые рекомендации по составлению прогноза их переформирования. //Тр. координац. совещаний по гидро-техн., 1969, вып. 53, с. 69—80.

42. Финаров Д.П. Теоретические вопросы процесса переформирования берегов водохранилищ. //Тр. координац. совещаний по гидро-техн., 1970, вып.59, с.40 – 49.

43. Финаров Д.П., Белов Д.М., Нерода Л.М. Прогнозирование долгосрочной динамики берегов и дна равнинных водохранилищ //Всес. науч.-техн. совещ. Влияние водохранилищ ГЭС на хоз. объекты и природ, среду, Л.,1979,с.257-259.

44. Хабидов А.Ш., Фёдорова Е.А., Марусин К.В. Многолетняя изменчивость морфометрических характеристик чаши Новосибирского водохранилища // Геоморфология, 2011, №2, с.49-54.

45. Халилов Ш.Б. Перемещение и осаждение продуктов разрушения берегов в Мингечаурском водохранилище.//Матер. Научно-теор. Конференции молодых ученых. АН Азерб. ССР. Кн.3. Баку, 1969, с.56-59.

46. Широков В.М. Проблемы и особенности развития берегов малых равнинных водохранилищ // Геоморфология, 1993, №2, с.88-94.

47. Широков В.М., Лопух П.С. Особенности развития природы малых водохранилищ //География и природные ресурсы, №1, 1985, с.40-48.

48. Batten W.G., Hindall S.M. Sediment deposition in the White river reservoir, Northwestern Wisconsin. // *Ged. Surv. Water-Supply Pap.*, 1980, №2069, 4, 30p.p.

49. Bruk S. Reservoir sedimentation. // *Pollut. And water resouov. Columbia univ. semin. Ser. Vol. 13. Pt 2. New York e. a., 1981, p.31-47.*

50. Graf W.H. Delta formation in reservoirs. // *Wien. Mitt. Wasser, Abwasser, Gewasser*, 1973, 14, C-1/1-p.1-19.

51. Mansikkaniemi H. Monthly sedimentation in some reservoirs of hydroelectric stations in Finland. // *Fennia*, 1975, 143, 38p.p.

52. Pruszek Z., Tarnowska M. Procesy erozjno-akumulacyjne w sasiedztwie nieciaglosci brzegowych. // *Rozpr. Hydrotechn.*, 1982, №44, p.37-50.

53. Qian N. Alluvionnement des retenues et stabilite de leurs versants consequences techniques et effets sur l'environnement. //14th Int. Congr. Large dams, Rio de Janeiro, 3-7 may, 1982, Trans. Vol.3, Quest. 54. Paris, 1982, p.639-690.

54. Ritchie J.C., McHenry J.R. A comparison of three methods for measuring recent rates of sediment accumulation. //*Water Resour. Bull.*, 1985, 21, №1, p.99-103.

55. Serr E.F. Sedimentation in reservoirs. // *Calif. Geol.*, 1978, 31, №11, p.255-256.

56. Smith N.D., Syvitski J.P.M. Sedimentation in a glacier-fed lake: the role of pelletization on deposition on of fine-grained suspensates. //*J. Sediment. Petrol.*, 1982, 52, №2, p.503-513.

57. Walker J.H. Man's impact on shorelines and nearshore environments: a geomorphological perspective. //*Geoforum*, 1984, 15, 3, p/395-417.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные проблемы изучения экзогенных процессов.

Несмотря на то, что интерес к изучению современных экзогенных геоморфологических процессов только возрастает, остаются по-прежнему нерешёнными несколько проблем.

Одна из них связана с отсутствием общей методики стационарных исследований практически всех процессов. Программы наблюдений, их цели и методическое обеспечение заметно различаются на разных стационарах, иногда они создаются специально для конкретного стационара, хотя отдельные попытки упорядочения системы стационарных наблюдений всё же предпринимались. Соответственно, требуется определение достоверности различных методик, и не всегда полученные на разных стационарах результаты являются сопоставимыми. Данная проблема препятствует общей оценке деятельности того или иного экзогенного процесса в различных климато-ландшафтных обстановках [3]. Стандартизация методов измерения процессов является необходимым условием не только для получения сравнимых данных по разным регионам, но и для принятия тех или иных инженерных решений при разнообразных формах хозяйственной деятельности и решения вопросов охраны природной среды [8,9].

Другая трудность заключается в многообразии факторов, участвующих в преобразовании рельефа. Кроме их численности, следует учитывать и то, что они взаимосвязаны, поэтому оценить каждый из них в отдельности бывает затруднительно. Только одновременными наблюдениями над рельефообразующими процессами и над определяющими их факторами можно выявить общие закономерности динамики рельефа. При этом, изучая влияние факторов важно устанавливать синхронность и асинхронность в режиме их влияния. Что касается региональных особенностей рельефообразования, то их следует учитывать посредством организации сети стационаров, размещённых с учётом соответствующего районирования территории [6]. Отчасти это решает сложнейшую задачу репрезентативности полученных данных и возможности их интерполяции на участки, не охваченные наблюдениями [7].

При составлении программ и привлечении определённых методов стационарных наблюдений за процессами рельефообразования, кроме учёта природных особенностей территории необходимо учитывать и проблемы рационального использования природных ресурсов.

Достоверность выводов о результатах стационарных исследований геоморфологических процессов тесно связана с продолжительностью наблюдений. Чем длиннее ряд наблюдений, тем более обоснованными считаются выводы. Поэтому для долгосрочных прогнозов или рекомендаций привлекаются обрывочные и иногда противоречивые данные о деятельности экзогенных процессов в голоцене и даже в позднем плейстоцене. Особенно это касается прогноза чередования влажных и сухих эпох и связанных с ними изменений экзогенных процессов [4].

В любом случае, полигоны необходимо создавать с расчетом на длительные режимные наблюдения, чтобы со временем выявить изменчивость, цикличность, причинно-следственные связи процессов и подготовить информационную базу для прогнозирования литодинамических потоков. Соответственно, необходимо оборудовать полигоны прочными реперами и измерительными установками, приспособленными к длительному использованию в полевых условиях [2].

Определённую трудность стационарных наблюдений заключается в малой динамичности некоторых процессов и объектов изучения. Это, в свою очередь, требует для получения результатов необходимой точности усложнения техники измерений или увеличения продолжительности наблюдений, либо того и другого одновременно [5].

При постановке исследований следует иметь в виду, что многие общепринятые способы измерений скорости экзогенных процессов имеют существенные погрешности. Получаемые количественные данные иногда не обладают достаточной репрезентативностью и оказываются неприемлемыми для расчетов денудационного снижения рельефа. Так, например, плоскостная денудация измеряется обычно на стоковых площадках или способом фиксации высот реперов, заглубленных в почву. Рыхлый материал в процессе смыва перестилается по поверхности, что в местах временной его задержки приводит к перерывам в денудации. Для получения объ-

ективных показателей делювиальной денудации необходимо обязательно учитывать это важнейшее свойство процесса. Стоковые площадки обычно изолируются валами от окружающей территории, что существенно нарушает естественный ход процесса, поскольку на площадку перестают поступать продукты сноса с выше расположенных участков склона. Поток наносов разрывается, что сразу же отражается на скорости денудации ниже линии разрыва [1].

Иногда отмечается, что достаточно точные измерения денудации достигаются при применении метода шпилек. Но и при этом, как показали стационарные исследования, истинные величины среднегодового смыва могут быть получены лишь на основании длинного ряда лет стационарных наблюдений. Кроме того, метод неприменим для сельхозугодий, а именно такие участки обычно представляют наибольший интерес в плане изучения эрозионных процессов. К тому же при оценке достоверности измеренных этим методом скоростей денудации, следует иметь в виду возможные воздействия на шпильки подвижек снежного покрова, морозного пучения грунтов, вымораживания реперов и других процессов.

Неточностью и нарушением естественного хода процессов страдают и другие методы оценки экзогенного рельефообразования. Глубоко нарушается природная среда при измерении крипа по реперам в стенках шурфов. Как бы тщательно ни уплотнялся грунт при засыпании шурфа, прежней естественной компоновки материала не достигается, о чем свидетельствуют заметные просадки насыпной толщи по прошествии времени. Грунт в стенках шурфа получает возможность разуплотняться и проседать в сторону ослабленного пространства. Репера в этом случае неизбежно проседают вместе с грунтом, что дает эффект их смещения вниз по склону. Ошибка измерений, особенно в сыпучих грунтах с обилием грубообломочного материала, достигает значительной величины, не исключено, что иногда она превосходит истинную скорость медленного смещения рыхлого покрова. Для получения этим способом более точных данных следует шкалу показателей смещения выводить на поверхность и в первые несколько лет не принимать во внимание полученные показатели смещения до тех пор, пока достаточно не осядет грунт и не придут в равновесие составляющие его частицы [1].

Способ полицилиндрических систем и подобные ему методы измерения крипа также дают довольно значительную ошибку при снятии результатов. Бурение скважин нарушает первичную структуру почвы, изменяются характер прохождения воды сквозь рыхлую толщу и температурные условия, кроме того, сам метод не отличается высокой точностью.

Установка пылеуловителей и дефлятомеров нарушает структуру ветровых потоков, наносоуловителей и пробоотборников – потоков воды на склонах и т.д.

Данные о скорости денудационного снижения поверхности не всегда можно использовать для оценки интенсивности выветривания и в расчетах развития рельефа на других участках, сложенных такими же породами. Этим способом фиксируется денудация обнажений, отражающая конкретный по времени эпизод или заключительную стадию длительного и сложного процесса разрушения пород. Получается самая различная скорость процесса в одних и тех же типах пород, поскольку разрушается не свежая монолитная, а разбитая многочисленными трещинами порода, представляющая собой сложную систему участков, в разной степени подготовленных к обрушению. По зонам трещиноватости породы часто превращаются в «структурный элювий», тогда они разрушаются особенно интенсивно. Такое взаимодействие легко разрушаемых и устойчивых участков обуславливает сравнительно высокий темп денудации всего обнажения, который нельзя рассматривать как скорость выветривания пород [1].

Аналогичные претензии можно высказать и в отношении целого ряда других методических приёмов изучения экзогенных процессов.

Важнейшей нерешённой проблемой остаётся исследование климата конкретных мест – участков склонов, имеющих разные характеристики экспозиции, углов наклона, степени затенённости и т.д. Такие мелкомасштабные исследования имеют огромное научное значение. Экзогенные процессы развиваются в конкретных условиях микроклимата склона или его участка, и эти микроклиматические характеристики могут существенно отличаться от осреднённых характеристик климата ландшафтной зоны или данных по климату на ближайшей метеостанции. К сожалению таких микроклиматических наблюдений проводится крайне недостаточно.

К недостаткам многих методик исследования геоморфологических процессов относятся невысокая точность техники измерений и сложность определения репрезентативности наблюдений для всего региона по результатам, полученным всего на одном-двух стационарах [4].

До настоящего времени существуют виды экзогенных процессов, механизмы, распространение и интенсивность которых остаются слабо изученными. К ним относятся волноприбойные и вибрационные воздействия на прибрежные склоны водоёмов, биогенная составляющая в рельефообразовании, подводный крип, промежуточные звенья между плоскостным смывом и овражной эрозией, суффозия, рельефообразующее значение техногенных источников вибрации и др.

В целом, совершенно очевидна необходимость разработки новых, технически совершенных и точных приборов и измерительной аппаратуры, методических приемов количественного изучения всех видов экзогенных процессов, организации систем сбора и обработки информации о ходе природных процессов на постоянных долговременных полигонах.

Таким образом, на современном этапе развития стационарных наблюдений за экзогенными геоморфологическими процессами выделяются несколько основных задач:

- 1) унификация методов наблюдений и оценка их точности, выработка общего методологического подхода к организации инструментальных измерений хода процессов;

- 2) решение проблемы нарушения естественного хода процессов при проведении исследований;

- 3) численное определение пороговых значений процессов, при которых они начинаются, заканчиваются, переходят в качественно иные процессы;

- 4) определение предельно допустимого развития геоморфологических процессов, спровоцированных деятельностью человека, на конкретных территориях;

- 5) исследования слабо изученных процессов рельефообразования;

- 6) разработка и усовершенствование приборной базы проведения наблюдений;

7) изучение микроклиматических условий проявления экзогенных процессов.

Список литературы

1. Агафонов Б.П. Методические проблемы изучения экзогенных геоморфологических процессов. //Геоморфология, №1, 1986, с.24-32.

2. Агафонов Б.П. Региональные экзолитодинамические исследования. // Геоморфология, 1993, №1, с.39-45.

3. Ананьев Г.С. Состояние и основные проблемы стационарного изучения экзогенного рельефообразования. //Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990, с.38-48.

4. Ананьев Г.С. Стационарные исследования геоморфологических процессов на территории бывшего СССР. // Геоморфология, 1992, №4, с.33-40.

5. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Стационарные наблюдения и полевой эксперимент. //Количественный анализ экзогенного рельефообразования. Казань.: Изд-во Казанского ун-та, 1987, с. 3-11.

6. Войлошников В.А. К методике стационарных исследований современной динамики рельефа в южной тайге Средней Сибири. //Методы геоморфологических исследований. Новосибирск.: Наука, 1967, с. 144-152.

7. Мозжерин В.И., Чалов Р.С. Количественная оценка процессов механической денудации и их взаимодействия с окружающей средой. //Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990, с. 56-62.

8. Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. М.: Недра, 1984, 117 с.

9. Толстых Е.А., Хмельёва Н.В. О стандартизации методов измерения экзогенных процессов и создании единой системы их стационарного изучения. //Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990, с. 48-56.

Научное издание

Егоров Игорь Евгеньевич

**ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ**

Монография

Авторская редакция

Подписано в печать 28.12.2016. Формат 60х84 ¹/₁₆.

Усл. печ. л. 22,55. Уч.-изд. л. 19,00.

Тираж 40 экз. Заказ № 0000.

Издательский центр «Удмуртский университет»
426034, Ижевск, Университетская, д. 1, корп. 4, каб. 207
Тел./факс: + 7 (3412) 500-295 E-mail: editorial@udsu.ru



ISBN 978-5-4312-0458-6



9 785431 204586