551
К 523 КР

А.А. КЛЮКИН

ЭКЗОГЕОДИНАМИКА КРЫМА

Симферополь 2007

А.А. КЛЮКИН

ЭКЗОГЕОДИНАМИКА КРЫМА

Симферополь 2007

УДК 631.48:551.3 (477.75)
ББК 18.3.1
К 523

А.А. Клюкин
К 523 Экзогеодинамика Крыма. – Симферополь, 2007. – 320 с.

ISBN 978-966-435-173-4

Монография посвящена характеристике экзодинамических процессов на территории юго-восточного Горного Крыма. Раскрываются теоретические и методические вопросы исследования экзогеодинамики рельефа.

На основе богатейшего эмпирического материала, собранного в течение более трех десятков лет в результате режимных наблюдений на балансовом участке, дан глубокий анализ современных рельефообразующих эндогенных и экзогенных процессов природного и антропогенного генезиса, литогенных потоков, показана роль различных денудационных процессов в перемещении вещества, рассчитан баланс наносов в низкогорной и береговой зонах южнобережья.

Книга адресована ученым, преподавателям высшей школы, студентам географических факультетов университетов.

ISBN 978-966-435-173-4

ISBN 978-966-435-173-4

© **Клюкин А.А.**
© **ГП "Идательство „Таврия"**
Компьютерная верстка - Романова О.
Дизайн обложки
и цветных страниц - Клевцова А.

А.А. Клюкин

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 8

ВВЕДЕНИЕ 11

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭКЗОДИНАМИКИ 12

1.1. Экзодинамика и объект ее изучения 12

1.2. Современный экзодинамический этап 13

1.3. Потоки вещества и энергии 14

1.4. Баланс вещества 15

1.5. Динамическое состояние рельефа 16

1.6. Динамически однородные элементы рельефа 19

1.7. Экзогенные процессы 22

- Классификации. 22
- Факторы развития 26
- Взаимодействие и взаимовлияние. 29
- Параметры. 30
- Районирование. 31
- Цикличность и ритмичность. 32
- Прогноз. 35
- Экологическая опасность. 37
- Риск. 38

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 39

3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЛАНСОВОГО УЧАСТКА 40

3.1. Местоположение и орогидрография 40

3.2. Геологическое строение 45

- Стратиграфия. 46
- Основные черты тектоники и морфоструктуры. 53

3.3. Геоморфология 63

3.4. Климат и воды 73

3.5. Почвенно-растительный покров 76

3.6. Ландшафтные пояса 78

3.7. Структура территориальной природно-хозяйственной системы 81

4. СОВРЕМЕННЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ 84
4.1. Эндогенные процессы 84
- Тектонические движения. 84
- Землетрясения. 86

4.2. Экзогенные процессы 91
- Структура нисходящего литопотока. 91
- Процессы подготовки пород к сносу. 93
- Дилатация. 93
- Выветривание. 94
- Склоновые процессы. 105
- Виды денудационных склонов. 106
- Гравитационные процессы. 108
- Оползневые процессы. 124
- Процессы массового движения чехла обломков и почв. 133
- Делювиальный процесс. 154
- Общие закономерности строения флювиальных систем. 178
- Динамика русловых процессов и формирование твердого стока. 180
- Изменение стока наносов под влиянием антропогенных факторов. 200
- Сток растворенных веществ. 202
- Селевые потоки. 204
- Особенности формирования и движения. 205
- Несвязные сели. 215
- Связные сели. 218
- Процессы, связанные с инфильтрацией и инфлюацией поверхностных и подземных вод. 219
- Карст. 219
- Суффозия. 227
- Криогенные процессы. 234
- Эоловые процессы. 236
- Зоогенные процессы. 243
- Фитогенные процессы. 247
- Морские береговые процессы. 250
- Условия и факторы развития. 251
- Абразия и размыв. 254
- Перемещение и аккумуляция наносов. 262
- Добыча полезных ископаемых. 269
- Строительство населенных пунктов, предприятий, подземных хранилищ и дорог. 270
- Строительство гидротехнических объектов. 270
- Террасирование склонов. 271
- Агротехнический крип (пахотная эрозия). 271

5. ЛИТОПОТОКИ И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА 285
5.1. Баланс наносов в низкогорье 285
- Роль различных денудационных процессов в перемещении вещества 285
- Скорость денудации территории природными, природно-антропогенными и антропогенными процессами. 286
- Скорость денудации в разных ландшафтных условиях. 287
- Тотальная и транзитная денудация. 287
- Аккумуляция наносов. 288
- Баланс наносов. 289

5.2. Баланс наносов в береговой зоне моря 291
- Приходные элементы баланса наносов. 292
- Расходные элементы баланса наносов. 295

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 300

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 301

ПРЕДИСЛОВИЕ

...В седой оправе пенных грив
И в рыжей раме гор сожженных.
И ты с приподнятой рукой,
Не отрывая взгляд от взморья...

Максимилиан Волошин

Для современной геоморфологии – науки об организации и динамике рельефа – характерна общая тенденция математизации научного исследования и использования методов системного анализа. Правда, геоморфология все еще остается той областью знания, в которой пока более целесообразно опираться на прогноз опытного практика, чем на теоретико-математические предсказания – «талантливая догадка еще долго будет одним из основных стимулов науки» (Macintosh, 1968, с. 330) о чем собственно, достаточно ярко продемонстрировано в монографии. Связано это как со сложностью самого рельефа как объекта моделирования и системного анализа, и с общей недостаточной развитостью методологии математического моделирования сложных природных систем, и с целым рядом организационных трудностей, возникающих при постановке системного исследования в горных ландшафтах.

Природные системы, в том числе геоморфологические, стремятся к динамическому равновесию. "Состояние динамического равновесия характеризуется минимальными расходами веществами и энергии, минимальной интенсивностью процессов, минимальными изменениями рельефа" (Проблемы..., 1988, с. 211). Природная система, выведенная из состояния равновесия, постепенно восстанавливает его на новом уровне. Неравновесность – одно из основных состояний природных систем.

Причина образования динамически равновесных форм рельефа, как показал А.Л. Арманд (1963), заключается в наличии обратной отрицательной связи и саморегуляции в рельефообразующих процессах. Изменения внешних условий является причиной изменения равновесного состояния. Выведенная из равновесия геоморфологическая (и экологическая) система, благодаря действию обратной отрицательной связи, при неменяющихся условиях автоматически возвращается в прежнее состояние. Решение проблемы равновесия и устойчивости рельефа некоторые исследователи видят "в перенесении идеи о сукцессионных рядах и климаксном состоянии из фитоценологии в геоморфологию... Геоморфологические климаксовые комплексы отражают проявление того гармоничного сочетания климатических, тектонических, почвенных и биотических характеристик при котором складывается подвижное равновесие между рельефообразующими процессам и средой" (Проблемы..., 1988. с. 199). В условиях динамического равновесия рельефа формируются климаксовые сообщества растительности.

Рельеф земной поверхности создается и развивается в результате непрерывно-прерывистого взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, вызываемых, соответственно, внутри земными и внешними сила-

ми и агентами. Эти процессы изменяют, уничтожают и создают формы рельефа, разрушают одни и образуют другие горные породы, определенным образом воздействуют на почвы, растительность и природный комплекс – ландшафт в целом.

Монография состоит из пяти (шести) глав. В первой и второй главах рассматриваются возможности применения системного подхода к анализу динамики рельефа, а также общие вопросы методологии геоморфологического моделирования.

Остальные четыре главы посвящены основным направлениям изучения динамических моделей рельефа. Последовательно проанализировано все многообразие условий среды определяющих направление и скорость трансформации рельефа (нисходящий литопоток), а также особенности восходящего литопотока вещества и энергии в Крыму. Здесь нашли отражения практически все экзогенные процессы, рассмотренные сквозь призму трех элементов: разрушение, транспортировка и созидание, особое внимание уделяется антропогенной составляющей этих процессов.

Особую ценность монографии придает тот факт, что выводы, обобщения и приводимые автором аргументы основываются на эпмирических материалах, тщательно, скурпулезно собранных автором в течение нескольких десятилетий. Многие из них носили характер режимных и полустационарных исследований и экспериментов.

Следует подчеркнуть, что математизация геоморфологии, впрочем, как и экологии – это, прежде всего, выработка и формализация некоторых достаточно общих положений и понятий, способствующих как качественному, так и количественному анализу рассматриваемых экзогенных процессов в рельефе крымских ландшафтов.

Поэтому в книге, которая в первую очередь предназначена геоморфологам, большее внимание уделено концептуальной основе рассматриваемых динамических процессов, что позволило ограничиться подробным изучением и обсуждением экзодинамики типичного участка юго-восточного макросклона Крымских гор площадью 206 кв. км, расположенного между городами Судак, Феодосия и Старый Крым. Это не означает, что обсуждение вопросов моделирования динамики рельефообразования выполнено упрощенно; в настоящее время геоморфологу необходима определенная «экзодинамическая культура», которая позволяла бы ему системно мыслить, а также конкретно формулировать вопросы о структуре и поведении рельефа и интерпретировать получаемые результаты при моделирования ландшафтов. Полезную информацию в этой книги найдут геоэкологи, географы-ландшафтоведы, экологи, изучающие и моделирующие экосистемы, климатологи, специалисты МЧС, краеведы и все кому не безразличен Крым.

Александр Анатольевич не дописал последнюю, шестую главу монографии, посвященную антропогенной геоморфодинамике района исследований. Будучи геоморфологом от Бога и выдающимся лектором, он имел широкую и благодарную студенческую аудиторию. О геолого-геоморфологической практике в юго-восточном горном Крыму, которую вел Клюкин А.А. в течение почти трех десятков лет, слагались студенче-

ские легенды. Педагога горячо любили молодые сердца, и он тоже отдавал им свое сердце и знания без остатка.

Александр Анатольевич ушел из жизни 14 января 2006 года, вернувшись из своей 29-й полевой геоморфологической практики на Эчки-Даге...

Труд по подготовке научной монографии Александра Анатольевича Клюкина к изданию взяли на себя его друзья и коллеги: неоднократные спутники в совместных экспедициях профессор В.А. Боков и профессор В.В. Корженевский; ученики, а в дальнейшем коллеги ученого – профессор Б.А. Вахрушев, доцент Т.В. Бобра, аспирант А. Капралов. Трудно переоценить роль в появлении этого научного труда жены Александра Анатольевича – Натальи Евгеньевны Клюкиной, любезно предоставившей архив ученого, без которого невозможным бы стало восстановление некоторых картографических и фотоматериалов.

Благодарность и низкий поклон ученикам, друзьям и соратникам ученого, спонсорская помощь которых сделала возможным издание этой долгожданной научной монографии: семье Башкиных, Бескаравайному М.М., Боборыкиной О.В., Бобра Т.В., Бугаеву Д.В., Бугаевой С.С., Бурцеву К.Е., Вахлину С.Ю., Вахрушеву Б.А., Доценко Т., Епуре В.А., Кордяку Т.Н., Коваленко И.М., Кичанову К., Кальфа И.М. и Кальфа Т.Ф., Карпенко С.А., Кайданскому В.В., Кривун А.П., Клименко Ю., Лошакову А.В., Лычаку А.И., Михаленку Д.К., Микулицкой Е.В., Молчанову А.С., Михайлову А., Науменко В.Г., Новаковской Т.А., Некрасову М.У., Прокофьеву А.В., Прокопову Г.А., Рудыку А.Н., Силкину Ю.А., Семенькову П.Г., Сухорученко С.К., Сахновой Н.С., Сафоновой С.М., Слончак Ю.В., Твердступ Л.Я., Фербею Г.Г., Хачатуряну В.В., Хубларяну Ш.Г., Шевчук Н.С.,

Трудно осознавать, что автор уже не увидит эту уникальную книгу, плод его почти полувекового исследования, проводившегося во все времена года, с большим энтузиазмом, любовью и преданностью природе Крыма. Этот скрупулезный труд от первой до последней страницы пропитан глубоким вдохновением, материал изложен подчеркнуто основательно, и эта основательность проявляется во всем. Монография издана в авторской редакции. Эта книга – пример беззаветного служения науке, она истинный «монумент памяти» Александру Анатольевичу Клюкину.

Владислав Корженевский

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф формируется и изменяется в результате сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, являющихся составными звеньями круговорота вещества и энергии. Их роль в рельефообразовании и перемещении вещества исследует динамическая геоморфология. Эндогенные процессы – объект изучения эндодинамики (геодинамики), а экзогенные – литодинамики (Леонтьев, Лонгинов, 1972), экзолитодинамики (Агафонов, 1990), или экзодинамики. Тенденция развития современной геоморфологии – ее динамизация и экологизация (Дедков, 2001).

Геоморфологический анализ это "исследование, в котором сложное геоморфологическое целое разделяется на части для познания сущности рельефа" (Симонов, Болысов, 2002, с. 31). Региональный экзодинамический анализ исследует региональные особенности развития и проявления экзогенных процессов. Работа посвящена экзодинамике низкогорья Крыма и прилегающей части береговой зоны Черного моря. Ее цель – выявить закономерности распространения и развития экзогенных процессов, структуры и функционирования нисходящего литопотока в условиях перехода умеренного континентального к субсредиземноморскому климату.

В настоящее время нельзя получить полное и правильное представление об экзодинамике геосистем без анализа структуры природно-хозяйственной системы и оценки геоморфологической деятельности человека (общества). Нисходящий литопоток образуют природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы, а его структуру и мощность отражает баланс наносов. Если в начале XX-го века по В.И. Вернадскому геологическая (и геоморфологическая) деятельность человека только претендовала на роль ведущего фактора, то к концу столетия она уже стала соизмеримой по своим масштабам с природными экзогенными процессами (Бондарев, 1974; Меняющийся мир…, 1991; Осипов, 2001). Только в результате разработок полезных ископаемых и строительной деятельности человек перемещает в четыре раза больше вещества, чем все реки планеты. Антропогенное воздействие на рельеф и ландшафт способствует активизации многих экзогенных процессов. Во второй половине XX-го века проявилась негативная тенденция роста интенсивности и активности неблагоприятных и опасных процессов, их катастрофических проявлений, разрушительной силы и ущерба, что нередко сопровождалось выводом природно-хозяйственной системы из состояния устойчивого развития.

Представление об экзодинамике сопряженных геосистем суши и моря сложилось в результате анализа структуры нисходящего литопотока и мониторинга экзогенных процессов, выявления взаимосвязи между процессами и факторами их развития, оценки скорости процессов и характеристики баланса вещества, их изменения во времени и в пространстве.

В 1963-2000 гг. автор вел наблюдения за динамикой экзогенных процессов в бассейне реки Ворон, а в 1981-2005 гг. – в низкогорье и береговой зоне моря у Карадага. Полезный опыт в этой области был наработан в 1971-1981 гг. при изучении экзогенных процессов в Крыму, на Кавказе, в Средней Азии и Прибайкалье в составе полевых инженерно-

геологических партий института ВСЕГИНГЕО (Москва) под научным руководством докторов геолого-минералогических наук А.И.Шеко и В.В.Кюнтцеля.

В качестве объекта детальных исследований был выбран типичный участок низкогорья Крыма и береговой зоны моря, расположенный между городами Судак и Феодосия. Эта территория, находящаяся в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе, характеризуется сложной структурой и активным проявлением эндогенных и экзогенных процессов. Среди них есть такие неблагоприятные и опасные как землетрясения, эрозия, абразия, обвалы, оползни и сели. Они воздействуют на ландшафты, ценные земли, сельскохозяйственные угодья, сооружения и населенные пункты, сопровождаются материальным ущербом, а иногда и человеческими жертвами.

Неблагоприятные и опасные процессы нужно научиться прогнозировать и предупреждать. Борьба с ними окажется успешной, если будет осуществляться комплексно на основе региональных закономерностей развития процессов, с учетом тенденций изменения факторов и природно-хозяйственных систем. Всемирная конференция по природным катастрофам (1994 г.) декларировала, что борьба за уменьшение ущерба и обеспечение устойчивого развития должна стать важным элементом стратегии государств.

Настоящая работа выполнена на кафедре Землеведения и геоморфологии географического факультета Таврического национального университета им. В.И.Вернадского, где автор в течение ряда лет читал спецкурс "Динамическая геоморфология". Она может быть полезна геоморфологам, географам, геологам, специалистам, разрабатывающим концепции устойчивого развития, рационального природопользования и охраны окружающей среды. Автор выражает свою глубокую признательность Е.А.Толстых, Д.К.Михаленку, В.Е.Новикову, В.В Корженевскому и В.А. Бокову за помощь и содействие в проведении исследований и подготовке данной работы.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭКЗОДИНАМИКИ

1.1. Экзодинамика и объект ее изучения

Рельеф земной поверхности создается и преобразуется взаимодействием непрерывно-прерывистых эндогенных и экзогенных процессов, вызываемых соответственно внутренними и внешними силами и агентами. Они образуют на Земле глобальный круговорот вещества и энергии. Динамику рельефа, геоморфологические (рельефообразующие) процессы и порождаемые ими литопотоки изучает частная наука геоморфологического цикла – динамическая геоморфология. В ней оформились эндодинамическое и экзодинамическое (экзолитодинамическое) направления. Первое изучает эндогенные процессы и восходящий литопоток, а второе – экзогенные процессы и нисходящий литопоток.

Эндогенные и экзогенные процессы исследуются несколькими науками в разных целях, в связи с чем их называют геологическими, инженерно-геологическими, геодинамическими, геоморфологическими, физико-географическими, ландшафтными. Пока нет общей теории динамической

геоморфологии, эндо- и экзодинамики, но опубликовано немало работ, посвященных общим вопросам, отдельным процессам и региональным проблемам (Пенк, 1924, русское издание 1961; Воскресенский, 1971; Горшков, 1982; Бондарик, 1981; Теоретические основы..., 1985; Маккавеев, Чалов, 1986; Полунин, 1989; Поздняков, Черванев, 1990; Динамическая..., 1992; Проблемы..., 1999 и др.).

Объектом экзодинамических исследований являются экзогенные геоморфологические процессы. По своей природе это механические, физические, физико-химические, химические и биохимические процессы, происходящие в географической оболочке Земли и образующиеся в неоднородных средах в результате взаимодействия разных факторов. Им свойственны определенные механизмы, неустановившиеся режимы функционирования и унаследованность развития.

Экзогенный процесс представляет собой "последовательную смену состояний геосистемы во времени..., обусловленную взаимодействием геосистемы с внешними средами ...– последовательную смену проявлений". Проявление процесса – это "состояние геосистемы, наблюдаемое в некоторый момент времени. Период времени, в течение которого сохраняются неизменными (или незначительно изменяются) набор и интенсивность взаимодействия геосистемы с внешней средой и, следовательно, сохраняется неизменным режим процесса", называется стадией процесса (Бондарик, 1981, с. 205). Неизменность режима процесса означает постоянство его механизма и параметров.

1.2. Современный экзодинамический этап

Понятия "современный экзогенный процесс", "современная экзодинамика", "современный геоморфогенез" должны относиться к сравнительно однородному по условиям рельефообразования последнему отрезку геологического времени. По одним представлениям он охватывает весь голоцен, а по другим – субатлантическую климатическую эпоху (Ананьев, 1995) или же век научно-технической революции (Горелов, Граве, Козлова, Тимофеев, 1990).

Голоцену свойственна наибольшая внутренняя неоднородность. Происходившие в последние 10 тыс. лет изменения климата, растительного покрова и деятельности человека влияли на спектр, интенсивность и активность экзогенных процессов. Климат приобрел современные черты в последние 2,3 тыс. лет – в субатлантическое время, но и тогда имели место существенные изменения гидротермического режима продолжительностью в сотни лет. Только с середины XIX – го века, после завершения "малой ледниковой эпохи", климатические условия приблизились к современным. Современная структура антропогенных и природно-антропогенных процессов сложилась в последние 200-250 лет – в век научно-технической революции или в машинный этап геотехноморфогенеза по Л.Л. Розанову (2002). В Крыму он начался после присоединения к России в 1783 г.

Результаты наблюдений, полевых экспериментов, балансовых и других исследований динамики экзогенных процессов относятся к последнему, самому короткому этапу голоцена, обладающему наибольшей внутренней од-

нородностью. Его хронологическими рамками целесообразно ограничить современный экзогеоморфодинамический этап. Ему предшествовал исторический этап продолжительностью около двух тысяч лет. Его нижняя граница совпадает с началом субатлантической климатической эпохи и активной греческой колонизацией Северного Причерноморья, сопровождаемой появлением в Крыму городов и государств.

1.3. Потоки вещества и энергии

Рельеф – сложная динамическая система – результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Они образуют восходящий и нисходящий литодинамические потоки – звенья глобального геоморфологического круговорота вещества и энергии (Флоренсов, 1978). Единство противоположно направленных потоков, осуществляющих обмен веществом и энергией между недрами и земной поверностью, служит движущей силой геоморфогенеза. В зоне гипергенеза, где взаимодействуют потоки, формируется особый литодинамический поток-поле – "главный процессор геоморфологической системы" (Проблемы..., 1988, с. 37).

К представлениям Н.А.Флоренсова (1978) близка концепция Н.И.Маккавеева (1982) о глобальном круговороте вещества. В нисходящей ветви этого круговорота происходит перемещение продуктов денудации с суши в океан, а в восходящей – перемещение астеносферного вещества от океана к континенту.

А.В. Поздняков (Поздняков, Черванев, 1990) называет восходящий и нисходящий литодинамические потоки Н.А. Флоренсова соответственно положительным и отрицательным литопотоками, вкладывает в них несколько иной смысл. Положительный литопоток создает первичные неровности и увеличивает гравитационный потенциал рельефа. Его структурными элементами являются тектонические, вулканические, грязевулканические, диапировые, изостатические, импактные, эоловые, биогенные и антропогенные процессы. Отрицательный литопоток создает вторичные неровности меньшего порядка. Его звеньями являются водные, селевые, ледниковые, суспензионные потоки, гравитационные, оползневые, солифлюкционные, делювиальные, карстовые и другие процессы, осуществляющие денудацию и перемещающие вещество у земной поверхности.

Учение о потоках вещества и энергии является прогрессивным теоретическим направлением динамической геоморфологии, позволившим объединить части целого (эндогенные и экзогенные процессы) в единое целое – глобальный круговорот вещества и энергии. Соглашаясь с дополнениями, внесенными А.В. Поздняковым, мы, тем не менее, сохраняем названия литопотоков, предложенные Н.А. Флоренсовым.

Объектом экзодинамических исследований является нисходящий литопоток, питаемый экзогенными геоморфологическими процессами. Он состоит из субаэральной и субаквальной ветвей, включающих разнопорядковые продольные и поперечные звенья – канализированные и фронтальные потоки по А.Н. Ласточкину (1987). В продольных звеньях вещество перемещается, чаще всего, по линейным понижениям рельефа

водотоками, ледниками, суспензионными и другими потоками, а в поперечных звеньях – фронтально к ним склоновыми и другими процессами.

Субаэральные и субаквальные ветви нисходящего литопотока взаимодействуют в береговой зоне моря. Здесь также формируются продольные и поперечные потоки вещества. На их перемещение затрачивается соответственно около 20 и 80% волновой энергии (Сафьянов, 1985). Примерно в таком же соотношении энергия расходуется на функционирование всех продольных и поперечных звеньев нисходящего литопотока.

1.4. Баланс вещества

Функционирование литопотоков определяется динамикой геоморфологических процессов и характеризуется балансом вещества. Баланс отражает проявление фундаментального закона сохранения вещества и энергии, является наиболее содержательной характеристикой литопотоков. Балансовые исследования – важнейшее звено, а балансовый метод – самый эффективный метод изучения динамики рельефа и ландшафта – фундаментальной проблемы географии (Меняющийся мир..., 1991).

Попытки составления баланса предпринимались неоднократно (Дедков, Мозжерин, 1984; Шуйский, 1986; Сафьянов, 1987). В бывшем Советском Союзе пионерные исследования в этой области выполнили М.И.Иверонова (1969) для верховьев одной из горных долин Тянь-Шаня и Г.А.Сафьянов (1969) для небольшого участка береговой зоны Черного моря.

Для балансовых расчетов необходимы сведения о структуре и скорости геоморфологических процессов, механической и химической денудации и аккумуляции. Баланс рассчитывают для конкретных лет или периодов по фактическим и средним значениям, полученным с помощью прямых и косвенных методов. В связи с недостаточно полным представлением о структуре, несовершенством методов измерений, небольшим периодом наблюдений, неполнотой сведений об экстремальных параметрах процессов и частоте их проявления, балансовые расчеты пока являются примерными – ориентировочными. Они выполнены, как правило, для бассейнов малых рек (Иверонова, 1969; Walling, Webb, 1987; Голосов, 1988; Ажигиров, 1991; Phillips, 1991; Миллимэн, 1991; Голосов, Иванова, Литвин, Сидорчук, 1992; Антонов, Голосов, 1994; Клюкин, 1996; Ковальчук, 1997) и отдельных участков береговой зоны моря (Сафьянов, 1969, 1978, 1987; Кикнадзе, 1972; Шуйский, 1981, 1986). Геоморфологические процессы, происходящие на балансовых участках, являются звеньями литопотоков невысокого ранга. Но, несмотря на известные недостатки, балансовые исследования позволяют увидеть целостную систему взаимодействующих геоморфологических процессов, их распространение в разных геодинамических и ландшафтных условиях, роль в структуре литопотоков, выявить неучтенные звенья структуры и динамики, получить результаты, необходимые для решения прикладных задач.

Приходные и расходные элементы баланса входят соответственно в левую и правую части балансового уравнения. Решение уравнения позволяет выявить балансовую разность, которая может быть нулевой

или значимой. При значимой разности в структуре баланса доминирует приходная или расходная составляющая. Тогда баланс называют соответственно положительным и отрицательным (Карташов, 1972) или активным и пассивным (Морская геоморфология..., 1980). Равновесному, положительному и отрицательному балансу энергии-массы отвечают определенные динамические фазы эволюции рельефа и режимы осадконакопления.

На современном этапе геоморфогенеза человеческое общество стало планетарной морфолитопреобразующей силой (Розанов, 2002). Антропогенные процессы и их последствия ускоряют, ослабляют и прекращают действие одних и вызывают образование других локальных и региональных литопотоков. Это необходимо учитывать в балансовых исследованиях.

Основным обьектом балансовых исследований является нисходящий литопоток. Он характеризуется структурой и мощностью. Его структура определяется комплексом экзогенных геоморфологических процессов, а мощность – количеством перемещенного ими вещества за год или более продолжительное время. Структура и мощность литопотока изменяются в пространстве и во времени в связи с изменениями условий и факторов рельефообразования. Потоку свойствен волновой непрерывно-прерывистый режим функционирования. Его мощность то возрастает, то падает. Морфология рельефа вместе с другими условиями регулирует мощность потока, определяет увеличение доли аккумуляции к долинам высоких порядков. В связи с этим, за пределы суши удаляется лишь сравнительно небольшая часть перемещаемых продуктов денудации.

1.5. Динамическое состояние рельефа

Природа – саморегулирующаяся система, все ее компоненты образуют гармоничное единство. В функционировании литопотоков и развитии рельефа прослеживается стремление к достижению динамического равновесия – нулевого баланса энергии-массы. Равновесный баланс связан с саморегуляцией геоморфосистем, с наличием отрицательной обратной связи (Кашменская. 1980; Поздняков, 1988; Поздняков, Черванев, 1990; Дедков, 2002). Каждое воздействие, выводящее систему из равновесия, встречает противодействие и динамическое равновесие восстанавливается. Природные системы с отрицательной обратной связью характеризуются устойчивостью. Устойчивость – "способность системы сохранять свою структуру и характер функционирования в пространстве и во времени при изменяющихся условиях среды" (Куприянова, 1983, с. 11). Геоморфосистемы, выведенные из состояния динамического равновесия в результате изменения тектонического режима, климата или в связи с деятельностью человека, восстанавливают его на новом уровне и на любой стадии эволюции.

Расчет баланса за продолжительный период времени предполагает равенство приходных и расходных элементов, так как успели себя проявить все составляющие структуры литопотоков, процессы фоновой и экстремальной интенсивности, отрицательные обратные связи. За короткое время балансовая разность может быть значимой, поскольку равно-

весие постоянно нарушается в результате активизации тех или иных геоморфологических процессов. Но "значимая балансовая разность практически всегда компенсируется...и в этой связи правильно ставить знак равенства между приходными и расходными элементами баланса" (Шуйский, 1986, с. 13).

В 1948 г. К.К. Марков высказал предположение о сопоставимости масштабов эндогенного и экзогенного рельефообразования. Позже ДТ. Хак (Hack, 1960) и И.П. Герасимов (1969) выдвинули идею о динамическом равновесии взаимодействующих эндогенных и экзогенных сил и процессов, а С. Шумм (Schumm, 1963), М. Карсон и М. Киркби (Carson and Kirkby, 1972) подтвердили, что скорости тектонических поднятий и денудации характеризуются значениями одного и того же порядка. Н.А. Флоренсов (1983, с. 4) признавал "равноправность двух ветвей" глобального геоморфологического круговорота вещества и энергии. А.Е. Шайдеггер (Scheidegger, 1983) считал динамическое равновесие между ними нестабильным. Высказывались предположения, что только экстремальная и антропогенная денудация могут быть сопоставимы по результатам своей деятельности с тектоническими движениями (Борсук, Спасская, Тимофеев, 1977). Итоговая сбалансированность эндогенных и экзогенных процессов проявляется в течение геологически длительных промежутков времени, когда денудация и аккумуляция выравнивают расчлененный рельеф, созданный тектоническими движениями. РДж. Райс (1980, с. 326) полагал, что некоторые принципы теории динамического равновесия "трудно проверить и существует опасность, что в определенных обстоятельствах их скорее можно предположить, а не продемонстрировать". Так или иначе, но равновесие основных рельефообразующих сил нужно рассматривать как "существенную природную закономерность" (Проблемы..., 1988, с. 97).

С помощью балансового метода можно оценить только "видимую"- экзогенную составляющую современного геоморфогенеза и нисходящий литопоток. Стремление рельефообразующих сил к динамическому равновесию создает предпосылки для оценки "невидимой" – эндогенной составляющей и восходящего литопотока (Кашменская, 1980; Кашменская, Николаев, Хворостов, 1989). При динамическом равновесии сил мощности нисходящего и восходящего литопотоков будут одинаковыми. О соотношении эндогенных и экзогенных процессов в геоморфогенезе на современном и предшествующих этапах эволюции можно судить по рельефу и коррелятным отложениям.

Геоморфосистемы стремятся к динамическому равновесию, которое характеризуется "минимальными расходами вещества и энергии, минимальной интенсивностью процессов, минимальными изменениями рельефа" (Проблемы..., 1988, с. 211). Территории, обладающие указанными признаками, называются "устойчивыми территориями". Состояние динамического равновесия характерно при длительном постоянстве факторов геоморфогенеза. Изменение спектра или режима факторов сопровождается нарушением равновесия.

Устойчивое состояние (динамическое равновесие) отделено от неустойчивого трендами возмущения (нарастания активности) и релаксации

(спада активности). В связи с этим важно выявить предельные параметры устойчивого функционирования геоморфосистемы, нормы нагрузки и причины потери устойчивости.

Поскольку динамическое состояние рельефа отображается, прежде всего, в его морфологии, то предпринимались попытки построения профилей динамического равновесия склона, русла водотока, береговой зоны моря, других форм и элементов рельефа (Поздняков, 1988; Поздняков, Черванев, 1990). Это предельные профили, к которым стремятся геоморфосистемы в своем развитии. У них баланс наносов будет равновесным.

Известны попытки оценить устойчивость территории с помощью показателя напряженности экзогенных процессов, который рассчитывается из отношения максимально возможного объема вещества, перемещенного комплексом процессов, к среднему объему, перемещенному теми же процессами (Ананьев, Болысов, Фузеина, 1995). В расчетах используются представления об экстремальных параметрах и частоте проявления процессов.

Известны примеры поиска норм и нагрузок, при которых нарушается динамическое равновесие. В изучении эрозии почв используется представление о "норме смыва" (Эрозионные процессы..., 1984). При ускоренной эрозии потери гумуса не компенсируются почвообразованием. В конкретных ландшафтно-климатических условиях средняя скорость прироста гумусового слоя (норма смыва) рассчитывается на датированных устойчивых поверхностях из отношения мощности горизонта "А" к его возрасту. Для образования развитой почвы требуется около одной тысячи лет.

В инженерной геологии устойчивость склонов и откосов оценивают коэффициентом устойчивости, рассчитанным из отношения суммы силовых воздействий, поддерживающих устойчивость, к сумме воздействий, нарушающих устойчивость (Ломтадзе, 1977). Если коэффициент больше 1, то склон устойчив, близок к 1 – условно устойчив, меньше 1 – неустойчив. Нарушение устойчивости происходит под влиянием природных и антропогенных факторов, сопровождается перемещением грунтов вниз по склону.

Качественно устойчивость склонов устанавливается с помощью историко-геоморфологического (историко-геологического) метода (Худяев,1933), разработанного и внедренного в практику Г.С. Золотаревым (1961). Последний, на основе анализа истории развития рельефа Южного берега Крыма, выделил устойчивые, условно устойчивые и неустойчивые склоны. Е.П. Емельянова (1971) предложила сравнительный метод, с помощью которого устойчивость склона оценивается по результатам сравнения его крутизны, высоты, формы профиля и других характеристик с соответствующими характеристиками склонов, устойчивость которых известна. Для оценки устойчивости территории по отношению к определенным экзогенным процессам во ВСЕГИНГЕО был разработан метод геодинамического потенциала (Гулакян, Кюнтцель, Постоев, 1977; Шеко, Умбер, Кюнтцель и др., 1984). Вероятность образования или активизации процесса на каждом участке территории определяется в результате учета всего спектра факторов, влияющих на процесс.

Геоморфосистемы стремятся к равновесному балансу и нормальной мощности наносов – к перстративному режиму функционирования, когда поступление отложений равно их выносу. Неравновесному состоянию соответствуют отрицательный баланс и инстративный режим с пониженной мощностью наносов, положительный баланс и констративный режим с повышенной мощностью отложений. Эти типы динамических режимов были установлены для флювиальных систем В.В. Ломакиным в 1950 г. По ним выявляется соотношение эндогенных и экзогенных сил в рельефообразовании, выделяются геоморфодинамические этапы (Кашменская, 1980).

Все качественные критерии и количественные оценки динамического состояния рельефа обладают очевидными недостатками и нуждаются в совершенствовании.

1.6. Динамически однородные элементы рельефа

Нисходящему литопотоку свойственна пространственная неоднородность, зависящая, прежде всего, от климата и растительности. Она проявляется в поясности развития экзогенных процессов в горах и зональности – на равнинах. В ландшафтных поясах и зонах существует система динамически однородных линейных и площадных элементов с однотипными геоморфологическими процессами и литопотоками вещества. Линейными элементами являются однопорядковые водотоки, выделяемые на топокартах по методике Философова-Стралера (Strahler, 1952), а площадными – динамически однородные склоны и поверхности, опознаваемые на местности, аэрофото- и космоснимках по морфологическим, литологическим и фитоиндикационным признакам.

Флювиальные системы состоят из разнопорядковых долин, в которых эрозионно-аккумулятивный процесс проявляется неодинаково. Он протекает сходно и согласованно в однопорядковых долинах, находящихся в сходных ландшафтно-климатических и литолого-структурных условиях. Динамически однородные водотоки выявляются при совмещении карты порядков долин с геологической и геоботанической картой.

Динамически однородные поверхности это грани рельефа внутри литодинамических зон и поясов, обладающие однообразным спектром проявления экзогенных процессов (Агафонов, 1990). По степени динамичности они далеко не всегда однородны и состоят из видов склонов, в пределах которых скорость денудации (аккумуляции) за последние десятки-сотни лет сравнительно одинакова (Клюкин, Толстых, 1977). В ландшафтном отношении это фации и простые урочища. На видах склонов проявляются осыпной снос, делювиальный смыв, крип и другие площадные процессы. Признаками-индикаторами видов склонов служат строение поверхностного горизонта почво-грунтов, угол наклона, проективное покрытие (сомкнутость) растительного покрова. Они являются главнейшими условиями развития склоновых процессов. Для видов склонов, выявленных по качественным признакам, устанавливаются количественные граничные и средние значения признаков-индикаторов. С их помощью они опознаются на топокартах, аэрофото- и космоснимках.

Главнейшим признаком-индикатором видов склонов является строение поверхности. Крутые денудационные склоны покрыты обычно элювием площадной коры выветривания, а среднекрутые и пологие – почвой. Кору выветривания можно рассматривать как толщу разуплотненных пород, образовавшихся у границы взаимодействия восходящего и нисходящего литопотоков. Она является средой для многих экзогенных процессов, а выветривание служит одним из факторов их подготовки.

Еще В. Пенк установил, что площадная кора выветривания имеет зональное строение и выделил в ней сверху вниз три зоны – глинистую, щебнистую и трещинную. Зоны состоят из горизонтов. Зоны и горизонты связаны друг с другом постепенными переходами и различаются по степени физического и химического изменения исходных пород. Уменьшение книзу дезинтеграции и химического преобразования связано с постепенным ослаблением влияния агентов выветривания.

Породам каждой зоны коры выветривания свойственны более или менее определенные структура и текстура, минеральный состав и физические свойства. В них характерен свой комплекс геохимических процессов (Гинзбург, 1963).

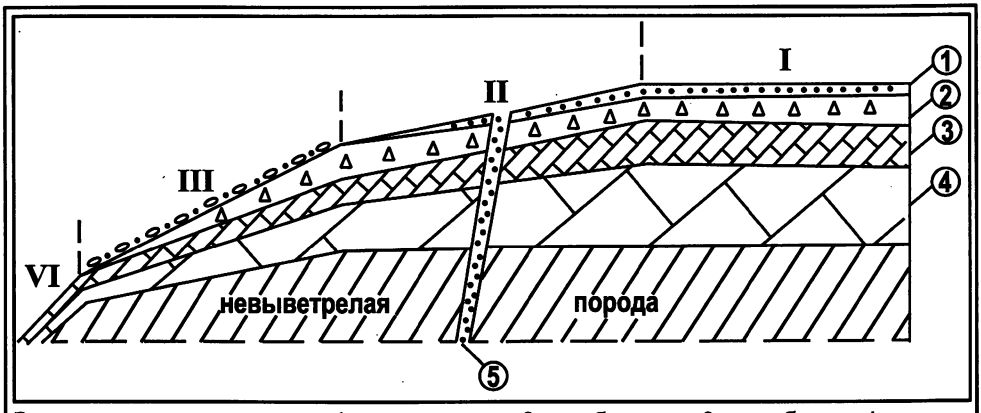
Н.В. Коломенский (1952) выделил в площадной коре выветривания сверху вниз 4 зоны: тонкого дробления, мелкообломочную, глыбовую и монолитную. Г.С. Золотарев (1971) счел целесообразным сохранить прежнее деление на 3 зоны, названные им дисперсной, обломочной и трещинной. Грунты верхних двух зон относятся к элювию. В трещинной зоне породы разбиты на блоки тектоническими трещинами, раскрытыми разгрузкой, и слабо затронуты выветриванием. В дисперсной зоне происходит практически полное разрушение текстуры исходных пород. С увеличением степени выветрелости уменьшаются плотность и прочность, увеличиваются пористость, гидрофильность, пластичность и деформационные свойства элювия.

Кора выветривания является неизбежным спутником обнаженных коренных пород. На земной поверхности практически не бывает невыветрелых пород, а существует тот или иной профиль коры выветривания, образованный в результате взаимодействия процессов выветривания и сноса. В этом взаимодействии выветривание является составным звеном восходящего (положительного), а процессы сноса – нисходящего (отрицательного) литопотока.

Формирование коры выветривания – саморегулируемый процесс. Ее строение зависит от соотношения скоростей выветривания и сноса продуктов выветривания. Кора выветривания включает все зоны и достигает наибольшей мощности на горизонтальных поверхностях, где нет сноса, и максимально сокращена на обрывах, с которых обломки, подготовленные выветриванием, быстро удаляются гравитационными процессами. Эта закономерность нарушается там, где породы рассечены разломами или очень быстро выщелачиваются.

Кора выветривания на денудационных склонах установилась вследствие динамического равновесия между выветриванием и сносом (Толстых, Клюкин, 1976; Поздняков, 1976, 1988). Даже при небольшой скорости сноса

из-за наложения его на процесс выветривания, распространяющийся вглубь с прогрессирующим замедлением (Матвеев, 1972), между ними в относительно короткое время будет достигнуто равновесие и сформируется постоянная по строению и мощности кора выветривания. При скорости сноса, превышающей скорость выветривания, на поверхности пород не успевают образоваться верхние горизонты и зоны полного профиля коры выветривания. Такие качественно отличные профили коры выветривания принадлежат денудационным склонам разных видов *(рис. 1)*. По поверхностному горизонту элювия таких склонов можно судить о составе продуктов сноса и строении коры выветривания.



Зоны коры выветривания: 1 - дисперсная; 2 - щебнистая; 3 - глыбовая; 4 - монолитная; 5 - линейная кора выветривания по разрывным нарушениям.
Виды склона: I - с полным разрезом коры выветривания (α менее 20°); II - с деградированной корой выветривания (α 20 - 31°); III - с чехлом обломков на поверхности (α 31 - 39°); IV - обрывистый (α более 39°).

Рис. 1. Профиль коры выветривания на разных типах денудационных склонов.

Там, где коренные породы не обнажаются, денудационные склоны и аккумулятивные поверхности обычно покрыты почвой. Для коры выветривания и почвы характерны многие общие закономерности строения и развития. Почвенный профиль также зонален по вертикали и состоит из трех качественно различных горизонтов: А, В, С. Большинство исследователей не относят почву к коре выветривания, но отмечают неопределенность ее нижней границы и принадлежность горизонта "С" к элювию. Е.В. Шанцер (1966) рассматривает почву как верхнюю часть коры выветривания. И.А. Соколов (1997, с. 8-9) полагает, что есть все основания говорить об "интеграционном системном единстве процессов седиментогенеза (как экзогипергенного так и эндогенного), почвообразования, денудации, геохимической миграции и аккумуляции веществ, о единстве, представляющем собой глобальный процесс экзогенеза, формирующий кожу Земли, или геодерму".

В связи с зональностью почвенного профиля была разработана методика оценки эродированности почв по мощности недостающего (смытого)

слоя (Соболев, 1948). Полный профиль с хорошо развитыми генетическими горизонтами является эталоном, по сравнению с которым устанавливаются слабая, средняя и сильная степени смытости почв. Неэродированные почвы свидетельствуют об относительной стабильности земной поверхности. На ней денудация не превышает "нормы смыва", компенсируемой почвообразованием.

Строение почвенного профиля на денудационных склонах зависит от соотношения скоростей почвообразования и сноса. Если снос меньше, то формируется полный почвенный профиль, а если больше, то поверхность покрывают эродированные почвы, в строении которых сохраняются частично или отсутствуют верхние генетические горизонты. При значительной денудации на дневной поверхности обнажаются подстилающие грунты – горизонт "С" почвенного профиля.

Индикатором вида денудационного склона в условиях взаимодействия процессов почвообразования и сноса является поверхностный горизонт почвы. По нему можно судить о составе продуктов сноса и строении почвенного профиля.

Еще В. Пенк подметил, что интенсивность денудации прямо пропорциональна крутизне склонов. Со скоростью сноса, строением почво-грунтов и крутизной поверхности тесно связаны состав, проективное покрытие и сомкнутость растительного покрова. Фактические данные подтвердили, что виды денудационных склонов, выделенные по качественным ландшафтным признакам, снижаются за многолетний период с разной средней скоростью (Корженевский, Клюкин, Толстых, 1983).

1.7. Экзогенные процессы

Экзогенные процессы разрушают горные породы и сносят продукты разрушения, откладывают их на более низком гипсометрическом уровне, преобразуют и уничтожают древний рельеф, создают современные денудационные и аккумулятивные формы.

Классификации. Классификация экзогенных процессов и явлений разрабатывалась науками географического и геологического цикла. Разнообразие классификаций объясняется разнообразием процессов, механизмов и факторов их развития, региональных особенностей, методических подходов, целей и задач исследования.

Главная классификация – генетическая. В ней все процессы и явления разделены на две группы – эндогенные и экзогенные, в которых выделяются классы, подклассы и типы. Основными являются типы процессов. В таблицах 1-2 приведено несколько вариантов генетической классификации экзогенных процессов, отражена их роль в рельефообразовании и осадконакоплении.

В современном геоморфогенезе очень большую роль играет деятельность человека. По участию этого фактора все процессы делятся на природные, природно-антропогенные и антропогенные (Котлов, 1978). На Карте современной геодинамики Северной Евразии (2003) антропогенные процессы выделены в отдельную группу, равнозначную группам

эндогенных и экзогенных процессов. Геоморфогенез и геотехноморфогенез являются двумя составляющими единого глобального морфолитогенеза (Розанов, 2002).

Таблица 1.
Обшая классификация экзогенных геологических процессов (Шеко, Умбер и др., 1984)

Классы	Подклассы	Типы
Связанные с действием силы тяжести	Движение с потерей контакта со склоном	Обвалы Осыпи
	Движение без потери контакта со склоном	Оползни Лавины
Связанные с действием поверхностных вод	Морей	Абразия Движение наносов
	Озер, лиманов	Абразия
	Водотоков	Склоновый смыв Эрозия Сели
Связанные с действием подземных вод	Химическое выщелачивание	Карст
	Механический вынос	Суффозия
	Ослабление структурных связей	Просадка лессовых пород
Связанные с действием ветра		Развевание песков Пыльные бури
Связанные с промерзанием и оттаиванием горных пород	Промерзание горных пород	Пучение Наледеобразование Криогенное растрескивание
	Оттаивание горных пород	Курумы
		Термропросадки и термоосадки
		Термоэрозия
Связанные с вействием многих факторов	Выветривание	Физическое Химическое Биологическое

С.П. Горшков (1982) разделил антропогенные процессы по видам хозяйственной деятельности на генетические классы, а в них – на процессы-мероприятия и процессы-следствия. Классификация включает процессы, связанные с земледелием и выпасом скота, рекреацией, лесохозяйственными, водохозяйственными, урбано-промышленными, коммуникационно-транспортными мероприятиями, добычей полезных ископаемых, рекультивацией земель и военными действиями. В результате прямого воздействия человеческой деятельности уничтожается природный и образуется антропогенный (техногенный) рельеф. Косвенное воздействие сопровождается усилением или ослаблением природных процессов, их трансформацией в природно-антропогенные процессы. Последние практически не отличаются от природных, являются их модификацией.

По направленности действия все экзогенные природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Они образуют соответственно денудационные и аккумулятивные формы рельефа. Поскольку нисходящий литопоток формируется комплексом денудационных процессов, то целесообразно привести классификацию типов денудации. Ее отдельные звенья характеризуются в ряде работ (Corbel, 1959; Лютцау, 1971; Гаррелс, Макккензи, 1974; Тимофеев, 1978; Горшков, 1982; Дедков, Мозжерин, 1984 и др.), но целостной системы не образуют.

Таблица 2.

Классификация природных и природно-антропогенных экзогенных процессов (Корженевский, Клюкин, 2000)

Экзогенные процессы			Генетические типы отложений	Характерные формы рельефа	
Классы ЭГП	**Подклассы ЭГП**	**Виды ЭГП**		**Денудационные**	**Аккумулятивные**
Подготовки пород к сносу	–	Выветривание	элювий	форм рельефа не образует	
		разгрузка пород от напряжений	–	трещины бортового отпора, рвы и блоки отседания	
Склоновые, связанные с действием силы тяжести и нерслового стока	Гравитационные	обвалы, осыпи, снежные лавины	коллювий, дерупций, десперсий	осыпные желоба, обвальные ниши, лавинные лотки	осыпи, обвалы, лавинные конусы
	оползневые	оползание, оплывание	деляпсий	стенки срыва	оползневые тела, оплывины
	массового движения чехла обломков	Солифлюкция, крип	Солифлюксий	делли	солифлюкционные языки, террасы и шлейфы, курумы
	нерслового стока и смыва	делювиальный процесс	делювий	эрозионные борозды и ложбины	делювиальные шлейфы
Флювиальные, русловые	постоянных водотоков – рек	эрозия и водная аккумуляция	аллювий	русла рек, склоны долин	поймы речной террасы дельты
	временных водотоков	эрозия и водная аккумуляция	пролювий	промоины, овраги, балки, склоны долин	конусы выноса и ролювиальные долины, днища балок, шлейфы, балочные террасы

Таблица 2. Продолжение

Экзогенные процессы			Генетические типы отложений	Характерные формы рельефа	
Классы ЭГП	Подклассы ЭГП	Виды ЭГП		Денудационные	Аккумулятивные
Флювиальные, русловые	Селевых потоков	эрозия и селевая аккумуляция	селевые отложения	селевые врезы	селевые конусы и гряды
	флювиогляциальных потоков	эрозия и водная аккумуляция	Флювиогляциальные	флювиогляциальные ложбины, каналы	флювиогляциальные поймы, конусы
Инфильтрационные, инфлюационные, связанные с действием подземных вод		карст	хемогенные, остаточные	карры, карстовые воронки, котловины, полья, колодцы, шахты, пропасти, пещеры	сталактиты, сталагмиты, колонны, гуры, туфовые террасы
		суффозия	–	суффозионные воронки, поноры, каналы, колодцы	–
		просадки	–	просадочные блюдца	–
Криогенные		криогенное растрескивание пучение выморажива-ние, наледеобразование, протаивание грунтов	криогенные	морозобойные трещины и полигоны, аласы, термокарстовые воронки и др.	бугры пучения, наледи
Гляциальные		экзарация и ледниковая аккумуляция	гляциальные	кары, троги, ригели, карлинги	морены
Береговые, морские и озерные		абразия, размыв и озерно-морская аккумуляция	морские, лимнические	клифы, бенчи, волноприбойные ниши, кекуры	пляжи, осушки, бары, косы, переймы, пересыпи
Эоловые		дефляция, корразия и эоловая аккумуляция	эоловые	дефляционные котловины, ярданги и др.	дюны, барханы, грядовые и др. пески

Классификация типов денудации на Земле имеет следующий вид: 1. По распространению: наземная, подземная, подводная, подледная; 2. По составу перемещаемых продуктов: механическая, химическая, механическая и химическая; 3. По распределению энергии: плоскостная, линейная, точечная; 4. По перемещению вещества: местная, инвестированная, транзитная. Первая перераспределяет вещество внутри системы, вторая привносит его в систему со стороны, а третья – удаляет его из системы; 5. По проявлению в эрозионной морфолитосистеме: русловая, склоновая (бассейновая), тотальная (общая); 6. По участию антропогенного фактора: природная, природно-антропогенная, антропогенная; 7. По частоте проявления: условно непрерывная, прерывистая; 8. По времени проявления: суточная, сезонная, годовая, многолетняя; 9. По скорости: минимальная, максимальная, средняя.

Экзогенные процессы классифицируют по приуроченности к определенным физико-географическим условиям (гумидные, нивальные, аридные и др.) и элементам рельефа (русловые, береговые, склоновые и т.д.). По отношению к склонам А.И. Спиридонов разделил все геоморфологические процессы на первичные (склонообразующие) и вторичные (склоновые). Первичные процессы создают склоны, а вторичные происходят на этих склонах. К склонообразующим относятся тектонические, вулканические, грязевулканические, флювиальные, ледниковые, карстовые, антропогенные и другие процессы. Для склоновых процессов ведущим признаком классифицирования является механизм движения почво-грунтов. По этому признаку они делятся на 4 подкласса: собственно гравитационные, блоковых движений горных пород, массовых смещений чехла обломочного материала и делювиальный процесс (Воскресенский, 1971).

По режиму проявления геоморфологические процессы подразделяются на условно-непрерывные – континуальные и прерывистые – дискретные (Толстых, Клюкин, 1984). Первые происходят ежегодно и их развитие определяется, в основном, замкнутым годичным циклом изменяющихся факторов, а вторые случаются не каждый год и их развитие связано, в основном, с внегодичной ритмичностью изменяющихся факторов.

К условно-непрерывным относятся выветривание, карст, осыпной снос, делювиальный смыв, абразия, а к прерывистым – обвалы, оползни, сели и другие экзогенные процессы. Среди эндогенных процессов также есть условно-непрерывные процессы, например, тектонические движения и прерывистые, например, землетрясения. Продолжительные условно-непрерывные процессы называются эволюционными, а кратковременные прерывистые – импульсными (Полунин, 1989).

Факторы развития. Факторы – это причины, движущие силы геоморфологических процессов. Они имеют земную – планетарную и внеземную – космическую природу. Основными планетарными факторами развития экзогенных процессов являются климат, тектонические движения, существующий рельеф, состав пород, деятельность человека и вре-

мя. Космические факторы (солнечная активность, приливообразующие силы, констелляция, наклон эклиптики и др.) влияют на геоморфологические процессы опосредованно – через земные факторы.

От климата и тесно связанного с ним почвенно-растительного покрова зависят спектр и интенсивность экзогенных процессов. Часть процессов подчиняется закону географической зональности, является зональными процессами. К их числу относятся, например, гляциальные, криогенные, эоловые процессы. Выветривание, флювиальные, морские береговые, карстовые и некоторые другие процессы проявляются в разных природных зонах и поясах, но обладают специфическими особенностями, зависящими от климатических условий. Это полузональные процессы. Азональные черты свойственны гравитационным, антропогенным, тектоническим и другим геоморфологическим процессам.

В ландшафтно-климатических зонах и поясах функционирует определенный комплекс зональных экзогенных процессов и образуются зональные формы, что позволяет выделять морфоскульптурные (Мещеряков, 1972) и литодинамические (Агафонов, 1990) зоны и пояса. Их границы обычно не совпадают, поскольку экзогенные процессы и рельеф зависят не только от климата, но и от других факторов. Зонально-климатические условия отражаются в спектре и интенсивности экзогенных процессов, в мощности звеньев нисходящего литопотока. Интегральным выражением этой связи является, например, средний модуль стока взвешенных наносов (Дедков, 2002).

Второй главный фактор развития экзогенных процессов – тектонический. От направленности, скорости и длительности проявления тектонических движений зависит энергия рельефа, преобладание процессов денудации или аккумуляции. Связь энергии рельефа с тектоническими движениями проявляется отчетливо только в геологическом масштабе времени (Маккавеев, 1986). Редкие сильные и разрушительные землетрясения оказывают прямое воздействие на рельеф и активизируют экзогенные процессы.

Существующий рельеф сам является важнейшим фактором развития экзогенных процессов. Вместе с климатом и почвенно-растительным покровом он влияет на их спектр и интенсивность через морфологию – высоту, крутизну, расчленение и т.д. От рельефа и климата зависит унаследованность развития экзогенных процессов.

К числу главных факторов относятся горные породы, слагающие земную поверхность. От состава и свойств пород, а также от климата, зависят их устойчивость к денудации, "литологический спектр" (по А.П. Дедкову) и интенсивность экзогенных процессов. Карст, термокарст, эоловые и некоторые другие процессы развиваются только в определенных литологических условиях.

Все возрастающее влияние на геоморфогенез оказывает антропогенный фактор. За последние двести лет население планеты увеличилось в 6 раз и промышленное производство стало глобальным явлением. Ан-

тропогенные процессы уже превзошли по массе перемещаемого вещества природные экзогенные процессы (Розанов, 2002). Пахотные земли занимают сейчас от 6 до 30% площади материков. Во второй половине XX-го столетия на 90% территории, подвергшейся антропогенному воздействию, усилилась эрозия (Гусаров, 2004). Сток речных наносов в океан вырос в 2,5 раза (Walling, Webb, 1987). Антропогенный фактор изменил спектр и интенсивность экзогенных процессов в позднем голоцене в большей степени, чем климат и тектонические движения вместе взятые (Дедков, 2002).

Влияние главных факторов на экзогенные процессы изменяется во времени. С увеличением масштаба времени возрастает роль тектонических движений и климата, но снижается роль деятельности человека. Изменения главных факторов сопровождаются изменениями спектра и интенсивности экзогенных процессов, нарушением динамического равновесия, которое восстанавливается вскоре с помощью обратных связей и саморегуляции.

Все факторы развития экзогенных процессов по степени динамичности делятся на 3 группы: не изменяющиеся (постоянные), медленно изменяющиеся и быстро изменяющиеся (Шеко, 1980). Факторы первой группы (геологическое строение и рельеф) определяют генетические особенности, а факторы второй группы (тектонические движения, климат, почвы, растительный покров, гидрогеологические условия) – тенденцию развития процессов. Те и другие являются условиями развития экзогенных процессов. Факторы третьей группы (атмосферные осадки, температуры воздуха, ветер, пожары, землетрясения, различные виды человеческой деятельности и др.) определяют режим активности процессов. Их влияние опосредовано через поверхностный сток, влажность почво-грунтов, волнение моря и другие производные факторы, усиливающие или ослабляющие проявления экзогенных процессов, снижающие или повышающие устойчивость рельефа.

Медленно и быстро изменяющиеся факторы по охвату территории подразделяются на глобальные, региональные и локальные (Кюнтцель, 1980). Глобальные факторы определяют активизацию или ослабление экзогенных процессов на всей планете, региональные – в пределах крупных территорий, а локальные – на небольших пространствах. Глобальное потепление климата и, связанные с ним, таяние льдов и повышение уровня океана, создает благоприятный фон для активизации абразии и термокарста на Земле. Увеличение количества атмосферных осадков в одних и уменьшение в других регионах скажется соответственно в усилении и ослаблении карстовых, эрозионных, оползневых и других процессов. Выпадение экстремальных ливней, таяние сугробов метелевого снега, подрезка склонов абразией и другие причины сопровождаются локальной активизацией селей, суффозии, оползней и других экзогенных процессов.

Взаимодействие и взаимовлияние. В современном геоморфогенезе взаимодействуют и влияют друг на друга различные эндогенные и экзогенные процессы. Происходит взаиморазвитие процессов, проявляющееся, чаще всего, в усилении одного процесса под действием другого (Горелов, 2001). Наиболее многообразно и доступно для изучения взаимодействие и взаиморазвитие экзогенных процессов. Причинно-следственные и пространственно-временные связи между ними имеют многофункциональный характер.

Пространственно сопряженные экзогенные процессы функционируют синхронно – одновременно и асинхронно – последовательно. Их развитие зависит от влияния быстро изменяющихся факторов, которые совпадают или не совпадают по времени. Обильный ливень может вызвать одновременное проявление делювиального смыва, суффозии, осыпания, обрушения, линейной эрозии и селей. Синхронное проявление процессов сказывается в увеличении мощности нисходящего литопотока.

На динамически однородных элементах рельефа проявляется один или функционируют несколько экзогенных процессов, например, только крип, или крип с делювиальным смывом, либо абразия, оползание и обрушение. Взаимодействуют друг с другом условно-непрерывные, прерывистые процессы, те и другие, например, выветривание пород с осыпным сносом, оползание с обрушением, оползание и обрушение с размывом рекой или морем.

Процессы сменяются и взаимодействуют в вертикальном и горизонтальном направлениях, образуют парагенетические комплексы. Например, снизу вверх, перпендикулярно к поверхности склона, сменяются и взаимодействуют дилатация, выветривание и осыпание, в направлении наклона склона – делювиальный смыв и осыпной снос, а у подножья склона – осыпание и размыв. Вдоль русел водотоков глубинная эрозия неоднократно сменяется аккумуляцией наносов. Антропогенные воздействия усложняют или упрощают спектр взаимодействующих процессов, усиливают или ослабляют их проявление.

В парагенетическом комплексе выделяют главный – ведущий процесс, осуществляющий наибольшую работу (Ивановский, 1993). Он выявляется уверенно при балансовых исследованиях. В результате изменения состава взаимодействующих процессов и факторов, их вызывающих, происходит смена одного ведущего процесса другим. Если не установить весь спектр взаимодействующих процессов, то можно ошибиться в оценке параметров и роли каждого из них в перемещении вещества и рельефообразовании.

Между взаимодействующими процессами существуют прямые и обратные связи. Взаимодействие часто сопровождается усилением одного процесса за счет другого. Размыв морского берега резко возрастает при выдвижении к урезу языков активных оползней, а оползневой процесс активизируется в результате их размыва. Овраги очень быстро углубляются и растут в местах развития суффозии, а суффозия активизируется после вскрытия подземного канала эрозией водотока. Хорошо известны примеры развития ускоренной эрозии почв на пастбищах, массовой активизации обвалов, лавин, оползней и селей во время разрушительных землетрясений.

Параметры. Параметр экзогенного процесса – это величина, характеризующая его существенное свойство. Для сравнения параметров разных процессов необходимо определить меру времени. В качестве универсальной меры используется год, но не исключаются и другие единицы.

Пространственно-временное развитие экзогенных процессов характеризуется интенсивностью, активностью и активизацией. Эти понятия предложила Е.П.Емельянова (1972) и уточнил А.И.Шеко (1980). Интенсивность (пораженность) – отношение (доля) площади (длины) форм проявления экзогенного процесса независимо от возраста ко всей площади (длине). Активность характеризует степень пораженности территории активным на данный отрезок времени экзогенным процессом и представляет собой отношение площади (длины) действующих (активных) форм проявления процесса ко всей площади (длине), занятой формами проявления того же процесса. Интенсивность и активность характеризуются площадными и линейными коэффициентами в процентах или долях единицы:

$$Ко = f / F; Кс = l / L,$$

где: Ко – коэффициент оползневой пораженности; f – площадь оползней; F – площадь участка; Кс – коэффициент селеносности; l – длина русел, по которым сходят сели; L – длина всех водотоков на участке. Коэффициенты изменяются от 0 до 1.

Менее строгим является коэффициент частоты (К), рассчитываемый из отношения числа (n) оползней, обвалов, карстовых воронок, суффозионных образований или каких-то других проявлений процесса на участке к площади (F) или длине (L) этого участка:

$$К = n / F; К = n / L.$$

Нужные для расчетов параметры выбираются из кадастров (оползней, селей, карстовых образований и др.), подсчитываются по картам (экзогенных процессов, экзодинамического районирования, инженерно-геологической, геоморфологической, топографической), аэрофото- и космоснимкам или оцениваются визуально – экспертно.

Активность условно-непрерывных процессов оценивается скоростью, а прерывистых – частотой, которая является разновидностью скорости и представляет собой отношение числа проявлений процесса ко времени между измерениями (Толстых, Клюкин, 1984).

Скорость характеризуется линейными (мм/год), объемными (кг/кв. м*год) и по массе (л/кв. м*год) единицами измерения. А. Фишер предложил характеризовать скорость денудации в бубновах (Б). Эта единица названа им в честь известного немецкого геолога Бубнова (Кукал, 1987). Один бубнов равен 1 мм/1000 лет. Сравнивать перемещение вещества разными процессами лучше в единицах массы (кг/кв. м*год; т/га*год; т/кв. км*год), а эффект рельефообразования – в линейных единицах (мкм/год; мм/год; м/год). Подменять понятие "скорость денудации" понятием "темп денудации", что часто делается, некорректно.

Активизация – это ускорение процесса, приращение активности (скорости) за единицу времени. Условно-непрерывные процессы проявляются

ежегодно и контролируются замкнутым годичным циклом быстро изменяющихся факторов, но могут усиливаться в связи с влиянием внегодичной ритмичности тех же факторов. Они характеризуются внутригодовой активностью, т.е. скоростью процесса в течение года, сезона или какого-то более короткого промежутка времени. Прерывистые процессы происходят не ежегодно. Они связаны, в основном, с внегодичной ритмичностью быстро изменяющихся факторов и характеризуются внегодичной активностью – частотой разного вида. Активность процессов проявляется или возрастает в определенное время года. В связи с этим выделяются процессоопасные месяцы, сезоны, периоды.

Вследствие качественных отличий внутригодовой и внегодичной активности различаются критерии оценки условно-непрерывных и прерывистых процессов. Степень активности устанавливается соответственно из соотношения условно-мгновенной и годовой, годовой и средней многолетней скорости. Изменение активности во времени оценивается по критерию "меньше – равно – больше" как слабая, умеренная и сильная. Умеренной активности отвечают значения, отличающиеся от годовых или среднемноголетних на 10-15% в ту и другую сторону. Если процесс в течение года или в многолетнем режиме не проявился, то активность отсутствует – равна нулю.

Для сравнения активности разных экзогенных процессов и оценки их доли в питании нисходящего литопотока прибегают к расчетам среднегодовой скорости за более или менее продолжительное время. В таких расчетах должны учитываться экстремальные параметры процессов (Старкель, 1978; Ананьев, 1995). Экстремальные проявления некоторых экзогенных процессов сопровождаются стихийными бедствиями и катастрофами. Социальные системы отзываются "не на медленные изменения средних уровней, а на экстремальные явления и на изменение частоты явлений, выходящих за критический порог" (Меняющийся мир..., 1991).

Районирование. Районирование – последовательное многоступенчатое разделение сложного целого на части, являющиеся более однородными целостными образованиями меньшего таксономического ранга (Географический..., 1988; Симонов, Болысов, 2002). Районирование является одним из методов исследования в физической географии, геоморфологии, инженерной геологии и других науках. С его помощью выявляется структура пространственных систем, ее неоднородность и сложность. Районирование – основа для организации сети режимных наблюдений, прогноза экзогенных процессов и разработки схем защитных мероприятий от их воздействия.

Основными таксономическими единицами геоморфологического районирования являются зона, страна, провинция, область и район, а инженерно-геологического – регион, область, район и участок. При необходимости используются промежуточные подразделения. Крупные таксоны

выделяются и характеризуются при мелкомасштабных, а мелкие – при крупномасштабных исследованиях.

Экзодинамическое районирование заключается в разделении территории (акватории) на части, сравнительно однородные по условиям формирования и спектру современных экзогенных процессов. Как и другие типы районирования, оно может быть по содержанию частным и общим, а по характеру обобщения – региональным, типологическим и регионально-типологическим.

Объектом частного экзодинамического районирования является какой-то определенный экзогенный процесс. К этой категории относится карстовое, оползневое, селевое и другие типы районирования. Общее экзодинамическое районирование проводится с учетом всех экзогенных процессов (Современные геологические процессы...,1976; Шеко, Умбер и др., 1984).

Каждый таксон выделяется по определенному классификационному признаку: регионы – по геологической структуре, области – по рельефу, районы – по литологии, участки – по экзогенным процессам и интенсивности их развития. На уровне регионов обособляются территории с преобладанием денудации или аккумуляции, на уровне областей – территории с комплексом процессов, контролируемых новейшими тектоническими движениями, геоморфологическими и климатическими условиями, на уровне районов – территории с развитием процессов, тесно связанных с составом и состоянием горных пород.

Главная таксономическая единица районирования – участок. Интенсивность проявления экзогенных процессов на участках записывается в виде формулы, в которой буквенные индексы обозначают процессы, а цифры – коэффициенты пораженности территории этими процессами в десятках процентов. Например, формула 3С2О1ГД означает, что на участке по 30% протяженности русел водотоков возможно прохождение селей, 20% площади занято оползнями, на 10% площади проявляются обвально-осыпные процессы и менее чем на 10% площади происходит делювиальный смыв.

Региональное районирование базируется на различии, а типологическое – на сходстве признаков, свойственных территориальным единицам данного таксономического ранга (Теоретические основы..., 1985). Региональное районирование может завершаться типологическим. В регионально-типологическом районировании крупные таксоны обособляются как региональные, а мелкие – как типологические единицы. Участки, сходные по спектру и интенсивности проявления экзогенных процессов, объединяются в типы участков.

Цикличность и ритмичность. Важнейшей особенностью динамики экзогенных процессов является их повторяемость во времени – цикличность и ритмичность. При циклическом развитии система через любой ин-

тервал времени возвращается в состояние, идентичное бывшему (Возовик, 1970). Ритмичность проявляется в активизации экзогенных процессов через определенные, закономерно повторяющиеся интервалы времени. Колебания ритмов в определенных интервалах позволяет рассматривать экзогенные процессы как квазиритмичные процессы (Кюнтцель, 1980). Цикличность (стадийность) свойственна проявлениям процесса на локальном участке, а ритмичность – на большом пространстве.

В динамике экзогенных процессов период активности предваряется подготовкой, а сменяется ослаблением и прекращением процесса. В полном цикле прослеживаются стадии, подстадии и фазы, отражающие переход количественных изменений в качественные. Лучше всего изучена цикличность у оползней (Емельянова, 1972; Кюнтцель, 1980). Полный оползневой цикл состоит из стадий подготовки и основного (главного) смещения. Стадия подготовки у оползней течения включает подстадии общей стабилизации и постоянной активизации, а стадия основного смещения – предкатастрофическую, катастрофическую и послекатастрофическую (затухания). В катастрофическую подстадию скорость смещения всего оползня становится максимальной. Продолжительность полного оползневого цикла составляет от нескольких лет до нескольких тысячелетий в зависимости от условий и механизма развития оползневого процесса.

Ритм – отрезок времени между двумя закономерно повторяющимися экстремумами активизации процесса. Ритмы классифицируют по отношению к пространству на глобальные, региональные и локальные, по временному признаку – на многовековые, вековые и внутривековые, по силе проявления – на значительные, средние и слабые (Кюнтцель,1980). Ритмы большой продолжительности состоят из трансгрессивной и регрессивной фаз. Во время первой активность процесса возрастает до максимума, а во время второй – убывает до минимума.

Ритмичность экзогенных процессов выявляется при мониторинговых исследованиях. Она связана с внешними – космическими и внутренними – земными причинами, оказывающими возбуждающее влияние на физические поля планеты, циркуляцию атмосферы, режим увлажненности, поверхностный сток, волнение моря, сейсмичность и другие изменяющиеся факторы. Сами факторы подразделяются на ритмичные, квазиритмичные и аритмичные (Кюнтцель, 1980). Ритмично повторяются космические факторы, квазиритмично – большинство земных быстро изменяющихся факторов, аритмично – антропогенные факторы. Проявление ритмичности экзогенных процессов в регионах происходит метахронно.

В режиме активности современных экзогенных процессов прослеживаются ритмы продолжительностью 1850, 80-90, 22, 11, 5-6 и 2-3 года. На основе анализа увлажненности Северного полушария Земли А.В. Шнитников выделил главный внутриголоценовый 1850-летний ритм, впоследствии названный ритмом Шнитникова. Предположительно он связан с констелляцией – расположением Солнца, Луны и Земли на одной линии. Ритм находит подтверждение в динамике осадконакопления. Вероятно он контролирует глобальную активизацию экзогенных процессов,

но доказать это сложно из-за отсутствия длительных рядов наблюдений. Последний раз констелляция была в 1443 году.

В ритме Шнитникова выделяется сравнительно короткая (400 лет) трансгрессивная и продолжительная (1200-1400 лет) регрессивная фаза. Во время первой растет увлажненность континентов и понижается уровень Мирового океана, а во время второй – увлажненность уменьшается и океан трансгрессирует. С высоким уровнем океана связана активизация абразии, береговых оползней и обвалов. Современная экзодинамическая эпоха находится в регрессивной фазе 1850-летнего ритма.

Вековой 80-90-летний ритм также изучен недостаточно. Последний экстремум отмечен в 1957 г. С ним связывают значительную активизацию оползней и селей в 60-х годах XX-го столетия (Кюнтцель, 1980; Шеко, 1980).

На активизацию экзогенных процессов большое влияние оказывают изменения циркуляции атмосферы, связанные с внутривековыми ритмами солнечной активности. В качестве основного обычно рассматривается 11-летний ритм Швабе с амплитудой колебаний 8-15 лет. Два соседних одиннадцатилетних ритма образуют 22-летний ритм Хейла (Герман, Гольберг, 1981). Последние максимумы 11-летнего ритма (№ 22 и № 23, отсчет ведется с 1750 г.) были зарегистрированы в 1989 и 2001 гг. Очень высокий уровень солнечной активности предшествовал экстремальной активизации многих экзогенных процессов в Крыму и других регионах в 60-е годы XX-го века. Связь активности экзогенных процессов с солнечной активностью не всегда однозначная и проявляется обычно в однородной периодичности (Прогноз..., 1979; Хмелева, Виноградова, Самойлова, Шевченко, 2000). Событие может соответствовать экстремуму солнечной активности, но чаще всего происходит раньше или с некоторым запаздыванием.

В развитии многих экзогенных процессов прослеживаются 5-6 и 2-3-летние ритмы, близкие к повторяемости Эль-Ниньо Южной осцилляции – гигантского круговорота поверхностных вод Тихого океана, влияющего на погоду Земли. В такие годы усиливается циклоническая деятельность, чаще выпадают экстремальные осадки, случаются мощные наводнения и штормы. Мощные Эль-Ниньо фиксировались в 1997-1998 и 2002 гг.

На развитие экзогенных, особенно условно-непрерывных процессов, влияют сезонные изменения климата и растительного покрова. Сезонные ритмы находят отражение в смене "теплых" и "холодных" процессов, в сезонной активизации абразии, эрозии, карста и других процессов. Ритмы разной природы, продолжительности и амплитуды накладываются друг на друга и усложняют общую картину ритмичности проявления экзогенных процессов.

За последние 100 лет средняя годовая температура земной поверхности повысилась примерно на 0,6 градуса С. Экстремально теплым был 1998 год. Межправительственная комиссия ООН по окружающей среде пришла к выводу, что в глобальном потеплении климата значительную роль играет антропогенный фактор (Осипов, 2001). Потепление сопровождается увеличением частоты проявления экстремаль-

ных гидрометеорологических явлений, с которыми связана активизиция эрозии, абразии, оползней, селей и других неблагоприятных и опасных процессов.

Во второй половине XX-го столетия отмечено понижение температуры поверхностных вод Черного моря в зимнее время на 1 градус и повышение температуры воздуха над ним на 0,8 градуса С°, что сопровождается изменением интенсивности теплообмена между акваторией и атмосферой (Еремеев, Ефимов и др.,2001). Эти изменения могут влиять через гидрометеорологические факторы на активизацию экзогенных процессов в Крымско-Черноморском регионе.

Мощным фактором активизации экзогенных процессов в сейсмических регионах являются разрушительные землетрясения. В их деятельности также прослеживается определенная периодичность, связанная с влиянием на физические поля планеты ритмичных факторов земной и космической природы. Намечается период повторяемости продолжительностью 200-300 лет, являющийся, вероятно, звеном ритма более высокого порядка длительностью около 2000 лет (Чепизубов, 1980).

Ритмичность, выявленная в активизации опасных экзогенных процессов, является важной предпосылкой для разработки их прогноза.

Прогноз. Прогноз экзогенных процессов это научно обоснованное предсказание места и времени их проявления, мощности и ожидаемых последствий. Прогноз опасных процессов необходим для успешной реализации концепции устойчивого развития территории. Прогнозирование – очень важная и необычайно сложная научная и практическая проблема.

В мире наблюдается стремительный рост природных и техногенных катастроф, сопровождающихся гибелью людей и значительным материальным ущербом. В последней трети XX-го столетия от них ежегодно погибало 120 тыс. человек, а экономический ущерб составлял 12 млрд. долларов США. Количество значительных природных катастроф в России увеличилось в 4 раза. Япония вынуждена тратить на борьбу с опасными природными и техногенными процессами 5-8% своего годового бюджета.

В мире не осталось регионов, в которых не происходили бы природные катастрофы. В условиях глобального потепления климата, быстрого таяния ледников и мерзлоты, повышения уровня Мирового океана, безудержного роста населения и городов, мощного антропогенного воздействия на ландшафты интенсивность и активность неблагоприятных и опасных экзогенных процессов будет возрастать. Площадь городов в 2020 г. составит 4% от площади суши Земли. По прогнозам ООН в 2050 году население планеты достигнет 9 млрд. человек и почти в 4 раза превысит критический порог устойчивости биосферы (Осипов, 2001). Уязвимость населения от опасных явлений возрастет и это делает проблему прогноза весьма актуальной.

Прогноз может быть качественным и количественным. Первый базируется на качественном, а второй – на количественном анализе факторов развития экзогенных процессов. Проще разработать пространственный ,

сложнее – временной прогноз. Основой для пространственного прогноза служат условия развития процесса, т.е. не изменяющиеся и медленно изменяющиеся факторы, а для временного прогноза – быстро изменяющиеся факторы (Шеко, 1980; Кюнтцель, 1980; Бондарик, 1981).

Пространственный прогноз отражает вероятность проявления процесса в пространстве. Он может быть локальным, региональным и глобальным. Обьектами локального прогноза служат, например, отдельные оползни, регионального – оползни горной страны, глобального – оползни континента или морского побережья Земли. Основными документами для пространственного прогноза являются карты экзогенных процессов или карты, на которых они показаны (инженерно-геологические, геоморфологические, эколого-геологические, оползневые, селевые и др.), и карты условий – потенциала развития процессов. Последние разработаны для оползней (карты оползневого потенциала), но могут быть составлены и для других экзогенных процессов (Гулакян, Кюнтцель и др., 1977). Природные экзогенные процессы обычно развиваются унаследовано и при сохраняющихся условиях будут происходить в ближайшем будущем там же, где и в недалеком прошлом. Изменение природных условий и влияние антропогенного фактора могут прервать унаследованное течение процесса, вызвать его проявление в новом месте, изменить параметры.

Временной прогноз должен ответить на вопрос: когда произойдет значительная активизация процесса на локальном участке, в регионе, на планете? Проявлению некоторых опасных процессов предшествуют определенные признаки – предвестники, но они редко указывают на время активизации процесса. Временной прогноз основан на представлении о ритмичности процессов и их повторяемости, вызванной воздействием главных быстро изменяющихся факторов.

Теоретические основы и методика временных прогнозов опасных экзогенных процессов были разработаны во ВСЕГИНГЕО (Москва) на основе причинно-следственных связей активизации процессов с гидрометеорологическими факторами и солнечной активностью (Шеко, 1980, 1985).

Временной прогноз может быть краткосрочным (до 1 года), долговременным (до 100 лет) и футурологическим (на отдаленную перспективу). Известны и другие классификации. Краткосрочный – оперативный прогноз успешно разрабатывается для такого быстро созревающего процесса как снежные лавины. Долговременный прогноз составляется на интервал времени до ста лет – максимального расчетного срока эксплуатации сооружений. Он разрабатывается с помощью методов гармонического и корреляционно-регрессивного анализа по определенной технологической схеме.

Для прогноза необходимы длинные ряды наблюдений за экзогенными процессами и главными быстро изменяющимися факторами (Круподеров, 1983; Круподеров, Лехатинов и др., 1984). Временные ряды – числовые значения, характеризующие изменение состояния элементов системы во времени, – режим процессов и факторов, их вызывающих. Эти измене-

ния должны описываться одними и теми же параметрами через равные промежутки времени. Временные ряды могут характеризовать внутригодовой и многолетний режимы экзогенных процессов и факторов. Первые служат основой для краткосрочных, а вторые – для долговременных прогнозов. Ряды локального режима характеризуют активность отдельной формы проявления процесса, а регионального режима – многих форм на различных по площади территориях. Длинные ряды наблюдений есть далеко не везде. Иногда удается восстановить или дополнить ряд с помощью применения дендрохронологического и дендроклиматического методов, опроса старожилов, исторических свидетельств, дешифрирования разновременных аэрофото- и космоснимков. Наиболее простой временной прогноз предполагает экстраполяцию временного ряда на ближайшее будущее – распространение установленных тенденций на будущий период.

Если временные ряды отсутствуют, то прогноз осуществляется с помощью других методов: аналитического, явлений-аналогов и экспертной оценки (заключения специалистов). Если активизация оползневого процесса связана с увлажнением грунтов и повышением уровня грунтовых вод выше определенного предела, то ее следует ожидать во влажные годы. Абразия берегов строящегося водохранилища через 5, 10 и 20 лет может быть примерно такой же, как в существующем водохранилище-аналоге.

Проблема прогноза геоморфологических процессов еще далека от решения и внедрения в практику.

Экологическая опасность. По степени экологического воздействия современные экзогенные процессы могут быть неблагоприятными и опасными (Мягков, 1995). Первые (делювиальный смыв, осыпной снос, суффозия и др.) ухудшают качество природной среды, а вторые (обвалы, оползни, сели и др.) – представляют угрозу для жизни людей и существования биоты. К неблагоприятным относятся, в основном, условно-непрерывные, а к опасным – прерывистые экзогенные и эндогенные процессы.

Территории, пораженные неблагоприятными и опасными процессами менее чем на 5, 5-25, 25-50 и более чем на 50%, характеризуются соответственно удовлетворительным, условно удовлетворительным, неудовлетворительным и катастрофическим состоянием среды, относятся к зонам экологической нормы, риска, кризиса и бедствия (Трофимов, Красилова, 2000). Эта оценка в определенной мере условна, поскольку экологические воздействия зависят не только от пораженности территории, но и от массы обрушения, расхода селя, мощности смытой почвы и других параметров. Принимается априори, что мелкомасштабные проявления процессов в зоне экологической нормы не представляют опасности. В зоне экологического бедствия геодинамические воздействия настолько велики, что сопровождаются необратимыми изменениями или разрушением ландшафта.

Проявления экзогенных процессов могут иметь катастрофический характер. Катастрофы являются не исключением, а естественными эпизодами в эволюции географической оболочки Земли. Это скачкообразные изменения, возникающие в виде внезапного ответа системы на плавное изменение внешних условий (Арнольд, 1990). Катастрофическое явление может вызвать образование нескольких одновременно или последовательно развивающихся разных по мощности и степени опасности экзогенных процессов. Разрушительное землетрясение, экстремальный ливнь, мощный снегопад и наводнение сопровождаются массовой активизацией экзогенных процессов, сходом новых оползней , обвалов, селей, лавин, в том числе катастрофического характера.

Катастрофический процесс отождествляется с экстремальным проявлением (Старкель, 1978), а если есть поражающий фактор и ущерб, – со стихийным бедствием (Шебалин, 1985). Мощность катастроф, вызванных экзогенными процессами, оценивается массой или обьемом перемещенного грунта, магнитудой и другими параметрами, а степень социально-экономического воздействия – размером ущерба и человеческими жертвами.

Количество объектов и людей, пострадавших от катастроф, ежегодно возрастает в связи с деградацией природной среды, изменениями климата, урбанизацией, техногенезом, ростом населения и другими причинами природного и социально-экономического характера (Осипов, 2001, 2005). На Земле в 1995-1999 гг. по сравнению с 1965-1969 гг. ежегодное количество природных катастроф, в каждой из которых погибло не менее 10 или пострадало не менее 100 человек, возросло более чем втрое, а материальные потери увеличились в 9 раз и составляют сейчас около 150 млрд. долларов в год.

Риск. Опасные эндогенные и экзогенные процессы угрожают населению и хозяйственным объектам. В местах их возможного проявления хозяйственная деятельность должна осуществляться с учетом геодинамического риска: сейсмического, вулканического, селевого, обвального, оползневого и др. Риск – принятие решения об осуществлении деятельности в условиях возможной опасности. Это действие человека в обстановке неопределенности: существует внешняя угроза, но невозможно точно ее прогнозировать.

Риск может быть связан с природными, техногенными и социальными опасностями (Мягков, 1995). Геодинамический риск относится к системе природных и природно-антропогенных опасностей. При его расчете учитываются стоимость обьекта, время, на которое он рассчитан, прогноз опасного процесса или вероятная частота его проявления в естественных и антропогенно измененных условиях, возможные последствия и материальный ущерб. Анализ этих и других сведений позволяет принять решение о том стоит или не стоит строить обьект или осуществлять какую-то деятельность. В СНиПе по инженерным изысканиям в строительстве,

принятом в России в 1996 году, предусмотрена обязательная процедура оценки риска.

Зонирование территории по степени геодинамической опасности и риска осуществляется на эколого-геодинамических, эколого-геологических, эколого-геоморфологических и других близких по содержанию картах (Трофимов, Зилинг и др., 2001; Рельеф среды..., 2002). На них вероятность проявления опасного процесса может быть отражена в порядке возрастания как низкая, средняя и высокая. Изменение геодинамической ситуации во времени отслеживается в процессе мониторинга и вносится в компьютерную систему ГИС.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для экзодинамических исследований было выбрано несколько типичных участков, находящихся в разных природных условиях Крыма. Один из них расположен на юго-восточном макросклоне Крымских гор и в прилегающей части Черного моря между городами Судак и Феодосия. Его площадь 206 кв. км. Для удобства он будет называться ниже "балансовый участок". Исследования на нем осуществлялись в 1981-2005 гг. в течение нескольких последовательных этапов.

Во время первого этапа на часть территории (40 кв. км) были составлены крупномасштабные (1:10 000) карты (геоморфологическая, крутизны поверхности, густоты и глубины расчленения), выявлено разнообразие условий рельефообразования, установлена структура экзогенных процессов и их распространение в разных ландшафтных условиях (Природа Карадага..., 1989). Затем были выделены виды денудационных склонов и порядки долин. Денудационным склонам каждого вида присущи свои определенные количественные характеристики состава и строения почво-грунтов, крутизны поверхности, состава, проективного покрытия и сомкнутости растительного покрова. Однородность условий определяет развитие на них однотипных процессов или парагенетического комплекса склоновых процессов, снижающих земную поверхность за многолетний период с какой-то близкой средней скоростью. Денудационные склоны разных видов и долины разных порядков являются основой для изучения экзогенных процессов и обобщения полученных результатов. Такое исследование было выполнено ранее в бассейне реки Ворон (Клюкин, Толстых, 1977; Корженевский, Клюкин и др., 1983; Клюкин, 1996). В течение третьего этапа велись наблюдения за динамикой экзогенных процессов с помощью прямых и косвенных методов, апробированных в Крыму и других регионах (Толстых, Клюкин, 1984; Методы полевых..., 1986).

Система мониторинговых наблюдений включала микронивелировочные площадки, площадки-ловушки, прокрашенные створы, фотоплощадки, стоковые площадки, шурфы с почвенно-грунтовыми реперами и другие эксперименты. Часть экспериментов контролировалась постоянно (сток из балки и со стоковых площадок), часть – 1-2 раза в год (фотопло-

щадки, прокрашенные створы, микронивелировочные площадки и др.), а часть – 1 раз в несколько лет (шурфы с почвенно-грунтовыми реперами, выветривание обломков скальных пород, аккумуляция продуктов выветривания в тафони и др.). Ежегодно проводились маршрутные обследования территории с целью оценки активности процессов, выявления новых камнепадов, обвалов, оползней. Результаты проявления экзогенных процессов за длительное время выявлялись с помощью косвенных методов: дендрохронологического, археологического, по накоплению наносов у препятствий и на фиксированных поверхностях, фотометода и т. д. (Девдариани, 1964; Толстых, Клюкин, 1984; Корженевский, Клюкин, 2000). Особенности применения отдельных методов будут рассмотрены в характеристике экзогенных процессов.

Для интерпретации результатов мониторинга использовались данные метеонаблюдений Карадагской научно-исследовательской геофизической обсерватории (КНИГО), расположенной у берега моря на высоте 40 м в средней части балансового участка, и поста, находящегося в балке Карадагского ландшафтно-экологического стационара (КЛЭС) на высоте 140 м над ур. моря. Наблюдения в бассейне реки Ворон опирались на данные гидропоста (ГП) "Ворон".

Количество грунта, перемещенного антропогенными процессами, рассчитывалось по суммарному объему карьеров, штолен, котлованов, выемок искусственных террас, насыпей дорог, плотин и других антропогенных форм рельефа.

По результатам мониторинга, применения косвенных методов и использования характеристик динамики объектов-аналогов была оценена скорость проявления процессов. Часть результатов наблюдений опубликована (Природа Карадага..., 1989; Клюкин, Михаленок, 1995; Бобра, Боков и др., 2001).

Полученные результаты позволили выявить структуру нисходящего литопотока, роль различных процессов в перемещении вещества на суше и в береговой зоне моря, скорости денудации территории в XX веке природными, природно-антропогенными и антропогенными процессами, составить и рассчитать баланс наносов (Клюкин, 2004).

3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЛАНСОВОГО УЧАСТКА

3.1. Местоположение и орогидрография

Для наблюдений за динамикой экзогенных процессов и балансовых исследований был выбран типичный участок юго-восточного (приморского) макросклона Крымских гор площадью 206 кв. км, расположенный между городами Судак, Феодосия и Старый Крым *(рис. 2)*. Его юго-западная граница проходит от мыса Толстый к горе Френк-Мезер, северо-западная –

по водоразделу хребта Туар-Алан к горе Курган Кара-Оба, северо-восточная – через гору Коклюк и хребет Биюк-Янышар к мысу Киик-Атлама, а юго-восточная – по берегу Черного моря. Участок имеет трапециевидную форму в плане. Он вытянут вдоль Главной гряды Крымских гор на 11 км, вдоль берега моря – на 24 км и вглубь суши – до 10-13 км. Прилегающий к суше морской балансовый участок соответствует береговой зоне и ограничен снизу изобатой 25-30 м. Его площадь около 52 кв. км.

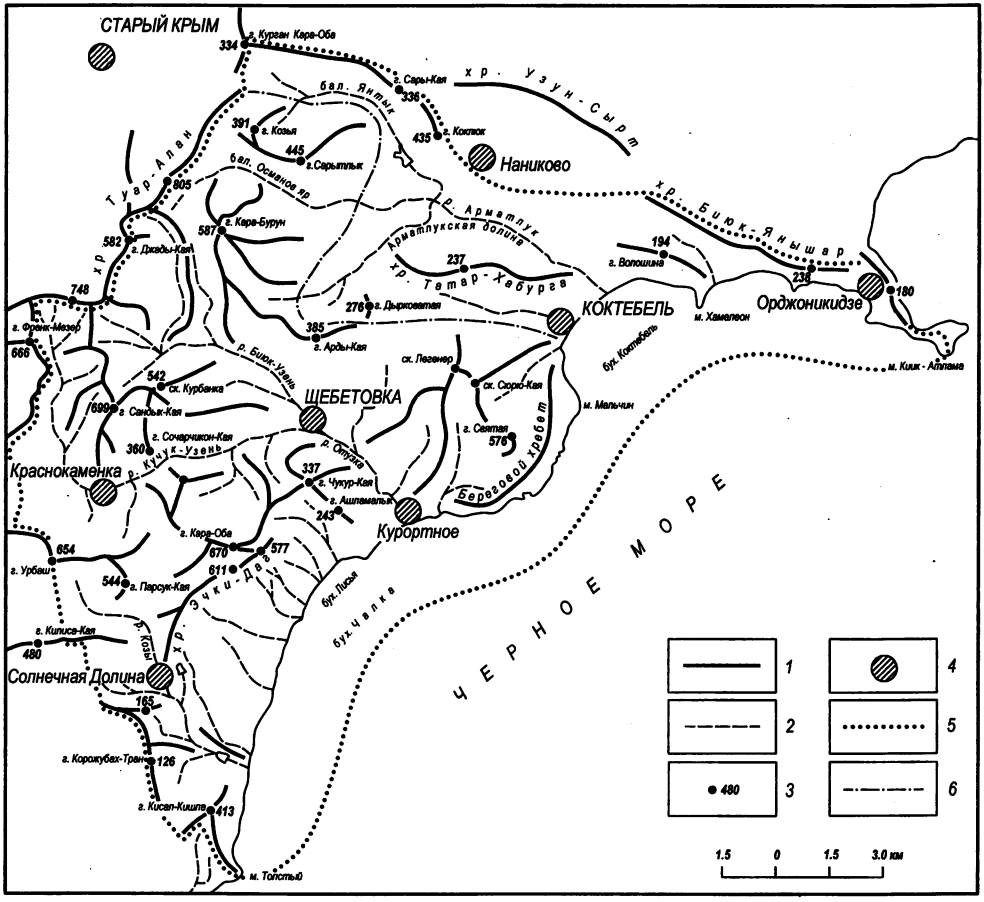


Рис. 2. Орогидрографическая схема балансового участка. Условные обозначения: 1 – водоразделы хребтов и гряд; 2 – русла рек и тальвеги временных водотоков; 3 – абсолютные высотные отметки (м); 4 – населенные пункты; 5 – граница балансового участка; 6 – граница Судакско–Карадагского низкогорья с Коктебельско–Феодосийским мелкогорьем.

В административном отношении территория входит в состав Судакского и Феодосийского горсоветов, отчасти Кировского района Автономной республики Крым.

Здесь находятся поселки Краснокаменка, Щебетовка, Курортное, Коктебель и Орджоникидзе, села Солнечная Долина, Прибрежное и Наниково. Они связаны между собой, а также с городами Судак и Феодосия шоссейными дорогами.

Рельеф суши низко- и мелкогорный, густо- и глубоко расчлененный, состоящий из коротких хребтов и скалистых гряд, останцовых гор и холмов, долин и котловин. Его абсолютная высота увеличивается от берега моря к водоразделу хребта Туар-Алан до 500-748 м. Между Коктебелем и Старым Крымом проходит граница Судакско-Карадагского низкогорья и Коктебельско-Феодосийского мелкогорья. В низкогорье хребты и гряды вытянуты к северо-востоку, а долины – к юго-востоку, в мелкогорье они простираются субпараллельно в юго-восточном направлении.

Крымские горы – асимметричное сооружение. У них юго-восточный макросклон крутой и короткий, а северо-западный – длинный и более пологий. Северо-восточная низкая часть сооружения, в отличие от среднегорной юго-западной и центральной, имеет сравнительно симметричный поперечный профиль. Водораздельное положение на балансовом участке занимает хребет Туар-Алан (748 м) – составное звено осевой части Главной гряды Крымских гор. Его ближние отроги увенчаны вершинами Френк-Мезер (666 м), Кара-Бурун (587 м) и Сарытлык (445 м). Рельеф юго-восточного макросклона образуют цепочки хребтов и гряд, расположенных кулисно, – с некоторым горизонтальным смещением относительно друг друга. В Судакско-Карадагском низкогорье северная цепь включает хребет Папас-Тепе (560 м), гору Сандык-Кая (699 м), гряду Спящая Красавица со скалой Курбанка (542 м), горы Кабак-Таш (388 м), Арды-Кая (385 м), называемую раньше Отуз-Кая, и Дырковатую (276 м) – бывшую Отлу-Кая. Южная цепь начинается хребтом Армутлук и заканчивается у Карадага. Ее звеньями являются горы Урбаш (654 м), Парсук-Кая (544 м) и Элтиген (456 м), хребты Чалка и Эчкидаг с вершинами Кара-Оба (670 м), Делямет-Кая (611м) и Кокуш-Кая (577 м). У Курортного и Щебетовки на их продолжении находятся останцовые горы Ашламалык (243 м), Чукур-Кая (337 м) и Папас-Тепе (306 м).

В центре территории, у берега моря между поселками Курортное, Щебетовка и Коктебель, располагается горная группа Карадаг площадью около 25 кв. км (*рис. 3).*

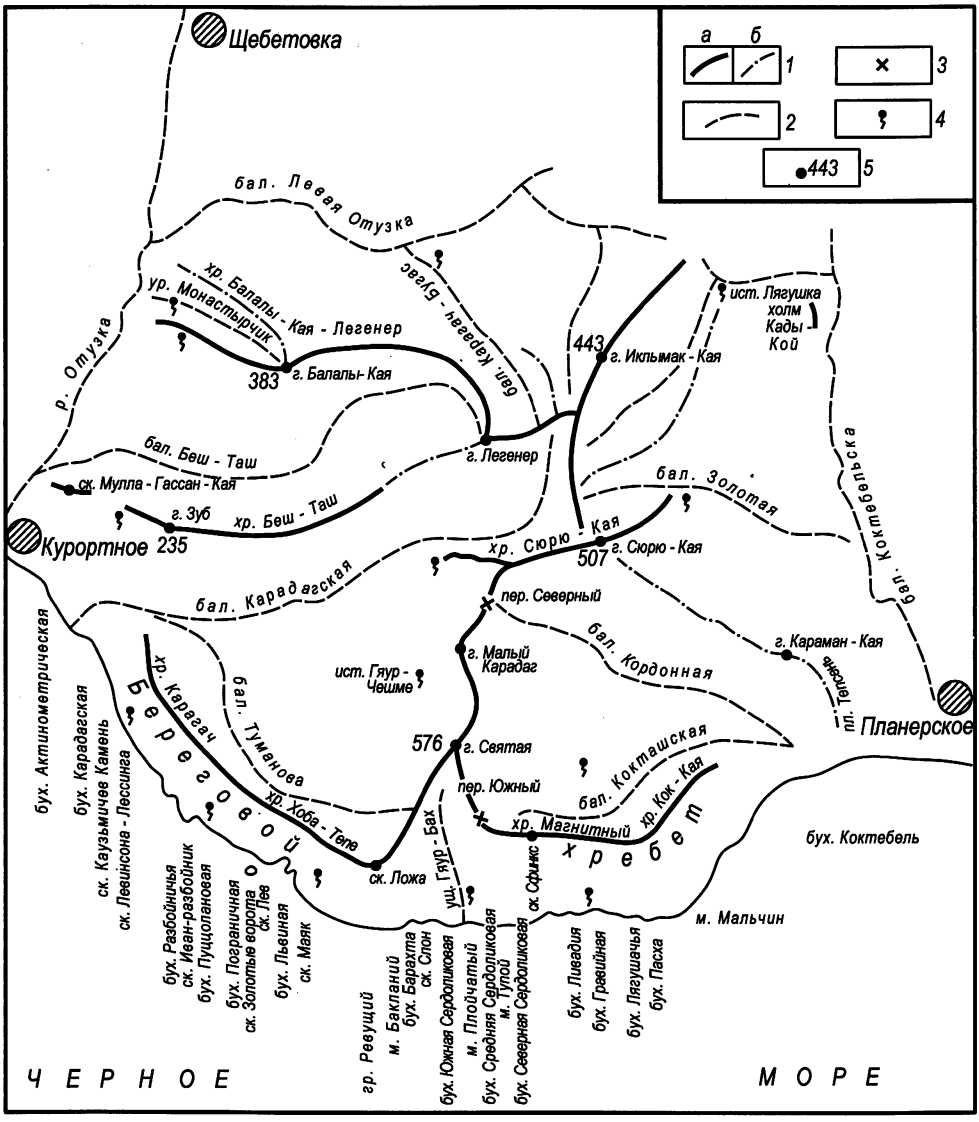


Рис. 3. Орографическая схема Карадага. Условные обозначения: 1 – линии водоразделов: а – главных, б – второстепенных; 2 – тальвеги; 3 – седловины; 4 – источники; 5 – абсолютные высотные отметки.

Основу рельефа Карадага образуют продольные хребты Береговой, Беш-Таш, Сюрю-Кая и Балалы-Кая – Легенер, простирающиеся в том же направлении, что и Крымские горы, т. е. с юго-запада на северо-восток. Береговой хребет вытянут вдоль берега моря на 5 км и состоит из коротких хребтов Лобового, Карагача, Хоба-Тепе, Магнитного и Кок-Кая, разделенных уступами и седловинами. Наиболее высокий из них – хребет Хоба-Тепе (440 м). Поперечный профиль Берегового хребта резко асим-

метричный. Его приморский обрывистый склон расчленен ущельями Чертова Камина, Кая-Кошла, Кум-Кале, Колодец, Коридор, Гяур-Бах и Змеиным.

Следующая система продольных хребтов Карадага начинается у Курортного скалой Медовой (117 м), раньше называемой Мулла Гассан-Кая, продолжается хребтами Беш-Таш (257 м) и Сюрю-Кая (507 м). Вдоль северо-западного края Карадага простирается еще один продольный хребет – Балалы-Кая – Легенер с одноименными вершинами высотой 391 и 501 м.

От середины Берегового хребта в северо-западном направлении вытянут поперечный хребет, увенчаный куполообразной горой Святой (576 м) – высшей отметкой всей горной группы. На старых картах она называлась горой Карадаг – Черной горой. Ее северо-западный край выступает скалистым отрогом – Малым Карадагом (458 м). Гора Святая с Малым Карадагом отделяется от Берегового хребта и хребта Сюрю-Кая соответственно седловинами Южного и Северного перевалов. От горы Сюрю-Кая поперечный хребет простирается к горе Иклмак-Кая (442 м). Его скалистые отроги снижаются до абсолютной высоты 150 м к холму Кады-Кой, расположенному у северного края Карадага.

Между Коктебелем и Старым Крымом низкогорная часть Главной гряды Крымских гор с хребтом Туар-Алан и Карадагом резко сменяется Коктебельско-Феодосийским мелкогорьем, заканчивающимся у Феодосии. Его орографическими элементами являются хребет Узун-Сырт (264 м) с горой Коклюк (346 м), хребет Биюк-Янышар с горой Джан-Хуторан (238 м), хребет Кучук-Янышар с горой Волошина (194 м), хребет Татар-Хабурга с одноименной вершиной высотой 237 м и холмом Эгер-Оба (117 м), а также другие хребты и гряды, расположенные восточнее – за пределами балансового участка.

Горы расчленены долинами малых рек и временных водотоков. Последние на топографических картах очень часто неправильно называются балками, лощинами и оврагами. Большинство эрозионных форм не имеет собственного имени. Это осложняет использование географической номенклатуры в научных исследованиях.

У юго-западного края территории, близ села Прибрежного, к морю открывается долина реки Козы (Биюк-Узень), а в средней части, у поселка Курортного, – долина реки Отузки (Отуз). Отузская долина – самый крупный элемент гидрографической сети балансового участка. Река Отузка образуется от слияния у Щебетовки ручьев Биюк- и Кучук-Узень, начинающихся на хребте Туар-Алан. К бассейну Отузки относятся балки Коз-Йол и Буран-Таш, овраг Караин-Дере, долина Левой Отузки (ур. Суат) и другие эрозионные формы.

Между Прибрежным и Курортным приморский склон гор расчленен долинами временных водотоков Плака-Узень, “Деляметская” и Чалки, овра-

гами “Крутой”, “Короткий”, “Сухой” и “Ветвистый”. Горную группу Карадаг радиально разрезают балки и долины временных водотоков: Карадагская, Туманова, Беш-Таш, Монастырчик, Карагач-Бугас, “Иклмакская”, Золотая, Кордонная и Кокташская (см.рис. 3). Коктебельско-Феодосийское мелкогорье расчленяют Коктебельская, Арматлукская, Янышарская и Двуякорная долины временных водотоков. Самым крупным элементом гидрографической сети здесь является Арматлукская долина с ручьем Куру-Еланчик в нижней части. Она начинается на отрогах хребта Туар-Алан глубокими балками (долинами временных водотоков) Османов Яр и Янтык. Среднюю часть долины образуют Казаульское и Арматлукское котловинообразные расширения. У села Наниково находится похожая на них, но бессточная Баракольская котловина, имеющая эллиптическую форму в плане.

Выступающий в Черное море скалистый берег Карадага отделяет бухту Чалка от бухты Коктебель. Первая расположена между мысом Толстый и Карадагом, а вторая – между Карадагом и мысом Киик-Атлама. Наиболее вдающуюся в сушу часть бухты Чалка называют “Лисьей бухтой”. Между Коктебелем и Орджоникидзе берег выступает в бухту Коктебель мысами “Хамелеон” (Топрак-Кая, Лагерный), “Пятый” и “Орел”. Они ограничивают бухты Мертвую, Тихую (Янышарскую) и Провато. В 1 км от берега Тихой бухты в море находятся скалы-острова Таш-Баши и Таш-Тепе.

Берег Карадага между Курортным и Коктебелем изрезан небольшими бухтами: Актинометрической, Карадагской, Эхо, Разбойничьей, Пуццолановой, Пограничной, Львиной, Барахты, Сердоликовой (Южной, Средней, Северной), Ливадия, Гравийной, Лягушачьей и Пасха. Бухты разделены скалами Иван-Разбойник, Лев, Маяк, Слон, мысами Бакланий, Плойчатый, Тупой и Мальчин. В бухте Пограничной находится скала-арка Золотые Ворота (Ворота Карадага, Шайтан-Хапу), а в бухте Барахты – скала Стрижевая (Парус).

Ширина шельфа Черного моря увеличивается от мыса Толстый к мысу Киик-Атлама с 11 до 28 км. Глубина бровки шельфа здесь составляет около 100 м. Изобата 25-30 м, условно ограничивающая береговую зону моря, находится в 1 км от берега у мысов и в 2-3 км – у бухт. Средний угол наклона береговой зоны составляет около 1-го градуса, а более глубокой части шельфа – 0,2 градуса. Изгибы изобат свидетельствуют о наличии на шельфе очень пологих ложбин. Подводные каньоны здесь отсутствуют.

3.2. Геологическое строение

Восточная часть Крымских гор имеет сложное геологическое строение. Она состоит из мезозойских и кайнозойских осадочных и вулканических пород, образующих покровно-складчатую структуру.

На первой геологической карте Крыма, составленной Гюо и изданной в Париже в 1841 г., в приморской части Карадага показаны плутонические

породы, а на прилегающей территории – нижнеюрские осадочные отложения. Этот уровень знаний сохранялся около полувека.
Интерес к геологическому строению региона возрос после сообщения А.А.Прозоровского-Голицына (1891) о стратовулкане на Карадаге. Вскоре А.Е.Лагорио (Lagorio, 1897) составил геологическую карту Карадага и обнаружил в его строении сходство с вулканом типа Сомма Везувия, от внешнего края которого сохранилась дуга Берегового хребта, а от центральной части – куполообразная Святая гора. Несостоятельность этих представлений доказал А.Ф.Слудский (1912). Он установил, что Карадаг не потухший, а ископаемый вулкан. Его рельеф имеет не вулканическое происхождение, а образован избирательной денудацией.
В 1898 г. К.К. Фохт приступил к составлению геологической карты Крыма в масштабе 1:420 000 по заданию Геолкома России. Она была издана только в 1926 г. В 20-30-е годы XX-го столетия проводятся геологические сьемки восточной части Крымских гор в масштабах 1:42 000 (Соколов, 1948) и 1:200 000 (Муратов, 1937). В 1954-1955 гг. осуществляются комплексные геологические исследования и геологосьемочные работы в масштабе 1:25 000 Крымской партией МГРИ (М.В. Муратов, Д.С. Кизевальтер, и др.), а в 1977-1980 гг. – Крымской гидрогеологической экспедицией (Н.Н. Новик, А.М. Останин и др.). По их результатам были подготовлены и изданы в 1973 г. Геологическая карта Крыма, а в 1984 г. – Геологическая карта Горного Крыма масштаба 1:200 000. В 2001 году свои представления о геологическом строении Крымских гор отобразил на карте В.В. Юдин. Геологические карты и схемы отдельных участков территории восточной части Крымских гор приводятся в ряде статей и книг (Слудский, 1925; Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933; Ремизов, 1962; Лебединский, Макаров, 1962; Муратов, 1973; Довгаль, Радзивил, Токовенко и др., 1991; Юдин, Клочко, 2001). Все картографические документы противоречивы, что свидетельствует об отсутствии у их авторов единства взглядов на сложную геологическую структуру территории.

Стратиграфия. В строении восточной части Крымских гор принимают участие отложения юрской, меловой, палеогеновой и четвертичной систем. Дочетвертичные породы разделены на ярусы (Геология СССР..., 1969; Муратов, 1973) и свиты (Геологическая карта..., 1984; Довгаль, Радзивил, Токовенко и др., 1991). Свиты – единицы местных стратиграфических шкал, выделяемые, главным образом, по фациально-литологическим признакам. Их границы могут не совпадать с границами подразделений единой стратиграфической шкалы.

Юрская система

Юрские отложения относятся ко всем трем отделам юрской системы, к отузской, карадагской, копсельской, судакской, манджильской, хуторанской и двуякорной свитам *(рис. 4)*.

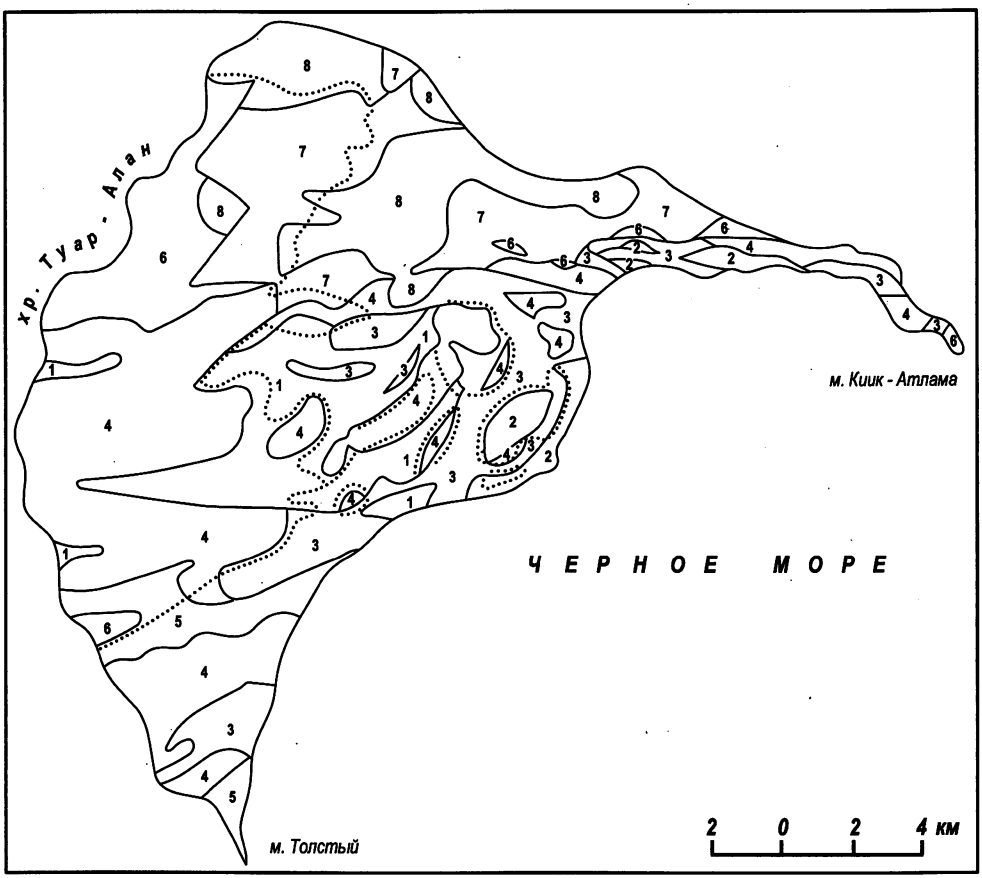


Рис. 4. Свиты дочетвертичных отложений. Условные обозначения: 1 – Отузская толща. Терригенный флиш нижнего отдела юрской системы; 2 – Карадагская свита. Туфы и лавы среднего и верхнего отделов юрской системы, нерасчлененные; 3 – Копсельская свита. Глины, алевролиты и песчаники среднего и верхнего отделов юрской системы, нерасчлененные; 4 – Судакская свита. Глины, кригломераты, песчаники, известняки верхней юры; 5 – Манджильская свита. Глины, алевролиты и песчаники верхней юры. Флишоидные отложения; 6 – Хуторанская свита. Конгломераты и песчаники верхней юры; 7 – Двуякорная свита. Флишоидные отложения верхней юры и нижнего мела, нерасчлененные; 8 – Терригенн-карбонатные формации нижнего мела-эоцена. Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки.

Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают отложения отузской свиты (толщи). На Карадаге они лежат под верхнебайосскими глинами и палеонтологически не охарактеризованы (Ремизов, 1962). Их относят ориентировочно к нижней юре (Геологическая карта..., 1984).

Отузская свита представлена терригенным флишем, состоящим из слоев песчаника, алевролита и аргиллитоподобных глин мощностью 1-100 см. Песчаники и алевролиты состоят из кварца , полевого шпата и слюды, кварц-гидрослюдистого и гидрослюдистого цемента. Глины за-

нимают не менее половины обьема свиты. Они имеют хлорит-гидрослюдистый состав, слабо набухают и размокают при увлажнении. Мощность флиша около 500 м. Он обнажается у Курортного, Щебетовки, Краснокаменки и занимает около 10% площади балансового участка.

Карадагская свита была выделена М.В. Муратовым в 1937 году на Карадаге. Она состоит, в основном, из вулканических пород и обнажается на 3% площади территории. Вулканиты слагают Береговой хребет, горы Святую и Малый Карадаг, несколько холмов и мысов на побережье между Коктебелем и Орджоникидзе, островные скалы Таш-Тепе и Таш-Баши.

Карадагский вулкано-плутонический комплекс относится к известковой серии и андезитовой формации, вмещает вулканиты основного, среднего и кислого состава (Довгаль, Радзивил и др., 1991). От основных к кислым породам уменьшается количество плагиоклазов, хлорита, кальцита, рудного минерала и возрастает содержание кварца, халцедона, стекла. Яшмовидные трассы Святой горы содержат до 85% кремнезема.

В слоистой вулканогенной толще В.И. Лебединский и Л.П. Кириченко (Природа Карадага, 1989) выделяют монолитные, подушечные, глыбовые и гиалокластитовые лавовые потоки, агломератовые, глыбовые, лапиллиевые, псаммитовые и алевритовые туфы. Вулканиты покровной фации вмещают штоки, некки, купола, дайки другие массивные субвулканические тела. Лавы и туфы содержатся примерно в равном количестве, но коэффициент эксплозивности возрастает кверху геологического разреза. Общая мощность вулканических пород составляет около 1000 м.

В 1933 году Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Е.Н. Дьяконова-Савельева разделили карадагские вулканиты на палеотипные и кайнотипные. Позже выяснилось, что различия между ними связаны не столько с возрастом, сколько с последующим влиянием низкотемпературного регионального метаморфизма (Геологическое строение..., 1989). В результате метасоматоза риолито-дациты и дациты превратились в трассы – существенно цеолитовые породы. Часть изверженных пород приобрела миндалекаменное строение. Миндалины в них состоят из цеолитов, хлорита, халцедона, кальцита.

В конце XX-го столетия петрографы перешли от двойной к одинарной номенклатуре вулканитов. В ней названия “спилит”, “кератоспилит”, “кератофир”, “оксикератофир”, “трасс” и “палеолипарит” заменены на базальт, андезито-базальт, андезит, андезито-дацит, дацит, риолито-дацит и риолит (Геологическое строение..., 1989; Довгаль, Радзивил и др., 1991).

В 1917 году А.Ф.Слудский отнес вулканиты к байосу-раннему келловею. Проблема их возраста однозначно не решена и поныне. Большинство исследователей датируют их тем же или меньшим по объему хронологическим интервалом (Геология СССР..., 1969; Муратов, 1973; Геологическая карта..., 1984). Д.В.Соколов (1948) на основании находок в титонских конгломератах галек и валунов из вулканитов карадагского облика предположил, что вулканические извержения продолжались в кимеридже во время киммерийского орогенеза. Так сложилось представление о двух этапах вулканической деятельности. Геологи ИГН НАН Украины (Довгаль,

Радзивил и др., 1991) считают, что основная масса вулканитов Карадага имеет среднекелловей-кимериджский, а может быть и более молодой геологический возраст. Но обломки вулканитов в конгломератах свидетельствуют однозначно только о размыве более древних вулканитов и не обязательно карадагских. Вулканическая деятельность не могла происходить в течение столь продолжительного промежутка геологического времени. Скорее всего она проявилась в позднем байосе.

Проблема возраста вулканитов тесно связана с их структурным положением. По одним представлениям они находятся на месте своего образования и являются частью кольцевой структуры (Довгаль, Радзивил и др., 1991), по другим – лежат "без корней" в аллохтоне надвига (Соколов, 1948; Лебединский, Макаров, 1962; Муратов, 1973; Юдин, Клочко, 2001; Милеев, Барабошкин и др., 2004). Большинство исследователей и автор этих строк придерживаются последней точки зрения.

Строение карадагской свиты отражает 3 этапа эволюции вулканической деятельности (Природа Карадага, 1989). От этапа к этапу подушечные лавы основного-среднего состава сменились туфами и лавами среднего-кислого, а затем кислого состава, подводные извержения – мелководно-наземными и наземными, эффузивные – эффузивно-эксплозивными и эксплозивными. Во время первого этапа вулкан был щитовым, а во время второго – стратовулканом. От его центральной части сохранился шток в основании хребта Хоба-Тепе. В течение заключительного этапа у нового центра извержений образовался экструзивный купол Святой горы. Перечисленные выше особенности эволюции свойственны вулканизму островных дуг. В среднеюрское время вулкан являлся составной частью островной дуги.

Копсельская свита моложе карадагской. Ее отложения хорошо датируются по ископаемой фауне верхним батом-средним келловеем (Геологическая карта..., 1984). Стратотип свиты описан в урочище Копсель у Судака.

Отложения копсельской свиты обнажаются на южных склонах хребтов Эчкидаг, Беш-Таш, Сюрю-Кая, Кучук- и Биюк-Янышар, в Тумановой и Кокташской балках. Они занимают около 10% площади балансового участка и состоят, в основном, из аргиллитоподобных карбонатных хлорит-серицитовых размокающих глин и кварцево-слюдистых песчаников с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. Юго-западнее Карадага отложения более песчанистые, а северо-восточнее – более глинистые.

Между Солнечной Долиной и Курортным мощность свиты составляет около 800 м, а между Коктебелем и Орджоникидзе – вдвое меньше.

Отложения судакской свиты лежат на размытой поверхности пород копсельской свиты и датированы палеонтологически поздним келловеем-ранним оксфордом. Они слагают побережье бухты Чалка, вершины хребтов Эчкидаг, Беш-Таш, Сюрю-Кая, Балалы-Кая – Легенер, гор Элтиген, Сандык-Кая, Ашламалык, Чукур-Кая, Арды-Кая, склоны Кучук- и Биюк-Янышара. В строении свиты принимают участие конгломераты, песчаники, известняки, глины и флишоидные отложения. Глинистые породы распространены на 10%, а скальные – на 25% площади территории. Общая

мощность отложений достигает 800 м. Нижняя, верхнекелловейская часть свиты, характерна на побережье между Коктебелем и Орджоникидзе, а верхняя – нижнеоксфордская, – на хребтах и грядах юго-западнее Коктебеля. Первая состоит из сланцеватых глин с сидеритовыми и септариевыми конкрециями, редкими прослоями песчаников, конгломератов и глинистых известняков, а вторая – из конгломератов с гальками песчаников, известняков и сидерита, скрепленных песчано-глинистым цементом, кварцевых и полимиктовых песчаников с карбонатно-глинистым цементом, слоистых и массивных перекристаллизованных известняков. Грубослоистые известняки образуют гребни хребтов Беш-Таш и Сюрю-Кая, гор Иклмак-Кая и Дырковатая, а массивные слагают конусообразные и призматические вершины Парсук-Кая, Элтиген, Кокуш-Кая, Сандык-Кая, Балалы-Кая, Легенер и других гор. Они были ядрами кораллово-водорослевых рифов. Мощность рифовых известняков достигает 600 м.

Стратотип манджильской свиты был описан на хребте Манджил у Судака. Стратиграфически и фаунистически отложения относятся к среднему оксфорду-нижнему кимериджу. Они распространены на побережье бухты Чалка между Солнечной Долиной и Курортным, где лежат согласно на судакской свите. Граница между свитами проходит внутри литологически сходных пород.

Отложения манджильской свиты имеют флишоидный облик. Преобладают (80-90%) плотные алевролиты и аргиллитоподобные пылеватые размокающие глины хлорит-гидрослюдистого состава. Они вмещают маломощные прослои сидерита и песчаников кварцевого, кварцево-слюдистого и кварцево-полевошпатового состава с кварцевым, глинисто-карбонатным и железистым цементом. В толще встречаются тонкие прослои детритусовых известняков. Мощность отложений составляет около 600 м. Они распространены на 5% площади балансового участка. Мощные средне- и верхнеюрские глины, алевролиты и флишоидные отложения накапливались в Судакском прогибе.

Возрастным аналогом манджильской свиты является демерджинская свита, представленная мощной толщей конгломератов, песчаников, известняков. Она характерна юго-западнее территории балансового участка.

Стратотипический разрез хуторанской свиты находится на горе Джан-Хуторан у поселка Орджоникидзе. Ее отложения лежат трансгрессивно и несогласно на подстилающих породах. Они вытянуты прерывистой полосой от горы Френк-Мезер до мыса Киик-Атлама, покрывают 10% площади территории. Свита состоит из гравийно-галечных и валунно-галечных конгломератов, отчасти из полимиктовых песчаников. Конгломераты вмещают обломки песчаников, известняков, сидерита, кварца, кварцитов, кварц-хлоритовых сланцев, гранитоидов, яшмоидов, вулканических туфов, андезитов, дацитов и риолитов, скрепленных песчано-карбонатным цементом. Это молассы киммерийского орогенического этапа, снесенные водотоками в береговую зону моря с горной суши Понтиды, располагавшейся в поздней юре-раннем мелу у южного края современных

Крымских гор. Обломки вулканитов, обнаруженные в конгломератах, сходны с карадагскими. Они свидетельствуют о размыве гор, в строении которых участвовали вулканические образования бывшей островной дуги. По стратиграфическому положению свита относится к нижнему и среднему титону. На горе Френк-Мезер ее мощность достигает 700 м, на горе Джан-Хуторан – 150 м.

На хуторанской свите согласно залегают отложения двуякорной свиты. Ее стратотипический разрез находится в Двуякорной долине у поселка Орджоникидзе. Свита распространена на 15% площади территории – на хребте Биюк-Янышар, в Арматлукской долине и на склонах хребта Туар-Алан. Ее образуют флишоидные отложения верхнего титона-нижнего берриаса (Геологическая карта..., 1984). Их основными породами-компонентами являются плотные алевритистые глины и алевролиты хлорит-гидрослюдистого состава. Они переслаиваются с песчаниками, конгломератами и известняками. Сравнительно крупные массивы известняков венчают вершины гор Сарытлык и Сары-Кая. Общая мощность отложений свиты составляет не менее 1000 м. Они заполняют Восточно-Крымский прогиб.

Юрские породы в северной части территории перекрыты отложениями терригенно-карбонатной формации нижнего мела-палеогена.

Меловая система

Меловые отложения занимают 11% площади балансового участка, относятся к нижнему и верхнему отделам. В них выработаны Арматлукская долина и балка Янтык.

Нижнемеловые отложения выполняют небольшие мульды. Они начинаются мергелями берриасского яруса (150 м), налегающими трансгрессивно на флиш двуякорной свиты. Мергели сменяются вверх по разрезу нерасчлененными валанжин-готеривскими известковистыми глинами и глинистыми мергелями (200 м), которые трансгрессивно перекрываются верхнебаррем-аптскими глинами (100 м). На их размытой поверхности лежат средне-верхнеальбские сланцеватые глины мощностью до 250 м (Геологическая карта..., 1984). Нижнемеловые отложения относятся соответственно к султановской, наниковской, тайганской и виноградовской свитам. Глины этих свит имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, содержат каолинит и хлорит, включают зерна кварца и полевого шпата, кристаллы и корочки гипса, вмещают тонкие прослои песчаника и сидерита.

Склон хребта Узун-Сырт, обращенный к Баракольской котловине, слагают алевритистые мергели маахстрихтского яруса верхнего мела мощностью не менее 70 м и известковистые песчаники датского яруса нижнего палеоцена мощностью 50 м. На горе Коклюк перемятые и выжатые нижнемеловые глины перекрыты стометровой толщей тех же пород, обьединенных в клементьевскую свиту.

Палеогеновая система

Палеогеновые отложения занимают около 1% площади территории. Хребет Узун-Сырт и гору Коклюк венчают мергели и известняки феодосийской свиты (60 м), относимой к монтскому (инкерманскому) ярусу палеоцена, а гору Кара-Бурун – перекристаллизованные нуммулитовые известняки насыпкойской свиты (50 м), относимой к лютетскому (симферопольскому) ярусу среднего эоцена. Последние были обнаружены К.К. Фохтом и описаны Г.Ф. Вебер в 1926 г. Они лежат несогласно на титонском флише и перемещены на южный макросклон гор с севера в аллохтоне молодого надвига.

Четвертичная система

На 20% площади балансового участка размытые юрские и меловые породы перекрыты четвертичными отложениями. Они относятся ко всем отделам четвертичной системы, имеют морское, лиманное и континентальное происхождение. Их общая мощность составляет около 150 м.

Морские отложения относятся к верхнему и современному отделам четвертичной системы. Верхнечетвертичные отложения образуют карангатскую морскую террасу, сохранившуюся от размыва у Судака и Феодосии. На территории балансового участка они обнаружены только на дне бухты Провато у поселка Орджоникидзе, где представлены маломощными (1-2 м) конгломератами, детритусовыми песчаниками и ракушечниками (Губанов, Клюкин, 1984).

Современные морские отложения состоят из гравия, гальки и валунов, песка с гравием и галькой (1-3 м). Они слагают новочерноморскую или нимфейскую террасу и пляжи. Терраса сохранилась от размыва в пяти пунктах побережья бухты Чалка на высоте около 2,5 м над ур. моря. Ее отложения замещаются пролювием дна долин и старых конусов выноса, перекрываются суглинками делювиально-пролювиальных шлейфов.

В низовьях долин, переуглубленных водотоками в позднем плейстоцене, а затем затопленных к середине голоцена водами черноморской трансгрессии, под первой террасой и поймой бурением обнаружены лиманные илы и глины с включением раковинного детрита. В Арматлукской долине у Коктебеля их мощность достигает 15 м. В сторону верховий долин лиманные отложения быстро замещаются аллювием и пролювием.

Основной объем четвертичных отложений накопился в континентальных условиях и представлен аллювием, пролювием, делювием, коллювием и деляпсием. Их возраст устанавливался с помощью геоморфологического метода – по соотношению с террасами. Аллювий и пролювий террас хорошо коррелируется с морскими трансгрессивными осадками Азово-Черноморского бассейна (Андрусов, 1912; Муратов, 1973; Федоров, 1978; Кожевников, 1989). Отложения пятой террасы относятся к нижнему, четвертой – к среднему, третьей и второй – к верхнему, а первой террасы и поймы – к современному отделу четвертичной системы.

Поверхности террас образованы в этапы аккумуляции отложений на пляжах, пойме и конусах выноса. Аккумулятивная поверхность, состоящая

из этих элементов, служила базисом для склоновых образований, участвующих вместе с ней в строении вертикального геоморфологического ряда. Аккумулятивные формы каждого ряда сложены близким по возрасту парагенетическим комплексом четвертичных отложений. Отложения верхних (древних) рядов сохранились плохо, а нижних (молодых) – хорошо. От эоплейстоцена к голоцену количество генетических типов отложений в парагенетических комплексах вертикальных геоморфологических рядов возрастает от 1 до 11.

Аллювиальные отложения представлены гравием и галькой, песками и супесями, пролювиальные, делювиально-пролювиальные и делювиальные – дресвой и щебнем, суглинками с дресвой и щебнем, коллювиальные – щебнем и глыбами с суглинистым заполнителем, оползневые – блоками из флишоидных отложений, глин, щебнистых суглинков и других пород. Мощность континентальных отложений колеблется от 1 до 50 м. Самые мощные заполняют древние эрозионные формы. В погребенных оврагах южного склона хребта Эчкидаг мощность нижнечетвертичного коллювия достигает 50 м. В переуглублениях долин накопилась 15-25 – метровая толща нижнеголоценового аллювия и пролювия.

Основные черты тектоники и морфоструктуры. Крымские горы находятся в северной периферической части Альпийско-Гималайского коллизионного орогенического пояса. Их структура образовалась во время двух этапов сильного сжатия, вызванного сближением Афроаравийской и Евразийской плит.

Крымские горы – небольшой ороген, расположенный между Скифской плитой и Черноморской впадиной. Он отделен от этих структур соответственно Предгорным и Южнобережным глубинными разломами (Борисенко, Плахотный, 1997), или Предгорной сутурой и Южнокрымским надвигом (Юдин, Герасимов, 1997).

Геологическая структура Крымских гор сформирована киммерийским и альпийским орогенезами. Во время первого, более масштабного тектонического этапа, завершившегося в раннем мелу, океаническая кора Тетиса была субдуцирована, образовалась островная дуга, а затем горная страна Понтида, причленившаяся к Скифской плите. В последующую, относительно спокойную тектоническую эпоху, продолжавшуюся с середины мела до неогена, Понтида была пенепленизирована и превратилась в платформу. Во время альпийского этапа коллизии формируется рифтогенная глубоководная Черноморская впадина и происходит поддвиг ее субокеанической коры под континентальную кору Крыма, Кавказа и Анатолии. Зона квазисубдукции имеет сравнительно скромные масштабы и, судя по глубине гипоцентров землетрясений Крымско-Черноморского региона, не распространяется в мантию.

В результате сжатия усложнилось строение киммерийской покровно-складчатой структуры. Надвигание тектонических пластин в юго-восточном направлении сопровождалось образованием Крымских гор, их изостатическим поднятием в виде асимметричного (юго-запад) и срав-

нительно симметричного (северо-восток) свода. Это различие объясняется неодинаковой кинематикой взаимодействия Горного Крыма с Западно-Черноморской (обдукция) и Восточно-Черноморской (субдукция) микроплитами (Гончар, 2003). Восточно-Крымские горы, в отличие от остальной их части, ограничены с севера Индольским краевым прогибом, а с юга – прогибом Сорокина. Такое положение сказалось в симметричности их структурного и орографического плана.

О размахе новейших поднятий и опусканий свидетельствует флексурообразный изгиб земной поверхности между вершинами Главной гряды Крымских гор и дном Черноморской котловины, амплитуда которого составляет 3,0-3,5 км. Если учесть денудационный срез гор и аккумуляцию отложений в котловине, то амплитуда новейших вертикальных тектонических движений возрастет в два раза. Воздымание гор нарастало к позднему плиоцену-эоплейстоцену, а в последующее время постепенно ослабевало, о чем косвенно свидетельствуют относительные высоты поверхностей выравнивания и террас, масштабы обвально-оползневых явлений.

Сложная структура Крымских гор, созданная во время двух этапов сжатия, являлась предметом обсуждения и спора сторонников разломно-блоковой и покровно-складчатой тектоники в течение всего XX-го столетия. Так как Крымские горы формировались в условиях сжатия, то не следует недооценивать роль надвигов, взбросов и сдвигов в их строении. Но горизонтальные движения альпийского этапа тектогенеза в таком небольшом и невысоком регионе вряд ли достигали тех внушительных масштабов, о которых пишут авторы экстремальных неомобилистских моделей (Казанцев, 1982; Милеев, Барабошкин, Розанов и др., 1997; Юдин, Герасимов, 1997; Юдин, 2001). Столь же преувеличены представления о складчатой структуре, в которой разломам отведена скромная роль (Геология СССР..., 1969; Муратов, 1973), и представления о глыбовой структуре с обилием разнопорядковых субвертикальных разломов, в том числе глубоких и глубинных (Геологическая карта..., 1984; Борисенко, 1997). Пока нет удовлетворительной тектонической концепции и построенной на ее основе карты Горного Крыма.

Представления о покровно-складчатом строении восточной части Крымских гор сложились в процессе проведения геологосьемочных работ еще в первой трети XX-го века. Д.В.Соколов (1948) установил, что в их структуре отражаются проявления двух этапов тектогенеза – юрского складчатого и третичного – надвигового. Крупные массивы юрских вулканитов, известняков и конгломератов, находящиеся вне последовательности нормального геологического разреза и упирающиеся головами в глины, флишевые и флишоидные отложения, образуют чешуи аллохтона, перемещенные в юго-восточном направлении, а мелкие "безкорневые" массивы тех же пород незначительно сползли по глинам. Более молодые титонские, меловые и палеогеновые отложения образуют, по его мнению, свой тектонический покров. У фронта этого покрова находятся титонские конгломераты, слои которых лежат очень круто и местами запрокинуты.

А.Д. Архангельский (1928) обнаружил в строении гор у Феодосии систему послойных надвигов и поперечных сдвигов, по которым "сдернутые покровы" несколько переместились в южном направлении. М.В. Муратов (1937) отобразил структуры на геологической карте в виде блоков. Последние, по его мнению, смещались не к югу, а к северу. В более поздних работах (Геология СССР..., 1969; Муратов, 1973) он рассматривал эти блоки как части глыбовой структуры, сдвинутые относительно друг друга, но не опроверг представления Д.В. Соколова о надвиговой структуре соседнего Карадага. Наиболее экстремистские взгляды о покровно-складчатом – шарриажном строении территории Судакско-Карадагского низкогорья высказал Н.А. Преображенский (1933).

Крупномасштабные геологосъемочные работы, выполненные во второй половине XX-го столетия (Кизевальтер, Муратов, 1959; Муратов, 1973, Геологическая карта..., 1984), показали, что в структуре Восточно-Крымских гор главную роль играют конседиментационные асимметричные линейные складки, сдвиги и сбросы *(рис. 5)*.

Крупными складчатыми образованиями являются Туакский антиклинорий, Судакский и Восточно-Крымский синклинории. Ядро Туакского антиклинория (поднятия), сложенное флишевыми и флишоидными отложениями верхнего триаса, нижней и средней юры, имеет покровно-складчатое строение (Лычагин, Сальман, Чуприна, 1956). Между Судаком и Феодосией крупные складчатые структуры перемещены в юго-восточном и южном направлении по Щебетовскому, Эчкидагскому и Карадагскому надвигам.

В последние годы предпринята попытка создания модели строения региона на основе концепции тектоники литосферных плит. В.В. Юдин и А.А. Клочко (2001) рассматривают надвиги в качестве главных структурообразующих элементов и выделяют связанные с ними карадагский и щебетовский неогеновые меланжи шириной 0,5-2,5 км. Блоки карадагских вулканитов, по их представлениям, являются кластолитами в меланже и перемещены с глубины 2,5 км из параавтохтона примерно на 15 км в юго-восточном направлении. Массивы верхнеюрских известняков, лежащие несогласно на подстилающих глинистых отложениях, рассматриваются как олистолиты и олистоплаки раннемеловой олистостромы, смещенные на большое расстояние с юга – с киммерид.

Находит своих сторонников модель о ведущей роли в геологической структуре правых сдвигов, возникших в процессе коллизии. По этим представлениям Карадаг является самостоятельной сдвинутой пластиной, ограниченной с севера зоной автохтонного меланжа (Вознесенский, Книппер, Перфильев и др., 1998).

На наш взгляд, территория балансового участка входит в состав трех крупных и сложных тектонических пластин (с юга на север): Судакской, Карадагской и Коктебельской. Они разделены надвигами и взбросами на чешуи, которые более или менее продвинуты по сдвигам к юго-востоку и югу. Судакская и Карадагская пластины образовались во время позднекиммерийского, а Коктебельская – во время альпийского этапов тектогенеза. Альпийские тектонические движения омолодили часть более древних разрывов.

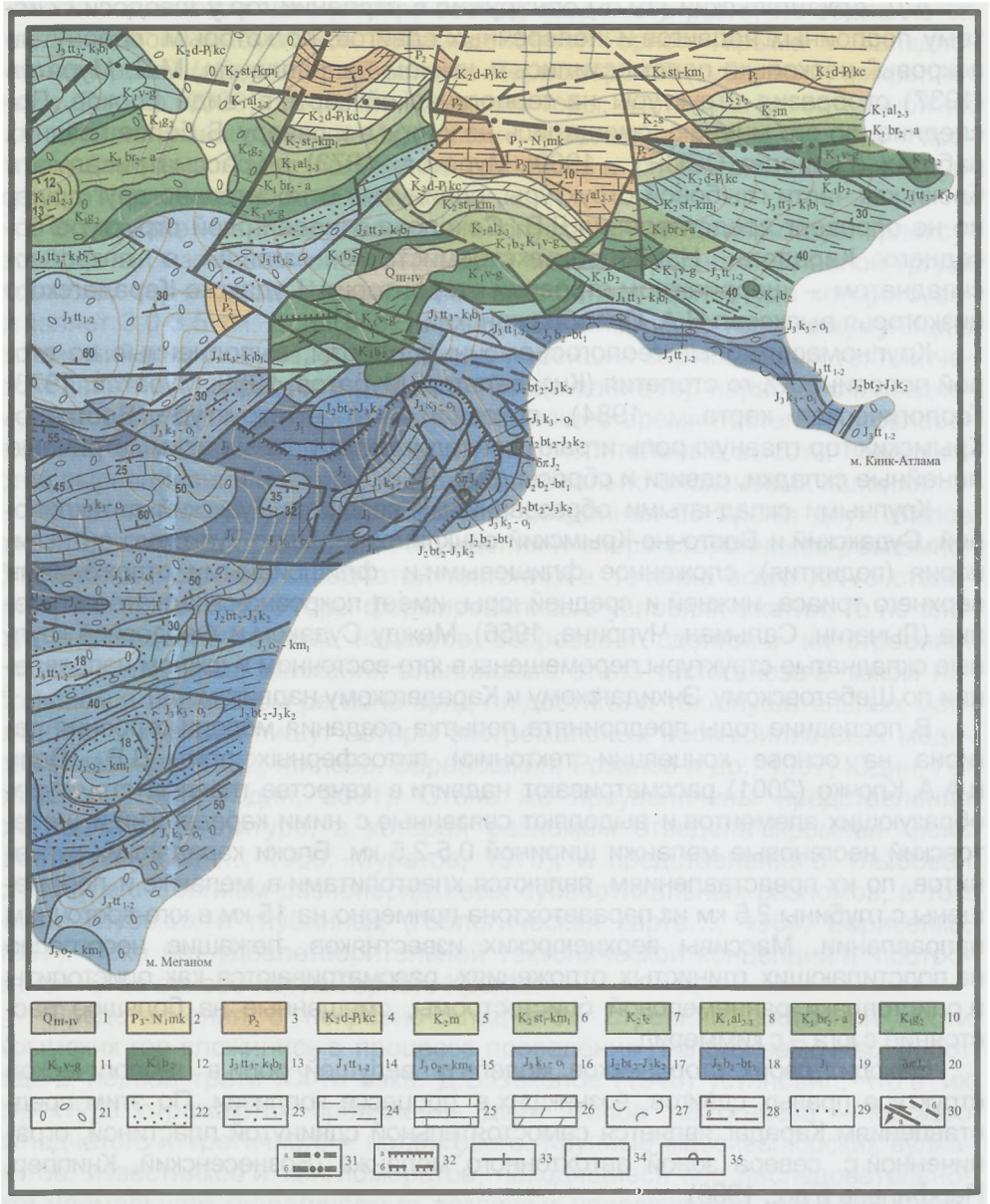


Рис. 5 Геологическая карта юго-восточной части Крымских гор (Пивоваров С.В., 1984).

Условные обозначения: Четвертичная система: 1 – верхнечетвертичные и современные отложения. Аллювиально-пролювиальные галечники, пески, суглинки, лёссовидные глины. Палеогеновая и неогеновая системы: 2 – олигоцен и нижний миоцен. Майкопская серия. Глины. Палеогеновая система: 3 – эоцен. Глины с прослоями нуммулитовых известняков. Меловая и палеогеновая системы: 4 – верхний мел, датский ярус, палеоген, инкерманский подгоризонт и качинский горизонт, нерасчлененные отложения. Мергели, известняки. Меловая система: 5 – маастрихтский ярус. Мергели, известняки, песчаники, глины; 6 – сантонский ярус, верхний подъярус и кампанский ярус, нижний подъярус, нерасчлененные отложения. Известняки, мергели, глины; 7 – туронский ярус, верхний подъярус. Известняки, мергели; 8 – альбский ярус, средний и верхний подъярусы. Нерасчлененные отложения. Глины с сидеритами; 9 – барремский ярус. Конгломераты, гравелиты, песчаники, глины; 10 – готеривский ярус, верхний подъярус. Пески, галечники, когломераты; 11 – валанжинский и готеривский ярусы, нерасчлененные отложения. Известняки, мергели, глины, песчаники; 12 – берриасский ярус, верхний подъярус. конгломераты, песчаники, алевролиты. Юрская и меловая системы: 13 – титонский ярус, верхний подъярус и берриасский ярус, нижний подъярусы, нерасчлененные отложения. Известняки, глины, алевролиты, песчаники, конгломераты. Юрская система: 14 – титонский ярус, нижний и средний подъярусы, нерасчлененные отложения. Известняки, песчаники, конгломераты, глины; 15 – оксфордский ярус, средний и верхний подъярусы и кимериджский ярус, нижний подъярус, нерасчлененные отложения. Известняки, глины, песчаники, конгломераты; 16 – келловейский ярус, верхний подъярус и оксфордский ярус, нижний подъярус, нерасчлененные отложения. Конгломераты, песчаники, глины, биогермные известняки; 17 – батский ярус, средний и верхний подъярусы, келловейский ярус, нижний подъярус, нерасчлененные отложения. Песчаники, глины с сидеритами; 18 – средний отдел. Байосский ярус, верхний подъярус и батский ярус, нижний подъярус, нерасчлененные отложения. Туфы и лавы различного состава; 19 – нижний отдел. Флиш, пачки агиллитов, прослои известняков. Интрузии среднеюрские: 20 – субвулканические и жильные тела диоритовых порфиритов. Литология: 21 – конгломераты, галечники; 22 – песчаники; 23 – алевролиты; 24 – глины, 25 – известняки; 26 – мергели; 27 – туфогенные осадочные породы. Геологические границы: 28 а – достоверные; 28 б – предполагаемые; 29 – границы литологических и фациальных подразделений. Разрывные нарушения. Главные: 30 – сбросо-сдвиги с указанием падения сместителя: а – достоверные, б – предполагаемые; 31 – скрытые под более молодыми образованиями (на примере главных разрывных нарушений): а – достоверные, б – предполагаемые. Второстепенные: 32 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые. Залегание пластов: 33 – вертикальное; 34 – наклонное; 35 – опрокинутое.

Надвиги относятся к типу взбросо-надвигов так как постепенно выполаживаются в сторону падения. Сместители крупных надвигов находятся во флише таврической серии, а мелких – в более молодых отложениях, нередко между слоями пород разной компетентности.

Лучше других изучен Эчкидагский надвиг (взбросо-надвиг) северо-восточного простирания. Он хорошо прослеживается по геологическим и геоморфологическим признакам между Солнечной Долиной и Курортным. В его аллохтоне находятся гора Элтиген, хребты Чалка и Эчкидаг синкли-

нального строения, сложенные средне- и верхнеюрскими породами. Вероятно флишоидные отложения образуют в принадвиговой зоне аллохтона сильно сжатую, опрокинутую к югу и размытую антиклиналь, но проследить ее из-за плохой обнаженности этой части разреза не удалось.

Хаотический комплекс надвига представлен сильно перемятыми глинами и брекчиями мощностью около 50 м. В них включены обломки глин и алевролитов с зеркалами скольжения на гранях, пакеты глин и алевролитов с прослоями песчаника и сидерита, глыбы песчаников, известняков и конгломератов поперечником 1-20 м, гальки и валуны с пришлифовкой, царапинами, шрамами и ямками на поверхности. В некоторые глыбы и валуны вдавлены более мелкие обломки, встречаются раздавленные, но сохранившие целостность гальки и валуны. Обломочный материал представлен породами отузской, копсельской, судакской и манджильской свит. Следы механической обработки обломков нередко покрыты тонкими кальцитовыми и кварцевыми корочками, указывающими на проявление гидротермальных процессов. Слабая переработка пород в зонах разломов характерна для Крымских гор и отличает их от других регионов покровного строения (Милеев, Барабошкин, Розанов и др., 1997).

Принадвиговые деформации охватывают полосу склона шириной до 500м. Верхнеюрские породы у фронта надвига смяты в мелкие складки и раздроблены на блоки поперечником в десятки-сотни метров. Слои в них круто падают к северо-западу или стоят на голове. В рельефе характерны сравнительно крупные коллювиальные шлейфы и оползни, коррелятные шестой и пятой террасе. Они свидетельствуют о том, что в позднем плиоцене и раннем плейстоцене фронтальная часть аллохтона надвига интенсивно разрушалась и освобождалась от блоков напряженных пород. Их обрушению и сползанию способствовали, вероятно, возобновившиеся подвижки по разломам и разрушительные землетрясения. Древние коллювиальные шлейфы и оползни, расположенные у Эчкидагского надвига, похожи на образования массандровской свиты Южного берега Крыма. Они спускались к реликтовой долине, вытянутой вдоль надвига с северо-востока на юго-запад, поперек к простиранию современных эрозионных форм. После перестройки эрозионной сети в теле древних оползней образовались молодые оползни иной ориентировки. Надвиг маркируется в рельефе также цепочкой водораздельных седловин, эрозионных останцов, глыб-кластолитов, россыпями гальки и валунов из раздавленных конгломератов.

Эчкидагский надвиг отделяет Туакское поднятие от Судакского прогиба. Его важная роль в формировании геологической структуры и рельефа несомненна. Он образовался, вероятно, в конце юры или начале мела и активизировался в неогене. Между Солнечной Долиной и Судаком надвиг переходит во взброс и уже не маркируется мощным меланжем, коллювиальными шлейфами и оползнями.

У Курортного диагональный (северо-западный) сдвиг отделяет Судакскую тектоническую пластину от соседней Карадагской, состоящей из не-

скольких тектонических чешуй. В строении ее аллохтона принимают участие отложения отузской, карадагской, копсельской и судакской свит. Фронтальная часть размытого аллохтона находится на дне моря у Берегового хребта Карадага. Здесь бурением вскрыты рядом с мощной толщей вулканитов песчаники копсельской или отузской свиты.

Некомпетентные скальные породы образуют в аллохтоне надвигов моноклинали и сильно сжатые опрокинутые складки. Они отпрепарированы селективной денудацией в виде хребтов и гряд, останцовых холмов и гор. Отпрепарированным крылом такой складки является гора Сюрю-Кая. Нередко слои горных пород стоят на голове. Ущелье Коридор образовано вдоль ядра изоклинальной синклинали с вертикальными крыльями.

Компетентные глины, флишоидные и флишевые отложения смяты в мелкие складки северо-восточного простирания, размытые водотоками. В Бешташской долине слои в складках флиша отузской свиты падают на северо-запад и юго-восток соответственно под углами около 35 и 50 градусов, образуют асимметричную антиклинальную структуру.

Надвиги Карадага дугообразно изогнуты к юго-востоку и наклонены к северо-западу. Их хаотические комплексы перекрыты четвертичными отложениями и плохо обнажены. Они пройдены бурением у северных подножий гор Иклмак-Кая и Святая соответственно на 130 и 37 м. С фронтом аллохтона пространственно связаны тектоно-гравитационные образования орогенного этапа, отображенные в современном рельефе хребтом Лобовый, горой Шапка Мономаха, безымянной скалой на приморском склоне хребта Кок-Кая, скалой Пилотка у горы Сюрю-Кая и т.д

Мы не разделяем представлений о широком распространении в регионе нижнемеловой олистостромы (Соколов, 1948; Юдин, Клочко, 2001). Оксфордские известняки Ашламалыка, Чукур-Каи, Папас-Тепе, Молла Абдул Вали, Молла Гассан-Каи (Медовой) и других останцовых гор и скал, являются составными частями раздробленных и размытых сильно сжатых складок и моноклиналей. Если они и сползли по подстилающим глинам, то на небольшое расстояние. Их хаотическое расположение в пространстве только кажущееся, а строение и падение слоев такое же, как в тектонических чешуях – к северо-западу, а не к юго-востоку, откуда они "сползали". Гора Чукур-Кая является центриклиналью конседиментационной синклинали Балалы-Кая – Легенер, незначительно смещенной по сдвигу, а гора Ашламалык – синклиналью с вертикальными крыльями. В последней под нижнеоксфордскими известняками лежат верхнекелловейские глины с септариевыми конкрециями, галькой и валунами алевролитов, песчаников, микрокварцитов и известняков. На обнаженной неровной подошве известняков нет следов сползания – зеркал скольжения и царапин от воздействия этих обломков. Глины сильно смяты и у южного крыла складки выжаты. Они имеют мощность около 10 м и лежат несогласно на пологой поверхности, срезающей мелкие складки флиша отузской свиты, которая может быть поверхностью надвига, но проверить эту версию из-за плохой обнаженности разреза не

удалось. Горы Папас-Тепе и Мал-Кая находятся на крыльях асимметричной синклинали, размытой вдоль оси рекой Кучук-Узень. Десять останцовых известняковых скал, расположенных у северной окраины Карадага, являются составными звеньями сильно сжатой синклинальной складки субмеридионального простирания, о чем свидетельствуют наклоны слоев. В этом месте Коктебельская тектоническая пластина сочленяется с Карадагской по Щебетовскому надвигу, в связи с чем верхнеюрские породы подверглись сильному сжатию и дроблению, а структуры приобрели поперечную ориентировку.

Южная, прифронтальная часть аллохтона Коктебельской тектонической пластины, хорошо обнажена на побережье между Коктебелем и Орджоникидзе. Она состоит из многочисленных блоков вулканитов и глин, образующих сложную псевдохаотическую структуру хребтов Кучук- и Биюк-Янышар. Блоки являются составными звеньями сильно сжатой, опрокинутой к югу, раздробленной и размытой антиклинали, выявленной и описанной М.В.Муратовым еще в 1937 г. Ее южное крыло маркируется грядой из вулканического туфа, протягивающейся на дне моря от мыса Пятый к островным скалам Таш-Баши и Таш-Тепе.

Существует представление, что блоки янышарской структурной зоны являются меланжем (Юдин, Клочко, 2001). На наш взгляд, меланж Щебетовского надвига находится ниже и может вскрываться на дне моря в 2-3 км от берега, там, где Коктебельская пластина сочленяется с Карадагской.

Коктебельская тектоническая пластина сложена осадочными отложениями, возраст которых уменьшается в северном направлении от нижней юры(?) и верхнего байоса до олигоцена включительно. Пластина разбита субмеридианальными сдвигами на систему блоков, продвинутых к югу относительно друг друга на 0,5-2,0 км. Об этом наглядно свидетельствует маркирующий горизонт конгломератов хуторанской свиты, выступающий в рельефе в виде моноклинальных низко- и мелкогорных гряд, останцовых холмов. Севернее Щебетовки эти конгломераты круто наклонены к северу, поставлены на голову и надвинуты на флиш отузской свиты. Здесь структуры Восточно-Крымского прогиба надвинуты на структуры Судакско-Карадагской системы складок Туакского поднятия М.В.Муратова (1973).

Амплитуда относительного продвижения фронта аллохтона к югу уменьшалась от Щебетовки к Орджоникидзе. Сорванная пластина уперлась в Карадаг и подверглась сильному сжатию, сопровождаемому смятием пород, скучиванием и торошением блоков. Блоки из некомпетентных пород перемещались в горизонтальном и вертикальном направлениях, наклонялись, поворачивались, ломались на части, а компетентные породы выжимались и сминались в асимметричные складки. Зона деформаций вытянута вдоль всего фронта Щебетовского надвига. В рельефе ее маркируют кулисообразно расположенные гряды и горы Френк-Мезер, Кабак-Таш, Арды-Кая, Дырковатая, Кадыкой, Татар-Хабурга, Эгер-Оба, Кучук-Янышар, Джан-Хуторан и Киик-Атлама, а также эрозионно-тектонические котловины Щебетовская, Казаульская, Арматлукская, Баракольская, Султановская и Двуякорная.

Все они, кроме Баракольской, входят сейчас в состав долин рек и временных водотоков, являются в них геоморфологическими аномалиями. Это широкие понижения с холмисто-ступенчатым или вогнутым дном. Они разделены холмистыми перемычками относительной высотой до 50-100 м, которые являются сильно сжатыми, опрокинутыми к югу антиклиналями. Их ядро, сложенное титонским флишем, обрамлено мергелями берриаса, частично выжатыми и охваченными кливажом. Эрозионно-тектонические котловины несколько смещены в меридианальном направлении по отношению друг к другу, как и сами чешуи.

Лучше других обнажены и изучены в этой зоне Баракольская мульда и сопряженная с ней Баракольская антиклиналь, расположенные у села Наниково (Клюкин, 1979). Бессточная котловина-мульда вложена в неогеновую поверхность выравнивания хребта Узун-Сырт и раннечетвертичную террасу Арматлукской долины, является молодым тектоническим образованием *(рис. 6)*. Дно котловины, сложено нижнемеловыми глинами, занято пересыхающим соленым озером-колем и частично заполнено озерными, пролювиальными и делювиальными современными и верхнечетвертичными отложениями общей мощностью около 20 м.

Баракольская антиклиналь – асимметричная складка, опрокинутая к югу. В ее южном крыле слои титона и берриаса стоят на голове. Над сравнительно пологим северным крылом складки находится косой горст горы Коклюк, сложенный меловыми и палеоценовыми породами. Он приподнял и изогнул неогеновую поверхность выравнивания, хорошо сохранившуюся на соседнем хребте Узун-Сырт. Некомпетентные и компетентные породы геологического разреза горы разделены малоамплитудным послойным надвигом с маломощной зоной перемятых и частично выжатых нижнемеловых глин. Главный надвиг находится ниже, вероятно, в толще флишевых отложений верхней, средней и нижней юры.

В позднем плиоцене на месте Баракольской котловины и антиклинали находилась речная долина, вытянутая от горы Кара-Бурун до села Владиславовки, поперек простирания современной гидросети. Ее аллювиальные отложения сохранились на восточном склоне Коклюка и прилегающей поверхности выравнивания Узун-Сырта. В отложениях встречаются гальки нуммулитового известняка, коренные выходы которого есть только на горе Кара-Бурун. Эти выходы отстоят от соседних местонахождений северного макросклона гор примерно на 8 км. Тектоническая пластина с горой Кара-Бурун была перемещена к югу по надвигу раньше и на большее расстояние, чем Узун-Сыртская. К позднему плиоцену Главная гряда с горами Кара-Бурун и Козья, являвшимися соответственно областью сноса обломков нуммулитовых известняков и гальки кварца, уже была поднята над неогеновой поверхностью выравнивания, расположенной между Старым Крымом, Коктебелем и Феодосией. Эти территории относятся к разным морфоструктурам.

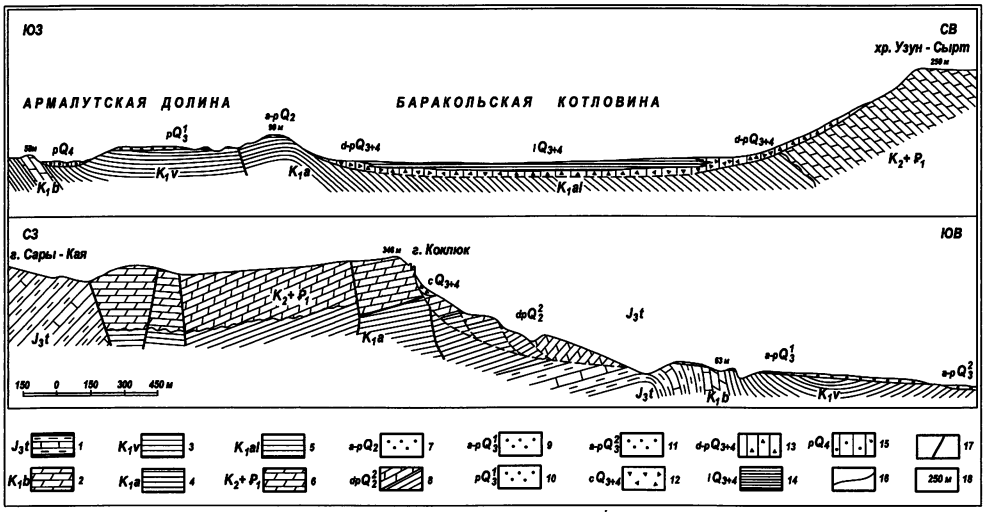


Рис. 6 Геолого-геоморфологические профили Баракольской котловины. Условные обозначения: 1 – Флиш. Морские отложения титонского яруса верхней юры; 2 – Мергели. Морские отложения берриаского яруса нижнего мела; 3 – Глины. Морские отложения валанжинского яруса нижнего мела; 4 – Глины. Морские отложения аптского яруса нижнего мела; 5 – Глины. Морские отложения альбского яруса нижнего мела; 6 – Мергели. Морские отложения верхнего мела – палеоцена; 7 – Галечники с суглинистым заполнителем. Аллювиально-пролювиальные среднечетвертичные отложения; 8 – Глины, мергели. Блоки среднечетвертичных оползневых отложений; 9 – Галечники с суглинистым заполнителем. Аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные отложения; 10 – Галечники с суглинистым заполнителем. Пролювиальные верхнечетвертичные отложения; 11 – Галечники с суглинистым заполнителем. Аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные отложения; 12 – Глыбы и щебень. Коллювиальные современные-верхнечетвертичные отложения; 13 – Суглинки щебнистые. Делювиально-пролювиальные современные-верхнечетвертичные отложения; 14 – Илы и глины. Озерные современные-верхнечетвертичные отложения; 15 – Суглинки с включением гальки. Современные пролювиальные отложения; 16 – Границы отложений; 17 – Разломы; 18 – Абсолютные высотные отметки.

Коктебельский аллохтон перемещался в южном направлении в позднем плиоцене и эоплейстоцене. С этого времени поверхность выравнивания с речной долиной переходят в реликтовое состояние, формируются Баракольская антиклиналь и мульда. О разной амплитуде вертикального перемещения соседних частей пластины аллохтона, разделенных сдвигами, свидетельствует распределение поля высот неогеновой поверхности выравнивания. На горе Кара-Бурун, расположенной у осевой зоны Главной гряды Крымских гор в 19 км юго-западнее Феодосии, поверхность выравнивания не сохранилась. Ее абсолютная высота была бы сейчас около 700 м. На горе Коклюк высота поверхности выравнивания достигает 346 м, на хребте Узун-Сырт – 264 м, на горе Бродской – 267 м и на хребте Тете-Оба – 289 м. С позднего плиоцена амплитуда вертикального перемещения блоков пластины аллохтона возрастала с северо-востока на юго-запад с 200 до 400 м. Одновременно они были наклонены в северном направлении. Амплитуда

поднятий была на порядок меньше амплитуды горизонтальных перемещений и является следствием этих перемещений. Она нарастала к осевой зоне Крымских гор. Альпийский орогенез сопровождался перестройкой гидрографической сети. Водотоки размыли антиклинальные перемычки между котловинами-мульдами, которые вошли в состав долин.

Судакско-Карадагское низкогорье и Коктебельско-Феодосийское мелкогорье обладают существенными различиями, обусловленными особенностями проявления альпийского орогенеза. В Судакско-Карадагском низкогорье тектонические движения начались раньше и были интенсивнее, в связи, с чем образовался более высокий и глубоко расчлененный литоморфный рельеф, в котором хорошо выделилась киммерийская складчатая структура. В глинистых породах антиклинальных складок водотоки выработали долины. Синклинали, моноклинали, купола, дайки и другие геологические тела, состоящие из скальных пород, выделились селективной денудацией в виде хребтов, гряд, останцовых гор, холмов и скал. В низкогорье альпийские покровные и глыбовые структуры отображены в основном прямо, а киммерийские складчатые – инверсионно.

Рельеф Коктебельско-Феодосийского мелкогорья прямой, соответствующий альпийской покровно-складчатой тектонической структуре, и еще не так глубоко размытый, как в соседнем низкогорье. Главные долины вытянуты вдоль мульд, сдвигов и надвигов. Водотоки сильнее размыли и переработали тектонический рельеф в глинах и мергелях, что сопровождалось перехватами стока и перестройками гидросети. Так, например, в раннем плейстоцене верховье Коктебельской долины находилось в Казаульской котловине, а ее нижним правым притоком являлся Кордонный овраг Карадага. К среднему плейстоцену сток из котловины перехватила Арматлукская долина, а из оврага – Кокташская балка. Позже, в связи с ингрессией и абразией Черного моря, Кордонный овраг с Кокташской балкой, Коктебельская и Янышарская долины потеряли связь с Арматлукской долиной и стали самостоятельными эрозионными образованиями.

3.3. Геоморфология

Территории балансового участка свойственен низко- и мелкогорный структурно-денудационный рельеф, расчлененный долинами, балками, оврагами, лощинами, ложбинами и промоинами Эрозионная сеть состоит из звеньев шести порядков. Наиболее крупной и сложной эрозионной системой является бассейн реки Отузки.

Густота расчленения рельефа по топографической карте масштаба 1:10 000 составляет 2-14 км/кв. км *(рис. 7)*. Минимальное расчленение свойственно хребтам, сложенным скальными породами и покрытым лесом. Максимумы расчленения и бедленды тяготеют к глинистым безлесным склонам, ландшафты которых подверглись антропогенному воздействию. Они находятся в окрестностях населенных пунктов и там, где долгое время были пастбища. Вырубка древесно-кустарниковой растительности и перевыпас скота активизировали эрозию, интегральным показателем которой является большая густота расчленения.

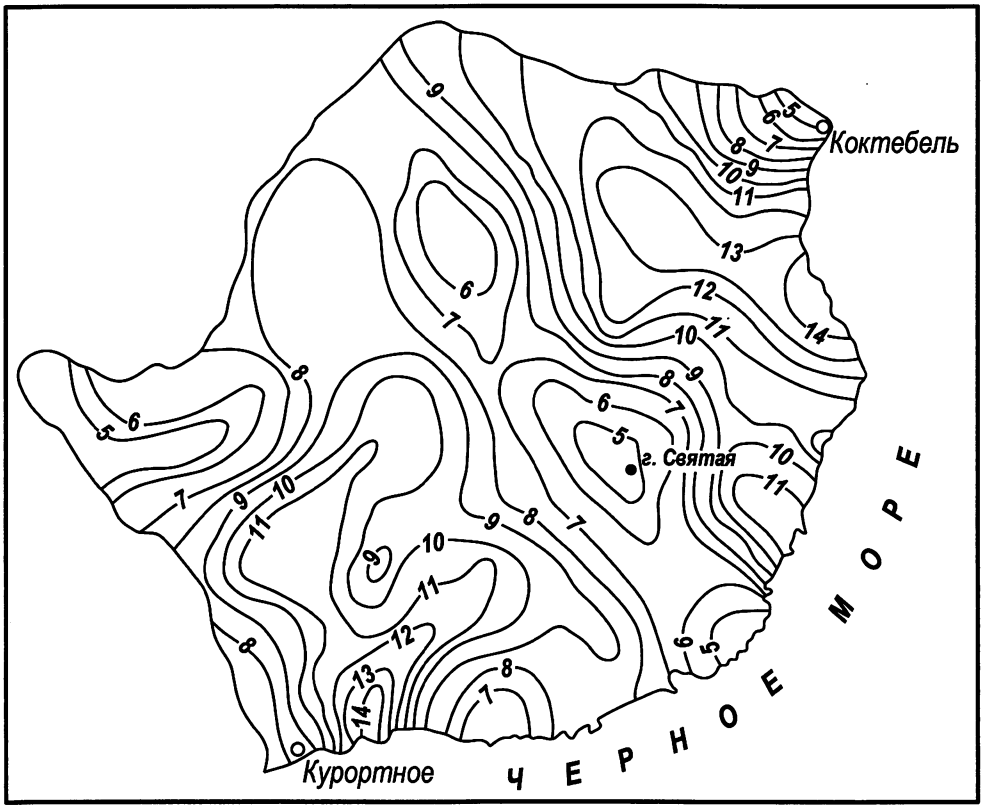


Рис. 7 Густота расчленения рельефа балансового участка

Основную роль в горизонтальном расчленении рельефа играют мелкие эрозионные формы 1-2-го порядка. В горной группе Карадаг на их долю приходится 96% количества звеньев и 88% длины эрозионных систем.

Основные черты вертикального расчленения рельефа связаны с эрозионными образованиями высоких порядков. Глубина долин рек и временных водотоков достигает в низкогорье 400-450 м, а в мелкогорье – 150-200 м. Склоны долин изрезаны густой сетью эрозионных форм низкого и среднего порядка. В связи с этим характерны короткие склоны и небольшие (до 50 м) глубины местных базисов эрозии.

В рельефе территории прослеживается сложная мозаика распределения крутизны земной поверхности. Фоновые значения приходятся на интервал 10-30 градусов. Такие склоны характерны на половине площади территории. На Карадаге субгоризонтальные поверхности и пологие склоны (0-10°) занимают 20,5%, склоны средней крутизны (10-20°) – 36%, крутые склоны (20-40°) – 34,5% и обрывы – 9% истинной площади. Примерно такое же соотношение равноуклонных зон; кроме обрывов, доля которых значительно меньше, сохраняется на остальной территории балансового участка.

Преобладают склоны "теплых" экспозиций, поскольку макросклон гор обращен к юго-востоку и югу.

В низкогорье денудация сильно преобразовала первичный тектонический рельеф, созданный альпийским орогенезом, а в мелкогорье он сохранился лучше, т.к образовался позже и был меньше расчленен. В нем хорошо отображены тектонические уступы, котловины-мульды, антиклинальные холмы, блоки и чешуи моноклинального строения.

Селективная денудация выделила слои, линзы рифов, дайки, некки и другие геологические тела, состоящие из крепких скальных пород, в виде структурно-денудационных форм, имеющих вид асимметричных гряд (хребты Карагач, Биюк- и Кучук-Янышар, горы Арды-Кая и Чукур-Кая), острых зубчатых гребней и скал (Стена Лагорио, Большая Стена, гора Дырковатая, хребет Сюрю-Кая), призматических (горы Парсук-Кая, Сандык-Кая, Легенер) и конусовидных вершин (гора Балалы-Кая), скал столбообразной (Сфинкс), пирамидальной (Иван-Разбойник) и куполообразной формы (Чертов Камин), ступенчатых склонов со структурными террасами и т.д Структурно-денудационные образования занимают не более 10% площади территории.

В строении рельефа участвуют еще около 50 денудационных и аккумулятивных форм морского, флювиального, гравитационного, оползневого, карстового, суффозионного, криогенного, эолового, биогенного, антропогенного и сложного происхождения *(рис. 8)*.

Берег моря абразионный выравнивающийся. Его очертания предопределены литолого-структурными условиями, а созданы ингрессией моря и селективной абразией. К морским береговым формам относятся клифы, волноприбойные ниши, абразионные гроты, кекуры, бенчи, пляжи и морские террасы. Клифы практически везде активные обрывистые высотой 1-50 м. Они начинают отмирать и выполаживаться или расчленяться водотоками за широкими пляжами, дюнами и коллювиальными шлейфами. Все пляжи относятся к пляжам неполного профиля, их ширина 1-25 м. Наиболее широкие и протяженные естественные пляжи находятся в Прибрежненской, Лисьей и Тихой бухтах. В нескольких небольших бухтах сохранилась новочерноморская (нимфейская?) морская терраса высотой 2,5 м и шириной 5-30 м. Она прислоняется к отмершим клифам крутизной 35-40 градусов.

Основные черты морфоскульптуры суши созданы флювиальными процессами. Они образовали долины рек и временных водотоков, балки, лощины, овраги, ложбины и промоины, выделили в виде хребтов и гряд, гор и холмов литоморфоструктуры, определили особенности расчленения рельефа. Флювиальный рельеф занимает более половины площади территории.

В речных долинах выделяются русло, пойма, склоны и речные – аллювиальные террасы, а в долинах временных водотоков – дно, обычно разрезанное донным оврагом или промоиной, склоны и балочные – пролювиальные и делювиально-пролювиальные террасы, образованные из бывших днищ, конусов выноса и делювиально-пролювиальных шлейфов. Русла рек узкие слабо извилистые, пересыхающие летом. Пойма возвышается над тальвегом до 2-3 м. Она подразделяется на низкую и высокую, суживается в ущельях и расширяется на участках U-образного сечения долин.

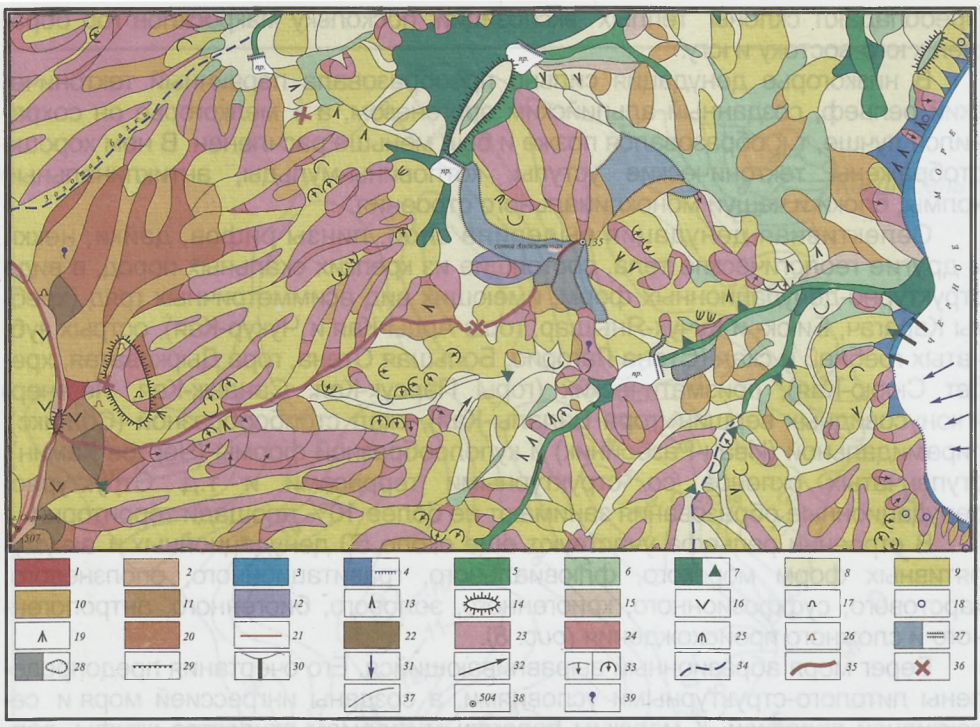


Рис. 8 Фрагмент геоморфологической карты масштаба 1:10 000 (составил А.А.Клюкин). Тектонический рельеф: 1 – тектонические уступы. Структурно-денудационный рельеф: 2 – отпрепарированные головы пластов, структурные и аструктурные склоны чешуйчато-складчатых хребтов и гряд. Морской рельеф: 3 – пляжи, 4 – клифы. Флювиальный рельеф: 5 – поймы рек и днища долин временных водотоков, 6 – поверхности террас, 7 – конусы выноса, 8 – склоны долин и балок, 9 – овраги и лощины, 10 – ложбины, 11 – ущелья, 12 – бедленды, 13 – промоины, 14 – эрозионные останцы. Делювиальный рельеф: 15 – делювиальные шлейфы. Карстовый рельеф: 16 – карры и карровые поля, 17 – карстовы гроты и пещеры. Суффозионный рельеф: 18 – суффозионные воронки, поноры и каналы. Гравитационный рельеф: 19 – осыпи, 20 – коллювиальные шлейфы, 21 – трещины бортового отпора, 22 – обвальные ниши. Оползневой рельеф: 23 – оползневые тела, 24 – стенки срыва оползней, 25 – оплывины. Рельеф комплексного происхождения: 26 – дефляционно-осыпные гроты и ниши. Антропогенный рельеф: 27 – отвалы, плотины, насыпи; 28 – карьеры, котлованы, лотки; 29 – выемочно-насыпные террасы; 30 – буны и причалы. Геоморфологические процессы: 31 – активная абразия, 32 – селевые потоки, 33 – активные оползни. Прочие обозначения: 34 – тальвеги долин временных водотоков, 35 – водоразделы низкогорных хребтов и гряд, 36 – седловины, 37 – границы элементов рельефа, 38 – абсолютные высоты (в метрах), 39 – источники.

На склонах долин прослеживается 4-5 уровней четвертичных террас, возвышающихся над руслами и тальвегами на 3-4, 7-13, 20-30, 40-60 и 70-100 м. Характерны первая и третья террасы. Поверхности делювиально-пролювиальных и пролювиальных террас выше и круче коррелятных речных террас.

Морфология оврагов зависит от пород, в которых они образованы. Овраги, выработанные в скальных породах, имеют ущелевидный облик, а в глинистых – V-образное и трапециевидное сечение. Склоны нижнего высотного пояса гор, сложенные глинами и суглинками, локально расчленены оврагами и промоинами до бедленда. В овражно-балочном и долинно-террасовом рельефе встречаются конусы выноса, делювиальные шлейфы, эрозионные останцы, уступы и эворзионные котлы.

Гравитационный рельеф представлен трещинами бортового отпора и блоками отседания, обвалами и обвальными нишами, осыпями и осыпными желобами, коллювиальными шлейфами.

Все эти образования пространственно связаны с обрывистыми склонами эрозионного, абразионного и тектонического происхождения.

Трещины бортового отпора выявлены у обрывов Берегового хребта Карадага, гор Делямет-Кая, Сюрю-Кая, Иклмак-Кая, Дырковатой и других, сложенных скальными породами. Они простираются вдоль обрывов на 5-50 м и отделяют блоки шириной 1-10 м. Наиболее крупный блок – скала Левинсона-Лессинга на Карадаге.

Под обрывистыми склонами лежат мелкие и сравнительно крупные, молодые и древние обвалы. Им коррелятны стенки отрыва и обвальные ниши. У молодых обвалов они субвертикальные, а у древних – выположенные. Крупные обвалы являются старыми и древними образованиями. Они состоят из глыб и щебня с суглинистым или супесчаным заполнителем. Обьем крупных обвальных ниш достигает 0,5-1,0 млн. куб. м. Они срезают обрывы хребтов Эчкидаг, Хоба-Тепе, Кок-Кая, гор Сюрю-Кая и Арды-Кая.

На крутых склонах и под обрывами лежат осыпи треугольной, трапециевидной и глетчеровидной формы, осыпи пятна и шлейфы. Их длина – 1-100 м, крутизна – 32-40 градусов. Преобладают мелкие осыпи, размываемые морем и паводками. Крупные неразмываемые осыпи находятся на склонах горы Малый Карадаг, хребта Сюрю-Кая и ущелья Коридор над бухтой Барахты.

На склонах Эчкидага, Святой горы, Легенера и Коклюка сохранились коллювиальные шлейфы, образованные древними обвалами, камнепадами и осыпями. Их вогнутая поверхность крутизной 10-30 градусов срезана оползнями и расчленена эрозионными формами. Крупные коллювиальные шлейфы формировались в раннем плейстоцене при максимальном проявлении тектонических поднятий и сейсмичности.

Рельеф оползневого происхождения занимает около 3% площади территории. Он включает формы разного ранга – от оплывин до крупных оползней, состоящих из нескольких разновозрастных генераций. В оползневом рельефе выделяются стенки срыва высотой 1-40 м и оползневые тела длиной 10-1000 м. Оползни характерны на эрозионных и абразионных склонах, сложенных глинистыми породами и пригруженных коллювием.

Оползни имеют циркообразную, фронтальную, глетчеровидную, ложкообразную и угловатую форму в плане. Количественно преобладают первые, а по площади – вторые и третьи. Крупных оползней (более 1 га) мало, но на них приходится более половины площади. Практически все оползни относятся к абразионному и эрозионному типу. Эрозионных оползней боль-

ше, но они уступают абразионным по площади. Эрозионные оползни характерны в оврагах Сухой, Ветвистый и КРАЗ, долинах Чалки, Карадагской, Кордонной и Янышарской. Абразионные оползни расположены у мысов Толстый и Крабий, на побережье бухт Коктебель и Провато. Самый крупный (30 га) находится у мыса Толстый.

По возрасту все оползни разделены на молодые и древние. Молодые перемещаются к современным базисам – уровню моря и тальвегам водотоков. У них бугристо-ступенчатая поверхность и крутые стенки срыва, слабо расчлененные оврагами. Древние оползни опираются на террасы и заполняют эрозионные врезы, расположенные ниже тальвегов водотоков. Одни из них расчленены эрозионными формами, другие выположены, третьи преобразованы в педименты и перекрыты делювием. Самые древние оползни находятся сейчас на водораздельных пространствах между долинами. Молодых оползней больше, чем древних, но они уступают им по площади. Мелкие древние оползни были размыты и не сохранились.

В условиях роста во времени густоты и глубины расчленения рельефа увеличивалось количество и уменьшалась площадь эрозионных оползней (Клюкин, 1989). На морском побережье каждая последующая трансгрессия сопровождалась переработкой предшествующего рельефа, в связи с чем древние абразионные оползни практически не сохранились. Формирование эрозионных и абразионных оползней происходило асинхронно.

Крупные разновозрастные оползни характерны на фронтальных уступах аллохтонов надвигов, в узлах пересечения разрывных нарушений и в зонах повышенной тектонической трещиноватости. Их формированию благоприятствовали землетрясения и обвалы, сопровождавшие горообразовательный процесс. Такие оползни сохранились на склонах хребтов Эчкидаг, Беш-Таш, Сюрю-Кая, гор Арды-Кая, Святая, Кок-Кая и Коклюк.

По активности все оползни разделены на активные, временно стабильные и стабильные. Количественно преобладают оползни первых двух, а по площади – последней группы. Активным оползням свойственна очаговая активизация, охватывающая менее 50% площади оползня. Новые оползни образуются редко и имеют обычно небольшие размеры.

Карстовые формы рельефа образованы в известняках и конгломератах. Они примитивны и невелики по размерам. Поверхностные карстовые образования представлены каррами, блюдцами, туфовыми террасами и шлейфами, а подземные – закарстованными трещинами, колодцами, шахтами, гротами и пещерами. Характерны карры в виде ямок глубиной до 10 см и закарстованные трещины с небольшими каналами овального сечения.

Встречаются карстовые формы коррозионно-гравитационного, нивально-коррозионного, коррозионно-эрозионного и коррозионно-абразионного классов (Дублянский, 1977). Большинство подземных полостей относится к корозионно-гравитационному классу и представлено закарстованными трещинами. Обычно это тектонические трещины, раскрытые разгрузкой, с кавернами выщелачивания и корками натечного кальцита на стенах. Иногда закарстованные трещины трансформируются в примитивные колодцы и шахты щелевидного сечения. Единственная шахта – Кулах-Иернын (тюрк., Ухо Земли) – находится на хребте Эчкидаг в 40 м от обрыва, ее глубина

132 м. Столь же редко встречаются гроты и пещеры. Самая крупная из них – пещера Арка – горизонтальная полость коррозионно-гравитационного класса длиной около 30 м с частично обвалившимся сводом (Природа Карадага..., 1989). Она находится у северного края хребта Сюрю-Кая. Количество и размеры подземных полостей увеличиваются на более высоких и крупных известняковых массивах с широкими и протяженными зонами трещин бортового отпора. На хребте Эчкидаг, который относится к этому типу, известно 9 колодцев, шахт и гротов.

Нивально-коррозионные образования не характерны, поскольку снег выпадает сравнительно редко и лежит недолго. Воронками этого генезиса изъедено плато горы Большой Агармыш у Старого Крыма высотой около 700 м. К нивально-коррозионному классу на территории балансового участка относятся предположительно стаканообразный колодец глубиной 4 м на горе Делямет-Кая и блюдцеобразная воронка на покрытой лесом седловине между горами Делямет-Кая и Кара-Оба. Они находятся на абсолютной высоте 600 и 530 м.

Столь же редко встречаются коррозионно-эрозионные формы, образующиеся в трещинах у тальвегов водотоков. К этому классу относится реликтовая пещера Двухглазка длиной 18 м, расположенная в обрывистом склоне известняковой скалы у северного края Карадага. По ней воды временного водотока перетекали из одной эрозионной формы в другую.

В покрытых лесом долинах могут находиться более крупные коррозионно-эрозионные системы. Одна из них была обнаружена неподалеку от балансового участка – в небольшой долине временного водотока, расположенной на хребте Кара-Коль в верховьях бассейна реки Индол на абсолютной высоте около 700 м. Долина выработана в сравнительно большом массиве известняка, вмещенном в толщу флиша двуякорной свиты. Ее дно изъедено несколькими карстовыми воронками диаметром до 20 м и глубиной до 4 м. Одна из них переходит в неглубокий (4 м) обвальный колодец, нижняя часть которого завалена глыбами. Под дном долины с цепочкой воронок вероятно находится канал, по которому трещинно-карстовые воды поступают к источнику, питающему ручей "Партизанка". Во влажные периоды пустоты заполняются водой и сток появляется выше источника – из небольшого грота, переходящего в закарстованную трещину. Карстовая система заложена вдоль разрывного нарушения северо-восточного простирания.

В верховье долины реки Биюк-Узень под лесом на абсолютной высоте 300-350 м из мощных конгломератов хуторанской свиты, стоящих на голове у фронта аллохтона надвига, вытекают несколькими струями слабо теплые воды источника Сидзян-чешме (тюрк., Теплый источник), замеченного еще Н.В. Рухловым (1915). У источника находится самый крупный в восточной части Крымских гор шлейф известковых туфов, вытянутый вдоль долины на 90 м и возвышающийся до 10-12 м над руслом реки. В 30 и 40 метрах над рекой находятся еще два выхода известковых туфов, но более скромных размеров. Обилие вынесенного из недр растворенного вещества позволяет предполагать, что под крутым склоном долины в зоне амплитудного разрывного нарушения северо-западного простирания трещинно-жильными водами образована система подземных каналов.

К особой категории относятся абразионно-коррозионные полости. Сложная система таких образований находится у мысов Чикен, Капчик и Хоба-Кая в окрестностях поселка Новый Свет. Полости имеют щелевидный поперечный профиль и образуют сложный лабиринт. Фрагментом лабиринта является грот Сквозной длиной около 80 м. Параллельно гроту с одной и с другой стороны в массиве Капчик находится еще несколько идентичных полузатопленных карстовых полостей. Все они вытянуты вдоль тектонических трещин.

В эрозионном и аккумулятивном рельефе до абсолютной высоты 150-200 м локально встречаются разнообразные подземные и поверхностные суффозионные формы рельефа: каналы и пещеры, поноры и колодцы, воронки и арки (Клюкин, Наумов, Рудницкий, 1979). Они образованы в четвертичных пылеватых суглинках и крупнообломочно-суглинистых отложениях элювиального, делювиального, пролювиального, лимнического, оползневого и техногенного происхождения, слагающих пролювиальные террасы, делювиально-пролювиальные шлейфы, склоны оврагов, оползни и плотины прудов. Суффозионный рельеф характерен на южных склонах хребтов Манджил и Эчкидаг, в Козской, Арматлукской, Янышарской и Двуякорной долинах, на оползнях у мысов Толстый, Крабий, Мальчин, в бедлендах на побережье бухт Лисьей, Тихой и Провато *(рис. 9а, 9б)*.

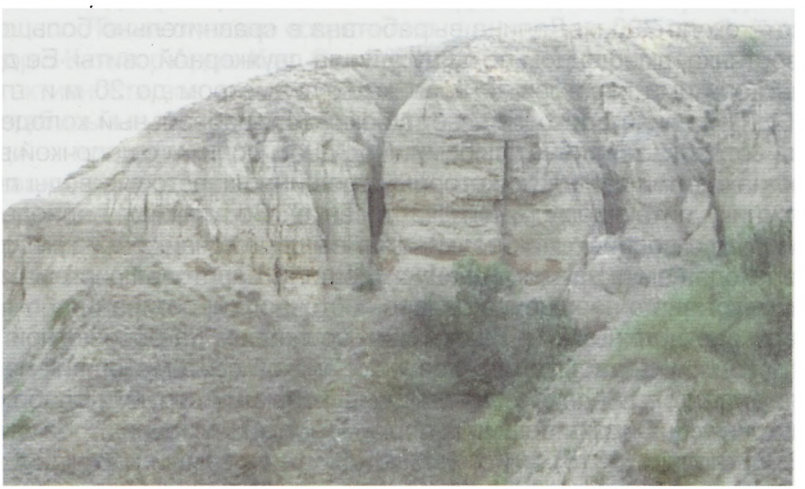


Рис. 9а. Суффозионный рельеф в бедлендах на побережье бухты Лисьей.

Основным элементом суффозионных систем является канал, расположенный в 0,2-6,0 м ниже поверхности. Он открывается отверстием у местного базиса эрозии или над ним. Канал расположен в четвертичных суглинках и у контакта их с коренными породами. Размеры канала зависят от площади водосбора и стадии эволюции суффозионной системы. Простые крутые

и короткие (до 10 м) каналы формируются в бедлендах, а более сложные разветвленные и протяженные (до 100 м) – в отложениях оползней, делювиально-пролювиальных шлейфов и террас.

На ранней стадии эволюции над каналом образуются поноры. Вскрытие канала активизирует подземную эрозию, ускоряет преобразование суффозионных систем в промоины и овраги. В кровле над сравнительно крупными каналами формируются цепочки воронок просасывания, проседания и проваливания диаметром 1-3 м, а иногда колодцы глубиной до 5-6 м *(рис. 9б).*

Рис. 9б. Суффозионная воронка.

Между отверстиями провалившегося или размытого свода некоторое время сохраняются арки суффозионных мостов. Обследование каналов через эти "окна" показало, что они ветвятся и вновь соединяются, суживаются и расширяются до залов поперечником 5 м и высотой 2 м. На их месте в дальнейшем образуются котловинообразные углубления с вертикальными стенками и земляным обвалом на дне. В результате обрушений свода, размыва канала и коллювия, суффозионная система трансформируется в промоины и овраги длиной 10-200 м и глубиной 0,5-6,0 м. Суффозия способствует образованию новых, удлинению и углублению существующих оврагов, расчленению оползней и террас, образованию рельефа типа бедленд.

На безлесных склонах и вершинах гор иногда встречаются небольшие каменные многоугольники, кольца и сети, состоящие из крупных обломков

пород. Они характерны на влажных пучинистых супесчаных и суглинистых маломощных почвах, подверженных в холодный период года многократному промерзанию-оттаиванию. Морозобойные трещины в них не образуются. Сортировка обломков происходит только в вертикальном направлении. Плотные куртины многолетних дерновинных трав ограничивают края структурных грунтов и контролируют их форму.

Эоловые формы рельефа представлены современными примитивными неподвижными береговыми дюнами. Они образуются в тыльной части сравнительно широких пляжей, в составе которых много песка. Все дюны прислонены к клифу и размываются морем. Они вытянуты на 20-200 м вдоль берега Прибрежненской, Лисьей и Тихой бухт. Ширина дюн изменяется от 1-2 до 30 м, относительная высота – от 0,5 до 5,0 м. Самая широкая и высокая дюна находится на берегу Лисьей бухты. Она прислонена к отмирающему клифу, расчлененному оврагами и промоинами до бедленда.

Биогенные формы рельефа имеют небольшие размеры. К ним относятся скотьи тропы, норы и кучки выбросов из них, ямы-искори, оставшиеся на месте вывернутых с корнем деревьев, и некоторые другие образования.

Антропогенные (техногенные) формы рельефа представлены карьерами, штольнями, отвалами, котлованами, плотинами, канавами, насыпями, искусственными террасами и пляжами. Самый крупный карьер находится на горе Святой, его поперечник достигает 200-300 м. Карьер состоит из нескольких берм. В нем до 1941 года добывали трассы.

Отвалы характерны у этого карьера и бывшей Андезитовой сопки Карадага, срезанной разработками. Их мощность достигает 5-10 м.

Штольни были выбиты в верхнеюрских известняках и конгломератах для хранения вина и боеприпасов. Самые протяженные (6 км) находятся у поселка Краснокаменка.

Многие долины перегорожены земляными плотинами прудов. Самые крупные плотины вытянуты на 200-300 м и имеют высоту 10-15 м. Они находятся в Козской и Арматлукской долинах.

Характерными техногенными образованиями являются ленточные выемочно-насыпные террасы шириной 3-4 м, нарезанные бульдозером-террасером на склонах для посадки лесокультур. Это контурные в плане сооружения с небольшим обратным уклоном полотна, расположенные ярусами друг над другом. Крутизна их выемочного откоса составляет 50-60, а насыпного – 30-35 градусов. Искусственные террасы занимают значительные площади на Эчкидаге и Карадаге. Для закладки виноградников на склонах долин сооружались площадочные террасы. Их длина и ширина достигают 100-200 м.

В пределах сельскохозяйственных угодий и населенных пунктов характерен спланированный денудационно-аккумулятивный рельеф.

На территории балансового участка встречаются формы сложного происхождения, образованные двумя или несколькими процессами денудации или аккумуляции. К их числу относятся пролювиально-осыпные конусы, эрозионно-оползневые цирки, денудационные гроты, ячеи и котлы –

тафони. Они распространены на Карадаге и охарактеризованы нами в книге "Природа Карадага" (1989). В ней рассмотрена история развития рельефа и выделены основные этапы его формирования.

3.4. Климат и воды

Юго-восточный макросклон Крымских гор находится на юге умеренного пояса, получает много света и тепла, но недостаточно увлажнен атмосферными осадками. Он прикрыт Главной грядой от влажных воздушных масс, приносимых юго-западными и западными ветрами со Средиземного моря и Атлантического океана.

На климат территории влияет высота рельефа. С увеличением высоты температура воздуха понижается, а количество осадков возрастает. В связи с этим в горах лето уже не такое жаркое, а зима не столь мягкая, как на побережье. От берега моря к вершинам хребтов средняя годовая температура воздуха уменьшается с 12 до 8 °С, а количество осадков увеличивается с 350 до 700 мм в год.

На климате суши сказывается соседство теплого незамерзающего Черного моря. Средняя годовая температура его вод у юго-восточного побережья Крыма составляет 13-14 градусов. Влияние моря далеко не распространяется. Оно охлаждает воздух летом и отепляет его зимой, смягчает климат прилегающей суши.

Климат территории переходный от умеренного континентального к субсредиземноморскому (Природа Карадага..., 1989). Даты устойчивого перехода средних суточных температур через 0 °С являются границами условного деления года на холодный (XI-III) и теплый (IV-X) периоды.

Зима малоснежная и ветреная, с частыми оттепелями, сравнительно мягкая у моря и прохладная в горах. Температура прибрежных вод обычно составляет 4-7 градусов и очень редко (в суровые зимы) на короткое время понижается до 0...-1 °С. Море подогревает воздух и его среднемесячная температура у берега даже в холодную вторую половину зимы держится около 1 °С. На вершинах гор она опускается до –3...-4 °С. Абсолютный минимум составляет -24 °С. Безморозный период на побережье продолжается в среднем 243 дня.

Зимой бывает 6-7 дней с обложными моросящими дождями. Снег выпадает несколько раз, но быстро стаивает во время оттепелей. Часто дуют холодные ветры северных румбов. С сильными ветрами связаны метели. Во время метелей в марте 1987 и феврале 1988 гг. на подветреных склонах отложились 2-3-х метровые сугробы снега.

С холодным сезоном года совпадает штормовой период в море. Характерны штормы интенсивностью менее шести баллов с высотой волн до 3 м.

Весной начинается перестройка атмосферных процессов. Уменьшается влияние холодных воздушных масс и увеличивается поступление теплого средиземноморского воздуха. Обычно после середины марта средняя суточная температура воздуха переходит через 5, в середине апреля – через 10, а к середине мая – через 15 °С. В горах воздух прогревается

медленнее. В мае земля уже теплее воды. Погода становится летней – солнечной и теплой, умеренно влажной или сухой.

Лето – самый продолжительный сезон года. Господствует солнечная сухая и маловетреная, умеренно жаркая и жаркая погода. Жаркий период с температурой воздуха свыше 20 °С длится с середины июня до начала сентября. Самый жаркий месяц – июль. Средняя температура воздуха на побережье достигает 23-24 °С. В начале августа 1998 г. на побережье был зарегистрирован абсолютный максимум температуры, составивший 40 °С.

Земная поверхность летом нагревается до 50-70 °С, происходит иссушение почвы. Годовая амплитуда колебания температуры на поверхности почвы достигает 80-85 °С.

Летом дуют слабые ветры и море обычно спокойное. На побережье характерны бризы, а в горах – горно-долинные ветры. Атмосферные осадки выпадают в виде кратковременных ливней, иногда обильных. Дождливые периоды сменяются засухами, которые могут продолжаться несколько месяцев.

В сентябре господствует устойчивая теплая сухая и умеренно влажная солнечная и малооблачная погода. В конце сентября усиливается циклоническая деятельность. С приходом циклонов связана прохладная пасмурная или дождливая погода. В ноябре происходит переход к зимнему режиму. Увеличивается число дней с пасмурным небом, дождями и заморозками. Усиливаются ветер и волнение моря. В начале декабря средняя суточная температура воздуха опускается ниже 5 °С. Море, нагретое летом, остывает медленно и обогревает прибрежную полосу суши.

Территория характеризуется неравномерным и недостаточным увлажнением. У берега моря на высоте 40 м (КНИГО) с 1981 по 2004 гг. среднее годовое количество выпавших атмосферных осадков составило 426,4 мм, а в 7,5 км от берега на высоте 190 м (ГП "Ворон") – 506,3 мм. В многолетнем режиме годовой слой осадков изменялся соответственно от 242,1 до 736,3 мм и от 306,2 до 781,5 мм, т.е. от 56,8 до 172,7% и от 60,5 до 154,3% от нормы. К вершинам гор среднегодовое количество атмосферных осадков увеличивается до 600-700 мм. Число дней с осадками 20 мм и более составляет около 1% от всех дней с осадками.

Коэффициент увлажнения Высоцкого-Иванова (отношение годовой суммы атмосферных осадков к годовой испаряемости) возрастает от берега моря к вершинам гор с 0,36-0,40 до 0,75-0,89, что свидетельствует о смене умеренно сухих условий умеренно влажными. Переход происходит на абсолютной высоте около 400 м. У моря период с оптимальным и избыточным увлажнением (К=1,0 и более) очень короткий и приходится на зиму, а на вершинах гор он вдвое дольше и охватывает весь холодный период года.

За время наблюдений сменялись годы с нормальной, повышенной и пониженной увлажненностью *(табл. 3)*. В нормальные годы слой осадков был близким к норме, во влажные – превышал норму, а в засушливые был меньше нормы более чем на 10%. Годы с повышенной и пониженной увлажненностью повторялись в среднем через 2-3 года. Периоды с одина-

ковым уровнем увлажненности продолжались иногда 3-5 лет подряд. Так, например, засушливый период на Карадаге и в Вороне длился с 1982 по 1986 гг., а влажный в Вороне – с 1990 по 1992 и с 1997 по 1999 гг.

Таблица 3.

Режим увлажненности территории атмосферными осадками

Увлажненность	Пункт наблюдения	Годы	Кол-во лет
Нормальная	Карадаг Ворон	1992, 1995, 2001, 2003 1981, 1987, 1995	4 3
Повышенная	Карадаг Ворон	1981, 1987, 1988, 1990, 1991,1996, 1997, 1999, 2002, 2004 1988, 1990-1992, 1997-1999, 2002, 2004	10 9
Пониженная	Карадаг Ворон	1982-1986, 1989, 1993, 1994, 1998, 2000 1982-1986, 1989, 1993, 1994, 1996, 2000, 2001, 2003	10 12

Засушливость климата и широкое распространение водоупорных пород определили бедность территории поверхностными и подземными водами. Средний многолетний сток уменьшается от Судака к Феодосии с 1,0 до 0,2 л/с*кв. км (Справочник, 1987). Ручьи и реки с приходом летней жары пересыхают. Длительность пересыхания реки Ворон достигает 333 дней.

При выпадении обильных дождей, ливней и во время таяния снега в эрозионных формах рельефа образуются паводки. Летние ливневые паводки менее продолжительные, но более высокие, чем зимние. Максимальная интенсивность ливней достигает 5-10 мм/мин, максимальный суточный слой осадков – 278,0 мм (2. 09. 1991 г., КНИГО). Если за сутки выпадает 70-100 мм осадков и более, то уровень воды поднимается до 2-3 м и паводки приобретают разрушительный – катастрофический характер. Их скорость достигает 2-3 м/с, а расход – 50-100 куб. м/с. Иногда они трансформируются в селевые потоки. Самые мощные паводки и сели прошли по долине реки Отузки во время экстремального (162 мм) ливня 28. 07. 1914 г. (Щебетовка).

На территории балансового участка находится около сорока источников. Наиболее водообильными являются источники Эльтиген-чокрак, Эчкидаг, Гяур-чешме, Сюрю-Кая, Чобан-Чокрак, Лягушка (Кады-Кой), Сидзян-чешме, Хрущевский и Коклюк. Они питаются трещинно-карстовыми, трещинными и трещинно-жильными водами.

Мощные аллювиальные и пролювиальные отложения днищ долин вмещают грунтовые воды. Они пополняются поверхностными, отчасти подземными водами и по мере продвижения к морю постепенно минерализуются. В сравнительно крупных бассейнах рек и временных водотоков устроены пруды, зарегулировавшие поверхностный сток.

3.5. Почвенно-растительный покров

Значительное расчленение рельефа благоприятствовало образованию разнообразных почв, растительных сообществ и ландшафтов.

Снизу вверх, от берега моря к хребту Туар-Алан, сменяется 3 типа зональных почв: коричневые, горные бурые лесные (буроземы) и горные лугово-степные (Природа Карадага..., 1989; Драган, 2004). Они имеют мощность до 70-100 см, состоят в основном из суглинка, содержат мало гумуса и много крупнообломочного материала. Им свойственны низкая влажность и эродированность.

В приморской полосе до абсолютной высоты 300-400 м распространены коричневые почвы. Они формируются в засушливых условиях под ксерофитной растительностью при недостаточном увлажнении и непромывном режиме. Им свойственна нейтральная или слабощелочная реакция в верхней и щелочная – в нижней части профиля. Плотность увеличивается к низу, а общая пористость – к верху профиля. Встречаются бескарбонатные и карбонатные коричневые почвы. Первые формируются на некарбонатных глинистых отложениях на высоте менее 200 м, а вторые – на карбонатных породах в пределах высот 200-400 м. В понижениях рельефа, где накапливаются хлоридно-сульфатные соли, вынесенные поверхностными и грунтовыми водами, образуются серо-коричневые и коричневые солонцеватые почвы. На сельхозугодьях коричневые почвы плантажированы – перемешаны.

Коричневые почвы подвержены водной эрозии. С увеличением смытости из их профиля "выпадают" верхние горизонты, снижается количество гумуса и возрастает содержание крупнообломочного материала. Несмытые и слабосмытые почвы характерны на склонах крутизной менее 20, средне – и сильносмытые – на склонах крутизной 20-30, а полностью смытые – на склонах крутизной более 30 градусов. Смытые почвы и обнажения пород чаще встречаются на склонах "теплых" экспозиций. Здесь меньше влажность, травянистый покров реже и быстрее засыхает, хуже защищает поверхность от эрозии.

Выше коричневых почв под широколиственными лесами формируются горные бурые лесные почвы. Характерны слабонасыщенные буроземы, не вскипающие в соляной кислоте или вскипающие у включений обломков известняка. Они покрыты лесной подстилкой и очень слабо эродированы. Лесная подстилка и структура почв обеспечивают сохранение влаги, ограничивают развитие поверхностного стока и эрозии. Фильтрационные свойства буроземов зависят от типа леса и наличия плотного горизонта оглинивания. Под дубовыми лесами они впитывают воду в 3 раза медленнее, чем под буковыми и сосновыми. На смытых почвах разница возрастает в 15 раз (Кочкин, 1967). На склонах, покрытых дубовыми лесами, имеются более благоприятные предпосылки для формирования поверхностного стока и развития эрозии.

На безлесных вершинах характерны горные лугово-степные почвы, хорошо промачиваемые в холодный и высушиваемые в теплый период года. На склонах встречаются примитивные дерновые карбонатные и бес-

карбонатные почвы, а на днищах балок и долин – луговые карбонатные и солонцеватые почвы, иногда сменяющиеся у моря луговыми солонцами.

Приморскую полосу до высоты 100-200 м покрывают субсредиземноморские степи. Разнообразие крутизны и экспозиции, состава пород и почв, их эродированности и увлажненности, определило существование нескольких вариантов степей, связанных постепенными переходами. Субгоризонтальные поверхности и пологие склоны с хорошо развитыми коричневыми почвами покрыты настоящими степями из типчака, ковыля, костреца, житняка, бородача. На эродированных склонах средней крутизны характерны саванноидные сообщества, состоящие, в основном, из однолетников (виды эгилопса, ячменя, костра и др.). Крутые склоны с сильносмытыми почвами заняты петрофитными степями с чабрецом, дубровником, асфоделиной. На каменистых поверхностях они сменяются фриганоидными сообществами из чабреца, эфедры, оносмы, трагаканта. На засоленных почвах днищ балок и долин произрастают галофитные растительные группировки, состоящие из видов пырея и полыни, мятлика и тростника.

Субсредиземноморские степи сменяются выше горной лесостепью, состоящей из ксерофитных редколесьев и шибляков. Редколесья образуют дуб пушистый, фисташка туполистная и можжевельник высокий (Дидух, 1992). В древесном ярусе обычно преобладает дуб. Сообществам свойственна естественная разреженность. Сомкнутость древесного яруса составляет 0,2-0,6, высота деревьев не превышает 10 м. Открытые пространства покрывают настоящие, саванноидные, петрофитные и фриганоидные степи. Проективное покрытие мозаичное, колеблется от 10 до 90%, оно больше в фисташковых и меньше в можжевеловых редколесьях. Фитомасса травостоя достигает максимума в начале лета.

В условиях дефицита влаги и эродированности почв, длительного выпаса скота и распашки земель, рубок и пожаров, часть аборигенных лесов и редколесий трансформировалась в шибляки – низкорослые (3-5 м) кустарниковые сообщества порослевого происхождения, состоящие, в основном, из дуба пушистого и грабинника восточного. В них произрастают также виды боярышника и шиповника, груша лохолистная, скумпия кожевенная, можжевельник колючий и высокий, фисташка и держидерево. Встречаются шибляки из дуба пушистого и грабинника, дуба пушистого и держидерева, дуба пушистого и можжевельника высокого, грабинника, дуба пушистого и можжевельника высокого, фисташки, дуба пушистого и держидерева (Ларина, Рубцов, 1975). Они образуют куртины и небольшие массивы. В очень плотных шибляковых зарослях слабо развит травянистый покров и иногда формируется примитивная лесная подстилка. Пространство между куртинами покрывают степная растительность и напольные лишайники.

С высоты 300-400 м горная лесостепь постепенно переходит в низкорослые пушистодубовые леса с участием грабинника, дуба скального, фисташки, можжевельника колючего и видов боярышника, с воробейником, пролеской, фиалкой и пыреем в травянистом покрове. Выше

400-500 м они сменяются скальнодубовыми лесами с кизилом, бересклетом, смирнией, геранью и купеной. Среди них встречаются участки ясеневых, дубово-ясеневых и ясенево-дубово-грабовых лесов. В верховьях долин локально произрастают высокоствольные (20 м) леса из граба и бука. Под их сомкнутыми кронами на склонах лежит наиболее мощная лесная подстилка и произрастает редкий, сравнительно бедный травянистый покров.

Безлесные вершины Элтигена, Кара-Обы, Сандык-Каи, Папас-Тепе и других гор покрыты лугово-степными сообществами из видов осок, лисохвоста, дубровника и ясколки.

Во всех растительных поясах встречаются обрывистые склоны с сообществами томилляров и петрофитов. В трещинах известняковых обрывов Эчкидага обитает сосна крымская. В очень жестких экологических условиях бедлендов произрастают каперсы, курчавка и камфоросма. В узкой прибрежной полосе на песчаном субстрате обитают синеголовник морской, морская горчица эвксинская, катран коктебельский и понтийский, колосняк черноморский и селитрянка Шоббера.

В степном и лесостепном поясах есть искусственные лесонасаждения, состоящие, в основном, из сосны крымской.

3.6. Ландшафтные пояса

От берега моря к хребту Туар-Алан сменяются 5 ландшафтных поясов (Бобра, Боков и др., 2001):

1. Субсредиземноморская степь в сочетании с галофитной растительностью и агроландшафтами на аккумулятивном террасовом и эрозионно-денудационном рельефе;
2. Горная лесостепь из редколесий и шибляков в сочетании с агроландшафтами и лесопосадками на аккумулятивном и эрозионно-денудационном мелкогорном рельефе;
3. Пушистодубовый лес с участием дуба скального и грабинника на денудационном мелко- и низкогорном рельефе;
4. Скальнодубовый лес с участием ясеня, граба и бука на денудационном низкогорном рельефе;
5. Грабовый и грабово-буковый лес с участием ясеня и дуба скального на денудационном низкогорном рельефе.

Смена ландшафтных поясов происходит постепенно. Высота их границ колеблется в пределах ста метров в связи с изменениями строения и расчленения рельефа, крутизны и экспозиции склонов.

Ландшафтная структура территории формируется с позднего плейстоцена в условиях снижения уровня сейсмотектонической активности, аридизации климата, трансгрессии моря и усиления воздействия человека на природную среду.

Около 18 тыс. лет назад в результате потепления климата начинается быстрый распад ледниковых щитов в центрах покровного оледенения северного полушария Земли. В конце плейстоцена – начале голоцена климат Крыма был еще сравнительно прохладным и влажным, о чем свиде-

тельствуют остатки животного и растительного мира из культурных слоев позднепалеолитических и раннемезолитических стоянок. В голоцене сменяли друг друга бореальная, атлантическая, суббореальная и субатлантическая климатические эпохи, во время которых климат становился то теплее то прохладнее, то влажнее, то суше современного. Около 6-5 тыс. лет назад соотношение тепла и влаги достигло оптимального уровня, обеспечивавшего максимальную биологическую продуктивность. Этот эпизод называется "климатическим оптимумом голоцена".

В заключительную стадию развития последнего покровного оледенения Европы уровень Черного моря понизился до абсолютной отметки минус 100 м, в связи с чем шельф преобразовался в низменную субаэральную равнину, по которой текли в солоноватоводное новоэвксинское озеро-море крымские реки. За счет этой аллювиально-морской равнины ширина юго-восточного макросклона гор увеличилась в 2-3 раза. В условиях низкого положения базиса эрозии, большей водности рек и незначительного количества наносов, поступающих в них со склонов, одетых плотным растительным покровом, происходило быстрое врезание водотоков в податливые глинистые, флишоидные и флишевые отложения.

Таяние покровных ледников сопровождалось трансгрессией Мирового океана. За 13 тыс. лет уровень Черного моря повысился на 100 м и 5 тыс. лет назад превысил современный на 1-2 м. Воды новоэвксинской и сменившей ее древнечерноморской трансгрессии затопили предгорную степную равнину и достигли подножья Крымских гор. В новых условиях с морем стал взаимодействовать пояс редколесий. Его ландшафты остепняются.

К середине голоцена у южного склона Крымских гор образуется изрезанный ингрессионный берег с риасовыми бухтами в низовьях долин. Во второй половине голоцена он абрадируется и выравнивается, сохраняя черты первичной морфологии только там, где в его строении принимали участие породы, устойчивые к абразии (у Севастополя и Балаклавы, между Новым Светом и Феодосией). На подрезанных морем склонах образуются новые и активизируются древние оползни. Вершины ингрессионных бухт заносятся аллювием и пролювием. Аккумуляция постепенно распространяется вверх по долинам до лесного пояса.

Значительное сокращение ширины крымского южнобережья в связи с трансгрессией и ингрессией моря, опусканиями и абразией берега сопровождалось распадом флювиальных систем – разделением их на звенья более низких порядков. Большая флювиальная система, располагавшаяся между мысом Толстый и Карадагом, разделилась на Козскую, Деляметскую, Чалкинскую, Отузскую, Карадагскую долины и более мелкие эрозионные образования. Самостоятельными стали бывшие звенья сложной флювиальной системы, находившейся между Карадагом и мысом Кик-Атлама: ущелье Гяурбах, Кордонная, Коктебельская, Арматлукская и Янышарская долины. Концентрация стока в эрозионных системах, свойственная позднему плейстоцену, сменилась к середине голоцена его рассредоточением. Реки стали мелеть и деградировать.

В разнопорядковых долинах, ставших самостоятельными образованиями, изменились условия формирования стока и развития эрозионно-аккумулятивного процесса. В долинах высоких порядков с малым уклоном русел и сравнительно большой площадью водосборов происходит аккумуляция наносов, в связи с чем их русловой сток частично трансформируется в грунтовый. В долинах низких порядков с крутыми тальвегами преобладает глубинная эрозия. Реки стали пересыхать, а ручьи трансформировались во временные водотоки. В связи с изменением гидрологических условий уменьшилось видовое разнообразие, и возрос эндемизм обитателей крымских рек.

Около 2,3 тыс. лет назад происходит изменение режима выпадения атмосферных осадков. В предшествующую суббореальную климатическую эпоху преобладали фронтальные сравнительно равномерные осадки холодного периода, а в новую субатлантическую эпоху стали доминировать неравномерные осадки теплого периода года. Более неравномерным становится поверхностный сток, активизируются процессы денудации на склонах и аккумуляции в долинах.

Изменение морфологии и строения долин и побережья процессами денудации и аккумуляции, более неравномерный режим выпадения атмосферных осадков и стока рек, трансформация части поверхностного стока в подземный – грунтовый, привнос морских солей из акватории на сушу и другие природные факторы ухудшили условия произрастания редколесий и лесов, способствовали остепнению прибрежных ландшафтов.

Не менее значительным было антропогенное воздействие на природную среду. В неолите-энеолите, около 10-5 тыс. лет назад, люди переходят от бродячего к оседлому образу жизни, от охоты и собирательства к занятию скотоводством и земледелием, от присваивающего к производящему хозяйству. В эпоху бронзы основным видом хозяйственной деятельности становится скотоводство. В раннем железном веке возрастает роль земледелия. В эти исторические эпохи юго-восточная часть Крымских гор с ее сильно расчлененным рельефом и засушливым климатом была заселена еще слабо (Природа Карадага..., 1989; Колотухин, 1996). Энеолитические стоянки тяготели к берегу моря. Поселения бронзового века располагались в долинах в 1-5 км от современного берега в степных и лесостепных ландшафтах, а раннего железного века – еще дальше, у нижней границы лесного пояса. Миграция поселений от моря к горам была связана, на наш взгляд, с изменением режима водотоков.

У большинства бывших поселений эпохи бронзы сейчас нет постоянных водотоков и источников. Среди памятников раннего железного века известно много могильников, но не везде обнаружены поселения, к которым они могли относиться. Возможно часть из них располагалась у русел водотоков, но была размыта, погребена под наносами или не находилась долго на одном месте. Там, где не было источников, миграция поселений во времени от берега моря к горам и вверх по долинам происходила вслед за регрессивной аккумуляцией наносов и перемещением границы пересыхания русел. Это было связано с аридизацией климата, смещением границ ландшафтных поясов и влиянием на сток хозяйственной деятельности человека.

Только в античную эпоху люди научились добывать подземные воды колодцами и строить водопроводы, что повлияло на характер их дальнейшего расселения.

Около двух тысяч лет назад на юго-восточном побережье Крыма появляются небольшие крепости (Ланцов, 1998). В раннем средневековье заселение территории резко возрастает (Баранов, 1995). В позднем средневековье очаговые антропогенные системы трансформируются в линейные. Села и хутора располагаются в нижней – приморской и средней части долин – у лесного пояса, там, где есть источники и ручьи, или в аллювии неглубоко залегают пресные грунтовые воды. Традиционными видами хозяйственной деятельности становятся скотоводство и виноградарство. Поймы, террасы, конусы выноса и делювиально-пролювиальные шлейфы, прилегающие к руслам водотоков, распахиваются и используются для земледелия, а выше них на склонах и водораздельных пространствах долин выпасается скот. За полторы-две тысячи лет человек уничтожил часть редколесий и лесов. На их месте появились агроландшафты, степные сообщества и шибляки – вырождающиеся кустарниковые заросли вегетативного происхождения.

Интенсивность антропогенного воздействия на природные ландшафты возросла после присоединения Крыма к России в 1783 году, усилилась после реформы 1861 года и достигла кульминации в XX-м веке. С 1860 г. по 1935 г. площадь крымских лесов сократилась на 23% (Щичко, 1962). Аборигенные редколесья из сосны пицундской, можжевельника высокого, фисташки туполистной и дуба пушистого сохранились только на крутых склонах у Нового Света, на Меганоме, Карадаге и в других труднодоступных и удаленных от длительно существующих населенных пунктов местах.

В результате вырубки леса, распашки земель и выпаса скота природные процессы в степном и лесостепном поясах трансформируются в природно-антропогенные. Активизируются все виды водной эрозии и формируются бедленды. Промоины и овраги превратили в типичный бедленд склон с делювиальным шлейфом, отложения которого вмещают культурные слои энеолитических стоянок раковинных куч. "Всплеск" развития эрозии приходится на субатлантическую климатическую эпоху и , особенно, на ее последнюю тысячу лет, когда почвенно-растительный покров до абсолютной высоты 200-300 м подвергся сильному антропогенному воздействию.

3.7. Структура территориальной природно-хозяйственной системы

Территориальная природно-хозяйственная система состоит из природных, природно-антропогенных и антропогенных ландшафтов. Первые включают лес, луговые степи и скалы, вторые – степи, редколесья и шибляки, а третьи – агроландшафты, карьеры, населенные пункты и другие образования. Природные ландщафты занимают 42,5% площади. Они характерны в наиболее высокой части территории, удаленной от населенных пунктов и моря. Природно-антропогенные ландшафты (42,2% площади) свойственны нижней половине макросклона гор.

Антропогенные ландшафты занимают 15,3% площади. Они находятся, в основном, на низких пологих элементах рельефа степного и лесостепного пояса.

Территориальная хозяйственная система включает агроландшафты, лесное хозяйство, селитебные территории, промышленные и рекреационные зоны, заповедник и воинские части. Ведущими отраслями являются сельское хозяйство, промышленность и рекреация. Доминируют виноградарство и виноделие.

К началу XX-го столетия на территории находились Кизилташский мужской монастырь, села Козы, Отузы, Коктебель и Арматлук с крымскотатарским, русским, болгарским и греческим населением. К настоящему времени количество населенных пунктов возросло почти вдвое, а площадь селитебных территорий увеличилась на порядок и составляет 3,9% площади балансового участка. В селах и поселках проживает 15-20 тыс. человек. Они заняты, в основном, в сельском хозяйстве и курортно-рекреационной сфере.

К началу XX-го столетия промышленность была представлена небольшими карьерами и кирпично-черепичными заводами. В советское время на суше и в береговой зоне моря велась масштабная разработка стройматериалов. В Солнечной Долине и Коктебеле были построены винзаводы, в Щебетовке – коньячный цех, в Краснокаменке – подземные хранилища боеприпасов. У поселка Орджоникидзе функционировали предприятия ВПК.

К началу XX-го века ведущей отраслью было сельское хозяйство, а в его структуре главную роль играли виноградарство и овцеводство. С тех пор площадь многолетних насаждений и пашни увеличилась в несколько раз и составляет сейчас около 9,5% площади территории. В сельском хозяйстве доминирует виноградарство. К началу XX-го века на территории выпасалось не менее 5 тыс. голов овец и коз. К 70-80-м годам их количество несколько возросло, а к концу столетия уменьшилось примерно на порядок. Долгое время основные пастбища находились в Коктебельско-Феодосийском мелкогорье и на приморском склоне хребта Эчкидаг.

В начале XX-го столетия на берегу моря строятся частные дачи, небольшие пансионаты и гостиницы. Сейчас структуру сферы организованного отдыха образуют турбазы, пансионаты, базы отдыха и детские оздоровительные лагеря, которые сосредоточены, в приморских поселках, особенно в Коктебеле. Неорганизованные отдыхающие устраивают временные палаточные лагеря на побережье между Прибрежным и Курортным, Коктебелем и Орджоникидзе. Рекреантов привлекают теплое море, ландшафтное разнообразие территории, природные и исторические памятники, культурные объекты. Летом количество отдыхающих больше численности жителей курортных поселков в несколько раз. На 5% площади территории, расположенной в степных ландшафтах, рекреационная нагрузка превышает допустимую норму. Здесь вытапты-

вается травянистая растительность, уничтожаются деревья и кустарники, возникают пожары, прокладываются новые тропы и дороги, создаются свалки мусора.

Развитие сельского хозяйства, промышленности и курортно-рекреационной сферы, рост населения и количества отдыхающих потребовали дополнительных обьемов воды. В начале XX-го века сельхозугодья орошались водами рек и временных водотоков, а для водоснабжения использовались грунтовые воды и источники. В балках и долинах было построено 10-20 небольших прудов. К концу столетия в эрозионных формах находилось 68 прудов, отстойников и наносоуловителей разной емкости. Для водоснабжения используются воды, поступающие по водоводу из Северо-Крымского канала, отчасти грунтовые – подрусловые воды и воды источников.

К началу XX-го века площади лесов сокращаются в связи с вырубкой и выпасом скота. После революции 1917 года этому способствовала передача части лесов сначала крестьянским обществам, а затем колхозам и совхозам. В 50-60-е годы леса сильно пострадали от так называемых "восстановительных рубок". Сведение лесов сопровождалось активизацией эрозии.

Лесомелиоративные работы в первой половине столетия проводились вручную, в небольшом объеме и были малоэффективными. После выхода в 1967 году Постановления ЦК КПСС и Совмина СССР "О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии" в Крыму развернулась бурная практическая деятельность, направленная на борьбу с эрозионными процессами. Система мер включала искусственное террасирование склонов и лесоразведение, регулирование поверхностного стока, применение новых прогрессивных технологий обработки и орошения земель. За 15-20 лет на склонах было нарезано несколько сот погонных километров искусственных террас и на них посажены лесокультуры, в основном, сосна крымская.

К числу землепользователей относятся и воинские части. В третьей четверти XX-го столетия военные строители соорудили в известняковом массиве у Краснокаменки систему штолен общей протяженностью около 6 км, в которых до начала 90-х годов хранились ядерные боеприпасы.

За последние сто лет площадь нарушенных человеком земель сильно возросла. Основная часть этих земель находится в степном и лесостепном поясах. Во всех остальных природных комплексах их доля не превышает 5%.

В 1923 г. А.П.Павлов и в 1924 г. А.Ф.Слудский обратили внимание на прогрессирующую деградацию природной среды в результате человеческой деятельности и высказали соображение о необходимости заповедывания особо ценных природных объектов, таких как Карадаг. В 1979 году горная группа Карадаг и прилегающая к ней акватория моря обрели заповедный статус. Площадь территории Карадагского природно-

го заповедника НАН Украины составляет 2874 га (около 11% площади балансового участка).

Природные, природно-антропогенные и антропогенные ландшафты являются разными стокоформирующими комплексами. В них развивается свой парагенетический комплекс экзогенных процессов и складывается свой баланс наносов.

Все выделенные элементы природно-хозяйственной системы есть в структуре остальной низкогорной территории Крыма и их доля примерно такая же, что определяет репрезентативность участка для экзодинамических и балансовых исследований.

4. СОВРЕМЕННЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

В современном рельефообразовании участвуют эндогенные и экзогенные, природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы.

4.1. Эндогенные процессы

Эндогенные процессы представлены медленными – колебательными и быстрыми – импульсными тектоническими движениями. Они формируют восходящий литопоток вещества и энергии.

Тектонические движения. Скорость горизонтальных и вертикальных тектонических движений нарастала с миоцена к позднему плиоцену – раннему плейстоцену, а в последующее время постепенно уменьшалась. Плейстоценовые движения сменились современными унаследованными медленными тектоническими движениями.

Поддвиг субокеанической коры Черного моря под континентальную кору Горного Крыма и Кавказа происходит со средней скоростью около 1 см/год (Соболев, Рундквист, 1998). Пульсационный механизм сжатия-растяжения определяет ритмичный волновой характер поднятий-опусканий, сходный с ритмичностью экзогенных процессов (Лилиенберг, 2000).

Современные вертикальные тектонические движения изучались на Крымском геодинамическом полигоне с помощью метода повторного высокоточного нивелирования (Карта..., 1975; Благоволин, 1975; Благоволин, Лилиенберг, 1987; Шевчук, Гнатенко, Сомов, 1984) и наблюдений за колебаниями уровня моря (Благоволин, Победоносцев, 1973; Никонов, Энман и др.,1997). По результатам четырехкратных повторных нивелировок, проведенных в 1962-1977 гг., выявлено поднятие Крымских гор, достигающее в осевой части 2,8-3,0 мм/год. Берега Черного моря, прилегающие к горам, по результатам анализа уровнемерных наблюдений за 1873-1985 гг. опускались со средней скоростью от 1,5 (Феодосия) до 2,6 (Севастополь) мм/год. За 17 лет, прошедших между первой и второй обработкой материалов, сохранился режим опускания, происходивший синхронно с эвстатическим повышением уровня Черного моря.

На территории балансового участка инструментальные наблюдения не велись и о современных тектонических движениях можно судить только по косвенным признакам. Они свидетельствуют об унаследованности и небольшой амплитуде тектонических перемещений земной поверхности, их различном проявлении в соседних крупных морфоструктурах. На медленные поднятия осевой части гор во второй половине голоцена указывают небольшое увеличение уклона и относительной высоты первой надпойменной террасы, смена констративного аллювия перстративным и инстративным от берега моря к верховьям долин.

В нескольких пунктах побережья бухты Чалка сохранилась от размыва новочерноморская (нимфейская ?) терраса высотой около 2,5 м над урезом, образовавшаяся 5000 (1500 ?) лет тому назад при более высоком (1-2 м) положении уровня моря. Высота террасы и ее выдержанность вдоль простирания берега свидетельствуют о весьма незначительных тектонических поднятиях или нулевом результате проявления колебательных движений за указанный промежуток времени. При устойчивом поднятии берега глубинная эрозия распространялась бы регрессивно вверх по речным долинам. Реально же в низовьях долин на фоне продолжающейся трансгрессии моря происходит аккумуляция аллювия.

На более изрезанных берегах, расположенных между Карадагом и Киик-Атламой, голоценовые морские террасы не обнаружены, а более древняя карангатская терраса находится ниже, а не выше уровня моря, как у Судака и Феодосии. Ингрессионный облик берега косвенно указывает на его погружение. На дне бухты Коктебель обнаружены затопленный морем средневековый мол, размытые гончарные печи и амфорный груз погибших кораблей (Природа Карадага..., 1989). Они свидетельствуют о тектонических опусканиях берега в последние 1,0-1,2 тыс. лет. Уровнемерные наблюдения подтверждают, что в XX-м веке берег у Судака поднимался, а у Феодосии опускался (Никонов, Энман и др., 1997).

Косвенные признаки указывают на современное медленное поднятие гор, незначительное поднятие юго-западной и опускание северо-восточной части берега, которые находятся в разных морфоструктурных условиях. Современные тектонические движения проявляются в пространстве более дифференцированно, а в локальных морфоструктурах и более интенсивно, чем кажется на первый взгляд. Об этом свидетельствуют, например, хорошо сохранившиеся холмы-антиклинали на дне Арматлукской долины и замкнутая Баракольская котловина-мульда, до сих пор не заполненная наносами до порога стока. Зона морфологически выраженных "живых" локальных морфоструктур вытянута вдоль тектонической границы Судакско-Карадагского низкогорья и Коктебельско-Феодосийского мелкогорья. У этой границы резко измененяется амплитуда новейших поднятий гор и знак позднеплейстоценовых-современных тектонических перемещений берега. Активным структурным элементом, вызывающим сжатие и растяжение, сопровождаемое современными поднятиями и опусканиями земной поверхности, является, вероятно, Восточно-Черноморская микроплита.

Землетрясения. Крым относится к числу регионов Средиземноморского коллизионного пояса с относительно низким уровнем сейсмической активности и редкой повторяемостью разрушительных землетрясений (Пустовитенко, Кульчицкий и др, 1989). Главная сейсмогенерирующая структурная зона вытянута вдоль подножья материкового склона котловины Черного моря и наклонена под Крым. Очаги землетрясений в этой зоне находятся в земной коре на глубине до 40 км. Они объединяются в Севастопольскую, Ялтинскую, Алуштинскую, Судакскую, Феодосийскую и Керченскую группы, обладающие индивидуальными особенностями функционирования.

У Судака и Феодосии находятся одноименные группы очагов. Землетрясения генерируются здесь в узлах пересечения продольного Южнобережного (Южнокрымского) надвига с поперечными Молбайским и Мелитопольско-Феодосийским сдвигами (Борисенко, Плахотный, 1997). Их эпицентры располагаются в Черном море на расстоянии до 40 км от берега и сравнительно редко на прилегающей суше.

К слабосейсмоактивным структурам относится предположительно Предгорный глубинный разлом (структура по В.В. Юдину), разделяющий Горный Крым и Скифскую плиту. У Старого Крыма он сменяется Южно-Азовским разломом, с которым связана Азовская группа сейсмических очагов.

В очагах местных судакских и феодосийских землетрясений преобладают сдвиговый и взбросо-сдвиговый механизмы, юго-восточная и юго-западная ориентировка разрывов (Борисенко, 1997). Они связаны с поперечными разломами, сжатием, растяжением и растрескиванием континентальной коры в процессе поддвига под нее субокеанической коры Восточно-Черноморской микроплиты. Крымские горы подвержены также воздействию землетрясений, генерируемых в соседних регионах. Интенсивность местных землетрясений достигает 8-9 баллов, а неместных – 4-5 баллов.

Территория балансового участка входит в восьмибалльную сейсмическую зону (Чекунов, Харитонов и др., 1998; Пустовитенко, Кульчицкий и др., 1999). Наиболее значительное местное землетрясение исторического времени произошло в 1615 г., его эпицентр находился предположительно в 30 км южнее Феодосии (Никонов, 1986). В XX-м веке самое мощное землетрясение случилось 11.09.1927 года, его эпицентр располагался на дне моря у Ялты. Магнитуда этих двух землетрясений достигала соответственно 5,8-6,0 и 6,8, а интенсивность на суше у Судака и Феодосии – 7 баллов. Шести-семибалльные сотрясения здесь отмечались также в 1869, 1872, 1875 и 1902 гг. (Новый каталог..., 1977; Никонов, 2000). Вторая половина XIX–го и первая треть XX-го столетия были ознаменованы всплеском сейсмической активности. Землетрясения сопровождались камнепадами, небольшими обвалами, образованием трещин, оползанием грунтов, повреждением, а иногда и разрушением

построек. После 1927 года интенсивность толчков не превышала 4-5 баллов и роль сейсмического фактора в рельефообразовании была ничтожной.

Повторяемость землетрясений интенсивностью 6 баллов составляет ориентировочно около 50 лет, 7 баллов – 100-200 лет, 8 баллов – 500 лет (Никонов, 1986; Пустовитенко, Кульчицкий и др., 1995). На Южном берегу Крыма между Ялтой и Судаком не чаще одного раза в 1000 лет возможны девятибалльные сотрясения (Пустовитенко, Кульчицкий и др., 1999).

Исторические свидетельства и инструментальные наблюдения не позволяют пока обоснованно ответить на вопрос какова предельная интенсивность землетрясений, генерируемых в Судакской и Феодосийской группах очагов. Разрушительные землетрясения готовятся долго, повторяются редко и возникают обычно в тех же местах, где происходили в историческое и недавнее геологическое время. После них в геологической структуре и рельефе остаются сейсмодислокации (Солоненко, 1973) или сейсмодеформации (Николаев, 1988; Никонов, 1995). Они несут дополнительную информацию о сейсмичности, указывают на местоположение эпицентров бывших разрушительных землетрясений. Сотрясения интенсивностью менее 7-6 баллов оказывают сравнительно небольшое влияние на рельеф, следы их воздействия сохраняются недолго.

Следует заметить, что сейсмодеформации нередко только декларируются и не обосновываются системой убедительных доказательств. Не каждый молодой разлом, отсевший блок, обвал или оползень имеет сейсмогенную природу. Явные сейсмодеформации являются геологическими и геоморфологическими аномалиями. Особенности их морфологии и строения нельзя или трудно объяснить без участия сейсмического воздействия. Неявных сейсмодеформаций в плейстосейстовых областях разрушительных землетрясений значительно больше, но они только дополняют доказательную базу. Сейсмические события прошлого становятся убедительными при наличии нескольких хронологических групп сейсмодеформаций и надежных исторических свидетельств.

Парагенетические комплексы сейсмодеформаций, относящихся к нескольким хронологическим группам, свойственны плейстосейстовым областям регионов с высоким уровнем сейсмической активности. В Крыму, где этот уровень сравнительно низкий и эпицентры разрушительных землетрясений находятся на дне моря, доказать сейсмическую природу деформаций труднее. В таких регионах при оценке возможной предельной интенсивности землетрясений важно выявлять еще геоморфологические объекты, которые не могут сохраняться при воздействии толчков интенсивностью 8 баллов и более, должны падать, опрокидываться, обрушиваться, оползать. К их числу относятся "качающиеся камни", глыбы и блоки, находящиеся в состоянии неустойчивого равновесия, скалы-останцы и земляные пирамиды, похожие на памятники, высокие обрывы, сложенные сильно трещиноватыми породами. Если они существуют сотни – тысячи лет и под ними практически отсутствует молодой

коллювий, то в этом месте за известный промежуток времени не было разрушительных сейсмических воздействий.

Наиболее крупная в восточной части Крымских гор сейсмогравитационная или гравитационно-сейсмотектоническая деформация обнаружена нами на приморском склоне горы Караул-Оба у Судака (Борисенко, Пустовитенко и др., 1999). Она образована в известняках и , отчасти, алевролитах судакской свиты, состоит из пространственно сопряженных оползня или сбросо-оползня и обвала (оползня-обвала) мощностью до 200 м и обьемом 40-50 млн. куб. м, которые отделились по тектоническим трещинам от обрывистого склона относительной высотой 300 м, обращенного к эпицентру землетрясения *(рис. 10)*.

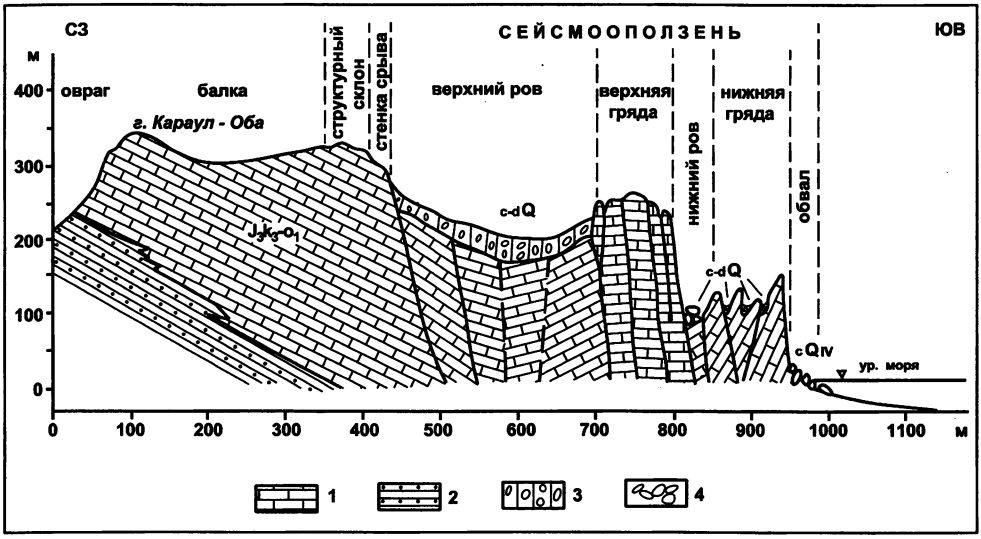


Рис. 10. Сейсмогравитационная дислокация г. Караул-Оба. Условные обозначения: 1 – известняки верхнего келловея-нижнего оксфорда; 2 – глины с прослоями песчаника верхнего келловея-нижнего оксфорда; 3 – коллювиально-делювиальные четвертичные суглинки с дресвой, щебнем и глыбами; 4 – коллювиальныечетвертичные крупнообломочные отложения.

Блоки и глыбы смещались в сторону моря, уровень которого располагался ниже, чем сейчас. С тех пор произошло значительное выполаживание стенок срыва оползня и отрыва обвала, частичное заполнение рвов коллювием и делювием. Море размыло язык, а поверхность расчленили овраги и ложбины.

О сейсмогенной природе деформации свидетельствуют ее экстремальные параметры (мощность, объем, дальность перемещения обломков), очень сильная раздробленность известняковых блоков, сохранивших свою целостность, морфологическая незавершенность оползневого

цикла, отсутствие повторных смещений по прежней поверхности в течение продолжительного времени, синхронность перемещения оползневых и обвальных масс, проявление оползневого процесса в неблагоприятных литологических условиях.

Сейсмодеформация образовалась в узле пересечения нескольких амплитудных разрывных нарушений. С тех пор коллювий сейсмогенного обвала был перекрыт пролювиальными светлокоричневыми щебнистыми суглинками конуса выноса. Они срезаны сейчас береговым уступом высотой 35 м и разрезаны оврагом глубиной 5 м. Похожие образования покрывают карангатскую морскую террасу под горой Сокол у Нового Света. Сейсмодеформация возникла, вероятно, во время посткарангатской регрессии или новоэвксинской трансгрессии моря около 30-50 тыс. лет назад. Ей могут быть коррелятны аномальные по параметрам и строению оползни у мыса Меганом и обвал-оползень под горой Сокол. Они также образовались при низком уровне моря. Сейсмодеформации свидетельствуют о том, что эпицентр позднеплейстоценового землетрясения располагался на дне моря неподалеку от берега. Интенсивность толчка составляла 8-9 баллов.

По масштабу и строению к числу возможных сейсмодеформаций могут быть отнесены оползни, обвалы-оползни и обвалы, расположенные на склонах гор Чукур-Кая, Арды-Кая, Коклюк и у мыса Мальчин. Они находятся у разломов, на крыльях антиклиналей, в морфоструктурных узлах. Их связь с тектоникой очевидна. Объем этих образований достигает 10 млн. куб. м. Они возникли в конце плейстоцена – начале голоцена и могли быть связаны с жизнью сейсмических очагов Феодосийской группы, расположенных южнее мыса Киик-Атлама.

Сейсмичность Крымско-Черноморского региона достигла максимального уровня в позднем плиоцене – раннем плейстоцене, а в последующее время постепенно снижалась. Тогда на Южном берегу Крыма образовался сложный парагенетический комплекс отложений массандровской свиты, вмещающий обвалы, обвалы-оползни, оползни, сбросообвалы, сбросо-оползни и другие сейсмогравитационные и гравитационно-сейсмотектонические деформации. И.Г.Щерба и В.В. Юдин рассматривают отложения свиты как верхнюю часть размытой морем гигантской олистостромы у фронта аллохтона надвига. Похожие, но сравнительно небольшие сейсмодеформации, возникли в первой половине плейстоцена на склонах Эчкидага и Карадага.

Могут ли сейчас местные очаги Судакской и Феодосийской групп генерировать землетрясения интенсивностью 8 баллов и более? С этой целью нами совместно с А.А. Сайгановым были предприняты поиски молодых сейсмодеформаций на моноклинальных грядах, расположенных у Нового Света между горами Караул-Оба, Сандых и Тильки-Кая. Гряды сложены песчаниками и гравелитами копсельской свиты. У их гребней

были обнаружены микродеформации, обьяснить происхождение которых без участия землетрясений не удалось. К их числу относятся заполненные глыбами блюдцеобразные понижения, глыбы, выброшенные из нишеобразных углублений, обвалы, сравнительно далеко раскатившиеся по склонам.

Небольшие блюдцеобразные понижения, заполненные беспорядочно нагроможденными глыбами, встречаются у гребня на юго-восточном структурном склоне гряды Тильки-Кая. Они образовались, по нашему представлению, при раскачивании вершин от сейсмического толчка, в результате импульсного раскрытия поперечных тектонических трещин и локального развала трещиноватых пород.

У гребня гряд некоторые уплощенные глыбы песчаника переместились вниз от места своего отделения на 1-5 м по склонам крутизной 15-20 градусов. Одна из них массой 0,7 т была повернута на 90 градусов и поставлена вертикально на узкую грань. В другом месте из ниши с обратным уклоном пола, расположенной на обрыве у гребня гряды, вывалилась кубовидная глыба поперечником 4-5 м. Глыбы были отброшены к юго-востоку при раскачивании вершин от сейсмического толчка. В том же направлении опрокидывались предметы во время известного крымского землетрясения 1927 года.

Описанные локальные микросейсмодеформации относятся по классификации А.А. Никонова (1995) соответственно к деформациям встряхивания и выброса. Вероятно, одновременно с ними от обрывов отделились, отсели и частично обрушились небольшие блоки песчаника, а глыбы сравнительно далеко раскатились вниз по склону.

Все глыбы сейсмодеформаций покрыты лишайниками и имеют старый вид, а в понижениях, оставшихся на месте их отделения, образовались маломощные недоразвитые почвы. Эти и другие косвенные признаки свидетельствуют о том, что землетрясение произошло несколько столетий тому назад, возможно, в 1292 г. Об этой дате свидетельствует приписка в синаксаре – греческой книге о святых. Эпицентр землетрясения, не подтверженного пока другими фактами, находился на дне моря юго-восточнее Судака. Его ориентировочная магнитуда – 6,9+-0,7, а интенсивность – 9,0+-1 баллов (Никонов, 2000). Обнаруженные нами деформации могли образоваться при восьмибалльном сейсмическом толчке.

На территории балансового участка пока не выявлены столь явные свидетельства разрушительных землетрясений недавнего прошлого, как по соседству – у Судака. Более того, останцовые скалы и блоки из выветрелых трещиноватых вулканитов, находящиеся на высоких обрывах Карадага, заставляют сомневаться в том, что эти объекты в недалеком прошлом подвергались воздействию сейсмических толчков интенсивностью 8 баллов и более. Скальные породы снижают интенсивность сотря-

сений на 1 балл, а большая относительная высота и крутизна склонов увеличивают ее более чем на один балл (Строительство..., 2004; Романова, 1990). Поэтому вряд ли интенсивность сотрясений на обрывистых склонах Карадага могла уменьшиться по сравнению с фоновой за счет геологического строения.

На северном макросклоне хребта Туар-Алан у.Старого Крыма явные следы сейсмогенного воздействия сохранились в постройках армянского монастыря Сурб-Хач, основанного в 1338 году. Затухающие кверху трещины секут плиты известняка и песчаника в кладке стен. Одна трещина разорвала вдоль оси сводчатый потолок церкви, и по ней был смещен замковый камень над арочным входом. Монастырь подвергся реставрации в 1751 г. и это событие А.А.Никонов (2000) связывает с воздействием землетрясения интенсивностью 8 баллов, гипоцентр которого находился, по его представлениям, у северного берега Керченского полуострова в зоне Южно-Азовского разлома. Не обсуждая местоположение очага, отметим только, что сейсмическое воздействие на постройки монастыря могло возрасти на один балл за счет гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

Приведенные факты свидетельствуют о некотором ослаблении интенсивности землетрясений от Судака к Феодосии и Старому Крыму.

В современном геоморфогенезе участвуют медленные (колебательные) и импульсные (сейсмические) тектонические движения. Роль последних меньше из-за редкой повторяемости сотрясений высокой интенсивности (Николаев, 1988).

4.2. Экзогенные процессы

Экзогенные природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы образуют нисходящий литопоток вещества.

Структура нисходящего литопотока. В подготовке экзогенных процессов, питающих нисходящий литопоток, участвуют дилатация и выветривание. По суше вещество перемещают склоновые, флювиальные, инфильтрационно-инфлюационные, криогенные, эоловые, биогенные и разнообразные антропогенные процессы. Их распределение по ландшафтным поясам приведено в таблице 4. В поясе субсредиземноморских степей характерны делювиальный смыв, эрозия временных водотоков, суффозия и оползни, в поясе горной лесостепи – делювиальный смыв, эрозия рек и временных водотоков, в лесном поясе – речная эрозия и биогенные процессы, в лугово-степном поясе – криогенные процессы, на скалах и обрывах – гравитационные процессы и карст. Антропогенные процессы проявляются, в основном, в нижних ландшафтных поясах до высоты 300 м над уровнем моря.

Таблица 4.
Структура субаэральной ветви нисходящего литопотока на балансовом участке

Экзогенные процессы		Ландшафтные комплексы				
		Степь	Лесо-степь	Лес	Луговая степь	Скалы и обрывы
Гравитационные	Отседание блоков					+
	Осыпной снос					+
	Обвалы					+
Оползневые	Оползание	+	+	+		+
	Оплывание	+				+
Массового движения чехла почво-грунтов	Крип в почвах	+	+	+		
	Крип и солифлюкция в “реголите”					+
	Сползание камней					+
Делювиальные	Делювиальный смыв почв	+	+	+	+	
	Делювиальный смыв «реголита»					+
	Делювиальный смыв на распаханых склонах	+	+			
Флювиальные	Эрозия и аккумуляция:					
	в долинах 1-2-го порядка	+	+	+		+
	в долинах 3-4-го порядка	+	+	+		
	в долинах 5-6-го порядка	+	+			
	Сток растворенных веществ	+	+	+	+	+
	Оврагообразование	+	+			+
	Селевые потоки	+	+			+
Инфильтрационные и инфлюационные	Карст	+	+	+	+	+
	Суффозия	+				+
	Засоление почво-грунтов	+				+
Криогенные	Пучение почвы и вымораживание обломков				+	
Эоловые	Дефляция песка и образование дюн	+				
	Дефляция почв	+	+			
	Дефляция «реголита»					+
	Дефляция на пашне	+	+			
Биогенные	Корневой снос			+		
	Денудация ветвями		+			
	Пастбищная дигрессия почво-грунтов	+	+			+
	Роющая деятельность животных	+	+	+	+	
	Почвообразование	+	+	+	+	

Антропогенные	Строительство населенных пунктов и предприятий	+	+	+		
	Строительство дорог	+	+	+		
	Строительство гидротехни-ческих объектов	+	+	+		
	Строительство подземных хранилищ	+				+
	Открытая добыча полезных ископаемых	+	+	+		+
	Террасирование склонов	+	+			+
	Агротехнический крип	+	+			

Из таблицы 4 следует, что разнообразие экзогенных процессов уменьшается от степного и лесо-степного к лесному и лугово-степному поясам. В степном поясе проявляется 73%, а в лугово-степном – 16% процессов и их разновидностей.

Процессы подготовки пород к сносу. Во время литогенеза и орогенеза горные породы подвергались воздействию давления и высоких температур. В результате тектонических поднятий и денудации они оказались у земной поверхности в иных термодинамических условиях. Породы реагируют на изменение условий. Они разуплотняются, растрескиваются, делятся на обломки, изменяют химический состав, растворяются и, таким образом, подготавливаются к сносу гравитационными, флювиальными, эоловыми и другими процессами. Подготавливают породы к сносу дилатация и выветривание (Пенк, 1961).

Дилатация. Массивы горных пород находятся в напряженном состоянии. В них скрыта упругая энергия сжатия, накопленная в результате длительного воздействия гравитационных и тектонических сил. У земной поверхности проявление сил в напряженном массиве становится растягивающим. Происходит дилатация – разгрузка пород от напряжений в сторону свободного пространства. Как только растягивающие напряжения превысят прочность пород, в них образуются трещины разгрузки, по которым вода, воздух и другие агенты выветривания проникают вглубь массива. Разгрузка раскрывает, прежде всего, существовавшие в породах трещины разного происхождения. Она сопровождается бортовым отпором в хрупких породах, боковым распором и выдавливанием в пластичных породах.

Поле естественных напряжений весьма неоднородно (Шайдеггер, 1981; Теоретические основы..., 1985). Оно возрастает там, где породы подвергались сильному сжатию – у надвигов, взбросов, в штоках, складках, глубоких прогибах и других структурах. Избыточные напряжения имеют обычно тектоническую природу и субгоризонтальную ориентировку. Разгрузка от площадных геостатических напряжений, связанных с гравитационным уплотнением пород, эффективна в подготовке процессов выветривания, а от линейных тектонических – еще и в подготовке обвалов и оползней. Напряжения возрастают к основанию склонов и днищам долин. Зоны максимальной концентрации механических напряжений тяготеют к активным разломам.

Вдоль обрывов, срезающих тектонически-напряженные хрупкие скальные породы, образуются субвертикальные трещины бортового отпора. Они отделяют от массива блоки отседания – потенциальные очаги обвалов и оползней. Бортовой отпор является индикатором зон избыточной напряженности горных пород (Пшенин, 1986).

Дилатация проявлялась особенно эффективно в позднем плиоцене – раннем плейстоцене во время интенсивного поднятия и расчленения гор. Она усиливалась в эрозионные эпохи, когда глубина расчленения рельефа быстро увеличивалась, и ослабевала в эпохи аккумуляции, когда глубина расчленения уменьшалась. Эффект возрастал после вскрытия пластичных глинистых пород из-под хрупких скальных. Крупные древние обвалы, коллювиальные шлейфы и оползни образовались при участии дилатации у надвигов, взбросов, сдвигов и в узлах пересечения разломов на хребтах Эчкидаг, Беш-Таш, Сюрю-Кая, Кок-Кая, горах Арды-Кая, Коклюк и в других местах.

Денудация уничтожила или выположила тектонические уступы, сложенные избыточно напряженными породами. Протяженные зоны бортового отпора, состоящие из трещин, рвов и блоков отседания, сейчас не характерны. Наиболее значительная находится в верхнеюрских известняках горы Делямет-Кая на уступе аллохтона Эчкидагского надвига. Самым крупным отсевшим блоком является скала Левинсона-Лессинга, расположенная на уступе аллохтона Карадагского надвига. В таких местах могут произойти большие обвалы, но для их подготовки без участия сейсмического фактора необходимо длительное время. Менее значительные морфологические проявления сил бортового отпора выявлены на склонах гор Спящая Красавица, Арды-Кая, Дырковатая, Иклмак-Кая, Сюрю-Кая, Кок-Кая. Все они также находятся у фронта надвиговых чешуй, где породы подвергались сильному сжатию.

Волны мощного шторма 15.11.1992 г. размыли осыпи под обрывистым склоном небольшого базальтового массива у Кузьмичева Камня, что сопровождалось заметным расширением трещины бортового отпора в его верхней части. Здесь готовится обрушение на пляж блока пород массой около 2000 тонн.

Короткие трещины бокового распора рассекают юрские глины и флишоидные отложения у высоких обрывов мысов Сидеритовый, Крабий и Хамелеон. В береговом уступе бухты Чалка хорошо видно, что зона трещин распора образована во флишоидных отложениях аллохтона малоамплитудного надвига, смятых в лежачую складку.

Выветривание. Процессы выветривания используют трещины разгрузки, накладываются на разгрузку и являются следующим этапом подготовки пород к сносу.

Выветривание – сложный физико-химический процесс необратимого изменения состава, структуры и свойств горных пород при их взаимодействии с водой, воздухом и другими агентами внешней среды. В результате выветривания образуется элювий, формой существования которого является кора выветривания (Шанцер, 1966). На значительных пространствах горные

породы покрыты площадной корой выветривания мощностью до 15-20 м. В денудационном рельефе ее мощность и строение зависят от соотношения скоростей выветривания и сноса, в аккумулятивном – от толщины и условий формирования покровных отложений. По разрывным нарушениям агенты выветривания проникают глубже – на десятки-сотни метров. В таких местах формируется линейная кора выветривания.

Выветривание занимает особое место в геоморфодинамике. Оно не образует форм рельефа, а только подготавливает горные породы к сносу (Пенк, 1961), является составной частью денудации и начальным звеном нисходящего литопотока. Кора выветривания – среда развития экзогенных процессов.

Наиболее интенсивно выветриванием затронуты мезозойские глины, флишоидные и флишевые отложения, характерные на территории степного и лесостепного пояса. В засушливых климатических условиях они подвержены в большей степени воздействию физических, а не химических механизмов разрушения. Химическое изменение исходных пород происходит менее заметно. Но существенно гидрослюдистый состав глинистых минералов и рассеянный в породах мелкий пирит позволяют априори предполагать развитие в них процессов гидратации и окисления. В результате окисления пирита образуются агрессивные сернокислые поровые растворы.

В трещинной зоне практически нет видимых признаков выветривания пород. По схеме И.И. Гинзбурга (1963) здесь только начинаются процессы гидратации силикатов и выщелачивания. В обломочной зоне исходные породы рассечены трещинами на крупные обломки, поперечник которых постепенно уменьшается в направлении снизу вверх. Глыбовый горизонт относится к зоне конечной гидратации силикатов и развития выщелачивания, а щебнистый – к зоне конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления. В дисперсной зоне порода теряет первичную текстуру и состоит преимущественно из мелкозема. Это зона соответствует зоне аэрации, суточных и сезонных колебаний температуры и влажности, интенсивного окисления и конечного гидролиза. Мощность элювия в дисперсной зоне обычно не превышает 3 м.

Дисперсная зона коры выветривания является средой развития делювиального смыва, суффозии, оврагообразования, крипа, солифлюкции, оплывин и небольших поверхностных оползней. С обломочной зоной связано развитие осыпей, небольших и средних обвалов и оползней. В породах трещинной зоны формируются большие и очень большие обвалы, глубокие и очень глубокие оползни.

По способности противостоять выветриванию все горные породы разделяются на более или менее устойчивые, более или менее податливые (Леонтьев, Рычагов, 1988). Они относятся к определенным классам устойчивости только в существующих условиях, поскольку в иных природных зонах и поясах одна и та же горная порода может вести себя иначе. Ни одна из физических и химических характеристик не отражает устойчивости пород к выветриванию. Породы разделяются на классы устойчивости по комплексу свойств и признаков, которые можно оценить в баллах (Динамическая геоморфология..., 1992).

В строении восточной части Крымских гор участвует около тридцати пород осадочного и вулканического происхождения. Особенности их выветривания зависят от состава, структуры, текстуры, ландшафтно-климатических условий и расчленения рельефа, а также от прочности, пористости, водопоглощения, водопрочности, растворимости, теплопроводности и других свойств (Оллиер, 1987; Симонов, Кружалин, 1990). Каждое из перечисленных свойств оценивалось по трехбалльной шкале: 1 балл – благоприятствует, 2 балла – частично благоприятствует, 3 балла – не благоприятствует выветриванию. По сумме баллов литифицированные породы были разделены на податливые (7-10 баллов из 18), среднеустойчивые (11-14 баллов) и устойчивые к выветриванию (15-18 баллов). Все нелитифицированные отложения отнесены к очень податливым породам *(табл. 5)*. Они размываются водотоками и волнами, перемещаются ветром, гравитационными и другими процессами.

Таблица 5.
Классификация горных пород по устойчивости к выветриванию и сносу (денудации)

Классы устойчивости	Горные породы	Площадь распространения	
		кв. км	%
Очень податливые	Четвертичные суглинки, щебнистые суглинки, супеси, пески, гравий, галька и валуны, дресва, щебень и глыбы	41,0	20,0
Податливые	Юрские и меловые глины, аргиллиты алевролиты, мергели	109,5	36,0
Среднеустойчивые	Юрские, меловые и палеогеновые слабоперекристаллизованные известняки, конгломераты, песчаники, туфопесчаники, вулканические туфы	35,1	29,0
Устойчивые	Юрские перекристаллизованные известняки, риолиты, риолито-дациты, дациты, андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты	20,4	15,0
Всего:		206,0	100,0

В выделенных классах есть разные по составу и свойствам глины, известняки, конгломераты, песчаники и вулканические туфы. Среди глинисто-пылеватых пород менее устойчивы к выветриванию разновидности, размокающие в воде, среди конгломератов и песчаников, – сцементированные глинистым материалом, среди известняков – слоистые слабоперекристаллизованные, среди вулканических туфов – слабосцементированные и содержащие много крупнообломочных включений, а среди эффузивов – основные и средне-основные породы гиалокластитовых и подушечных потоков, в которых пространство между крупными обломками и подушечными телами заполнено непрочным гиалокластитом, похожим на вулканический туф. Площадь распространения податливых пород без учета очень податливых увеличится на 15%, а среднеустойчивых – на 5%.

Денудация проявлялась избирательно, в связи с чем устойчивые породы слагают обычно более высокие, крутосклонные и менее расчлененные элементы рельефа. Породы каждого класса устойчивости образуют свой литоморфный рельеф *(табл. 6)*.

Таблица 6.
Характерные морфометрические параметры литоморфного рельефа

Литоморфный рельеф	Абсолютная высота, м	Крутизна, град.	Густота расчленения, км/кв. км
В податливых и очень податливых породах	0-200	1-20	7-15
В среднеустойчивых породах	100-400	10-30	5-7
В устойчивых породах	300-700	20-70	3-4

Морское побережье, склоны долин и котловин, подножье гряд и хребтов слагают отложения отузской, копсельской, судакской, манджильской, двуякорной, султановской, наниковской, тайганской и виноградовской свит, основными породами-компонентами которых являются глины, алевролиты, мергели. Рельеф, образованный этими податливыми водоупорными породами, густо расчленен эрозионными формами, местами до бедленда. Из среднеустойчивых пород состоит более высокий, крутой и менее расчлененный рельеф склонов хребтов и гряд. Устойчивые породы слагают самые крутые и наименее расчлененные привершинные склоны и вершины большинства низкогорных хребтов и мелкогорных гряд.

На выветривание пород влияют гидротермические особенности современного климата. От берега моря к вершинам гряд и хребтов уменьшаются амплитуды колебания температур воздуха, почв и горных пород, увеличиваются частота перехода температур через 0 градусов С, количество атмосферных осадков и значение коэффициента увлажнения. Вслед за изменениями гидротермических условий изменяется почвенно-растительный покров.

По условиям выветривания выделяются 2 высотных пояса – нижний и верхний. Граница между ними проходит на абсолютной высоте 300-400 м. В нижнем поясе характерны умеренно засушливый климат, степи и лесостепи на коричневых почвах, очень податливые, податливые и , отчасти, среднеустойчивые породы. Верхнему поясу свойственны умеренно влажный климат, лесная растительность на буроземах, устойчивые и, отчасти, среднеустойчивые породы. В нижнем поясе породы предрасположены к физическому, а в верхнем – к физическому и химическому выветриванию.

Выветривание изучают в массиве пород и на образцах, в естественных и искусственных условиях среды. В инженерной практике скорость выветривания оценивается по мощности элювия, образовавшегося на горизонтальной поверхности невыветрелых пород за один год (Коломенский, 1952; Матвеев, 1972). Если элювий не удаляется, то его мощность растет, а скорость выветривания исходных пород постепенно уменьшается. Мощность формирующейся площадной коры выветривания имеет предел, при достижении которого происходят только более глубокие изменения в составе и строении элювия.

По разрушению образцов пород, помещенных в естественные и искусственные условия среды, выявляются главные факторы и механизмы выветривания (Гусев, Тулинов, 1968; Суходровский, 1979; Клюкин, Рудницкий

и др., 1979; Ананьев, Дмитриева и др., 1981; Оллиер, 1987). Скорость выветривания оценивается потерей образцом массы вещества.

Юрские и меловые глины, алевролиты и мергели разрушаются, в основном, в результате размокания и набухания-усадки при увлажнении-высушивании. Они растрескиваются, распадаются на крупные обломки, а затем преобразуются в суглинистую или глинистую массу. Минералогический состав при этом существенно не изменяется, только несколько увеличивается содержание смешаннослойных образований (смектитов) монтмориллонит-гидрослюдистого ряда и хлорита, появляется каолинит (Аносова, Коробанова и др., 1976). Смектиты являются продуктами преобразования гидрослюд. С увеличением их содержания возрастает дисперсность, пластичность и набухание мелкозема (Шлыков, 2000). Степень набухания зависит от содержания в глинистой фракции монтмориллонита. Он связывает в 2-8 раз больше воды, чем гидрослюда.

В выветривании глин, алевролитов и мергелей, находящихся в засушливых условиях, химические процессы принимают сравнительно небольшое участие. Оно проявляется визуально в быстром окислении включений пирита и марказита. Там, где их много, в породах образуются агрессивные сернокислые растворы.

Выветривание верхнеюрских глин и алевролитов изучалось на образцах в естественных и искусственных условиях. Для экспериментов из глыбового горизонта элювия отбирались образцы типичных пород без трещин и других видимых признаков выветривания. Породы состояли, в основном, из гидрослюд и тонких зерен кварца. Десять образцов поперечником 10 см были помещены в воду, еще столько же оставлено на поверхности в степном ландшафте на абсолютной высоте около 50 м.

Замоченные образцы карбонатных и алевритистых глин размокали и через 1-2 часа превратились в бесформенную массу, состоящую из тонких частиц и мелких чешуек. Тонкополосчатые глинисто-алевритистые породы расслаивались. Глины размокли, а прослои алевролитов разделились на дресву и мелкий щебень. Образцы сохраняли свою первоначальную форму в течение одних-двух суток. Более прочные аргиллиты и алевролиты через 10-12 часов разделились на обломки поперечником 1-5 см по скрытым дефектам прочности. У части образцов алевролитов через 2-3 часа после замачивания под дресвой находилось монолитное ядро. После извлечения из воды и высушивания оно также распалось на дресву и щебень.

Из десяти образцов, оставленных на земной поверхности на один год, пять размокли полностью и продукты их выветривания были смыты дождевыми водами, от трех сохранилось менее 5% массы в виде пятна размытого суглинка, а от двух остальных – 10-15% массы в виде дресвы с суглинком.

Монолиты невыветрелых средне- и нижнеюрских аргиллитов и алевролитов, отобранных во время проходки глубоких горных выработок и бурения скважин, распались за 12-60 дней теплого периода года на дресву и щебень после нескольких циклов увлажнения-высушивания (Клюкин, Толстых, 1968).

Большинство юрских глинисто-пылеватых пород относится к ненабухающим и слабо набухающим медленно размокающим грунтам. Эксперименты свидетельствуют, что для их выветривания необходима вода. Колебания температуры для дезинтеграции размокающих разновидностей

не обязательны, хотя и они разрушаются интенсивнее при увлажнении-высушивании и промерзании-оттаивании. Гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины нижнего мела выветриваются, в основном, от набухания-усадки при смене увлажнения высушиванием.

Все глины и алевролиты в условиях земной поверхности разрушаются очень быстро. Скорость выветривания возрастает после обильного увлажнения атмосферными осадками и во влажные годы. В бассейне реки Ворон денудация обрывистых склонов, сложенных флишевыми отложениями верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры, происходит интенсивнее в зимние месяцы. В это время породы больше увлажнены и дезинтегрируются от чередующегося воздействия гидратационного и морозного выветривания. Флишевые и флишоидные отложения, состоящие в основном из аргиллитоподобных глин, можно рассматривать как квазиоднородную среду. Скорость их денудации зависит от выветривания глин.

Глины, алевролиты, флишевые и флишоидные отложения подвергаются в приморской полосе солевому выветриванию. Их поровые воды содержат реликтовые и принесенные с моря аэрозолями воднорастворимые сульфатные и хлоридные соли. При быстром высушивании хорошо увлажненного элювия на крутых склонах "теплых" экспозиций появляются белые выцветы воднорастворимых солей. Они содержат тенардит, астраханит, гексагидрит, галит. На стенках трещин в глыбовом горизонте элювия образуются кристаллы гипса поперечником до 10 мм. Рост кристаллов в трещинах и порах, особенно в замкнутом пространстве, сопровождается дезинтеграцией пород, а выпотевание солей – "рыхлением" продуктов выветривания. Обильные выцветы покрывали склоны бедлендов и береговые обрывы зимой 1989 г. и осенью 1991 г. после быстрого высушивания глубоко промоченного дождями элювия юрских глин. В засушливом климате воднорастворимые соли выщелачиваются медленно.

От набухания-усадки и промерзания-оттаивания быстро дезинтегрируются мергели. Выветривание типичных верхнемеловых и палеогеновых мергелей, отобранных из трещинной зоны коры выветривания, изучалось на образцах, оставленных на поверхности в естественных условиях предгорной лесостепи (Клюкин, Рудницкий и др., 1979). Глинистые и алевритистые мергели потеряли свою текстуру и форму после первых циклов увлажнения-высушивания, превратились в дресвяно-суглинистую массу, которая через год уже была частично размыта дождями. Известковистые мергели оказались более устойчивыми к выветриванию. Только в холодный период года они развалились на несколько частей от воздействия морозного выветривания.

Так как выветривание горных пород активизируется при определенной погоде, то открываются возможности для его прогноза (Толстых, Клюкин и др., 1986). Каждому типу погоды соответствует свой элементарный циркуляционный механизм – ЭЦМ (Дзердзеевский, 1975). Годы, когда он будет проявляться чаще, чем обычно, можно прогнозировать. Глинистые породы выветриваются интенсивнее при ЭЦМ 13л, когда в Крыму устанавливается жаркая погода с обильными интенсивными ливнями. Процесс должен активизироваться в те годы, когда будет пре-

обладать этот механизм атмосферной циркуляции, связанный с меридианальным переносом воздушных масс.

Для изучения выветривания скальных пород из отложений пляжа были отобраны хорошо окатанные гальки типичных местных верхнеюрских известняков, песчаников и среднеюрских вулканитов без видимых признаков выветривания. Один комплект галек оставлялся на поверхности, а другой идентичный закапывался в почву на глубину 10 см. Эксперименты проводились в горной лесостепи (Карадагская долина), лесном (вершина горы Святой) и лугово-степном поясах (нижнее плато Чатырдага). В исследованиях принимали участие Д.К.Михаленок и Г.Н.Амеличев.

Каждый эксперимент включал два комплекта по 5 галек: две известняков и по одной песчаника, миндалекаменного андезито-базальта и риолита. Предварительно с помощью палетки определялась площадь поверхности галек. Затем они сушились в термостате, взвешивались на аналитических весах и помещались в типичные ландшафтные условия. Через 5-6 лет гальки извлекались, высушивались и повторно взвешивались. Продолжительность экспериментов на Карадаге составила 11, а на Чатырдаге – 10 лет.

Среднегодовая линейная скорость выветривания (V, мкм/год) рассчитывалась по формуле:

$$V = \frac{(m1 - m2) \times 10000}{t \times f \times p},$$

где m1, m2 – масса образца (г) в начале и конце эксперимента длительностью t (лет), f – площадь поверхности образца (кв. см), p – плотность пород (г/куб. см*год). Результаты расчетов сведены в таблицу 7. За время эксперимента видимых следов дезинтеграции пород не обнаружено. У окатанных галек, по сравнению с угловатыми обломками, гораздо меньше дефектов прочности и участков концентрации напряжений, что сказывается в их меньшей подверженности физическому выветриванию.

Экспериментами зафиксирована устойчивая тенденция уменьшения массы только у галек плотного перекристаллизованного верхнеюрского известняка. Средняя скорость выщелачивания возрастала от умеренно засушливых к умеренно влажным и влажным условиям соответственно с 0,0 до 3,2 и 6,5 мкм/год на поверхности и с 1,2 до 5,9 и 13,1 мкм/год в почве. Во всех ландшафтных поясах она была больше в почве, чем на поверхности. Под скальнодубовым лесом Карадага известняки выщелачивались в условиях поверхности на три порядка, а в почве в пять раз быстрее, чем на открытом участке горной лесостепи. Это связано с увеличением количества атмосферных осадков, их карбонатной агрессивности и кислой реакцией буроземов. На обрывах, где увлажнение пород и агрессивность воды значительно меньше, известняки подвержены больше морозному и биохимическому выветриванию.

Таблица 7.
Скорость выветривания пород в разных ландшафтных условиях

Ландшафтный пояс	Горные породы	Высота абс., м	Глубина, см	Площадь гальки, кв. см	Время, лет	Скорость выветривания	
						мкм/год	% в год
Низкогорный	Известняк		0	49; 54	11	-0,0	-0,00
	Песчаник		0	47	11	0,8	0,02
	Андезито-базальт		0	46	11	0,8	0,02
	Риолит		0	35	11	0,9	0,02
лесостепной	Известняк	140	10	36; 59	11	-1,2	-0,03
	Песчаник		10	54	11	1,4	0,04
	Андезито-базальт		10	50	11	-0,5	-0,01
	Риолит		10	23	11	1,7	0,06
Низкогорный	Известняк		0	40,50	11	-3,2	-0,06
	Песчаник		0	45	11	-0,3	-0,01
	Андезито-базальт		0	43	-	-	-
	Риолит		0	29	11	1,3	0,04
лесной	Известняк	570	10	44;45	11	-5,9	-0,12
	Песчаник		10	59	-	-	-
	Андезито-базальт		10	36	11	0,1	0,00
	Риолит		10	26	11	0,6	0,02
Среднегорный	Известняк		0	40;47	10	-6,5	-0,15
	Песчаник		0	55	10	-2,2	-0,05
	Андезито-базальт		0	41	10	0,1	0,00
	Риолит		0	35	10	-0,3	-0,01
лугово-степной	Известняк	1000	10	39;48	10	-13,1	-0,29
	Песчаник		10	45	10	0,2	0,00
	Андезито-базальт		10	34	10	-1,1	-0,02
	Риолит		10	39	10	1,1	0,03

Примечание: Для известняков приведено среднеарифметическое значение скорости выветривания по двум определениям в каждом эксперименте; знак минус – уменьшение, плюс – увеличение массы; прочерк означает, что образец утерян.

У галек верхнеюрского песчаника выявлена тенденция некоторого увеличения массы в лесостепном и уменьшения в лесном и луговостепном поясах, а у галек андезито-базальтов не обнаружено закономерности в изменении массы. У риолита отмечено увеличение массы во всех условиях, кроме поверхности яйлы. Незначительный прирост массы свидетельствует о каких-то изменениях состава пород, пока не получивших удовлетворительного объяснения. В экспериментах, проведенных в Колорадо (США), дресва невыветрелых риолито-дацитов в течение пяти лет теряла 0,08% массы в год. Угловатые обломки, по сравнению с окатанными, подвергались, вероятно, более эффективному воздействию физического выветривания.

В условиях умеренного климата восточной части США по сохранности надписей на могильных плитах было установлено, что гранит, кристаллический сланец, мрамор и песчаник за 100 лет разрушались со средней скоростью от 0,013 до 0,029 мм/год. Эти значения соизмеримы с результатами, полученными нами. В аридном климате Израиля и других регионов Северного полушария поверхность известняковых могильных плит снижалась в среднем на 0,005-0,009 мм/год.

Многолетние наблюдения за денудацией обрывов Внутренней гряды Крымских гор, сложенных палеогеновыми нуммулитовыми известняками, показали, что они подвержены воздействию гидратационного, биохимического, морозного выветривания и выщелачивания. Первые два механизма характерны в теплый, а последние два – в холодный перид года. На “мокрых” обрывах “холодных” экспозиций известняки выветривались на один-два порядка быстрее, чем на периодически увлажняемых, и на три-четыре порядка быстрее, чем на “сухих”. Средняя скорость зимней денудации нуммулитовых известняков в 1981-1991 гг. уменьшалась соответственно с 3,69 до 0,04 мм/год (Клюкин, Боков, 1993). По своим свойствам они относятся к категории среднеустойчивых к выветриванию пород. В теплый период года с известняковых обрывов сносятся, в основном, песчано-пылеватые, а в холодный – крупнообломочные продукты выветривания.

В науке известны эксперименты, когда морозное выветривание изучалось в морозильных камерах, где сухие и предварительно увлажненные породы подвергались воздействию суточных температур, свойственных “сибирскому” и “исландскому” климату. Сухие породы не разрушались, а влажные выветривались интенсивнее в “исландском” климате с частым переходом температуры через ноль градусов в ту и другую сторону. Пористые породы разрушались быстрее массивных (Суходровский, 1979).

Снег сглаживает амплитуды колебания температур горных пород в холодный период года. На обрывах снег не лежит, поэтому породы на них промерзают чаще и интенсивнее, чем на пологих склонах. Но низкая влажность пород обрывов ограничивает развитие морозного выветривания. Современные климатические условия определяют ведущую роль физического выветривания в разрушении пирокластических пород обрывов Карадага. Особенности их выветривания зависят

от соотношения менее прочного вулканического туфа и более прочных грубообломочных включений из базальта, андезита и дацита, от возможности увлажнения пород атмосферными осадками и поверхностным стоком. По этим признакам были выделены сухие и увлажняемые обрывы, сложенные туфами и туфобрекчиями. Обрывы, лишенные водосборной площади, экранированные от осадков и стока козырьками и выступами скал, отнесены к категории "сухих". На увлажняемые обрывы попадают атмосферные осадки и поступает поверхностный сток с вышележащих скал.

Туфобрекчии содержат много включений. Это сцементированные крупнообломочные породы, в которых грубые обломки более устойчивы к выветриванию, чем туф-цемент. В результате селективной денудации включения препарируются из туфа, выступают над поверхностью и выпадают или обламываются. Туфы содержат мало крупнообломочных включений и ведут себя по отношению к выветриванию как сцементированные мелкообломочные породы. Они дезинтегрируются на составные части – песчаные и пылеватые частицы. Но кроме них десквамация отделяет от поверхности породы чешуйки и пластины поперечником до 1 м и толщиной до 10 см. Они обламываются вместе с крупнообломочными включениями.

Пирокластические породы, содержащие более 65% крупнообломочных включений, дезинтегрируются, в основном, на мелкие частицы с последующим выпадением крупных обломков, содержащие менее 35%, – на чешуи и пластины, отделенные трещинами, субпараллельными поверхности, а содержащие 35-65%, – на мелкие частицы, чешуи и пластины.

Сухие обрывы подвержены очень слабой – незаметной, а увлажненные – заметной денудации. На первых породы дезинтегрируются неэффективным температурным (инсоляционным) выветриванием и только локально подвергаются воздействию других механизмов выветривания, в связи с чем в них возникают ниши, ячеи и котлы – тафони. Ячеи разрастаются, соединяются друг с другом, образуют "соты" и постепенно "съедают" поверхность обрыва. Породы увлажняемых обрывов разрушаются гораздо быстрее и разнообразнее – гидратационным, морозным, солевым, инсоляционным и биогенным выветриванием. В них окисляются рудные минералы и протекают другие геохимические процессы.

Увлажняемые обрывы за 15 лет наблюдений отступали на 0,4-2,9 мм/год, а сухие – на 0,0 мм/год. Вулканические туфы и туфобрекчии относятся к категории среднеустойчивых к выветриванию пород.

Темноцветные породы на крутых и обрывистых склонах "теплых" экспозиций в солнечные дни нагреваются до 50-70 градусов С. Их поверхность быстро охлаждается дождем и при смене ясной погоды облачной. Градиент температуры, возникающий между поверхностной и подповерхностной частью породы, порождает термоупругие напряжения, сопровождаемые образованием микротрещин, субпараллельных

земной поверхности. Зимой их расклинивает лед и от скал отделяются плитчатые обломки толщиной до 5 см, а иногда и более. Шелушение поверхности связано с совместным влиянием дилатации, инсоляционного, морозного и биогенного выветривания, наложенных на скрытые дефекты прочности пород.

В разрушении скальных пород участвуют лишайники, водоросли, грибы и микроорганизмы, проникающие в породы на 2-3 мм. В низкогорье Крыма литофильные лишайники и водоросли покрывают 50-90% поверхности увлажняемых обрывистых склонов. Покрытие сухих обрывов, сильно нагреваемых солнечными лучами, на 1-3 порядка меньше. Но даже в этих экстремальных экологических условиях каменистой пустыни обитают микроскопические грибы – микромицеты и гетеротрофные бактерии. Скорость биогенного выветривания горных пород микроколониями этих организмов достигает 0,1 мм/год (Горбушина, 2001). Другие типы выветривания, кроме очень медленного инсоляционного и внешне незаметного биологического, в породах сухих обрывов не характерны.

Лишайники и микроорганизмы извлекают из пород нужные для питания элементы, разлагают породы и подготавливают образование на их поверхности микропонижений глубиной до 5 мм. Там, где обитают лишайники, количество микроорганизмов в приповерхностной пятимиллиметровой части базальта и вулканического туфа возрастает на 1-2 порядка (Колодяжная, 1970). Микроорганизмы создают кислую среду, повышающую агрессивность воды. Совместной деятельностью микроорганизмов, выщелачивания и морозного выветривания в тонких трещинах образуется небольшое количество песка и алеврита. В выветривании части вулканитов и песчаников участвуют процессы окисления и гидратации рудных минералов, о чем косвенно свидетельствуют желтоватая окраска и бурые пятна на поверхности пород.

Лесная растительность и подстилка создают кислую среду, в результате чего дождевые и талые воды становятся агрессивными (Кочкин, 1967; Колодяжная, 1970). Они растворяют известняки, инспирируют подвижность кальция, магния и железа, вынос кремния из вулканитов. Но дефицит влаги, особенно в теплый период года, сдерживает эти процессы.

Главнейшим региональным фактором, определяющим интенсивность выветривания пород, является глубина расчленения рельефа (Воскресенский, 1986). От нее зависит пространственное распределение тепла и влаги, разнообразие почвенно-растительного покрова, развитие денудации и аккумуляции. Физическое выветривание происходит интенсивнее в тех местах, откуда сносятся продукты выветривания, а химическое – там, где они остаются на месте. При расчленении рельефа улучшаются условия для физического, а при выравнивании – для химического выветривания. Активность химического выветривания возрастает пропорционально степени дезинтеграции пород (Ярг, 1974).

Глубоко- и густо расчлененному рельефу балансового участка свойственны большая мозаичность гидротермических условий

и ландшафтов, что отражается в разнообразии процессов выветривания и сноса. В зависимости от микрорельефа и микроклимата одни и те же породы на соседних участках склона могут разрушаться по-разному со скоростью, различающейся на несколько порядков.

Более или менее выветрелые юрские, меловые и палеогеновые породы обнажаются на крутых склонах и обрывах, занимающих около 5% площади территории. На всем остальном пространстве они покрыты четвертичными отложениями и почвами, сдерживающими или ослабляющими воздействие агентов выветривания.

Покровные отложения содержат обломки пород, которые продолжают выветриваться. Те из них, которые лежат на поверхности или находятся неглубоко в почве, разрушаются примерно так же, как в экспериментах с гальками в естественных условиях, с той же и более высокой скоростью в связи с большей их шероховатостью и степенью выветрелости. Из-за быстрого выветривания глин, аргиллитов, алевролитов и мергелей крупные обломки этих пород в почво-грунтах обычно не встречаются. Медленнее других выветриваются обломки риолитов, риолито-дацитов, андезито-дацитов и андезитов. Из морских галек этих пород в эпоху камня, энеолите и бронзовом веке человек изготавливал орудия труда, хорошо сохранившиеся на поверхности, в почвах и культурных слоях. За многие тысячелетия они практически не подверглись дезинтеграции и только слегка были затронуты выветриванием, о чем свидетельствуют посветление окраски и пленка патины на поверхности. Степень изменения изделий из карадагских вулканитов возрастает от степного к лесному поясу.

Склоновые процессы. Склоны – участки земной поверхности крутизной более 1-2 градусов, наклоненные в одну сторону. Они имеют тектоническое, эрозионное, абразионное и другое происхождение, являются самыми распространенными элементами рельефа. На них проявляются гравитационные, оползневые, делювиальные процессы, происходит массовое смещение чехла почво-грунтов.

Развитие склоновых процессов на Южном берегу Крыма связано с тремя основными источниками энергии и тремя зонами энергонасыщенности (Селюков, Корженевский, 1990). В верхней зоне, или зоне аэрации, мощностью до трех метров, доминируют экзогенные источники энергии. Породы в этой зоне очень сильно выветрелы, т.к. подвержены воздействию суточных и сезонных колебаний температуры и влажности. В них развиваются осыпной снос и земляные обвалы, оплывины и поверхностные оползни, солифлюкция и крип, делювиальный смыв и другие экзогенные процессы. В средней зоне глубиной 3-16 м преобладает ротационный источник энергии. Это зона годовых колебаний температуры и влажности, в связи, с чем породы здесь менее выветрелы. Они являются средой формирования осыпей, небольших и средних обвалов, неглубоких оползней. Нижняя зона находится глубже пояса постоянных температур и обеспечивается энергией эндогенных процессов. Породы здесь рассечены тектоническими трещинами

и разрывными нарушениями с линейной корой выветривания. В них проявляются процессы разгрузки и глубинной ползучести, формируются большие и огромные обвалы, глубокие и очень глубокие оползни.

Виды денудационных склонов. В ландшафтных поясах выделены виды денудационных склонов с качественными признаками однородности проявления склоновых процессов и снижения земной поверхности. Их индикаторами являются строение поверхности, крутизна, состав и плотность растительного покрова *(табл. 8)*.

Таблица 8.
Характеристика видов склонов степного и лесостепного пояса флишевого низкогорья (бассейн р. Ворон)

Виды склон	Склоновые процессы	Гранулометрический состав (глубина 0-5 см), %			Характеристика склонов	
		Крупнообломочный компонент (более 2мм)	Мелкозем (менее 2мм)	Глинистая фракция (менее 0,005 мм)	Крутизна, град.	Проективное покрытие, %
Флишевые и флишоидные отложения таврической серии (верхний триас-нижняя юра)						
1	Плоскостной сток, крип	31,4	68,6	21,1	11 (3-19)	94 (75-100)
2	Делювиальный смыв, крип	39,9	60,1	13,5	24 (20-30)	62 (30-75)
3	Делювиальный смыв, крип, оплывины, солифлюкция	49,0	51,0	8,3	35 (31-38)	21 (1-30)
4	Осыпной снос, камнепады	89,0	11,0	1,1	47 (39-70)	1 (0-5)
Флишевые и флишоидные отложения верхней юры						
1	Плоскостной сток, крип	0,3	99,7	30,7	20 (5-30)	90 (75-100)
2	Делювиальный смыв, крип	36,1	63,9	8,5	25 (20-32)	54 (20-75)
3	Делювиальный смыв, крип, оплывины, солифлюкция	23,2	76,8	11,0	38 (33-46)	8 (0-20)
4	Осыпной снос, камнепады	69,3	30,7	0,4	56 (47-80)	1 (0-5)

****Примечание: Перед скобками указаны средние, в скобках – граничные значения.*

Склоны первого вида покрыты хорошо развитой почвой. Поверхность образует гумусовый горизонт суглинистого или супесчаного состава с редкими включениями дресвы и щебня. Характерная крутизна поверхности – 10-20°. Денудацию сдерживает плотный травянистый покров с ветошью и сомкнутый лес с лесной подстилкой. На таких скло-

нах формируется поверхностный и внутрипочвенный сток, происходит вынос вещества в растворенном состоянии (почвенно-элювиальная суффозия), локально проявляется очень слабый крип и делювиальный смыв, о котором свидетельствует примитивная отмостка под ветошью и подстилкой. Поверхность снижается денудацией со скоростью, не превышающей "нормы смыва".

На склонах второго вида почвы эродированы, гумусовый горизонт отсутствует или его мощность сокращена. Крутизна таких склонов обычно составляет 20-30°. Они покрыты неплотной травянистой и древесно-кустарниковой растительностью, под которой нет ветоши и лесной подстилки. Поверхность сложена дресвяно-щебнистыми суглинками с отмосткой на поверхности. На склонах проявляется делювиальный смыв, интенсивность которого превышает "норму смыва". В местах длительного выпаса скота происходит ускоренная эрозия почв.

Крутизна склонов третьего вида близка к углу естественного откоса *(см.табл. 8).* Растительный покров очень редкий. Поверхность покрыта маломощным чехлом перемещенных рыхлых дресвяно-супесчаных, дресвяно-суглинистых или крупнообломочных продуктов выветривания, залегающих на элювии коренных пород. На склонах проявляются поверхностный и подповерхностный смыв и размыв в сочетании с интенсивным крипом, иногда оплывинами и солифлюкцией. В бедлендах склоны покрыты суглинистой коркой, которая размывается, деформируется крипом и оплывает.

Склоны четвертого вида обрывистые и оголенные. На их поверхности крутизной более 38-40°обнажается элювий обломочной и трещинной зон коры выветривания. Продукты выветривания удаляются осыпным сносом, камнепадами и небольшими обвалами. В денудации может участвовать струйчатый размыв, особенно на обрывах из четвертичных суглинков.

Склоны 1-го и 2-го видов занимают 75%, а склоны 3-го и 4-го видов – 5% площади территории *(табл. 9).* На 20% площади балансового участка находятся аккумулятивные поверхности и склоны. Значительная их часть распахана, преобразована в сельскохозяйственные угодья и застроена.

Таблица 9.
Площадь денудационных и аккумулятивных склонов и поверхностей, %

Ландшафтные пояса	Абсолютная высота, м	Виды денудационных склонов				Аккумулятивные склоны и поверхности
		1	2	3	4	
Степной и лесостепной	0-350	7	30	2	1	18
Лесной и лугово-степной	350-748	30	8	1	1	2
Всего:		37	38	3	2	20

Гравитационные процессы. Гравитационные процессы происходят на склонах 4-го вида крутизной более 38 градусов в виде осыпей, камнепадов, вывалов и обвалов. Они отличаются друг от друга размерами, объемами и движением обломков (Фисенко, 1985). Обьем разовых обрушений возрастает от осыпей к обвалам. В осыпях обломки обычно скатываются и скользят по поверхности, в камнепадах – движутся скачками и катятся, в вывалах – падают с обрывов по воздуху. В обвалах блоки опрокидываются и раскалываются, а обломки пород перемещаются сальтацией и качением. В крупных обвалах они движутся "сомкнутой" массой, в которой ограничены возможности для подскоков и перекатывания отдельных частиц (Федоренко, 1988). Осыпи и камнепады происходят ежегодно, а вывалы и обвалы – сравнительно редко. Все процессы быстрого гравитационного перемещения пород со склонов объединяются термином "обрушение".

Гравитационные процессы проявляются на береговых уступах, обрывистых склонах оврагов и ущелий, гряд и хребтов на площади около 2%. Наиболее масштабно они происходят на приморском склоне Берегового хребта Карадага.

Осыпи и камнепады

Крупнообломочные продукты выветривания объемом до 1-го и 1-10 куб. м, потерявшие сцепление со склоном, перемещаются по нему соответственно в виде осыпи и камнепада. Камнепады характерны на склонах, сложенных скальными породами.

Осыпной склон в полном виде состоит из склона осыпного сноса и осыпи, если есть место для ее накопления. Крутизна денудационной части превышает 38-40 градусов, а аккумулятивной – составляет 31-37°. В степном и лесостепном поясах гор характерны склоны осыпного сноса, сложенные глинами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, флишевыми и флишоидными отложениями. Они покрыты маломощным дресвяно-щебнистым элювием, лежащим на глыбовом горизонте обломочной зоны коры выветривания. Обломки пород, отделившиеся от поверхности, питают небольшие осыпи треугольной и трапециевидной формы, периодически размываемые паводками и прибойным потоком. Дресва перемещается на осыпь качением и скольжением, а щебень – качением и сальтацией. Осыпной снос активизируется при высушивании увлажненного и оттаивании промерзсшего элювия, воздействии на него порывов ветра.

Скорость денудации осыпных склонов изучалась с помощью дендрохронологического метода, повторного микронивелирования и площадок ловушек. В бассейне реки Ворон снижение типичных склонов крутизной 38-60°, сложенных флишем и флишоидными отложениями таврической серии, было рассчитано для 26 пунктов по обнаженным корням деревьев и кустарников.

За 6-40 лет (1938-1977 гг.) линейная скорость денудации изменялась от 10,0 до 30,0 мм/год и составила в среднем 13,6 мм/год (Клюкин, Новиков и др., 1981). По результатам наблюдений на микронивелировочных площадках и площадках ловушках такие же склоны в 1979-1995 гг. снижались соответственно на 7,6 и 17,8 мм/год (Клюкин, Новиков, 1998). Дублирование измерений несколькими методами позволило принять среднюю за многолетие скорость денудации равной 13,0 мм/год.

Высокая скорость денудации осыпных склонов подтверждается быстрым накоплением осыпей у тальвегов оврагов и на пляжах за периоды между паводками и штормами. После сильного шторма 15.11.1992 г., смывшего коллювий, под береговыми уступами Актинометрической и Карадагской бухт за 1,3 года образовались новые осыпи. Из отношения их массы к площади сноса и средней плотности флишевых отложений была рассчитана скорость денудации. Она составила на трех участках 12,2, 12,7 и 19,2 мм/год, что близко к принятому среднему значению.

Скорость осыпного сноса удовлетворительно коррелируется с годовой суммой атмосферных осадков и показателем Фурньера, рассчитанным из отношения квадрата количества атмосферных осадков самого дождливого месяца к среднегодовым осадкам (Торнес, Брунсден, 1981). Связь осыпного сноса с осадками за короткие отрезки времени более тесная (Клюкин, Толстых, 1968). При средней крутизне 50-60° на удельную площадь осыпных склонов попадает только 50-60% от количества осадков, выпавших на ту же площадь горизонтальной поверхности. В диапазоне крутизны от 40 до 80° гравитационные склоны получают от 77 до 17% осадков. В зависимости от рельефа на них поступает или не поступает сток с вышележащей поверхности. При столь разнообразных условиях увлажнения и неравномерности выпадения осадков в горах, определенной неоднородности состава, свойств и строения пород, не следует ожидать тесной связи скорости гравитационных процессов с атмосферными осадками.

Скорость денудации осыпных склонов, сложенных сланцеватыми аргиллитоподобными глинами и флишоидными отложениями копсельской, судакской и манджильской свит больше (Природа Карадага, 1989). С помощью дендрохронологического метода (по обнаженным корням) было установлено, что склоны крутизной 40-64 градуса в восьми пунктах Карадага и Эчкидага снижались за 7-56 лет (1926-1982 гг.) в среднем на 20,4 мм/год.

Из-за высокой денудации из элювия быстро выпадают бетонные основания опорных колов и наблюдения на микронивелировочных профилях приходилось прерывать или прекращать. Одна из площадок (МП 16) функционировала с трехлетним перерывом 13 лет (1982-1998 гг.). Она находилась в средней части короткого (6 м) крутого (47 градусов) склона восточной экспозиции оврага Черный на Карадаге. За время наблюдений этот склон снижался осыпным сносом на 22,6 мм/год *(табл.10)*. В отдель-

ные годы отклонения от среднего значения в ту и другую сторону не превышали 45-50%. Аналогичные склоны занимают около 5% площади оврага. С них в среднем за год осыпается к тальвегам более 100 т дресвы и щебня.

Таблица 10.
Скорость денудации склона осыпного сноса, сложенного аргиллитоподобными глинами копсельской свиты (МП 16)

Период наблюдений	Количество дней	Скорость денудации, мм/год	Сумма осадков, мм	Количество дней с осадками	
				Всего	> 30 мм
10.8.1982 г.-5.7.1983 г.	329	32,9	207,8	133	1
6.7.1983 г.-10.8.1984 г.	402	33,9	388,5	154	0
1.8.1987 г.-15.7.1988 г.	338	30,1	520,4	171	3
6.7.1988 г.-10.8.1989 г.	391	25,0	505,0	170	1
11.8.1989 г.-5.7.1990 г.	328	16,7	291,1	134	1
6.7.1990 г.-10.8.1991 г.	401	20,2	651,6	172	3
11.8.1991 г.-20.7.1992 г.	344	12,5	690,0	166	2
21.7.1992 г.-20.9.1993 г.	427	10,1	373,4	204	2
21.9.1993 г.-10.8.1998 г.	1787	22,5	2211,3	795	6
Среднее за год:	365	22,6	449,2	161	1,5

Скорость денудации другого склона, сложенного аргиллитоподобными глинами и расположенного на берегу моря неподалеку от оврага Черный, изучалась в течение восьми лет (1985-1993 гг.) с помощью площадки ловушки (ПЛ 33). Склон площадью 115 кв. м состоял из нижней (70°) и верхней (30°) части. С нижней продукты выветривания перемещались осыпным сносом, а с верхней – делювиальным смывом и крипом. Средняя за многолетие скорость снижения поверхности составила 8,9 мм/год. Меньшая по размерам осыпная часть склона отступала на 20 мм/год, в связи с чем на 1,5 м была обнажена из элювия корневая система фисташки туполистой *(рис. 11)*.

За периоды наблюдений максимальное значение денудации превышало минимальное примерно в 2,5 раза. Скорость сноса постепенно уменьшалась от максимума в засушливом 1985 г. до минимума в нормальном по увлажненности периоде 1988-1989 гг., затем нарастала к очень влажным 1991-1992 гг. и снижалась в засушливый период 1992-1993 гг. *(табл. 11)*.

Таблица 11.
Скорость денудации делювиально-осыпного склона, сложенного аргиллитоподобными глинами копсельской свиты (ПЛ 33)

Период наблюдений	Кол-во дней	Скорость денудации, мм/год	Сумма осадков, мм	Количество дней с осадками	
				Всего	> 30 мм
6.3.1985 г.-16.12.1985 г.	285	13,2	268,8	115	0
17.12.1985 г.-1.12.1986г.	350	10,4	239,4	159	0
2.12.1986 г.-4.11.1987 г.	339	10,0	405,2	157	3
5.11.1987 г.-24.10.1988 г.	354	9,4	515,8	169	3
25.10.1988 г.-13.9.1989 г.	324	5,1	407,1	151	0
14.9.1989 г.-3.12.1990 г.	446	7,0	539,1	178	3
4.12.1990 г.-15.7.1991 г.	225	9,6	296,6	116	1
16.7.1991 г.-29.9.1992 г.	441	9,4	847,5	195	4
30.9.1992 г.-18.8.1993 г.	323	6,2	275,5	167	1
Среднее за год:	365	8,9	448,7	166	1,8

Снос продуктов выветривания с осыпных склонов теоретически должен возрастать во влажные и снижаться в засушливые периоды, но эксперименты на МП 16 и ПЛ 33 не зафиксировали такой связи. Аргиллитоподобные глины, слагающие склоны, очень быстро дезинтегрируются от гидратационного выветривания при смене увлажнения высушиванием. Условия для реализации такого механизма подготовки пород к осыпному сносу имеются в теплом и холодном периодах, во влажные и засушливые годы, о чем свидетельствует большое количество дней с осадками *(см.табл. 10, 11)*. Кроме того, режим денудации зависит еще от режима температур. Связь сноса с гидротермическими условиями можно выявить при частом контроле результатов экспериментов.

В отличие от сланцеватых глин копсельской и судакской свит, алевритистые глины манджильской свиты сравнительно быстро размокают и при высушивании покрываются суглинистой коркой, временно сдерживающей осыпание элювия. Гравитационный снос с обрывистых склонов происходит после размягчения, смыва или оплывания корки. Экстремальный дождь 2.9.1991 г. (278,0 мм) уничтожил корку и береговой уступ крутизной 50-60 °сразу отступил в результате осыпания элювия на 15-20 мм.

Для балансовых расчетов средняя скорость денудации осыпных склонов, сложенных средне-верхнеюрскими глинами и флишоидными отложениями, принята в 21 мм/год.

Денудация коротких осыпных склонов оврагов, выработанных в мергелях, изучалась с помощью дендрохронологического метода (по обнаженным корням) в куэстовом предгорье Крыма (Клюкин, 1977). Склоны из верхнемеловых известковистых мергелей снижались в среднем на 8,4 мм/год (по 22 растениям возрастом 6-75 лет), при колебаниях от 2,8 до 17,8 мм/год, а из эоценовых глинистых мер-

гелей – на 11,8 мм/год (по 12 растениям возрастом 6-51 год), при колебаниях от 7,8 до 20,0 мм/год.

Сведения о скорости денудации склонов крутизной 37-90 градусов, сложенных верхнеюрскими конгломератами, были получены в бассейне реки Ворон за 11-22 года с помощью фотометода (Клюкин, 1992). За это время произошло обновление поверхности на 5-20% площади, откуда были удалены гальки, куски цемента, небольшие глыбы конгломерата. Окатанные частицы, высвобождающиеся в результате выветривания, быстро перемещаются по склонам к тальвегам эрозионных форм и берегу моря. Денудация проявлялась активнее в холодный период года, когда породы были влажнее и подвергались морозному выветриванию.

Рис. 11. Обнаженная денудацией корневая система фисташки туполистной

Склоны осыпного сноса, сложенные оксфордскими конгломератами демерджинской свиты, отступали со средней скоростью 2,1 мм/год (1,4-2,8 мм/год), а состоящие из титонских конгломератов хуторанской

свиты, – на 0,3 мм/год (0,02-1,30 мм/год). Продуктивность всех осыпных конгломератовых склонов при снижении в среднем на 1 мм/год составляет около 10 куб. м/га*год.

За 90 лет (1911-2001 гг.) от обрыва скалы из оксфордских конгломератов высотой 25 м и площадью 600 кв. м., расположенной у села Ворон, не отделялись обломки поперечником более 0,5 м. Сравнение повторных фотографий показывает, что скорость осыпной денудации здесь не превышала указанное выше значение.

Скорость денудации обвально-осыпных склонов, сложенных вулканитами, изучалась на Карадаге (Клюкин, Михаленок, 1995). Объектом исследования являлись обрывы хребта Карагач, сложенные туфами и туфобрекчиями андезито-базальтов и андезитов. Породы содержат 20-80% крупных обломков. Они хорошо различимы на фотоснимках, что позволило применить фотометод для изучения денудации. В 1985 г. для повторных наблюдений было оборудовано 11 фотоплощадок (ФП 36-49) крутизной 65-90 градусов и площадью 1,1-3,0 кв. м. На каждой из них точками белой краской было помечено 50-100 наиболее грубых обломков. Фотосъемку площадок производили с фиксированных точек по нормали к обрыву 1 раз в год – в конце лета. При сравнении разновременных фотоотпечатков и сличении площадки с предшествующим снимком, на нем фиксировали, оконтуривали и измеряли снесенные (отсутствующие) обломки (Толстых, Клюкин, 1984). Если от обрывов отделялись чешуйки и пластины, то их толщина, плохо различимая на фотографиях, уточнялась на объектах наблюдения. При постоянной плотности породы в массиве объем снесенного материала (V) рассчитывали по формуле:

$$V = (100\% \times Vм)/Тм,$$

где Vм – объем снесенных отмеченных частиц (куб. см), Тм – содержание объема отмеченных частиц в породе (%). Для определения массы снесенного материала (P) объем его умножался на плотность породы (p):

$$P = V \times p.$$

По строению, увлажнению и особенностям выветривания пирокластических пород были выделены и оборудованы фотоплощадками 4 типа обрывов: 1)сухие обрывы, сложенные туфобрекчиями (ФП 42, 43); 2)увлажняемые обрывы, сложенные туфобрекчиями (ФП 36-38); 3)сухие обрывы, сложенные туфами (ФП 40, 41) и 4)увлажняемые обрывы, сложенные туфами (ФП 46-49). Так как все обрывы, на которых велись наблюдения, обращены к “теплым” экспозициям, хорошо прогреваются солнечными лучами и быстро высыхают после увлажнения, то не было необходимости в их делении на “теплые” и “холодные”.

Полученные данные позволили рассчитать среднюю годовую и многолетнюю скорость денудации пород сухих и увлажняемых обрывов с точностью ± 20% *(табл. 12).*

Таблица 12.
Средняя скорость денудации пирокластических пород на увлажняемых обрывах (ФП 36-38, 46-49)

Период наблюдений	Скорость денудации, мм/год	Сумма осадков, мм	Количество дней с осадками	
			Всего	> 30 мм
10.8.1985 г.-10.8.1986 г.	0,6	292,9	88	0
11.8.1986 г.-10.8.1987 г.	1,5	290,8	128	1
11.8.1987 г.-10.8.1988 г.	4,7	533,2	199	4
11.8.1988 г.-10.8.1989 г.	2,1	509,0	169	1
11.8.1989 г.-10.8.1990 г.	0,8	317,9	141	1
11.8.1990 г.-10.8.1991 г.	3,6	624,0	165	4
11.8.1991 г.-10.8.1992 г.	1,9	720,2	171	2
11.8.1992 г.-10.8.1993 г.	0,9	315,8	181	2
11.8.1993 г.-10.8.1994 г.	0,8	287,5	142	1
11.8.1994 г.-10.8.1995 г.	1,2	447,0	168	2
11.8.1995 г.-10.8.1996 г.	0,7	338,7	144	1
11.8.1996 г.-10.8.1997 г.	2,6	627,5	184	1
11.8.1997 г.-10.8.1998 г.	2,0	544,2	173	2
11.8.1998 г.-10.8.1999 г.	1,1	384,1	161	0
11.8.1999 г.-10.8.2000 г.	1,0	430,4	156	1
Среднее за 15 лет:	1,7	444,2	158	1,5

За 15 лет наблюдений (1985-2000 гг.) скорость денудации пород сухих обрывов (ФП 40-43) была на 2-5 порядков меньше, чем увлажненных, и нигде не превышала 0,0 мм/год. За все время от поверхности отделилось от одного до шести различимых на фотоснимках небольших обломков. Более значительным был, вероятно, снос песчано-пылеватых частиц, но оценить его с помощью фотометода невозможно.

За 15 лет скорость денудации туфобрекчий увлажняемых обрывов изменялась от 0,1 до 7,4 мм/год и за многолетие составила 0,8-2,9 мм/год (ФП 36-38), а обрывов из туфов колебалась от 0,0 до 16,3 мм/год и в среднем составила 0,4-2,7 мм/год (ФП 46-49). Поверхность ФП 36-38 обновилась на 10-20%, а ФП 46-49 – на 60-90%. От ФП 48 за один год (11.8.1990-10.8.1991 гг.) отделились чешуи толщиной 0,7-4,5 см с 59% площади поверхности, в результате чего площадку пришлось реставрировать. От ФП 49 в 1996-1998 гг. отделилась и упала пластина породы толщиной 5-9 см, что определило очень высокую скорость денудации – 8,3 и 7,8 мм/год.

Результаты наблюдений свидетельствуют, что на сухих обрывах пирокластические породы выветривались очень медленно, их скорость денудации не превышала 0,01 мм/год. Средняя скорость денудации увлажняемых обрывов была минимальной (0,6 и 0,7 мм/год) в засушливые 1985-1986 и 1995-1996 гг., а максимальной (4,7 и 3,6 мм/год) – во влажные 1987-1988 и 1990-1991 гг. *(см.табл. 12).* Максимум превысил минимум почти в 8 раз. Средняя за многолетие скорость составила 1,7 мм/год. В течение девяти лет денудация была в 1,1-2,8 раза меньше средней и шесть лет превышала ее в 1,1-2,8 раза. Высокие значения отмечены во влажные годы. Коэффициент корреляции скорости денудации с атмосферными осадками составил 0,68.

Продукты выветривания вулканитов, перемещаемые осыпным сносом и камнепадами из нескольких эрозионно-осыпных желобов площадью от 390 до 2500 кв. м, улавливались металлическими сетками. По их объему и массе была рассчитана средняя скорость отступания обрывов с 1985 по 1993 гг. Она составила 0,4-0,5 мм/год, что больше скорости денудации сухих и меньше скорости денудации увлажняемых обрывов, установленной с помощью фотометода. Если учесть, что в строении желобов участвуют сухие и увлажняемые обрывы, сложенные не только туфами и туфобрекчиями, но и более устойчивыми к выветриванию андезитами и андезито-базальтами, то полученные значения вполне корректны.

Скорость денудации увлажняемых обрывов из подушечных базальтов и андезито-дацитов, была рассчитана по обьему обломков, снесенных осыпями и камнепадами на искусственную горизонтальную площадку, расположенную между бухтами Разбойничьей и Пуццолановой. На этой площадке в 1914 г. находился деревянный дом, в котором жили рабочие, добывавшие "пуццолану". С тех пор на площадку с прилегающих обрывов свалилось 2,9 куб. м глыб и щебня. Средняя расчетная скорость денудации обрывов составила 0,1 мм/год. Около 90% найденного значения (0,09 мм/год) относится к подушечным базальтам и 10% (0,01 мм/год) – к массивным андезито-дацитам.

Так как в строении гравитационных склонов Карадага доли пирокластических и эффузивных пород, увлажняемых и сухих обрывов примерно одинаковые, то средняя скорость их денудации составит 0,5 мм/год. При такой скорости со всех обрывистых склонов, сложенных вулканитами, за один год сносится в среднем 2 тыс. т продуктов выветривания, состоящих на 80-90% из крупных обломков и на 10-20% из мелкозема. Часть крупнообломочного материала задерживается на склонах, питает осыпи и коллювиальные шлейфы, а часть скатывается в овраги, ущелья, на пляжи или прямо в море. Мелкоземистые продукты выветривания перераспределяются поверхностным стоком и ветром.

Активность камнепадов возрастает во время выпадения ливневых дождей и таяния снега. Она больше в холодный период года, когда породы влажнее и температура воздуха переходит через 0 °С в ту и другую сторону. В теплое время года камнепады происходят практически только в дождливые дни. Во время ливня 4.8.1989 г. (22,0 мм) они вынесли из осыпного желоба, выработанного в туфобрекчиях, на пляж бухты Разбойничьей конус, объем которого соответствовал снижению гравитационных склонов на 2 мм, что больше среднегодовой скорости денудации. Тогда же обрыв из базальтовых подушечных лав, расположенный над Пуццолановой бухтой, был снижен за счет отделения камнепадов в среднем на 0,02 мм. Интенсивный кратковременный ливень 2.8.1999 г. (16,8 мм) спровоцировал падение с берегового обрыва высотой 60 м и площадью 3 тыс. кв. м прямо в море сорока обломков туфобрекчий и андезитов. Их общий объем соответствовал отступанию поверхности в среднем на 0,004 мм. В течение одного года на Карадаге бывает в среднем 11 дней с дождями слоем 10 мм и более, которые способны частично намочить обрывы и вызвать сток со скал. На обрывы крутизной 60-80° по сравнению с горизонтальной поверхностью той же площади поступает меньше половины выпавших атмосферных осадков, но они сравнительно быстро вызывают сток с водоупорной поверхности скал.

Увлажнение снижает трение, а струи воды оказывают силовое воздействие на обломки пород, подготовленные выветриванием к сносу. Осыпи и камнепады, спровоцированные дождями, обеспечивают основную долю среднегодового гравитационного сноса, составляющего 0,5 мм/год.

На обрывах из массивных дацитов, андезитов, известняков и других пород камнепады образуются сравнительно редко и средняя скорость денудации, связанная с ними, вряд ли превышает 0,05 мм/год. На таких склонах происходит обрушение продуктов выветривания из трещинных зон.

Ориентировочные обьемы и масса продуктов выветривания, перемещаемых осыпным сносом и камнепадами со склонов, сложенных породами различной противоденудационной устойчивости, приведены в таблице 13.

Таблица 13.
Денудация склонов осыпным сносом и камнепадами

Противоденудационная устойчивость пород	Литология	Площадь, га	Средняя скорость		
			мм/год	куб. м/год	т/год
Устойчивые	Известняки	177	0,05	89	230
	Андезиты, андезито-дациты, дациты, рио-лито-дациты, риолиты	85	0,05	43	112
Средне-устойчивые	Туфы и туфобрекчии с прослоями базаль-тов и андезито-базальтов	69	0,5	350	840
	Туфопесчаники, песчаники и конгломераты	35	1,0	350	840
Податливые	Флишевые и флишо-идные отложения таврической серии	1	13,0	130	299
	Глины, алевролиты, флишоидные отложения копсельской, судакской и манджильской свит	15	21,0	3150	6930
Всего:		382		4112	9251

Из таблицы 13 следует, что продуктивность пород соседних классов устойчивости различается примерно на порядок. С обрывистых склонов площадью 382 га ежегодно сносится осыпями и камнепадами 9251 т кол-

лювия, но в нем содержится только 20-25% обломков скальных пород. Крупные обломки глин, аргиллитов и алевролитов быстро выветриваются, преобразуются в мелкозем, размываются и перераспределяются водотоками и прибойным потоком.

Вывалы и обвалы.

Мониторинг обвалов и вывалов осуществлялся в 1985-2003 гг. посредством ежегодного обследования территории протяженностью 34 км, опроса егерей заповедника и местных жителей. Визуальный контроль дополнялся фотоконтролем. В семидесяти пунктах пляжи, обрывы и овраги фотографировались с фиксированных точек в одном или в двух направлениях. С помощью фотоснимков выявлялись новые свалившиеся обломки пород и места их отделения от склона, затем делались необходимые измерения. После значительных и массовых обрушений производилась повторная фотосъемка. Для выявления обрушений за более длительное время (25-90 лет) использовались старые фотографии и фотооткрытки. По результатам измерений рассчитывались обьемы, масса и частота обрушений, устанавливалась их связь с атмосферными осадками, абразией, эрозией и сейсмичностью.

Обвалы и вывалы происходят там же, где осыпи и камнепады. Они образуются в скальных и нескальных грунтах, в тех и других одновременно. По составу их разделяют на скальные, земляные и смешанные (Ройнишвили, 1960). Склоны, сложенные скальными породами, обычно выше и на них могут происходить более значительные обрушения. Максимальная относительная высота гравитационных склонов, сложенных вулканитами, достигает 440 м на хребте Хоба-Тепе, известняками – 200 м на хребте Эчкидаг, конгломератами – 150 м у мыса Киик-Атлама, песчаниками – 100 м у мыса Толстый, алевролитами – 80 м на побережье бухты Лисьей, глинами – 60 м у мыса Хамелеон и крупнообломочно-суглинистыми отложениями – 25 м у мыса Крабий.

Скальные обвалы обычно связаны с зонами повышенной трещиноватости и напряженности пород, а земляные – с подрезкой склонов абразией и эрозией, подвижками оползней и снижением прочности грунтов от увлажнения. Блоки и глыбы скальных пород отделяются по трещинам бортового отпора и вываливаются из линейной коры выветривания. Обрушения нескальных пород происходят по трещинам бокового распора, границам между горизонтами элювия и другим контактам. Часть обрушений относится к типу оползней-обвалов. В результате потери сцепления и снижения прочности из увлажненных четвертичных суглинков и глин вываливаются глыбы и валуны скальных пород. Они падают на пляжи и скатываются в овраги.

Все зарегистрированные за 18 лет обрушения скальных пород относятся к категории малых и средних *(табл. 14).* Они были разделены по массе на 3 группы и распределены по трем участкам *(табл. 14,15).* Из таблицы 14 следует, что главным очагом обрушений как по числу случаев (55%) так и по массе (58%) является вы-

сокий обрывистый приморский склон Берегового хребта Карадага, сложенный вулканитами.

Таблица 14.
Распределение обрушений скальных пород по участкам (1985-2003 гг.), %

Масса, т	Распределение обрушений скальных пород по участкам (1985-2003 гг.), %					
	м. Толстый-пос. Курортное		Карадаг		пос. Коктебель-м. Киик-Атлама	
	Кол-во	Масса	Кол-во	Масса	Кол-во	Масса
1,1-10,0	19	2	27	3	15	2
10,1-100,0	5	3	23	21	5	3
100,1-1000,0	1	21	5	34	1	11
Всего:	25	26	55	58	21	16

За 18 лет было зарегистрировано 111 случаев обрушения скальных пород общей массой 3140 т *(табл. 15)*. Около 67% всех случаев было связано с небольшими (1,1-10,0 т) обрушениями, переместившими 7% массы коллювия. В этой группе больше всего вывалов глыб и валунов из четвертичных нелитифицированных отложений. Основная масса коллювия (66%) снесена восемью (7%) самыми значительными обрушениями. Шесть из них произошло на Береговом хребте Карадага и по одному на побережье бухт Чалка и Тихая. Они случились в 1987, 1990-1991 и 1997-1999 гг. Все эти годы были влажными *(рис. 12)*.

Таблица 15.
Распределение скальных обрушений по массе (1985-2003 гг.)

Масса, т	Количество		Масса	
	Штук	%	Тонн	%
1,1-10,0	67	61	216	7
10,1-100,0	36	33	855	27
100,1-1000,0	8	7	2069	66
Всего:	111	101	3140	100

Два ливня слоем 53,2 и 35,9 мм, выпавшие 16 и 17 августа 1987 г., были причиной обрушения 240 т вулканитов с берегового обрыва на пляж Львиной бухты Карадага. В декабре того же года во время дождя с обрыва на коллювиальный шлейф бухты Пограничной свалилось около 160 т глыб андезито-базальтов и вулканических туфов. Масса самых крупных обломков достигала 10 тонн. Зимой 1990-1991 гг. вывалилась глыба вулканического туфа массой 320 т из середины 70-метрового берегового обрыва мыса Пятый. После экстремального дождя 2.9.1991 г. (278 мм) на пляж бухты Чалка с берегового уступа высотой 9 м по сбросу обрушился блок верхнеюрских песчаников с прослоями глин массой 640 т. Во время восьмибалльного шторма 15.11.1992 г. из размываемых уступов коллювиальных шлейфов вываливались глыбы на пляжи и в море. Свалившиеся глыбы вулканитов общей массой не менее 500 т загромоздили пляж бухты Разбойничьей, разрушили бе-

реговые тропы у скалы Левинсона-Лессинга на Карадаге и в восточной части побережья бухты Тихой. Количество случаев и общую массу таких обрушений оценить невозможно, в связи, с чем они в расчетах не учитывались.

Зимой 1997-1998 гг. с обрывистых склонов двух ущелий, расположенных под скалой Трон на Карадаге, свалились глыбы вулканитов массой 101 и 119 тонн. Обрушение было подготовлено морозным выветриванием пород. Сразу после дождя они подверглись воздействию низких (до - 12 °С) температур воздуха. Во влажный период 1997-1998 гг. из основания берегового обрыва, сложенного подушечными базальтовыми лавами, по трещине бортового отпора обрушилась на пляж бухты Пограничной пластина пород массой 120 тонн. Весной 1999 г. у бухты Эхо на Карадаге из зоны трещин в средней части берегового обрыва высотой 70 м вывалился и упал в воду при сухой погоде и спокойном море блок вулканических туфов массой около 300 тонн.

Самое большое обрушение верхнеюрских известняков произошло в марте 1998 г. с обрыва горы Сандык-Кая у Краснокаменки. Свалившиеся камни общей массой не менее 100 т поломали деревья и остановились в средней части склона. В 1992 году из склона долины реки Ай-Серез у села Междуречье вывалилась и раскололась на части глыба конгломератов демерджинской свиты массой около 25 тонн. Обрушения того же порядка происходили из толщи слоистых верхнеюрских песчаников высокого обрыва мыса Толстый.

Более значительные обвалы, не учтенные в таблице, имели место в домониторинговый период (Природа Карадага, 1989). Весной 1982 г. Из оползневых крупнообломочно-суглинистых отложений берегового уступа мыса Крабий вывалилась глыба известняка массой 1500 т. Общий обьем обрушения составил 2300 тонн. В апреле 1985 г. из верхней части 50-метрового обрывистого клифа на пляж бухты Пограничной упал блок базальтовых подушенных лав массой 1700 тонн, расколовшийся от удара на части.

За время наблюдений не удалось зафиксировать все случившиеся, особенно незначительные обрушения из-за того, что они были размыты, упали на дно моря или задержались на склонах и остались незамеченными. Практически нет сведений о проявлении гравитационных процессов на недоступном для изучения высоком приморском обрыве (50 га) хребта Хоба-Тепе, сложенном андезитами и андезито-дацитами. Обрыв расчленен висячими ущельями и осыпными желобами, по которым коллювий обрушивается прямо в море. Под ними на глубине 5-15 м лежат глыбовые коллювиальные конусы.

По результатам 18-летних наблюдений был рассчитан коэффициент частоты береговых обрушений скальных пород по количеству случаев (Kn) и массе (Km) с помощью формул:

$$Kn = n/(T \times L); \; Km = P/(T \times L),$$

где n – число обрушений, шт.; P – общая масса обрушений, т; T – время наблюдений, лет; L – длина побережья, км *(табл. 16)*.

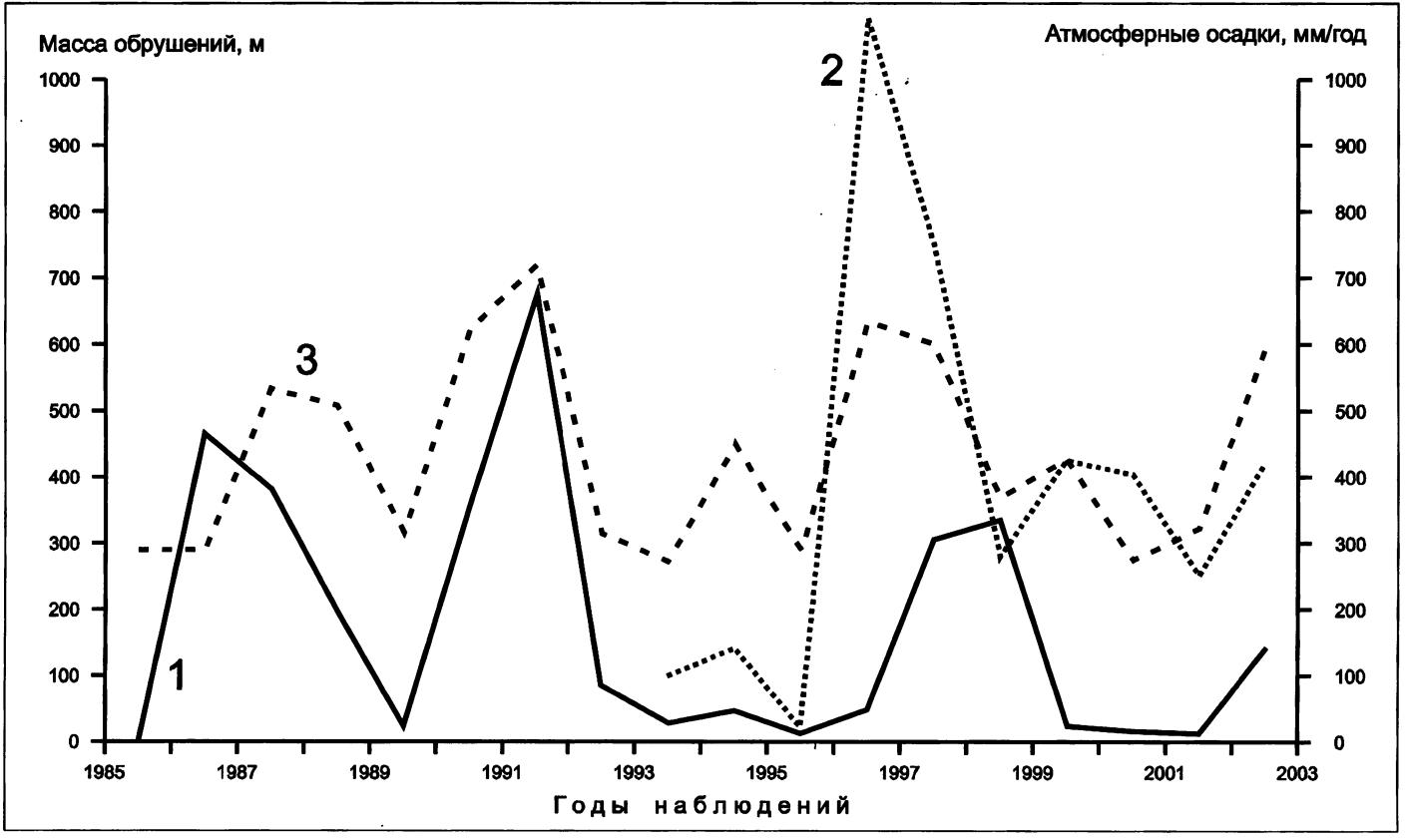


Рис. 12 График активности скальных (1) земляных (2) обвалов и хода атмосферных осадков.

Таблица 16.
Активность обрушений скальных пород на побережье между мысами Толстый и Киик-Атлама в 1985-2003 гг.

Период наблюдений	Параметры обрушений			Частота обрушений	
	Количество, шт.	Масса, т		шт/п. км в год	т/п. км в год
		Всего	Максимум		
2.8.1985 г.-1.8.1986 г.	0	0	0	0,00	0,00
2.8.1986 г.-1.8.1987 г.	8	466	240	0,13	7,55
2.8.1987 г.-1.8.1988 г.	7	382	160	0,11	6,19
2.8.1988 г.-1.8.1989 г.	11	198	63	0,18	3,21
2.8.1989 г.-1.8.1990 г.	3	23	11	0,05	0,37
2.8.1990 г.-1.8.1991 г.	6	358	320	0,10	5,80
2.8.1991 г.-1.8.1992 г.	4	675	640	0,06	10,93
2.8.1992 г.-1.8.1993 г.	9	86	24	0,15	1,40
2.8.1993 г.-1.8.1994 г.	2	28	25	0,03	0,45
2.8.1994 г.-1.8.1995 г.	9	46	22	0,15	0,75
2.8.1995 г.-1.8.1996 г.	2	13	12	0,03	0,22
2.8.1996 г.-1.8.1997 г.	11	48	18	0,18	0,78
2.8.1997 г.-1.8.1998 г.	11	306	120	0,18	4,96
2.8.1998 г.-1.8.1999 г.	5	336	300	0,08	5,44
2.8.1999 г.-1.8.2000 г.	7	24	7	0,11	0,39
2.8.2000 г.-1.8.2001 г.	7	15	7	0,11	0,24
2.8.2001 г.-1.8.2002 г.	2	13	8	0,03	0,22
2.8.2002 г.-1.8.2003 г.	16	142	36	0,26	2,30
Всего:	120	3159	2013	1,94	51,20
Среднее:	6,7	176	112	0,11	2,84

За период наблюдений происходило в среднем за год 6,7 обрушений скальных пород общей массой около 176 тонн *(табл. 16)*. Средняя частота составила 0,11 шт/п. км*год и 2,84 т/п. км*год. Она возрастет примерно на 20% если из длины берега исключить низкие и искусственно укрепленные отрезки. Активность изменялась от 0,00 до 0,26 шт/п. км*год и от 0,00 до 10,93 т/п. км*год, т.е. в пределах двух порядков. Она превышала норму по массе в семи периодах и была меньше нормы в одиннадцати периодах. Периоды высокой активности совпадали с периодами, когда количество выпавших атмосферных осадков и число штормов интенсивностью более 4-х баллов превышало норму.

С помощью фотометода было установлено, что во второй половине XX-го века морфология стен и гребней даек и некков, сложенных массивными андезитами и дацитами, практически не изменилась. От них не отделялись обломки поперечником более 0,3-0,5 м, хорошо различимые на фотоснимках *(табл. 17)*. В то же время на коллювиальных шлейфах, расположенных под высокими обрывами из туфов и лав, появились новые глыбы общей массой 34 и 40 тонн. Последние свалились, вероятно, во время известного обрушения 11.7.1958 г.

Таблица 17.
Контроль обрушений вулканитов с обрывов Карадага с помощью фотоснимков

Местоположение	Литология	Площадь, кв. м	Период, годы	Денудация, т	Аккумуляция, т
Скала Иван-Разбойник	Андезиты	1500	1954-2000	0,0	
Скала Золотые Ворота	Андезиты	1000	1954-2000	0,0	
Дайка Льва	Андезиты	1500	1954-2000	0,0	
Скала Маяк	Андезиты	2000	1954-2000	0,0	
Ущелье Чертова Камина	Андезиты	1800	1954-2000	0,0	
Скала Шапка Мономаха	Андезито-базальты	1500	1958-2000	0,0	
Обрыв над бухтой Пуццолановой	Подушечные базальты	400	1958-2000	1,0	
Скала Свита	Андезиты	50	1954-2000	0,5	
У Кузьмичева Камня	Вулканический туф	600	1954-2000		40,0
У скалы Левинсона-Лессинга	Вулканический туф	5000	1954-2000		34,0
Скала Орел	Вулканический туф и андезит	150	1910-2000	2000,0	

В XX-м веке на Карадаге случилось 2 сравнительно больших обвала вулканитов. Ориентировочно, в период высокой сейсмической активности 1923-1927 гг., с приморского склона хребта Кок-Кая в бухту Гравийную обрушилась скала Орел массой около 2 тыс. тонн, изображавшаяся на фотооткрытках дореволюционного времени. В конце 1913 года с горы Кок-Кая на голову большого оползня опрокинулся блок андезитов массой не менее 10 тыс. т, развалившийся на множество глыб. Это было самое значительное известное проявление гравитационных процессов на территории балансового участка. Обрушение сопровождалось катастрофической подвижкой оползня.

В 1993-2003 гг. велись наблюдения за обрушениями нескальных пород – "земляными обвалами" на побережье между Прибрежным и Коктебелем протяженностью 18 км *(табл. 18)*. За это время было зарегистрировано 183 обрушения общей массой 3890 тонн. Максимальный объем разового обрушения достигал 480 т, что в 1,6 раза меньше максимального разового обрушения скальных пород за тот же период времени. Средняя частота составила 1,02 шт/п. км*год и 21,61 т/п. км*год, что больше в 2,5 раза по количеству и в 4 раза по массе частоты скальных обрушений на том же участке за то же время. За 10 лет активность по массе в пяти периодах превышала норму и в пяти была меньше нормы. Периоды активизации совпадали с влажными годами и периодами высокой штормовой активности. Коэффициент корреляции массы обрушений с суммой атмосферных осадков составил 0,78.

Таблица 18.
Активность обрушений нескальных пород на побережье между пос. Прибрежным и Коктебелем в 1993-2003 гг.

Период наблюдений	Параметры обрушений			Частота обрушений		Сумма осадков, мм
	Кол-во, шт.	Масса, т		шт/п. км в год	т/п. км в год	
		Всего	Максимум			
2.8.1993 г.-1.8.1994 г.	6	100	80	0,33	5,56	273,4
2.8.1994 г.-1.8.1995 г.	23	141	32	1,28	7,83	450,3
2.8.1995 г.-1.8.1996 г.	5	23	8	0,28	1,28	290,8
2.8.1996 г.-1.8.1997 г.	20	1093	320	1,11	60,72	635,1
2.8.1997 г.-1.8.1998 г.	16	751	480	0,89	41,72	600,8
2.8.1998 г.-1.8.1999 г.	15	281	78	0,83	15,61	369,8
2.8.1999 г.-1.8.2000 г.	31	426	65	1,72	23,67	427,9
2.8.2000 г.-1.8.2001 г.	30	403	51	1,67	22,39	274,2
2.8.2001 г.-1.8.2002 г.	13	251	60	0,72	13,94	323,2
2.8.2002 г.-1.8.2003 г.	24	421	60	1,33	23,39	594,4
Всего:	183	3890	1234	10,16	216,10	4239,9
Среднее:	18	389	123	1,02	21,61	424,0

Наиболее значительные обрушения произошли в 1996-1998 гг. у мыса Крабий. Тогда с берегового обрыва, срезавшего язык большого активизировавшегося оползня, на пляж свалилось 320 и 480 тонн щебнистых суглинков. Коллювий "земляных" обвалов быстро размывается прибойным потоком и временными водотоками. Только обрушения массой более 100-200 тонн могут сохраняться на абразионном берегу в течение нескольких лет.

Самое крупное обрушение нескальных пород произошло весной 1994 года у мыса Хамелеон. От берегового обрыва высотой 40 м по субвертикальному разрывному нарушению отделился и рухнул в море блок щебнисто-глыбового элювия глин копсельской свиты массой 3 тыс. т. Коллювий размывался 7 лет. Обрушение произошло в засушливый период, но было подготовлено обильным увлажнением элювия экстремальным дождем в 1991 году и подрезкой склона экстремальным штормом в 1992 г. Обвалу предшествовал вывал элювия массой около 100 тонн в 1993 году.

Массовые обрушения элювия глин у мыса Хамелеон происходили 30.7.1999 г. в связи с выпадением локального интенсивного ливня. Тогда на берегу протяженностью 1 км образовалось 50 обвалов общей массой 800 тонн. Из-за "земляных" обвалов, осыпей и оплывин берег стал практически непроходимым. Массовые обрушения элювия юрских глин имели место на берегу бухты Чалка и в оврагах приморского склона Эчкидага во время выпадения двух интенсивных ливней слоем 89,4 и 88,4 мм в июне 1977 г. и экстремального дождя слоем 278,0 мм 2.9.1991 г.

Результаты наблюдений свидетельствуют, что за 18 лет на территории балансового участка происходил гравитационный снос массой до 3000 тонн. В XX-м веке разовые обрушения массой до 10 т происходили ежегодно, массой 10,1-100,0 т – в 85-90% лет, массой 100,1-1000,0 т – в 20-30% лет, массой 1000,1-10000 тонн – в 5-10% лет, а в десятки тысяч – один раз в столетие

или реже. Обвалы в 100 тыс. т и более повторяются здесь только в геологическом масштабе времени и имеют, вероятно, сейсмогенную природу. Такой одноразовый старый обвал, состоящий из глыб и блоков вулканитов, разделяет бухты Ливадию и Гравийную. Он образовался в разломной зоне в позднем плейстоцене или раннем голоцене ориентировочно 5-20 тыс. лет тому назад.

В XX-м веке самые крупные обвалы массой до 50 тыс. т возникли в юго-западной и центральной части Крымских гор во время 8-балльного землетрясения 1927 года (Яузларский, Сюреньский, Мангупский и др.). Последние обвалы таково же порядка произошли в том же регионе, но без участия сейсмогенного фактора. В 1988 году с обрыва горы Демерджи свалился и раскололся на части отсевший блок верхнеюрских конгломератов массой 25 тыс. тонн, а в 1999 году с 400-метрового обрыва в урочище "Затерянный Мир" у мыса Айя обрушилось 30-40 тыс. т глыб верхнеюрского известняка.

Одним из важнейших факторов активизации гравитационных процессов являются землетрясения интенсивностью 6 баллов и более. За время наблюдений (1985-2003 гг.) в регионе не было сейсмических толчков, способных спровоцировать значительные и массовые обрушения склонов. Главными факторами активизации гравитационных процессов являлись атмосферные осадки в сочетании с морозным выветриванием пород, абразионной и эрозионной подрезкой склонов. Около 60-70% массы отложений перемещалось со склонов в холодный период года, когда указанные факторы были эффективнее. Среднегодовой снос с 382 га гравитационных склонов составил 10139 тонн (4715 куб. м). С учетом событий редкой повторяемости он мог возрасти в XX-м столетии до 11-12 тыс. т в год. Средняя скорость денудации гравитационных склонов составляет около 1,23 мм/год.

Осыпи являются неблагоприятными, а камнепады и обвалы – опасными экзогенными процессами. На территории балансового участка они не воздействуют на инженерные сооружения, но создают угрозу для жизни отдыхающих и туристов.

Оползневые процессы. Оползневой процесс – перемещение части горных пород, слагающих склон, на более низкий уровень в виде скольжения без потери контакта с неподвижным основанием. Движение происходит по круглоцилиндрическому, плоскому или ступенчатому ложу – поверхности скольжения. Процесс начинается с потери равновесия и продолжается до наступления нового состояния равновесия. Это происходит в результате перемещения неустойчивых масс пород из верхней крутой на нижнюю более пологую часть поверхности скольжения. После достижения состояния динамического равновесия оползень стабилизируется или вступает в стадию подготовки нового смещения.

Оползневой процесс относится к числу прерывистых унаследованных процессов. Он проявляется более интенсивно и активно в областях новейших и современных поднятий, зонах и узлах пересечения живых раз-

ломов, районах высокой сейсмичности, на увлажненных, подрезанных и перегруженных склонах. Оползни характерны на склонах крутизной 10-30 градусов, сложенных лессами, суглинками, глинами и другими породами, вмещающими прослои глин. Объем оползневых тел колеблется от нескольких десятков кубометров до нескольких кубических километров.

Известно много классификаций оползней, основанных на разных признаках (Емельянова, 1972; Кюнтцель, 1980; Справочник..., 1981; Федоренко, 1988; Петров, 1988).

Их подразделяют по условиям зарождения на оползни в коренных породах, покровных отложениях, в тех и других, по глубине захвата – на поверхностные, неглубокие, глубокие и очень глубокие, по форме в плане – на циркообразные, фронтальные, глетчеровидные, ложкообразные, с горловиной, сложных очертаний и без ясных границ, по соотношению поверхности скольжения со структурой склона – на асеквентные, консеквентные, инсеквентные, по механизму движения – на оползни скольжения, сдвига (выдавливания), течения (потоки) и некоторые другие, менее характерные, по подрезке склонов – на эрозионные, абразионные, искусственные (техногенные) и смешанные (сложные), по отношению к сейсмичности – на сейсмогенные, субсейсмогенные и несейсмогенные, по возрасту – на современные (свежие, старые) и древние, по активности – на активные (частично, полностью), временно стабильные и стабильные. Поверхностные маломощные оползни течения почво-грунта, насыщенного водой, называются оплывинами. Совместным проявлением гравитационных и оползневых процессов образуются обвалы-оползни, оползни-обвалы и осовы осыпей. По масштабности проявлений все обвалы и оползни подразделяются на 6 категорий *(табл.19).*

Таблица 19.
Классификация обвалов и оползней по масштабности проявления (ДБН В.1.1-3-97)

Масштабность проявления	Объем, куб. м
Небольшой (малый)	Сотни
Довольно большой (средний)	Тысячи
Большой	Десятки тысяч
Очень большой	Сотни тысяч
Огромный	Миллионы
Катастрофический	Десятки и сотни миллионов

Крым относится к числу регионов с интенсивным развитием оползневых процессов. На полуострове зарегистрировано более одной тысячи действующих оползней. Они сосредоточены в Южном, Северном, Западном и Восточном оползневых районах, соответствующих южному и северному макросклонам Крымских гор, Равнинному Крыму и Керченскому полуострову (Ерыш, Саломатин, 1999). Во внутренней части полуострова преобладают эрозионные, а на побережье – абразионные оползни.

Территория балансового участка входит в состав Юго-Восточного подрайона Южного оползневого района (мыс Ай-Фока – мыс Ильи). На ней находится 125 действующих оползней: 75% эрозионных, 22% абразионных и 3% искусственных. Их общая площадь – 90 га, что составляет 0,44% площади территории и соответствует по этому показателю удовлетворительному состоянию среды и зоне экологической нормы (Трофимов, Красилова, 2000). Действующие оползни находятся на абсолютной высоте 0-300 м и распространены неравномерно. Их мало в горной части, покрытой лесом (10%) и много в прибрежной степной и лесостепной полосе (90%), особенно между Эчкидагом и Карадагом, Коктебелем и Орджоникидзе, где склоны сложены сильно дислоцированными – перемятыми и разробленными глинистыми породами. На этих участках пораженность склонов действующими оползнями соответственно на порядок ниже и выше среднего значения. Площадь современных действующих оползней значительно меньше площади древних стабильных, они были охарактеризованы в разделе "Геоморфология".

Действующие абразионные оползни на порядок больше эрозионных. Более половины площади занимают 10 крупных абразионных оползней, расположенных у мысов Толстый, Крабий, Мальчин, Третий и Второй. Самый большой активный оползень находится южнее Коктебеля, а временно стабильный – южнее Прибрежного. Их площадь составляет соответственно около 10 и 30 га, а объем – 1,5 и 4,0 млн. куб. м.

Среди современных действующих и временно стабильных оползней доминируют небольшие и средние неглубокие оползни-потоки и оползни скольжения циркообразной и глетчеровидной формы, образованные в покровных отложениях и питающиеся водой атмосферных осадков. Основной деформирующийся горизонт находится в элювии и других покровных отложениях, у границы покровных отложений с коренными породами, в слоях юрских и нижнемеловых глин, в зонах разрывных нарушений и тектонических трещин. Часть действующих оползней является оползнями второго порядка, образованными в теле старых и древних оползней. Характерна частичная – очаговая активизация, проявляющаяся менее чем на половине площади современных оползневых склонов. Длина и мощность полностью активизировавшихся абразионных оползней достигали в XX веке соответственно 500 и 20 м, а эрозионных – 200 и 10 м. Средняя мощность абразионных оползней составляет 10 м, а эрозионных – 5 м.

Активность оползней устанавливалась по морфологическим признакам при ежегодном обследовании и оценивалась коэффициентом активности в процентах. Значительное увеличение количества активных оползней свидетельствовало об активизации, а уменьшение – об ослаблении оползневого процесса. За 21 год наблюдений (1981-2001 гг.) активность колебалась от 8% до 42%. Она достигала 25-42% в периоды активизации и снижалась до 8-14% во время затухания оползневых процессов. Активность была близкой к среднему значению 6 лет, выше средней – 6 лет и ниже средней – 9 лет. Максимумы активности отмечены в 1982, 1988, 1991-1992 и 1997-1998 гг., а минимумы – в 1984-1987, 1993-1995 и 2000-2001 гг. *(рис. 13).*

Таблица 20.
Изменение активности оползней и годовых сумм осадков в 1981-2001 гг.

Годы	Активность оползней, %	Атмосферные осадки, мм/год
1981	19	483
1982	29	354
1983	18	271
1984	14	346
1985	10	382
1986	12	246
1987	14	497
1988	25	559
1989	20	372
1990	19	522
1991	38	736
1992	26	395
1993	12	270
1994	8	356
1995	9	462
1996	18	517
1997	42	576
1998	25	356
1999	19	510
2000	11	242
2001	10	405
1981-2001	Среднее 19 (17-21)	Среднее 422 (380-464)

За тот же период наблюдений годовая сумма атмосферных осадков, зарегистрированных КНИГО, колебалась от 242 мм в 2000 г. до 736 мм в 1991 г. Максимум превышал минимум более чем в 3 раза. Осадки были близкими к норме 4 года, превышали норму 8 лет и были ниже нормы 9 лет *(табл. 20)*. Самые большие осадки выпадали в 1990-1991 гг. (1258 мм), 1996-1997 гг. (1093 мм) и 1987-1988 гг. (1056 мм). Периоды активизации оползней совпали с влажными периодами. Число активных оползней превышало норму в 1,3-2,2 раза. В результате обильного увлажнения грунтов атмосферными осадками их объемная масса возрастает до 20-30%, а сопротивление сдвигу снижается до 50%, а иногда и более, что сопровождается уменьшением коэффициента устойчивости склона, образованием новых и активизацией ранее образовавшихся оползней.

Активизация происходила во влажные годы (1988, 1991, 1997 гг.) и после влажных лет (1982, 1992 гг.) – в засушливые и нормальные по увлажнению годы, если выпадали экстремальные дожди, таяли сугробы метелевого снега, водотоки и волны подрезали склоны. Эти явления нередко совпадали или происходили в близкое время, особенно в годы высокой циклонической активности. Коэффициент корреляции активности оползней с годовыми суммами атмосферных осадков составил 0,59, при сдвиге на 1 год – 0,63.

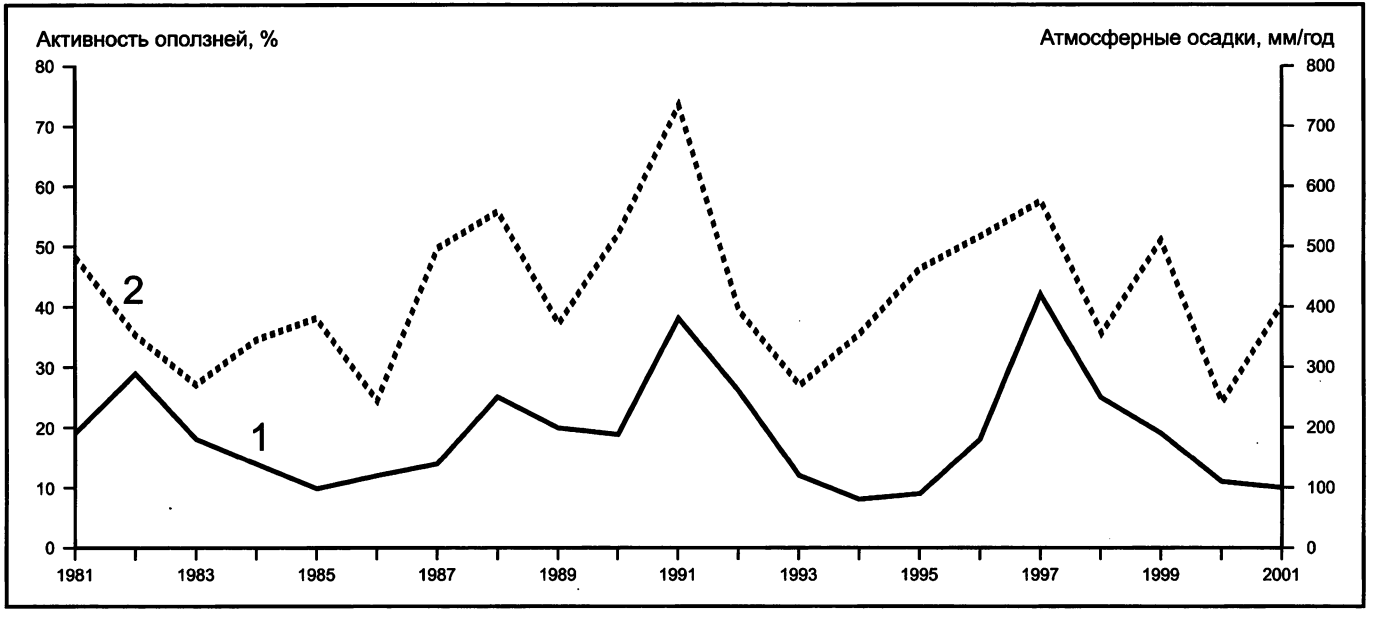


Рис. 13 График активности оползней (1) и хода атмосферных осадков (2).

Для образования и активизации оползней наиболее благоприятны атмосферные осадки холодного периода года, когда меньше потери на испарение. Поэтому внутригодовая активность поверхностных оползней возрастает в зимне-весенний период года. Активизации предшествуют прохладные снежные зимы с метелями (зима 1981-1982 и 1987-1988 гг.), перераспределяющими снег на подветреные склоны, где он медленно тает. В Крыму сильные метели повторяются в среднем через 3-5 лет (Стихийные..., 1991). С талыми водами сугробов метелевого снега связаны активизация старых и формирование новых оползней на сухих склонах "теплых" экспозиций.

Для активизации больших глубоких оползней необходима более длительная подготовка, что объясняет их реакцию на воздействие атмосферных осадков и других быстро изменяющихся факторов с некоторым запаздыванием, обычно на один год (Прогноз..., 1979). Активность абразионных оползней возрастает после влажных периодов и сильных штормов, размывающих берега. Такие условия наблюдались в 1988 и 1991-1992 гг. Коэффициент корреляции между скоростью абразии и оползневыми деформациями на Южном берегу Крыма достигает 0,9 (Ерыш, 1980).

В многолетнем режиме оползни активизируются в среднем через 5-6 лет. Более высокий уровень региональной активизации прослеживается обычно через 10-11 лет, а такой высокий, как был на Южном берегу Крыма в 1968-1969 гг., – еще реже (Кюнтцель, 1980). Циклы активизации продолжительностью 5-7 и 10-13 лет выявлены в динамике оползней других регионов (Федоренко, 1988; Емельянова, 1972).

Периоды активизации близки к периодам возмущений климата, связанным с ветвью роста солнечной активности и развитием Эль-Ниньо Южной осцилляции. Последние максимумы 11-летнего цикла солнечной активности были зарегистрированы в 1989 и 2001 гг., а наиболее значительные Эль-Ниньо – в 1997-1998 и 2002 гг. На 1988, 1997-1998 и 2002 гг. приходится активизация оползней. Конец XX-го и начало XXI-го веков отмечены в мире и в регионе очень высоким уровнем циклонической активности, неоднократным выпадением экстремальных атмосферных осадков, формированием разрушительных паводков, увеличением интенсивности волнения и абразии берегов.

Новые оползни относятся к категории небольших и средних эрозионных оползней-потоков, оползней скольжения и оползней-обвалов с глубиной захвата до 5 м. Большинство из них образуется в элювии дисперсной и обломочной зон коры выветривания мезозойских глин, флишоидных и флишевых отложений после обильного увлажнения дождевыми и талыми водами. В дальнейшем большая часть мелких свежих оползней размывается водотоками или выполаживается склоновыми процессами и плохо опознается в рельефе. О подготовке оползневого процесса нередко свидетельствует только трещина на склоне. На этой стадии деформация может завершиться вообще или получить дальнейшее развитие через много лет. Рельеф и строение благоприятствуют об-

разованию новых оползней в оврагах и долинах Эчкидага и Карадага, в балке Янтык, у мысов Толстый, Сидеритовый, Крабий и Хамелеон, на побережье бухт Лисьей, Актинометрической и Провато.

За 21 год наблюдений на территории балансового участка образовалось около двадцати новых эрозионных и искусственных оползней. Они учитывались в расчетах активности. Новые оползни практически не повлияли на значение коэффициента оползневой пораженности, так как имели небольшие размеры. За их счет заметно возрасла численность и менее заметно – площадь действующих оползней.

Активизация 1982 г. произошла в засушливый период. Она была подготовлена обильным увлажнением грунтов дождями в конце 1981 г. и талыми водами весной 1982 г., значительной абразией берегов в 1981 г. Активизация 1988 г. была связана с превышением нормы атмосферных осадков в 1987-1988 гг. на 25%, таянием мощных сугробов, отложенных снежными бурями в марте 1987 и феврале 1988 гг., размывом берегов несколькими сильными штормами в 1988 г. Активизация оползней в 1991-1992 гг. была подготовлена обильными осадками, превысившими норму в 1990-1991 гг. на 49%, экстремальными суточными (278 мм) и месячными (350 мм) осадками, выпавшими в сентябре 1991 г., подрезками склонов паводками в сентябре 1991 г. и жестоким штормом в ноябре 1992 г. В последующем очень засушливом спокойном периоде, продолжавшемся до августа 1996 года, оползневой процесс проявлялся вяло. Активизация 1997-1998 гг. была вызвана обильным увлажнением грунтов атмосферными осадками в конце 1996 г. и в 1997 г., в сумме превысившими норму на 30%. Выпадение обильных осадков сопровождалось быстрым повышением уровня грунтовых вод. К январю 1997 г. он повысился в Карадагской долине на 3,3 м и вызвал образование поверхностного стока. Насыщенные водой грунты начали оползать и оплывать. Деформации склонов были массовыми, но небольшими. Объем полностью активизировавшихся и новых оползней редко превышал 5 тыс. куб. м. На больших оползнях активизация имела, в основном, очаговый характер.

В регионе возможна особая активизация оползней, если произойдет разрушительное землетрясение. В последней четверти XX-го столетия сейсмический режим был спокойным. Местное четырехбалльное землетрясение 1990 г. на активизацию оползней не повлияло. Толчки разрушительного землетрясения 1927 г. совпали с засушливым периодом, когда устойчивость склонов была максимальной, и не сопровождались активизацией оползневых процессов в Крыму (Двойченко, 1928).

За годы наблюдений амплитуда горизонтального смещения оползней достигала 100 м, осадка – 10 м. У большинства оползней эти параметры не превышали 3 м. Языки эрозионных оползней-потоков несколько раз пережимали поперечное сечение оврагов и подпруживали поверхностный сток, перемещались вдоль оврагов и заполняли их щебнистыми суглинками мощностью 2-3 м. Движение оползней сопровождалось земляными обвалами и вывалами крупных глыб скальных пород из деляпсия.

В 1982 году самые крупные активизировавшиеся оползни имели площадь до 1,7 га и объем до 100 тыс. куб. м. Один из них срезал овраги на склоне эрозионного останца у горы Ашламалык, а язык другого выдвинулся в бухту Коктебель у мыса Мальчин. Амплитуда горизонтального смещения этих оползней составила соответственно 7 и 27 м, а осадка – 6 и 8 м. В 1988 году тот же абразионный глетчеровидный оползень-обвал, переходящий в оползень-поток, продвинулся к урезу на 10 м и отсел на 4 м. А самый крупный эрозионный оползень этого этапа активизации имел площадь 0,7 га и переместил к оврагу у окраины Курортного около 40 тыс. куб. м отложений.

В 1992 г. полностью активизировался эрозионный фронтальный оползень скольжения или сдвига площадью 1,6 га и объемом 130 тыс. куб. м, расположенный между горой Ашламалык и мысом Крабий. Вдоль всей его головной части образовалась трещина растяжения и на этом процесс завершился. Горизонтальная и вертикальная амплитуды смещения не превышали 0,5 м. Самый крупный новый оползень образовался в тот же год на побережье бухты Тихой. Из-под обрыва в море по крутому цоколю из вулканических туфов соскользнул чехол коллювиальных отложений объемом около 50 тыс. куб. м. Горизонтальная амплитуда движения составила 5-10 м, а осадка – 5 м. Оползанию предшествовали обвал зимой 1990-1991 гг. и обильное увлажнение экстремальным дождем 2.09.1991 г. разуплотненного его динамическим воздействием щебнисто-глыбового коллювия с супесчаным заполнителем.

Во время активизации 1997-1998 гг. на хребте Биюк-Янышар образовался новый эрозионный оползень скольжения площадью 1 га. Он переместил в направлении наклона слоев около 50 тыс. куб. м элювия флишевых отложений двуякорной свиты. Горизонтальная и вертикальная амплитуды его смещения достигли соответственно 8 и 10 м. Тогда же на побережье между оврагом Черный и скалой Кузьмичев Камень активизировался циркообразный абразионный оползень сдвига, язык которого выдвинулся к урезу и вместе с валом выдавливания вскоре был размыт морем. Объем этого оползня после катастрофической подвижки достиг 50 тыс. куб. м, амплитуда горизонтального смещения составила 6-7 м, а осадка – 10 м. Движение оползня сопровождалось камнепадами с языка на пляж и в море.

Обильное увлажнение грунтов привело к образованию в 1997-1998 гг. новых оползней-потоков длиной до 114 м. Самые крупные из них возникли в бедлендах и заполнили овраги у восточного края бухты Тихой и под горой Белой. Их объем составил 6-7 тыс. куб. м. Тогда же лопнул по периметру один из самых крупных абразионных оползней объемом 200 тыс. куб. м, расположенный у мыса Крабий. В стадию основного смещения эта деформация не трансформировалась и в последующие годы очаговая активизация охватила только язык оползня.

Большие оползни, в отличие от малых и средних, полностью активизируются довольно редко. Еще реже деформации завершаются катастрофической подвижкой, когда объем и скорость смещения становятся

максимальными. Из архивных материалов М.А.Волошина и Т.И.Вяземского известно, что во влажный период 1913-1914 гг. активизировался и претерпел катастрофическую подвижку весь глетчеровидный оползень-поток объемом 1,5 млн. куб. м, расположенный на склоне хребта Кок-Кая у Коктебеля. Это случилось после обвала со стенки срыва на тело оползня блока андезитов массой не менее 10 тыс. т. Язык оползня выдвинулся в море на 40 м, следы от его размыва прослеживаются сейчас в виде отмостки из подводных и надводных глыб. С тех пор на этом оползне проявлялась только очаговая активизация. Катастрофическая подвижка другого оползня, находившегося на том же склоне, произошла в марте 1926 года.

Катастрофическая подвижка абразионного оползня сдвига, расположенного у Черного оврага Карадага, была замечена В.П. Зенковичем в 1937 году (Зенкович, 1938). Повторное экстремальное смещение, сопровождающееся регрессивным ростом, произошло в 1998 г. после влажного периода и длительного значительного размыва языка. За тот же продолжительный интервал времени на самом крупном абразионном оползне сдвига объемом 4 млн. куб. м, находящемся у мыса Толстый, имела место только локальная очаговая активизация.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что в условиях засушливого климата и умеренной абразии полный цикл развития очень больших и огромных оползней-потоков и оползней сдвига имеет длительность не менее 70-90 лет. У малых и средних поверхностных оползней-потоков и оползней скольжения он короче, но не менее 10-12 лет. Эти сведения подтверждают существующие представления о неодинаковой длительности полного цикла развития разных типов оползней (Емельянова, 1972; Кюнтцель, 1980).

В XX-м веке самую значительную катастрофическую подвижку в Крыму претерпел оползень "Золотой пляж" у Ялты. Это произошло после очень влажного 1968 года и мощного январского шторма 1969 года, сильно размывшего оползневой язык. Оползень объемом 10 млн. куб. м двигался со скоростью 1,5 м/сут., горизонтальная амплитуда его смещения составила около 47 м (Ерыш, Саломатин, 1999). В 1786 году произошла катастрофическая подвижка самого большого в регионе Кучук-Койского оползня-потока. Оползень объемом не менее 50 млн. куб. м до неузнаваемости изменил ландшафт южнобережного склона гор и выдвинулся в море на 100-170 м. Эта катастрофа является экстремальной за все время современного геоморфогенеза в Крыму и иллюстрацией редкого проявления стадии основного смещения у огромных очень глубоких оползней.

В периоды обильного увлажнения на склонах оврагов и береговых уступах образуются оплывины. Микрооплывины объемом до 1,0 куб. м характерны у мыса Хамелеон и в бедлендах над Лисьей и Тихой бухтами. За время наблюдений самым "урожайным" по количеству и объему оплывин был период 1997-1998 гг. Тогда образовалось не менее ста оплывин. Три наиболее крупные из них (50-150 куб. м) состояли из вязко-

текучих глин мощностью 1 м. Они перемещались по оврагам хребта Кок-Кая и остановились на оползневой террасе в 10 м от берега бухты Коктебель.

Оползневой процесс является опасным процессом, но на территории балансового участка он только в нескольких местах угрожает сооружениям и хозяйственным объектам. Зимой 1987-1988 гг. оползень разрушил плотину небольшого пруда у источника Эчкидаг, в 1997-1998 гг. срезал участок грунтовой дороги на Карадаге, а весной 2003 г. повредил шоссе и коммуникации у поселка Орджоникидзе. Оползни практически уничтожили раннесредневековое поселение у мыса Мальчин. Обвалы и оползни систематически деформируют туристские тропы, проложенные вдоль берега.

В результате оползневого процесса отложения перемещаются к базисам, где размываются водотоками и прибойным потоком. Оползневую денудацию территории за период наблюдений отражают среднегодовой объем смещенных отложений и их среднегодовой размыв. В результате динамического равновесия между скоростью размыва и смещением абразионных оползней береговая линия остается практически на одном и том же месте (Емельянова, 1972). Эта закономерность свойственна и эрозионным оползням.

Среднегодовые потери от размыва отложений активных оползней и оплывин составляют около 1060 куб. м, или 0, 051 куб. м/га * год (0,102 т/га * год). Это соответствует снижению поверхности активных оползней в среднем на 1,18 мм/год. Объем ежегодно перемещаемых оползневых отложений превышает потери на два порядка. Приведенные значения оползневой денудации можно принять в качестве средних для всего XX-го века. Если исключить из расчетов площадь самого крупного, но временно стабильного в этом периоде оползня, то скорость оползневой денудации возрастет и составит 1,67 мм/год.

Процессы массового движения чехла обломков и почв. К этому подклассу склоновых процессов относятся крип и солифлюкция, развивающиеся в продуктах выветривания и почвах на склонах крутизной менее 40 градусов в разных ландшафтно-климатических условиях. Они зависят от консистенции почво-грунтов, тесно связанной с их гранулометрическим составом и влажностью (Воскресенский, 1971; Динамическая..., 1992).

Крип – очень медленное, незаметное сползание почвенно-грунтовых масс, находящихся в пластичной и полутвердой консистенции, из-за изменения объема от набухания и усадки, промерзания и оттаивания, нагревания и охлаждения при участии силы тяжести. В связи с перечисленными причинами выделяются гидрогенный, криогенный и термогенный крип (Дедков, Мозжерин, 1986), или дефлюкция, конжелифлюкция и десерпция (Воскресенский, 1971). Перемещению почво-грунтов способствуют рост и разложение корней растений, раскачивание деревьев ветром, роющая деятельность живых организмов, вынос вещества в рас-

творенном состоянии. Роль крипа в рельефообразовании менее заметная, чем у других склоновых процессов. Скорость движения почво-грунтов вниз по склонам составляет доли миллиметра и первые миллиметры в год. Она значительно возрастает на склонах, крутизна которых близка к углу естественного откоса.

Солифлюкция – течение переувлажненного почво-грунта супесчаного и суглинистого состава. Вязко-текучий грунт движется по склонам со скоростью, измеряемой сантиметрами, а жидко-текучий – метрами в год. В связи с этим, различают медленную и быструю солифлюкцию. Первая является, чаще всего, площадным, а вторая – локальным процессом. При изменении влажности и консистенции почво-грунта медленная солифлюкция сменяется быстрой и наоборот. Солифлюкционные языки похожи на оплывины, но формируются, в отличие от них, в оттаивающих отложениях. "Тропическую солифлюкцию" нужно относить, по нашим представлениям, к оплывинам.

Развитие крипа и солифлюкции в равнинной и низкогорной части Крыма сдерживается засушливостью климата. Благоприятные условия периодически возникают в холодный период и, особенно, во влажные годы с суровыми зимами, когда хорошо увлажненные почво-грунты ненадолго промерзают. В Крыму солифлюкция является нетипичным, редким процессом.

Процессы массового движения почво-грунтов проявляются на склонах совместно с делювиальным, осыпным, оползневым и суффозионным процессами, входят в состав парагенетического комплекса процессов движения делювия и коллювия. В ландшафтно-климатических условиях низкогорья Крыма крип чаще всего взаимодействует с делювиальным смывом. Оценить долю того и другого процесса в денудации склонов можно пока только примерно.

Процессы массового движения чехла почво-грунтов изучались в разных ландшафтно-климатических условиях с помощью прокрашенных створов осыпей (Толстых, Клюкин, 1984) и грунтовых реперов, заложенных в скважины и вдавленных в стенки шурфов (Дедков, Мозжерин, 1986). Исследовались гранулометрический состав, влажность и гидрофильные свойства отложений. Наблюдения проводились в разные сезоны в течение ряда лет в бассейне реки Ворон, на склонах Эчкидага и Карадага (Клюкин, Михаленок, 1995; Клюкин, 1998; Клюкин, Кордяк, 1999).

Крип.

Крип проявляется в "реголите" и почвах (Statham, 1977). Реголитом называют любые рыхлые поверхностные образования, перекрывающие коренные породы. Крип в реголите – маломощном чехле несвязных и связных, перемещенных по склонам продуктах выветривания, – происходит на денудационных склонах 3-го вида, а крип в почвах – в связном грунте на 1-2-м видах склонов. Крип в коллювии и элювиально-делювиальных отложениях является разновидностью крипа в реголите. Крип в реголите характерен на выпуклых и прямых коротких склонах ущелий, оврагов и лощин, а почвенный крип – на выпуклых и выпукло-вогнутых склонах балок и долин. Развитие первого практически не зависит, а второго – зависит от растительного покрова.

Крип в чехле реголита.

Склоны, крутизна которых близка к углу естественного откоса, выделяются в особую группу (Симонов, 1972; Симонов, Кружалин, 1990; Клюкин, Толстых, 1977). На них элювий прикрыт маломощным чехлом подвижных продуктов выветривания, практически не затронутых почвообразованием. Грунты этого чехла перемещаются, в основном, делювиальным смывом и крипом. Склоны развиваются в обстановке динамического равновесия между снижением поверхности чехла делювия и поступлением в него продуктов выветривания из подстилающего элювия.

Средняя крутизна склонов изменяется в зависимости от строения от 31 до 38 градусов, а среднее проективное покрытие растительностью, состоящей, в основном, из томилляров, колеблется от 4 до 24% *(табл. 21)*. Цоколь склонов сложен нескальными и скальными породами. Покрывающий их чехол представлен соответственно слабо связными и несвязными крупнообломочными грунтами средней мощностью 5-10 см.

Таблица 21.

Характеристика склонов с проявлениями крипа в реголите

Местоположение	Геологическое строение		Характеристика склонов		Экзогенные процессы
	Породы цоколя	Грунты чехла	Крутизна, град.	Проективное покрытие,%	
Бассейн р. Ворон	Флишевые и флишоидные отложения верхнего триаса и нижней юры	Дресвяно-супесчаный	35 / 31-38	21 / 1-30	Делювиальный смыв, крип, солифлюкция, оплывины, суффозия
Бассейн р. Ворон	Флишевые и флишоидные отложения верхней юры	Дресвяно-суглинистый	38 / 33-46	8 / 0-20	Делювиальный смыв, крип, солифлюкция, оплывины, суффозия
Хребет Эчкидаг	Флишоидные отложения верхней юры	Дресвяно-суглинистый	36 / 33-42	5 / 0-20	Делювиальный смыв, крип, солифлюкция, оплывины, суффозия
Бассейн р. Ворон	Конгломераты верхней юры	Гравий и галька с песком	33 / 32-36	4 / 2-5	Крип, подповерхностный смыв, осыпание
Карадаг	Вулканиты средней юры	Щебень и глыбы с дресвой и песком	31 / 28-36	24 / 5-30	Крип, подповерхностный смыв, осыпание

Примечание: В числителе – средние, в знаменателе – граничные значения.

Основным компонентом мезозойских флишевых и флишоидных отложений являются глины, алевролиты и аргиллиты гидрослюдистого, хлорит-гидрослюдистого и кварц-гидрослюдистого состава. Грунты чехла, лежащие на элювии этих пород, покрыты коркой с крупнообломочной отмосткой на поверхности. В них снизу вверх по разрезу и сверху вниз по склону в 1,5-2 раза возрастает количество мелкозема (менее 2 мм) и глины (менее 0,005 мм). На верхнеюрском флише от кровли элювия к чехлу и поверхностной корке сменяются, согласно классификации крупнообломочных отложений (Шеко, 1971), дресва с суглинком, дресвяно-суглинистая порода и дресвяный суглинок, а на флише таврической серии – дресва с супесью, дресвяно-супесчаная порода и дресвяная супесь. Связный дресвяный суглинок в сухом состоянии образует сравнительно прочную корку мощностью 1-10 см, а слабо связная дресвяная супесь – непрочную корку толщиной 0,5-1,0 см. Выветривание обломков пород происходит эффективнее у поверхности, что благоприятствует обогащению поверхностного горизонта реголита глинисто-пылеватыми частицами и смешаннослойными глинистыми минералами. Аргиллитоподобные глины при увлажнении незначительно набухают, разуплотняются, размокают и переходят в текучее состояние.

Сравнительно небольшое содержание глинистой фракции и преобладание в ней гидрослюд определяют низкие значения пределов пластичности и текучести, делают супеси и суглинки чехла реголита неводопрочными, быстро размокающими. Дисперсные продукты выветривания глинистых пород при влажности 22-26% ведут себя как дилатанные образования, склонные к внезапному разжижению (Аносова, Коробанова и др., 1976). Глинистые частицы перестают выполнять цементирующую функцию, грунт размокает и течет. При выпадении интенсивных ливней на сухой корке быстро формируется поверхностный сток и происходит мелкоструйчатый размыв. Часть воды проникает по трещинам под корку и вызывает суффозию в реголите. Дресвяная супесь поверхностной корки разрушается дождевыми каплями и размокает быстрее дресвяного суглинка. По мере промачивания реголита возникают условия для его массового сползания вниз по склонам.

Малая мощность реголита при большой скорости выветривания подстилающих его пылевато-глинистых пород косвенно свидетельствует о значительной скорости денудации. Грунт чехла быстро и часто промачивается и высушивается, нагревается и охлаждается, промерзает и оттаивает, изменяет консистенцию. Эти факторы определяют участие в его перемещении нескольких процессов. В связных грунтах проявляются делювиальный смыв, суффозия, гидрогенный и криогенный крип, микрооплывины и солифлюкция, а в несвязных – подповерхностный смыв, осыпание, термогенный и криогенный крип.

В микрорельефе и ландшафте есть немало признаков-индикаторов, свидетельствующих о снижении поверхности, перемещении отдельных крупных обломков и всего чехла реголита. О снижении склонов делюви-

альным смывом свидетельствуют отмостка и эрозионные борозды, микроостанцы обтекания, армированные мочковатыми корневыми системами, и обнаженные стержневые корни растений. На совместное проявление делювиального смыва и крипа указывают аккумуляция отложений у препятствий-экранов в виде микротеррас и бугорков, наклон подушковидных крон кустарничков и полукустарничков вниз по склону, распространение стержневых корней в реголите выше по склону на 10-40 см, где они "заякорены" в элювий. Кроны травянистых многолетников задерживают часть сползающего и смываемого почво-грунта, а толстые стержневые корни удерживают растения в подвижном субстрате. О перемещении обломков и всего чехла крипом свидетельствуют трещины, микробугристость и торошение корки, наклоны и разрывы дернины в связном реголите, перевернутые обломки с лишайниками на нижней стороне и наползание камней на растительность в несвязном реголите. У основания склонов отложения размываются водотоками и устойчивых аккумулятивных форм не образуют.

Процессы, происходящие на склонах, зависят от грансостава, количества и влажности мелкозема, определяющих консистенцию грунтов чехла. Из-за относительной засушливости климата влажность грунтов обычно невелика и значительную часть года они пребывают в полутвердом состоянии. Пространственно-временное изменение влажности у поверхности и подошвы дресвяно-супесчаных отложений чехла изучалось в бассейне р. Ворон (Боков, Клюкин, 1987). Во время типичной летней ясной и сухой погоды влажность изменялась от 0,7 до 3,0% у поверхности и от 4,2 до 8,2% на глубине 10 см, а во время типичной безснежной зимней погоды – соответственно от 7,1 до 18,0% и от 8,5 до 14,6%. В теплый период года влияние экспозиции на влажность выражено слабо, а в холодный период влажность грунта была выше на северных и восточных склонах.

Наблюдения за динамикой влажности дресвяных суглинков поверхностной корки чехла реголита в интервале 0-2 см, проведенные в разные сезоны года на типичном склоне южной экспозиции крутизной 36°, показали, что влажность редко и недолго превышает нижний предел пластичности *(табл. 22)*. Средняя суточная влажность достигала 15,4-20,7%. При максимальных значениях на склоне локально формировались микрооплывины. Грунт находился в пластичном состоянии гораздо чаще и дольше в холодный период года. В теплый период он терял большую часть влаги в первые сутки после дождя. Даже после выпадения осеннего обильного ливня слоем 38,0 мм влажность вскоре, к моменту отбора пробы, уже снизилась до 17,1%, через сутки уменьшилась в 2,2 раза, а через двое суток – в 4,4 раза и приблизилась к фону. В холодное время года для этого понадобилось бы около недели. В периоды наблюдений, указанные в таблице 22, осадков выпало на 8,3-81,5 % больше месячных норм, за исключением августа (12,3% от нормы).

Таблица 22.
Средняя суточная влажность поверхностного (0-2 см) горизонта дресвяных суглинков

Период наблюдений		Атмосферные осадки			Средняя суточная влажность, %		
Месяцы 1981 г.	Кол-во дней	Кол-во дождей	Сумма, мм	Суточный максимум, мм	Минимум	Максимум	Более 16%
II	26	7	32,5	9,2	1,2	20,7	34,6
III-IV	32	11	57,9	19,5	0,7	20,7	9,4
VIII	13	1	6,2	6,2	0,7	15,4	0,0
X	24	4	40,3	38,0	0,6	17,1	4,2

Глубина промачивания и влажность грунта, механизмы развития и активность процессов зависят от количества и интенсивности атмосферных осадков. Около 85% годовой суммы осадков выпадает в виде длительных обложных и кратковременных ливневых дождей. Первые характерны в течение всего года и их суточное количество редко превышает 10 мм (незначительные дожди), а вторые – в теплый период года и их суточный слой сравнительно часто превышает 10 мм (значительные дожди). Незначительные дожди только промачивают корку реголита, сопровождаются капельной эрозией и слабым приповерхностным крипом. Значительные дожди выпадают 8-20 раз в год и способны промочить отложения всего чехла, что сопровождается поверхностным и подповерхностным стоком, смывом и размывом. Они вызывают проявление в связном грунте чехла капельной эрозии и гидрогенного крипа. Ливни добавляют к ним мелкоструйчатую эрозию и образование микрооплывин.

Частая смена увлажнения и высушивания благоприятствует выветриванию обломков пород и обогащению поверхностной корки мелкоземом. При высыхании в связном грунте образуется полигональная система трещин усадки шириной 1-10 мм, что способствует проявлению крипа и перемещению корки вниз по склону. В несвязных грунтах происходит вынос мелкозема подповерхностным стоком, сопровождаемый крипом в грубообломочных отложениях чехла.

Экстремальные жидкие атмосферные осадки вызывают массовое сползание и оплывание, значительный размыв грунта. Так было, например, во время непрекращающегося обложного дождя в сентябре 1991 г., излившего за 53 часа 167,0 мм в Вороне и за 24 часа 258,4 мм на Карадаге, а также в июне 1977 г., когда за два ливня на склоны Эчкидага и Карадага выпало 89,4 и 88,4 мм осадков.

Снег обычно перераспределяется ветром, лежит неравномерно и недолго, покрывает непромерзсшие и промерзсшие грунты чехла. При его быстром таянии происходит поверхностный и подповерхностный смыв и размыв. При медленном таянии в непромерзсших связных грунтах проявляются гидрогенный крип и микрооплывины, а в протаивающих – криогенный крип и солифлюкция. Эти процессы нередко происходят активнее

на склонах "теплых" экспозиций, куда ветры северных румбов перемещают снег.

Условия холодного периода больше благоприятствуют проявлению крипа, а теплого периода – делювиального смыва. Эти процессы активизируются в холодные зимы и во влажные периоды. В густо- и глубоко расчлененном горном рельефе склонам свойственна большая мозаичность гидротермических условий и многообразие механизмов перемещения грунта.

Активность делювиального смыва характеризуется скоростью снижения поверхности, а крипа – скоростью сползания чехла грунта вниз по склону. Движение дресвяно-супесчаного реголита в направлении наклона было оценено по перемещению деревянных цилиндров в пяти скважинах, находившихся на линии профиля в верхней, средней и нижней частях овражных склонов крутизной 35 градусов и длиной 30 м (южная экспозиция), 40 градусов и 10 м (северная экспозиция). Эксперимент осуществлен в засушливые и нормальные по увлажнению годы (1.5.1982 г.-1.5.1985 г.), когда выпало 78,4-95,6 % средней годовой нормы осадков. Он показал, что весь чехол отложений мощностью 9-11 см снижался и сползал. Выявлено быстрое нарастание скорости снизу вверх по разрезу, сверху вниз по склону и от "холодных" к "теплым" экспозициям. На склоне северной экспозиции грунт перемещался, в основном, крипом со средней скоростью от 3,0 до 19,0-42,7 мм/год, возраставшей от подошвы к кровле чехла отложений. На склоне южной экспозиции грунт сползал со скоростью от 1-2 мм/год на глубине 9-10 см до 4,3-24,0 мм/год на глубине 4-5 см. Верхняя часть отложений перемещалась на 96,7-1466,7 мм/год делювиальным смывом, крипом, солифлюкцией, микрооплывинами, а также домашними животными, периодически выпасающимися на этих склонах. Деревянные цилиндры были вымыты из реголита и оказались на поверхности. Средняя скорость сползания грунта на склоне северной экспозиции составила 15,4 мм/год, на склоне южной экспозиции – 110,4 мм/год, а по всем экспериментам – 72,4 мм/год, или 50,7 куб. см/ см*год.

Для выявления доли делювиального смыва и крипа в денудации склонов, покрытых чехлом реголита, был оборудован створ из гвоздей длиной 5 см, вдавленных по шляпку перпендикулярно к поверхности в корку из дресвяного суглинка. Створ пересекал поперек все элементы микрорельефа нижней части типичного короткого (10 м) склона крутизной 37-38 градусов. За год все гвозди были частично вымыты из грунта, смещены и наклонены книзу под углами 20-85°. Их препарировка из отложений была связана, в основном, с делювиальным смывом, а наклон и перемещение вниз – с крипом. Эти процессы проявились неравномерно из-за различий микрорельефа, контролирующего распределение стока и влажности грунта. В эрозионных бороздах и ложбинках преобладал размыв, а на водораздельных пространствах между ними – крип. Скорость денудации возрастала от водоразделов к тальвегам. Делювиальный смыв снизил поверхность на 2-35 мм/год (в среднем на 20 мм/год), а крип пере-

местил верхнюю половину слоя реголита в направлении наклона на 10-81 мм/год (в среднем на 46 мм/год).

Средняя объемная скорость делювиального смыва составила около 0,02 куб. м/кв. м*год, а крипа – 0,002 куб. м/кв. м*год, т.е. на порядок меньше. Период наблюдений охватывал вторую половину очень сухого 1989 г. и первую половину очень влажного 1990 г. Количество осадков, выпавших за это время, хотя и составило 84,7% от годовой нормы, но условия холодного периода весьма благоприятствовали активному проявлению струйчатого размыва и крипа. Средняя скорость снижения таких склонов обычно меньше (Клюкин, 1998). Доля делювиального смыва и крипа будет оценена ниже, при анализе делювиального процесса.

Основная часть склонов, покрытых чехлом реголита, образовалась во второй половине голоцена на месте обрывистых бортов оврагов. Эволюция таких склонов рассматривалась на моделях (Трофимов, 1974; Поздняков, 1988). Склоны осыпного сноса отступали и замещались склонами с проявлением делювиального смыва и крипа. Это возможно при ослаблении глубинной эрозии. Временные водотоки тратили значительную часть своей энергии не на углубление оврагов, а на размыв и транспортировку коллювия притальвежных осыпей. При современной скорости осыпного сноса и отступания бортов оврагов, сложенных податливыми мезозойскими породами, замещение одного склона другим могло произойти примерно за одну тысячу лет. Уменьшение сноса со склонов в процессе их выполаживания сопровождалось уменьшением твердого стока и активизацией глубинной эрозии, в результате чего под склонами, покрытыми реголитом, – чехлом дефлюкционно- и десерпционно-делювиальных отложений, – сейчас формируются новые эрозионные врезы с обрывистыми склонами и притальвежными осыпями. Склоны с чехлом реголита (склоны 3-го вида) являются промежуточным звеном на пути преобразования обрывистых осыпных склонов, сложенных коренными породами (склонов 4-го вида), в менее крутые склоны, покрытые почвами (склоны 2-го вида).

Крип в коллювии осыпей.

На склонах хребтов, в оврагах и на побережье встречаются мелкие и сравнительно крупные, размываемые и неразмываемые, закрепленные и незакрепленные, подвижные и неподвижные осыпи, питающиеся крупнообломочными продуктами выветривания вулканитов, известняков, конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин.

Они имеют треугольную, трапециевидную, глетчеровидную форму, лежат в виде пятен, чехлов и шлейфов. В низкогорье Крыма характерны мелкие маломощные притальвежные и береговые, размываемые временными водотоками и морем подвижные осыпи треугольной и трапециевидной формы в плане крутизной 32-38 градусов, состоящие из дресвы, щебня и мелких глыб аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей и других осадочных пород.

Небольшие маломощные осыпи-пятна покрывают склоны Берегового хребта Карадага. Они состоят из уплощенных и изометричных обломков вулканитов поперечником 1-50 см, которые отделились от пород цоколя и упали с вышележащих обрывов.

Глетчеровидные осыпи вытянуты вдоль крутого (30-36 градусов) дна ложбин и желобов, расчленяющих крутые склоны хребтов и гряд. Они питаются обломками, поступающими с обрывов, осыпей-пятен и каменных россыпей чехла реголита, подвергаются воздействию ливневых и талых вод, стекающих с водоупорной поверхности окружающих скал.

Осыпи-шлейфы и чехлы встречаются на склонах Святой горы, Малого Карадага и Берегового хребта. Это наиболее крупные и мощные неразмываемые образования. Поверхностный горизонт их коллювия состоит из мелких глыб и крупного щебня. С глубиной размер обломков уменьшается. Некоторые осыпи этой группы, вероятно, унаследованы с позднего плейстоцена-раннего голоцена. Активность сохранили только их верхние части протяженностью до 150 м, получающие скудное питание. При неподвижном коллювии поверхность уже была бы полностью, а не частично покрыта почвой и растительностью. Зарастание осыпей и ослабление гравитационных процессов связано с выполаживанием и уменьшением площади обрывистых склонов.

О движении коллювия осыпей свидетельствуют перевернутые обломки с лишайниками на нижней стороне, торошение камней у деревьев и других препятствий. Перемещаются отдельные обломки, группы обломков или же все обломки по поверхности, нижнему горизонту коллювия или цоколю осыпи. Нарушение равновесия связано с увеличением массы, уменьшением сцепления и трения, шевелением обломков при колебаниях температур, размывом части отложений, механическим воздействием струй воды, диких и домашних животных, свалившихся сверху камней и другими причинами. В несвязном грубообломочном коллювии, так же как и в несвязном реголите склонов 3-го вида, проявляются крип и подповерхностный смыв мелкозема.

Мониторинг за движением обломков по поверхности осыпей осуществлялся на Карадаге с помощью метода прокрашенных створов (ПС) – по деформации прямой линии, нанесенной поперек осыпи белой масляной краской и зафиксированной у краев колами или метками на выступах коренных пород (Толстых, Клюкин, 1984; Клюкин, Михаленок, 1995). В створах находилось от 10 до 107 щебнисто-мелкоглыбовых обломков. Величину их перемещения определяли с помощью рулетки с точностью ± 1 см от шнура, натянутого между краями створа. Измерения проводили ежегодно в начале весны и в конце лета в течение 5-14 лет на типичных осыпях, состоящих из обломков вулканических пород. Из отношения суммы смещений меченых обломков к общему их количеству устанавливали среднюю дальность перемещения частиц (X) каждого прокрашенного створа за период длительностью T. Так как продолжи-

тельность периодов была разной (от 108 до 549 дней), то среднюю годовую скорость перемещения обломков (V) рассчитывали по формуле:

$$V = (X \times 365) / T$$

Для объяснения изменения скорости движения обломков использовали сведения о режиме выпадения атмосферных осадков и скорости денудации обрывов, сложенных вулканитами.

В 1986 г. были оборудованы для наблюдений ПС 50-52, в 1990 г. – ПС 54-55, в 1991 г. – ПС 57. Створы 51, 54 и 55 находились на осыпях-шлейфах и чехлах в ущелье Гяур-Бах и на горе Малый Карадаг, 52 и 57 – на осыпях-пятнах в ущельях Гяур-Бах и Кая-Кошла, 50 – на глетчеровидной осыпи в ущелье Кая-Кошла *(табл. 23).* Все осыпи располагались на склонах "теплых" экспозиций в пределах абсолютных высот 300-430 м. Крутизна поверхности у ПС была на 5-20% меньше угла естественного откоса, травянистое покрытие не превышало 5%. По этим признакам осыпи отнесены к потенциально подвижным образованиям.

По результатам наблюдений осыпи разделены на слабо подвижные (ПС 51, 54, 55), умеренно подвижные (ПС 52, 57) и очень подвижные (ПС 50). Средняя скорость перемещения обломков по поверхности этих осыпей за время наблюдений составила соответственно 24, 54 и 226 мм/год, т.е. различалась в несколько раз.

Таблица 23.
Характеристика прокрашенных створов осыпей

№ ПС	Характеристика осыпей			Характеристика прокрашенных створов				
	Местопо-ложение	Длина, м	Мощность, см	Участок	Крутизна, град.	Длина, м	Кол-во меченых частиц, шт.	Размер обломков, см
50	Ущ. Кая-Кошла	12	20	Средн.	36	4,2	75	2-20
51	Ущ. Гяур-Бах	40	35	Нижн.	32	4,5	10	20-40
52	Ущ. Гяур-Бах	60	30	Нижн.	33	4,0	15	10-30
54	Г. Малый Карадаг	100	80	Верхн.	34	7,0	61	5-30
55	Г. Малый Карадаг	150	50	Верхн.	32	7,0	107	2-25
57	Ущ. Кая-Кошла	45	20	Нижн.	33	3,0	35	10-20

Основной механизм движения представлял собой себя скольжение обломков или групп обломков по цоколю или нижележащему коллювию. Только некоторые меченые частицы за время эксперимента были перевернуты вследствие качения по осыпи. Минимальное расстояние, на которое переместились обломки, колеблется от 0 до 10 мм, максимальное – от 430 до 440 мм. Многолетняя средняя скорость составила 84 мм/год.

В рядах наблюдений чередуются периоды замедления и ускорения движения. Во время первых скорость была меньше, а во время вторых – больше средней многолетней скорости, рассчитанной для каждой осыпи. В режиме перемешения обломков прослеживаются синхронные и асинхронные события. Первые свойственны большинству осыпей, а вторые – отдельным осыпям. Синхронные этапы нарастания движения отмечены в теплые и холодные периоды, например, с 11.8.1988 г. по 23.4.1989 г. и с 16.3.1992 г. по 25.7.1992 г. Эти периоды не отличались большим увлажнением, значительными суточными осадками и высокой скоростью денудации обрывов, но им предшествовали периоды с такими условиями. Ускорение движения может происходить, вероятно, с некоторым запаздыванием – после событий, с которыми их можно сопоставить.

Асинхронность в режиме движения обусловлена индивидуальными различиями состава и мощности коллювия, крутизны поверхности, увлажнения, питания обломками и т.д. Так, например, вся приосевая часть осыпи ПС 50, находившаяся в ложбине, в период с 2.8.1990 г. по 15.3.1991 г. соскользнула по цоколю в водосборную воронку оврага на 3,5-4,4 м от линии створа. Экстремальное перемешение большой группы обломков, после которого дальнейшее наблюдение за динамикой осыпи оказалось невозможным, произошло во время ливней 13.8.1990 г. (45,9 мм), 4.9.1990 г. (62,9 мм) и дождя со снегом 17.12.1990 г. (80,9 мм). Тогда был обильный сток со склонов и происходили камнепады.

Между среднегодовой скоростью движения обломков осыпей и годовой суммой атмосферных осадков существует умеренная связь. Коэффициент корреляции составил 0,42. Во влажных субтропиках Абхазии, в отличие от засушливых условий Карадага, характерная скорость движения обломков по поверхности крупной осыпи была больше (0,3-0,8 м/год) и связь движения с годовой суммой атмосферных осадков была более тесной (Хмелева, Виноградова и др., 2000). В умеренном климате Канады движение щебня на склонах круче 28-30 градусов происходило при колебании дневных температур у точки замерзания воды, когда вокруг обломков образовывалась тонкая ледяная корочка, ослабляющая силы трения и сцепления (Hetu B., Van Steijn H., Vandelac P., 1994).

Сравнительно мощные осыпи-шлейфы и чехлы относятся к категории слабо подвижных неподрезаемых (ПС 54, 55) и подрезаемых (ПС 51) осыпей. Для них характерно движение частицами. Они теряют сцепление из-за шевеления коллювия от термогенного, а иногда и криогенного крипа, вызванного промерзанием-протаиванием влажного мелкозема, скопившегося у подошвы коллювия в результате длительной дезинтеграции крупных обломков пород. Этот мелкозем перераспределяется подповерхностным стоком, что также может влиять на движение крупных частиц. В перемещении обломков участвуют дикие кабаны, косули и другие дикие животные, о чем свидетельствует обилие перевернутых камней у скотьих троп.

Умеренно подвижные осыпи-пятна (ПС 52, 57) лежат на склонах между уступами. Им свойственно скольжение, реже – скатывание отдельных камней и групп обломков. На движение влияют камнепады и атмосферные осадки. Оно ускоряется во влажные периоды или после них с некоторым запаздыванием. Дождевые и талые воды уменьшают трение и сцепление, увеличивают массу обломков, а камнепады выводят их из состояния равновесия. Меченые обломки ПС 52 переместились на максимальное расстояние (515 мм) после периода, когда атмосферные осадки превысили норму на 18% и в течение четырех суток выпадали слоем 30 мм и более. На ПС 57 максимальное перемещение обломков (167 мм) также совпало с периодом значительного увлажнения, когда годовые осадки превысили норму на 40%. В том и другом случаях отмечалась активизация камнепадов на Береговом хребте Карадага.

Маломощным глетчеровидным осыпям, расположенным в ложбинах и желобах (ПС 50), свойственны большие амплитуды и разнообразие движения – в виде отдельных частиц, групп обломков или слоя обломков по ложу. Между скоростью движения и годовыми суммами осадков существует слабая корреляционная связь (0,31). Значительные массовые перемещения обломков были связаны не столько со слоем выпавших осадков, сколько со стоком, вызванным отдельными ливнями или таянием снега. Поверхностный и подповерхностный сток уменьшает трение и сцепление, удаляет из коллювия мелкозем, нарушает равновесие обломков. Обильные суточные осадки в конце 1990 г. спровоцировали массовое смещение обломков осыпи в среднем на 1110 мм. После экстремального дождя 2.9.1991 г. (278 мм) вся нижняя часть осыпи соскользнула в водосборную воронку оврага. Ниже по тальвегу обломки не перемещались, что свидетельствует об их соскальзывании, а не размыве. Они двигались группами с умеренной скоростью, о чем свидетельствуют хорошо сохранившиеся травянистые растения, произраставшие в трещине пород гладкого цоколя осыпи.

Под крутыми склонами, сложенными мезозойскими флишевыми и флишоидными отложениями, формируются небольшие размываемые осыпи треугольной и трапециевидной формы. Поверхностный горизонт коллювия этих осыпей мощностью 5-10 см, содержит около 4% глинисто-пылеватых частиц и его свойства определяются сцеплением дресвы и щебня. В условиях длительной сухой погоды, когда влажность отложений этого горизонта уменьшается до 2-3%, происходит соскальзывание обломков и групп обломков в виде “сухого” крипа.

В теле осыпей с глубины более 5-10 см содержание пылеватого суглинка возрастает в 3-4 раза в результате просеивания и вымывания мелкозема из поверхностного горизонта, дезинтеграции крупных обломков (Клюкин, Новиков и др., 1981). В увлажненном коллювии проявляется некоторая связность и при крутизне, близкой к углу естественного откоса, происходят движения типа “мокрого” крипа (Московкин, Клюкин

и др., 1987). Подошва "активного" слоя при этом механизме движения находится на глубине 10-30 см.

Кратковременное перемещение обломков "сухим" и "мокрым" крипом вызывается положительным балансом коллювия и возрастанием крутизны поверхности в верхней части осыпи, подрезкой осыпи снизу и ударным воздействием камней, упавших сверху. В последнем случае происходит быстрое смещение группы обломков сравнительно сухого верхнего горизонта коллювия на расстояние до 1 м и более. Возможны и другие причины массового движения обломков, связанные с колебаниями температуры и влажности грунта, капельно-ударным воздействием дождя и т. д. От удара дождевых капель дресва перемещается вниз "капельным крипом". Во время типичной безснежной зимней погоды "сухой" крип наблюдался визуально на поверхности небольшой осыпи 4 раза в течение часа. На расстояние 1-50 см тогда соскользнуло около 1 кг дресвы и щебня. Крип перемещает коллювий осыпей к подножью склонов, где он размывается водотоками и прибоем.

По соотношению приходной и расходной статей баланса коллювия выделяются нарастающие, равновесные и исчезающие осыпи. У первых расход меньше, у вторых равен, а у третьих – больше поступления коллювия из области питания. Неразмываемые и слабо размываемые осыпи, находящиеся под Липаритовым утесом и скалой Пилотка, на склонах гор Малый Карадаг и Делямет-Кая, являются слабо нарастающими образованиями. Они получают незначительное питание с крутых склонов, сложенных устойчивыми к выветриванию липаритами, андезитами, известняками. Часть осыпей, формирующихся на склонах хребтов и гряд, существует в условиях равновесного баланса, а осыпи, расположенные на морском берегу, у тальвегов оврагов и в эрозионно-осыпных желобах, относятся к категории размываемых исчезающих осыпей. Многочисленные небольшие осыпи у мыса Хамелеон и в овраге Черный ежегодно частично или полностью размываются морем.

Осыпи занимают 0,12% площади балансового участка. Здесь, так же как и во всей низкогорной части Крыма, доминируют небольшие размываемые исчезающие осыпи. Среднегодовые потери коллювия подрезаемых осыпей рассчитывались по методу М.И. Ивероновой (1969). Они теряют ежегодно в результате проявления крипа и последующего размыва 164 куб. м коллювия. Эти потери составляют около 1% всего подвижного слоя осыпей, в котором коллювий перемещается крипом. В расчетах не учитывались небольшие исчезающие осыпи морского берега.

Почвенный крип.

В результате повторного микронивелирования площадок, устроенных на склонах для изучения делювиального процесса, было выявлено, что в холодное время года происходит общее повышение, а в теплое – снижение поверхности, свидетельствующее о проявлении гидротермических движений, вызванных изменением объема почво-грунтов от набухания-

усадки, нагревания-охлаждения и промерзания-оттаивания (Новиков, Клюкин, 1989). Внутригодовая динамика микрорельефа отражает сложную картину снижения и повышения земной поверхности, которую обычно интерпретируют как смену денудации и аккумуляции.

Поиск закономерностей начали с линейного сглаживания результатов по трем ординатам и составления по ним графика *(рис. 14)* с целью выявить тренд. Для этого использовали данные измерений 1981-1985 гг. на склонах 1-3-го видов, сложенных флишевыми отложениями верхнего триаса-нижней юры (таврическая серия) и титонского яруса верхней юры. На рисунке видно, что трендовая компонента в анализируемых рядах отсутствует, но отчетливо прослеживается гармоническая составляющая с периодом около одного года. В холодное время фиксируется общее повышение, а в теплое – снижение поверхности склонов. Поверхность повышалась до 3,9 мм (таврический флиш), 2,8 мм (титонский флиш) и снижалась соответственно до 2,9 и 2,7 мм. Максимальная амплитуда колебаний, зарегистрированная за 5 лет, составила на склонах 1-го вида – 13,2, 2-го – 15,9 и 3-го – 10,3 мм. В том же направлении теоретически должно уменьшаться набухание и увеличиваться размокание почво-грунтов из-за снижения в них содержания мелкозема, глинистой фракции (с 21,1 до 8,3%) и разбухающих смешаннослойных образований.

Кривые, изображенные на рисунке 14, однотипны для склонов всех трех видов, образованных как на таврическом, так и на титонском флише, что свидетельствует о влиянии на перемещение земной поверхности одних и тех же главных факторов. В холодный период года поверхность повышается и максимум повышения обычно приходится на декабрь-февраль. В эти прохладные месяцы почво-грунты обладают сравнительно высокой влажностью, могут кратковременно и неглубоко промерзать. В теплый период года, при значительном иссушении почво-грунтов, поверхность склонов снижается. Закономерно повторяющиеся из года в год гармоники перемещения поверхности склонов свидетельствуют, очевидно, не столько о смене денудации и аккумуляции, как их обычно интерпретируют, сколько о проявлении гидротермических движений, связанных с изменением объема почво-грунтов от набухания-усадки, нагревания-охлаждения и промерзания-оттаивания. Теоретически они должны сопровождаться проявлением крипа.

Гидротермические движения, обусловленные сезонной, погодной и суточной динамикой температуры и влажности почво-грунтов, определяют внутригодичную динамику крипа. Значительные и контрастные колебания температуры и влажности отмечаются до глубины 40 см и создают условия для развития крипа в этом слое. Теоретически крип должен усиливаться в холодный и ослабевать в теплый период года (Боков, Клюкин, 1987).

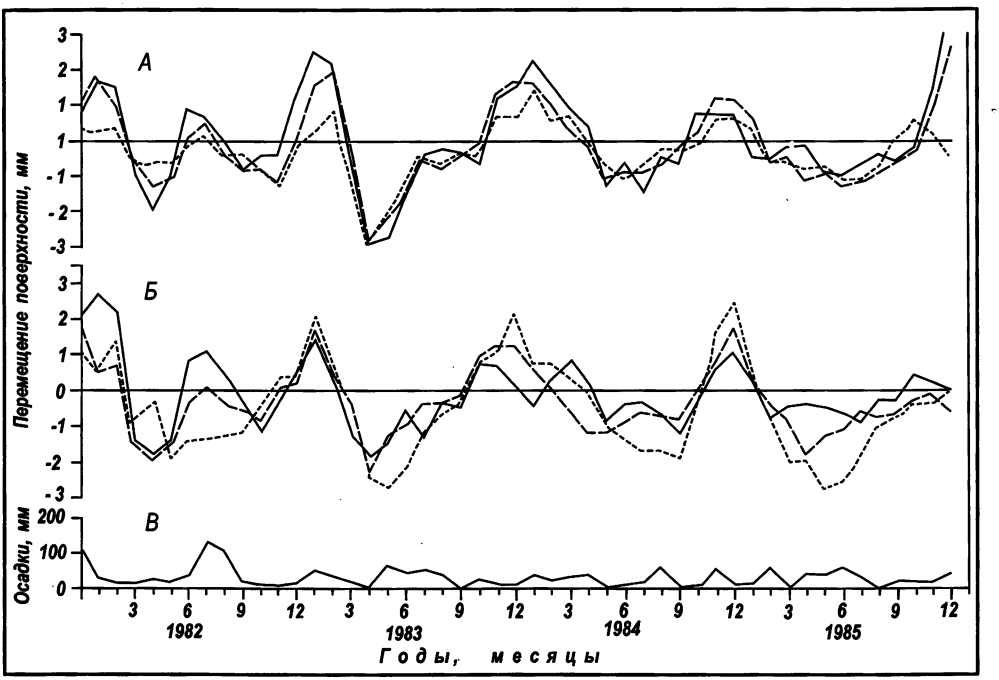


Рис. 14 График вертикального перемещения поверхности денудационных склонов 1-го (1), 2-го (2), 3-го (3) вида на таврическом (А) и титонском (Б) флише (по сглаженным данным), и хода атмосферных осадков (В) в 1982 – 1985 гг.

По амплитуде вертикального перемещения (h) и крутизне земной поверхности (a) рассчитывается возможное предельное сползание почво-грунта (l) в направлении наклона: $l = h \times tg\ a$. Вертикальные гидротермические движения поверхности склонов 1-3-го видов в области распространения флиша таврической серии составляют соответственно не менее 4, 3 и 2 мм, что в известной мере отражает уменьшение содержания в почво-грунтах мелкозема и глины. Смещение почво-грунтов вниз по склонам средней крутизной 11, 24 и 35 градусов может достигнуть 0,8, 1,3 и 1,4 мм. Многочисленные погодно-синоптические и суточные циклы колебания температуры и влажности благоприятствуют более интенсивному сползанию поверхностного горизонта, но крип на склонах 1-2-го видов сдерживается корневыми системами растений. На склонах 3-го вида, где растительный покров развит слабо, крип проявляется очень интенсивно, что подтверждено результатами экспериментов.

Предпосылки для развития крипа есть и в лугово-степном поясе низкогорья, где морфологические и литологические признаки свидетельствуют о пучении почв и вымораживании из них на поверхность крупных обломков. Эти процессы проявляются эффективнее в среднегорье на платообразных поверхностях яйл (Вахрушев, Клюкин, 2001). Пучение почв и вымораживание обломков должно сопровождаться на склонах криогенным крипом, но его проявление в лугово-степном поясе низкогорья экспериментально не доказано.

В результате смены набухания и усадки в связных почво-грунтах в жаркий период года образуются трещины усыхания глубиной 1-100 см и шириной 0,1-2,0 см, ограничивающие блоки четырех-пяти-шестиугольной формы в плане поперечником 5-200 см. Трещины характерны в сухой маломощной суглинистой корке на склонах 3-го вида в бедлендах. Они образуются также во время длительных засух в коричневых суглинистых почвах степного пояса. Трещины усыхания являются косвенным признаком и одной из причин проявления крипа. Они открывают доступ воде в глубокие горизонты почво-грунтов.

Почвенный крип изучался в 1986-2005 гг. на Карадаге и в бассейне реки Ворон в 17 пунктах по смещениям белых пластмассовых пластинок поперечником 2-3 см, вдавленных вертикально вдоль линии отвеса через 5-10 см в боковые стенки шурфов. Двенадцать экспериментов (ШК 0-11) было заложено в коричневых почвах степного и лесостепного поясов на абсолютной высоте 60-260 м и пять (ШК 12-16) – в буроземах под дубовым лесом на высоте 330-400 м. Для экспериментов были выбраны типичные выпуклые и выпукло-вогнутые балочные и долинные склоны разных экспозиций крутизной 10-30 градусов. Ход процесса контролировался 3-4 раза. Длительность экспериментов составила 12-19 лет. Этот временной интервал охватывал годы благоприятные и неблагоприятные по гидротермическим условиям для развития процесса, годы с атмосферными осадками меньше нормы до 37-39% и больше нормы до 54-73%.

Внешние признаки проявления почвенного крипа были обнаружены только в двух пунктах – на склоне балки под степной растительностью (ШК 5) и на склоне лощины, покрытом кустарниками (ШК 8). В этих пунктах экспериментально зафиксированы самые большие скорости сползания почв.

Верхние горизонты коричневых и бурых почв по гранулометрическому составу относятся соответственно к дресвяным пылеватым суглинкам и пылеватым суглинкам с дресвой. Медианный размер частиц в них составляет 0,04 и 0,01 мм. Интегральные кривые гранулометрического состава почв на склонах 1-2-го видов похожи на кривые грансостава реголита на склонах 3-го вида, но в почвах возрастает содержание мелкозема и уменьшается количество крупных обломков. В интервале 0-25 см содержание глины в коричневых почвах составляет 19,1-32,6% (среднее 25,9%), в буроземах – 28,4-43,0% (среднее 34,6%), а дресвы и щебня – соответственно 19,9-38,6% и 0,1-10,1%. Количество крупнообломочного материала возрастает сверху вниз по профилю. В том же направлении снижаются значения пределов и числа пластичности. По числу пластичности почвы относятся к пластичным суглинкам *(табл. 23)*.

Глинистые минералы почв, также как и реголита, представлены гидрослюдами и хлоритом, которым свойственна низкая адсорбционная способность, определяющая слабое набухание при увлажнении. Верхний горизонт почв хорошо промыт дождевыми и талыми водами. В нем содержится в среднем 0,036% воднорастворимых солей

содержится в среднем 0,036% воднорастворимых солей гидрокарбонатного состава с участием сульфатов и хлорида натрия.

Наименьшая влагоемкость коричневых среднещебнистых почв колеблется от 23,0 до 31,4%, а буроземов – от 38,4 до 80,7% (Половицкий, Гусев, 1987). Водоудерживающая способность уменьшается сверху вниз по профилю. Полная влагоемкость бурых почв имеет наибольшую влажность в интервале 0-10 см и резко падает на глубине 20-30см.

Таблица 23.
Характеристика пластичности почв в интервале 0-25 см

Почвы	Верхний предел пластичности			Нижний предел пластичности			Число пластичности		
	Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Средн.
Коричневые	27,9	41,2	34,4	19,4	28,2	22,0	8,5	14,7	12,4
Буроземы	42,0	62,9	50,8	26,4	45,7	34,3	14,5	20,7	16,6

Летом различия влажности почв на склонах разной экспозиции невелики вследствие общего иссушения, а зимой и в переходные сезоны года лучше увлажнены почвы на северных и восточных склонах (Боков, Клюкин, 1987). В типичные жаркие летние дни влажность коричневых почв у земной поверхности в горной лесостепи составляла 3,0-4,5%, а на глубине 10 см – 5,0-8,5%. Во время типичной безснежной зимней погоды она возрастала до 20-22%. Зимой и ранней весной влажность буроземов в интервале 0-30 см под дубовым лесом в бассейне реки Ворон изменялась от 20,3 до 47,1%. На глубине 50-80 см она снижалась до 13,2-17,6%. На территории Карадагского ландшафтно-экологического стационара влажность поверхностного горизонта почв в интервале 5-10 см в холодный период года за 8 лет наблюдений достигала под степными сообществами 25,5-30,2%, а под лесом – 28,8-39,3%. Климатические условия и гидрофильные свойства почв благоприятствуют развитию гидрогенного и криогенного крипа в холодный период года, особенно, в интервале 0-30 см и на склонах северной экспозиции.

За первые 6-13 лет почвенный крип отчетливо проявился во все периоды наблюдений только в трех из семнадцати шурфов, то есть в 18% экспериментов *(табл. 24)*. Они находились в степных и лесостепных ландшафтах на задернованных и покрытых кустарниками склонах "холодных" экспозиций. Корневые системы травянистых растений хорошо армируют верхние 5-10 см почвы, глубже распространяются только отдельные стержневые корни. Содержание глины и число пластичности в слое движения оказалось выше среднего на 11%. Какими-то другими специфическими условиями эти склоны от других не отличались. Возникло предположение, что из-за малой скорости, соизмеримой с ошибками измерений, проявление крипа на них может быть

выявлено только через сравнительно продолжительное время. В связи с этим период контроля экспериментов увеличился с 2-3-х до 5-6 лет.

За все время наблюдений крип был обнаружен в интервале от 0,0 до 0,2-0,5 м в 53% экспериментов (степь-50%, лесостепь – 60%, лес – 40%). Его скорость постепенно уменьшалась сверху вниз с 0,3-3,2 до 0,1-0,0 мм/год. Эпюра движения однотипная, характерная для склонов с сезонным проявлением процесса. Средняя скорость движения и объем смещенной почвы рассчитывались соответственно из отношения площади эпюры к глубине смещения и произведения площади эпюры на длину участка по простиранию (Дедков, Мозжерин, 1986). Средняя скорость сползания почв в степных и лесостепных условиях составила 0,44 мм/год (1,63 куб. см/см*год), а под лесом – 0,30 мм/год (1,42 куб. см/см*год). Значения колебались в пределах одного порядка – от 0,1 до 0,9 мм/год (0,20-3,20 куб. см/см*год). В большинстве экспериментов это был суммарный результат проявления крипа за все время наблюдений – 12-19 лет. Скорость процесса оказалась меньше расчетной. Расчетная скорость – "это тот предел, к которому стремится крип, но никогда не может его достичь без помощи иных процессов" (Дедков, Мозжерин, 1986, с. 88).

В степи и лесостепи крип охватил коричневые почвы до глубины 20-45 см *(табл. 24)*. В этом интервале эффективнее проявляются суточные и сезонные колебания температуры и влажности. С ними связаны изменения объема почв от набухания-усадки и нагревания-охлаждения, а иногда – промерзания-оттаивания. Гидротермические движения интенсивнее в холодный период года. В экспериментах, где крип фиксировался во все периоды наблюдений, его средняя скорость удовлетворительно коррелировалась со средней суммой атмосферных осадков за ноябрь – апрель. В теплую часть года осадков выпадало больше, но они быстро расходовались на испарение, транспирацию, поверхностный сток и промачивали только верхний горизонт почв, армированный корнями. В холодный период года почва глубже увлажнялась дождевыми и талыми водами, а иногда промерзала на 10-30 см, что благоприятствовало развитию крипа. Так как влажность почв во все сезоны была выше на склонах "холодных" экспозиций, то они и выделились проявлениями крипа.

В буроземах под дубовым лесом крип обнаружен в двух шурфах через 16 лет после начала эксперимента в интервале 0,0-0,5 м. Они находятся на одном склоне балки крутизной 22-27 градусов, который лучше других увлажняется зимой талыми водами. В лесном поясе крип сдерживается корнями деревьев и кустарников (максимальная плотность в интервале 0,0-0,4 м). Лесная подстилка сглаживает амплитуды колебания температуры и влажности почв в этом слое.

На склонах под дубовыми, дубово-грабовыми и буковыми лесами не удалось выявить внешние признаки проявления почвенного крипа. Локальные прикомлевые изгибы стволов деревьев вниз по склону связаны не с крипом, а с тягой крон к световому окну. У тыловых швов голоценовых террас и на старых заброшенных лесных дорогах практически нет отложений, перемещенных со склонов. У подошвы буроземов, вскрытых протяженной канавой, не обнаружен горизонт "кос", характерный для дефлюкционных склонов. Но эти факты не позволяет пока однозначно су-

дить о наличии или отсутствии почвенного крипа под лесом и в других ландшафтах, где он экспериментально не доказан. Из-за очень малой скорости процесс может быть выявлен через более продолжительный период времени, чем 12-19 лет.

Таблица 24.
Скорость почвенного крипа

Пояс	Номер шурфа (ШК)	Крутизна, град.	Экспо-зиция	Кол-во лет	Интерва , см	Средняя скорость	
						мм/год	куб.см/см*год
Степной	0	20	ЮЮВ	15	-	-	-
	5	22	С	15	0-40	0,8	3,2
Лесостепной	1	17	ССВ	12	0-20	0,1	0,2
	2	24	ССВ	12	-	-	-
	3	14	ЮЮВ	12	0-45	0,5	2,25
	4	13	ЮВ	12	-	-	-
	6	32	СЗ	13	0-40	0,4	1,60
	7	25	СЗ	13	0-25	0,2	0,50
	8	30	ССЗ	19	0-35	0,9	3,15
	9	15	ЮЗ	19	-	-	-
	10	10	ЮЗ	19	-	-	-
	11	15	СЗ	19	0-25	0,2	0,50
Лесной	12	11	В	17	-	-	-
	13	22	З	16	0-50	0,3	1,5
	14	27	З	16	0-45	0,3	1,35
	15	29	ВЮВ	16	-	-	-
	16	22	ВЮВ	16	-	-	-
Среднее:						0,4	1,58

****Примечание: прочерк означает, что крип не обнаружен.*

Денудация склонов крипом рассчитана из произведения средней объемной скорости на длину фронта размыва *(табл. 25).*

Таблица 25.
Денудация склонов крипом

Процесс	Средняя скорость		Длина фронта размыва, км	Денудация	
	мм/год	куб. см/см*год		куб. м/год	т/год
Крип в реголите	72,4	50,7	5	25	40
Крип в осыпях	24-226	115,6	9	104	166
Почвенный крип	0,4	1,6	220	35	46
Всего:			234	164	252

Из таблицы 25 следует, что максимальная скорость свойственна крипу в коллювии осыпей, а минимальная – почвенному крипу. Но склоны, покрытые осыпями и реголитом, занимают ничтожно малую площадь по сравнению со склонами, покрытыми почвами. Только в некоторых оврагах и ущельях их площадь составляет 10-50% площади бассейна.

Поскольку почвенный крип был обнаружен на склонах "холодных" экспозиций средней крутизны, то в расчетах учитывались преимущественно они. Склоны крутизной 15-30 градусов занимают 50% площади балансового участка, а склоны холодных экспозиций – 20% от их площади, то есть около 2000 га. При средней густоте расчленения 5-6 км/кв. км и средней длине склонов 50 м протяженность фронта их размыва составит около 220 км.

Доля площади склонов с крипом в реголите и коллювии осыпей составляет по 1,2%, а с почвенным крипом – 97,6%. С них удаляется ежегодно соответственно 15,9, 65,9 и 18,2 % из 252 т отложений, а перемещается на порядок больше. В XX-м веке крип снижал склоны со средней скоростью 0,008 мм/год.

Крип проявляется интенсивнее в криолитозоне и гумидном климате. Полученные нами сведения подтверждают существующие представления о низкой скорости почвенного крипа в засушливых условиях (Джеррард, 1984; Yahn, 1992). В Поволжье средняя скорость процесса составляет 1,0-1,5 мм/год (1-20 куб. см/см*год), она уменьшается от лесостепной зоны к северу и югу (Мозжерин, Бутаков, Двинских и др., 1990). В сухом субтропическом климате Чаткальского хребта Тянь-Шаня средняя скорость крипа в лессовых почвах на склонах горно-лугового пояса крутизной 13-26 градусов составляет 0,27 мм/год. Процесс проявляется интенсивнее в верхнем горизонте (0-20 см), где значительнее колебания температур (Ажигиров, Голосов, 1988). Во влажных субтропиках Западного Кавказа, где осадков выпадает в 4 раза больше, чем на Карадаге, буроземы под лесом сползают на 3-4 мм/год, а под лугом – на 1-2 мм/год (Ажигиров, 1984). В северо-западной части Подольской возвышенности на склонах "холодных" экспозиций крутизной 8-32 градуса, покрытых лесом, средняя скорость почвенного крипа за 3-6 лет наблюдений составила 1,27-2,53 мм/год (Брусак, Дикий, 1997). В условиях избыточного увлажнения скорость крипа достигает 0,35-0,45 т/га*год (Ажигиров, Голосов, 1988).

Солифлюкция.

В холодный период года в оттаивающих дресвяно-супесчаных и дресвяно-суглинистых отложениях склонов иногда проявляется солифлюкция. В марте 1982 г. и феврале 1987 г. на склонах 3-го вида в бассейне р. Ворон образовались многочисленные солифлюкционные языки из жидкотекучего реголита толщиной 2-5 см и протяженностью 1-3 м. Там же в мар-

в марте 1992 г. оттаявшие суглинистые почвы вязко-текучей консистенции вместе с дерниной сползали с коротких крутых склонов оврагов. В марте 1982 г. локально проявилась децерация – разновидность солифлюкции. От прибровочных частей овражных склонов крутизной 40 градусов отделялись микроблоки из оттаявшего суглинка пластичной консистенции. Вместе с дерниной они соскальзывали к тальвегам, где переворачивались и нагромождались друг на друга.

Весной 1998 года после длительного влажного периода в Янышарской долине на склонах 2-го вида северной экспозиции появились признаки проявления скрытой солифлюкции. Их поверхность крутизной 20-30 градусов, покрытая маломощной дресвяно-супесчаной почвой и плотной ковыльно-разнотравной растительностью, приобрела гофрированный облик с микроуступами в местах разрыва дернины. Эти участки, похожие на террассеты, имели поперечник до 50 м и находились на выпукло-вогнутых не подрезаемых склонах в пределах абсолютных высот 50-100 м.

Солифлюкция в чехле реголита, а тем более в почве, явление очень редкое, но в отдельные годы на некоторых склонах более эффективное, чем крип.

Сползание камней.

По склонам сползают иногда отдельные крупные камни. Чаще всего они движутся по элювию глинистых пород склонов 3-го вида, прикрытому чехлом реголита, и не относятся к “бороздящим валунам”. Движение двух камней массой 13,0 и 2,5 кг по склону оврага, расположенного у села Ворон, прослежено нами в течение 10 лет с помощью фотометода. В 1987 г. камни находились в средней части выпукло-вогнутого склона южной экспозиции длиной 14 м и крутизной 37 градусов, покрытого чехлом дресвяного суглинка мощностью 10 см. Движение камней оценивали за 4 периода продолжительностью от 1,5 до 4,5 лет *(табл. 26)*. Скорость сползания изменялась от 40 до 104 мм/год, составив в среднем 58,4 и 77,7 мм/год, что близко к средней скорости сползания чехла, рассчитанной по смещению грунтовых реперов, помещенных в скважины.

Таблица 26.
Скорость сползания камней по склону

Период наблюдений		Скорость сползания, мм/год	
Даты	Количество лет	Камень №1 (13 кг)	Камень №2 (2,5 кг)
1.2.1987 г.-1.8.1989 г.	2,50	88	104
2.8.1989 г.-1.2.1991 г.	1,50	67	67
2.2.1991 г.-1.8.1995 г.	4,50	40	62
2.8.1995 г.-1.6.1997 г.	1,83	56	89
Среднее:	10,33	58,4	77,7

По сходному короткому (10 м) склону оврага крутизной 35-36 градусов, находящемуся на побережье бухты Тихой, перемещалась глыба вулканического туфа толщиной 0,5 м и массой около 350 кг. За 10 лет наблюдений (1991-2001 гг.) она сползала по юрским глинам со средней скоростью 190 мм/год. Смещение превысило среднее значение на 60% во время второго, наиболее влажного периода (1996-1999 гг.), и составило 27% от среднего в последующий засушливый период (1999-2001 гг.). Увлажнение глинистых грунтов сопровождается уменьшением трения и увеличением скорости сползания.

В оттаивающих породах иногда происходит сползание камней, сходное с движением "бороздящих валунов". В марте 1982 г. в бассейне р. Ворон от мелкоступенчатого структурного склона крутизной 32-37 градусов, сложенного верхнеюрскими песчаниками, по трещинам напластования, заполненным льдом и влажным мелкоземом, отчленились и соскользнули на 1-5 м небольшие плитчатые глыбы. Их движение сопровождалось образованием борозд выпахивания и валиков из содранного грунта с дерниной.

После сильной метели 1-2 февраля 1988 г. на подветренных склонах "теплых" экспозиций образовались сугробы снега толщиной 1-2 м. Через несколько дней, когда снег подтаял, началось массовое соскальзывание снежных досок по пластичным дресвяным суглинкам с крутых склонов к пляжу Лисьей бухты. Они сдирали грунт наподобие "бороздящих валунов" и оставили после себя зеркала скольжения. С площади 1,5 га было перемещено к пляжу 200 куб. м грунта.

Сползание крупных камней по склонам крутизной 5-39 градусов выявлено в разных природных условиях мира (Борсук, Спасская и др., 1977). Они смещались за 5-10 лет наблюдений на 10-2500 мм.

Солифлюкция и сползающие камни не играют заметной роли в денудации склонов и поэтому в балансовых расчетах не учитывались.

Делювиальный процесс. Это процесс смыва и размыва почво-грунтов, переноса и аккумуляции продуктов эрозии, осуществляемый нерусловым пластовым и ручейковым стоком дождевых, талых и ирригационных вод. Процесс проявляется ежегодно и синтезирует действие нескольких механизмов: капельной эрозии, плоскостного смыва и струйчатого размыва (Эрозионные процессы..., 1984).

Механизмы и закономерности проявления.

Капельная эрозия, или эрозия разбрызгивания, вызывается каплями дождя и эффективна на склонах, не защищенных и слабо защищенных растительным покровом, особенно на пашне. Капли дождя образуют на поверхности ударные микрократеры, а брызги воды разносят мелкие частицы почво-грунта во все стороны на расстояние до 0,3-1,5 м. Благодаря действию силы тяжести, они перемещают частицы вниз по склону дальше, чем в других направлениях. Разбрызгивание возрастает с появлением на поверхности тонкой пленки воды и затухает с увеличением

ее толщины. Воздействие капель усиливает турбулентность, эрозию и транспортирующую способность склоновых потоков.

Кинетическая энергия выше у более крупных ливневых капель. Удары капель сопровождаются кольматацией пор глинисто-пылеватыми частицами, увеличением сцепления и плотности мелкозема, образованием корки, замедляющей инфильтрацию и благоприятствующей образованию поверхностного стока (Poesen, 1981). Интенсивность делювиального смыва без участия дождевых капель уменьшилась бы на 1-2 порядка. "Совокупным влиянием дождевых капель на отрыв частиц почвы, транспортирующую способность потоков и инфильтрационную способность почв обусловлено высокое эродирующее воздействие склоновых потоков на почву" (Эрозионные процессы..., 1984, с. 34).

Плоскостной смыв и струйчатый размыв связаны со склоновым стоком. Возможность его возникновения зависит от соотношения интенсивности дождя или снеготаяния и инфильтрации. В начале дождя сухие почво-грунты впитывают всю влагу. С ростом интенсивности осадков верхний слой отложений насыщается водой и появляется поверхностный сток. На этой стадии интенсивность впитывания зависит от интенсивности дождя и соответствует инфильтрационному параметру (Виноградов, 1980) – коэффициенту фильтрации.

Склоновый сток перемещает мелкие частицы, потерявшие сцепление, в том числе и те, которые были оторваны ударным воздействием дождевых капель. В результате смыва мелкозема и снижения поверхности из почво-грунтов вымываются крупные обломки, которые образуют отмостку. Хорошо развитая отмостка сдерживает делювиальный смыв, уменьшает его скорость. Ее может сорвать только экстремальный склоновый сток. В обычных условиях обломки отмостки перемещаются на небольшие расстояния аблювиальным эффектом смыва и размыва, "ударным крипом" (по De Ploey) от воздействия дождевых капель и в результате деятельности живых организмов. Влияние этих факторов возрастает с увеличением крутизны поверхности.

Плоскостной сток и смыв происходят на сравнительно ровных, нерасчлененных склонах. Дождевые и талые воды текут по ним сплошным тонким слоем в виде пластового потока. Этот механизм делювиального процесса характерен на выпуклых приводораздельных склонах, где происходит рассеивание стока. Пластовый сток сменяется ручейковым в микропонижениях, достаточных для концентрации воды. Струи размывают почво-грунты и образуют эрозионные борозды глубиной до 30 см. При появлении борозд скорость процесса и дальность перемещения частиц резко увеличиваются. На склонах с уклоном 8% бороздовый смыв на порядок больше плоскостного. При значительном увлажнении делювиальный смыв усиливается в связи с размоканием и течением почво-грунтов.

Скорость делювиального смыва зависит от плотности растительного покрова, угла наклона склонов, водопрочности почво-грунтов, массы дождевых капель, интенсивности и слоя выпавших осадков, скорости сте-

кания воды и других факторов. При обложных дождях низкой интенсивности вся вода обычно впитывается в почву. Эрозионноопасные ливни интенсивностью 0,5-1,5 мм/мин и более выпадают редко. Поэтому делювиальный процесс проявляется хотя и ежегодно, но в течение сравнительно небольшого промежутка времени.

Делювиальный смыв особенно интенсивен в полупустынях и сухих степях. На хорошо задернованных и покрытых сомкнутым лесом склонах он практически не происходит или не превышает допустимой "нормы", компенсируемой почвообразованием. На обнаженных склонах, при всех прочих равных условиях, его скорость значительно больше, чем на частично задернованных, что сопровождается обнажением материнских пород. Под хорошим лиственным лесом верхний горизонт почв "может продержаться без возобновления в 33,1 тыс. раз дольше, а под травянистым покровом почти в 213 раз дольше, чем при полном отсутствии растительного покрова" (Беннет, 1958, с 108). Смыв и размыв активизируются в местах выпаса скота, вырубки леса и распашки земель. Ускоренная эрозия, спровоцированная деятельностью человека, на 1-2 порядка больше естественной – нормальной, она ведет к быстрой деградации почвенного покрова.

Мощность и строение почв на делювиальных склонах зависят от соотношения скоростей эрозии и почвообразования, действующих в противоположных направлениях. Если скорость эрозии больше и баланс отрицательный, то мощность почв сокращается, и они относятся к категориям слабо-, средне- и сильносмытых почв. Это устанавливается при сравнении их с эталоном – неэродированной почвой. Известны и другие методы оценки почвенной эрозии (Соболев, 1948; Гудзон, 1974; Швебс, 1981; Заславский, 1983; Эрозионные процессы..., 1984; Джеррард, 1984; Пацукевич, 1996).

Делювиальный процесс происходит на склонах крутизной 2-40 градусов в разных ландшафтно-климатических условиях. Это зональный и самый распространенный экзогенный процесс в степной и лесостепной части Крыма. Он является ведущим процессом на денудационных склонах 2-3-го видов. Склоны 2-го вида покрыты эродированными почвами, склоны 3-го вида – чехлом реголита. Делювиальный смыв очень активен на склонах оврагов в рельефе типа бедленд. По крутизне и покрытию растительностью они сходны со склонами 4-го вида, но развитие на них гравитационных процессов сдерживает прочная поверхностная корка из элювиально-делювиального суглинка, что сближает их со склонами 3-го вида.

С помощью искусственного дождевания был рассчитан коэффициент фильтрации почво-грунтов на разных склонах, расположенных в области развития флишевых отложений таврической серии (Олиферов, 1982). На склонах 1-го вида он равен 0,80-1,30, 2-го – 0,70-0,75, 3-го – 0,40-0,45 мм/мин. Это значит, что устойчивый поверхностный сток на склонах 3-го вида может образоваться при интенсивности дождя в 2-3 раза меньшей, чем на склонах 1-го вида.

До абсолютной высоты 300-400 м делювиальный процесс в Крыму является, в основном, природно-антропогенным процессом и происходит при выпадении жидких атмосферных осадков, а выше – относится к природным процессам и вызывается стоком дождевых и талых вод. На южном макросклоне гор между Алуштой и Феодосией он проявляется особенно интенсивно, охватывая более половины площади степного и лесостепного поясов.

На делювиальных склонах преобладает смыв и размыв, но происходит и временная аккумуляция делювия. Процессу свойствен волнообразный режим, эрозия и аккумуляция чередуются во времени и в пространстве. Делювиальные шлейфы у подножий склонов образуются редко. Делювий постепенно перемещается к тальвегам эрозионной и гидрографической сети, удаляется временными водотоками и реками. О снижении склонов, на которых превышена "норма смыва", свидетельствуют отмостка, эрозионные борозды, обнаженные корни растений и другие признаки.

Делювиальный процесс происходит на коротких выпуклых склонах оврагов и лощин, более протяженных выпуклых и выпукло-вогнутых склонах балок и долин. Длина склонов 3-го вида, покрытых реголитом, редко превышает 20 м, а склонов 2-го вида с эродированными почвами – 200 м. Склоны третьего вида обычно сопряжены со склонами четвертого вида, находящимися ниже – у тальвегов, а склоны второго вида – со склонами первого вида, расположенными выше – у водоразделов.

В последние 2,3 тыс. лет, когда климат и ландшафты Крыма приобрели современные черты, склоны 4-го вида частично заместились склонами 3-го вида, а склоны 1-го вида – склонами 2-го вида. В этом преобразовании ведущую роль играл делювиальный процесс, активизировавшийся в связи с естественными изменениями природных условий и антропогенным воздействием на ландшафты. Антропогенный пресс наложился на и без того сложные условия произрастания растений, связанные с дефицитом влаги в теплый период года и бедностью почв. От него особенно пострадал растительный покров степи и лесостепи. Во все исторические этапы люди пасли здесь скот, обрабатывали землю, рубили деревья, строили населенные пункты, укрепления и дороги. Деградация растительного покрова сопровождалась эрозией почв, образованием оврагов и бедлендов. Последняя активизация делювиального процесса произошла в XIX веке в связи с развитием виноградарства в Судакско-Карадагском низкогорье и овцеводства в Коктебельско-Феодосийском мелкогорье.

За последние одну-две тысячи лет на руинах античных и средневековых поселений (Кутлакское, Янышарское, Сарыкаинское, Тепсень, Кордон-Оба, Монастырчик и др.), находящихся на абсолютной высоте до 400 м, образовались коричневые и бурые почвы мощностью 10-30 см. По ним была рассчитана средняя скорость современного почвообразования – "норма смыва", или допустимая норма эрозии почв. Она составила 0,15-0,20 мм/год, что близко к значениям, полученным на основе более представительного банка данных. Допустимая норма эрозии коричневых почв Крыма составляет 2,5-3,1 т/га*год, или 0,240-0,260 мм/год, а

буроземов нижнего высотного пояса гор – 1,9-2,6 т/га*год, или 0,016-0,220 мм/год (Ергина, 2003). Эти значения близки к средней скорости образования почв в умеренном поясе (Кукал, 1987). Потери 2 т/га признаны допустимой нормой смыва для коричневых почв и буроземов Северного Кавказа (Эрозионные процессы..., 1984). Их следует включать в расчеты эрозионного риска.

Разнообразие состава и свойств почво-грунтов, крутизны и длины склонов, состава и плотности растительного покрова определяют пространственные различия условий развития делювиального смыва. Делювиальный процесс проявляется на обнаженных склонах с чехлом реголита и бронирующей коркой, на степных, лесостепных, лесных и лугово-степных склонах, покрытых почвами, в агроландшафтах на распаханных почво-грунтах.

Делювиальный смыв на склонах с чехлом реголита и бронирующей коркой.

Делювиальный процесс на склонах 3-го вида, покрытых связным реголитом, проявляется активно и тесно взаимодействует с крипом. Условия морфолитогенеза на этих склонах рассматривались выше в разделе "Крип в чехле реголита". Главной ареной действия смыва и размыва является корка, покрывающая реголит и состоящая из быстро размокающих супеси или суглинка с дресвой. На 10-30% площади она покрыта отмосткой из дресвы и в сухом состоянии рассечена трещинами.

На Эчкидаге и Карадаге делювиальный процесс и крип изучались в течение 11-19 лет на микронивелировочных площадках – МП *(табл. 27).* В зависимости от проективного покрытия растительностью на склонах с экспериментами преобладала денудация или аккумуляция. Там, где покрытие было значительным, поверхность временно, пока существуют многолетние подушковидные полукустарнички и травы, повышалась со средней скоростью 1,9 мм/год (МП 3), а там, где покрытие было небольшим, – снижалась со средней скоростью 3,2-5,3 мм/год (МП 2, 12, 18). Средняя за многолетие скорость денудации типичных склонов составила 2,6 мм/год, или 0,0026 куб. м/кв. м*год. В отдельные периоды длительностью около одного года поверхность снижалась и повышалась до 10,8 мм/год *(табл. 27, МП 2,3).*

За время наблюдений крип наклонял опорные колы профилей микронивелировочных площадок, заглубленные в элювий и укрепленные бетоном. Из-за этого снижалась точность измерений и площадки приходилось ремонтировать. Шпильки, вдавленные в реголит перпендикулярно к поверхности, за 2-3 года перемещались от линии профилей и очень сильно наклонялись вниз по склону, что позволило рассчитать скорость крипа. Она составила 0,0025 куб. м/кв. м*год. Поскольку чехол реголита терял наносы в результате смыва со всей площади коротких склонов, а за счет крипа только у основания, то средняя скорость делювиального сноса превысила скорость крипа примерно в 10 раз. Такое же соотношение доли этих процессов было установлено экспериментально в бассейне р. Ворон. Так как в регионе характерны склоны 3-го вида длиной около 10 м, то полученное соотношение можно считать объективным.

В бассейне реки Ворон склоны с микронивелировочными площадками (35 шт.) за 15 лет наблюдений (1979-1993 гг.) снижались в среднем на 4,6 мм/год в области распространения флиша таврической серии и на 5,6 мм/год в области развития титонского флиша. В отдельные годы, в зависимости от режима выпадения атмосферных осадков, поверхность снижалась денудацией до 13,4 мм/год и повышалась в результате аккумуляции до 1,4 мм/год. За время наблюдений слой годовых осадков колебался по отношению к норме от 65 до 145%. Скорость денудации удовлетворительно связана с годовыми осадками и хорошо коррелируется с показателем дождливости Фурньера (Торнес, Брунсден, 1981).

Таблица 27.

Средняя скорость денудации и аккумуляции на склонах оврагов Эчкидага и Карадага по наблюдениям на микронивелировочных площадках

№МП	Виды склонов	Характеристика склонов				Скорость денудации и аккумуляции	
		Крутизна, град	Длина выше МП, м	Экспозиция	Проективное покрытие, %	Время, лет	мм/год
5	3-4	50	4	ЮЮЗ	0	19	-6,7
6	3-4	52	4	СВ	0	19	-6,4
4	3-4	33	2	ВЮВ	0	19	-6,5
7	3-4	36	4	СВ	0	19	-5,9
2	3	36	20	ЮЮЗ	15	19	-3,2
3	3	39	4	ВЮВ	35	19	+1,9
20	4	45	4	ЮВ	0	11	-5,7
21	4	42	5	ЮВ	0	11	-4,3
30	4	36	3	ЮВ	0	11	-4,5
17	4	36	11	В	0	11	-13,3
12	3	28	4	ЮЮЗ	5	11	-5,3
18	3	36	8	ВЮВ	15	11	-3,9
8	2	30	27	ССВ	60	16	-1,5
24	2	30	7	ЮЮВ	40	11	-6,5
25	2	29	13	Ю	30	11	-6,8
28	2	25	25	ЮЗ	20	11	-4,1

За более продолжительное время (21-53 года) склоны 3-го вида в области распространения таврического флиша снижались в среднем на 3,9 мм/год. Это было рассчитано по 27 пунктам с помощью дендрохронологического метода (Клюкин, 1998). На профиле через овраг средняя скорость сноса нарастала сверху вниз вдоль выпуклого склона длиной 20м в 3,5 раза – с 2,0 до 7,1 мм/год. В области развития титонского флиша средняя по 11 пунктам скорость снижения склонов составила 4,4 мм/год.

Средняя за XX-й век скорость денудации склонов 3-го вида, рассчитанная по 83 пунктам наблюдения, расположенным в области распространения мезозойских флишевых, флишоидных и глинистых отложений, составила 4,2 мм/год. Полученное значение превышает “норму смыва” почв почти

в 17 раз. Около 90% этого объема было перемещено делювиальным сносом и около 10% – крипом. При такой скорости денудации чехол реголита может исчезнуть за 24 года, но этого не происходит, так как он постепенно пополняется новым материалом, поступающим из элювия цоколя.

Скорость делювиального смыва с овражных склонов, сложенных палеогеновыми и меловыми мергелями, в предгорье Крыма изменялась от 0,5 до 2,2 мм/год и достигала у перехода к склонам 4-го вида 3,0-7,2 мм/год (Клюкин, 1977).

Склоны 3-го вида с чехлом реголита занимают на балансовом участке площадь около 20 га. С них ежегодно сносится в среднем 840 куб. м обломочного материала, преимущественно мелкозема.

Делювиальный смыв проявляется еще активнее в бедлендах, состоящих из густой сети неглубоких оврагов, выработанных в юрских глинах и флишоидных отложениях. Их крутые (35-70 град.) короткие (до 10-20 м) склоны густо изрезаны промоинами и эрозионными бороздами, разделены округлыми и гребневидными водораздельными пространствами. Морфологически различаются менее крутые приводораздельные и более крутые притальвежные склоны. В сложных экологических условиях бедлендов обитают ксерофиты, приспособленные к дефициту влаги. Проективное покрытие ими склонов обычно менее 1%.

Склоны в бедлендах сходны со склонами 3-го вида, но, в отличие от них, круче и покрыты плотной коркой из дефлюкционно-делювиального суглинка, лежащей не на рыхлом реголите, а на элювии обломочной зоны коры выветривания. Прочная сухая корка толщиной 1-10 см “бронирует” поверхность и сдерживает проявление на склонах осыпного сноса, способствует развитию процессов смыва и размыва. На “сухих” обрывах корка может отсутствовать, но такие склоны 4-го вида в бедлендах не характерны и занимают около 5 % площади.

Поверхностная корка образована из продуктов выветривания юрских глин и алевролитов. Она состоит из пористого и кавернозного легкого дресвяного суглинка с включением 30-50% дресвы. В нижележащем элювии суглинок заполняет пространство между дресвой и щебнем, его количество не превышает 10%. Сухой суглинок крепко цементирует обломки элювия. Суглинок корки содержит 0,6-1,0% воднорастворимых солей. После промачивания и быстрого высушивания корка покрывается белыми выцветами тенардита, астраханита, гексагидрита и галита. При увлажнении соли растворяются, в результате чего снижается устойчивость грунта к смыву и размыву.

В сухом состоянии корка прочная, с неровной микробугристой поверхностью и полигональной системой трещин усыхания шириной до 1см, разнообразными признаками размыва, скольжения и течения. При увлажнении пористый и трещиноватый пылеватый суглинок быстро размокает. По мере промачивания корка теряет бронирующую функцию. С консистенцией суглинка корки тесно связаны склоновые процессы.

Строение корки, образующейся на поверхности почвы после дождей, было изучено М. Интайром (Роде, 1965). Она состоит из тонкой плотной “кожицы” и горизонта вмывания, в котором пористость меньше, чем в нижележащем слое.

Коэффициент фильтрации увеличивается на порядок от "кожицы" к горизонту вмывания, а от него к нижележащему слою – на три порядка.

Незначительные осадки моросящих дождей впитываются суглинками корки и стока не дают. Обильные ливни, выпавшие после жаркой сухой погоды, могут вызвать поверхностный сток и проявление на склонах всех механизмов делювиального смыва. Стокообразующие дожди выпадают редко и продолжаются недолго.

В сухом твердом суглинке проявляется термогенный, а во влажном пластичном – гидрогенный крип. В результате размокания образуется жидкая суспензия, стекающая по склонам и бороздам к тальвегам промоин и оврагов. В состоянии пластичной консистенции суглинок корки пребывает часто, особенно в холодный период года, а в текучем состоянии – сравнительно редко, обычно во время ливневых дождей в теплый период года.

Большая крутизна, малая длина и небольшая площадь склонов ограничивают формирование склонового и руслового стока в бедлендах. На удельную поверхность склонов попадает на 18-37% меньше жидких атмосферных осадков по сравнению с осадкомером, на них не удерживается снег. Поэтому делювиальный смыв происходит при выпадении интенсивных обильных ливней. Небольшой поверхностный сток в бедлендах и на склонах 3-го вида побережья бухты Лисьей образовался, например, во время ливневого дождя слоем 27,2 мм и средней интенсивностью 0,19 мм/мин (по КНИГО). Типичные склоны оврагов крутизной 40-50 градусов оказались промочены на глубину до 10 см. Пластичный суглинок локально сползал по ним небольшими чешуями, по эрозионным бороздам стекали ручейки грязной воды. Склоны крутизной 70-80 градусов дождь промочил на глубину 3 мм и заметных деформаций корки не вызвал. На крутом (40-60 градусов) и коротком (5-10 м) склоне 4-го вида площадью 50 кв. м струйчатый сток образовал в элювии флиша отузской свиты 13 борозд средней глубиной 4 см. За один дождь с этого склона осыпной снос и струйчатый размыв удалили около 30% среднегодового слоя денудации.

Экстремальные дожди сопровождаются сильным смывом, размывом и суффозией, массовым торошением, соскальзыванием и оплыванием суглинков корки, частичной аккумуляцией отложений в эрозионных бороздах, локальным осыпанием и обрушением элювия. Все эти процессы проявились на склонах 3-го вида, в бедлендах Эчкидага и Карадага во время ливневого дождя 2.9.1991 г. Тогда за сутки выпало 278 мм осадков средней интенсивностью 0,18 и максимальной – 0,75 мм/мин (КНИГО). Менее обильный (60-70 мм), но более интенсивный двухчасовой ливень, выпавший над Ласпи 10.9.1995 г. после жаркой сухой погоды, сопровождался экстремальными деформациями склонов. Сначала вода промочила суглинистую корку и она небольшими чешуями массово соскальзывала к подножью обрывистых склонов. После увеличения интенсивности до 1-3 мм/мин суглинок приобрел текучую консистенцию и стал оплывать. Со склонов струйками и ручейками потекла грязная вода. Сток, вызванный интенсивным ливневым дождем 14.5.2001 г. слоем не менее 30 мм (КНИГО – 20,1 мм), образовал в бедлендах у Тихой бухты многочисленные эрозионные борозды глубиной до 5-10 см. Суглинки, снесенные на галеч-

ный пляж делювиальным смывом, крипом и микрооплывинами, соответствовали снижению склонов на 8-10 мм. Это значение превышает среднегодовую скорость денудации.

Динамика склоновых процессов в бедлендах Эчкидага и Карадага исследовалась на типичных склонах с помощью микронивелировочных площадок и дендрохронологического метода (Природа Карадага, 1989; Клюкин, Михаленок, 1995; Корженевский, Клюкин, 1989). За 19 лет наблюдений (1981-2000 гг.) поверхность четырех микронивелировочных площадок снижалась в среднем на 6,4 мм/год, при колебаниях по периодам, близким к одному году, от 0,6 до 10,9 мм/год *(табл. 28, МП 4-7)*. В девяти периодах денудация превышала среднее значение на 6-70%, а в десяти оказалась меньше нормы на 5-91%. За то же время атмосферные осадки были больше нормы на 1-65% 9 раз и меньше на 5-44% – 10 раз. Самая высокая скорость денудации отмечена в те периоды, когда количество осадков превышало норму на 45-49% и выпадало 2-3 ливневых дождя слоем 30 мм и более, а самая низкая – когда осадки были меньше нормы на 25-44% и не выпадали обильные дожди. Коэффициенты корреляции средней скорости денудации склонов со слоем осадков и суточными осадками 30 мм и более составили соответственно 0,65 и 0,56.

В период с 22.7.1991 г. по 17.7.1992 г., когда сумма осадков (715,8 мм) и суточные осадки (278,0 мм) были максимальными за все время наблюдений, средняя скорость денудации склонов оказалась на 16% меньше нормы. Это было связано со значительным проявлением крипа и заполнением мелких эрозионных борозд суглинками. В более протяженных и глубоких бороздах в этот период происходил размыв *(табл. 28, МП 5)*. Микронивелирование зафиксировало соотношение на профилях процессов сноса и аккумуляции, которые протекали волнообразно и контрастно. Наблюдения на площадках не отразили реальной величины денудации склонов.

Значительное переформирование микрорельефа большинства площадок (МП 4, 6, 7) произошло в очень засушливый период с 28.6.1982 г. по 4.7.1983 г., когда слой выпавших атмосферных осадков был минимальным – 294,8 мм. На склонах появились новые эрозионные борозды, но часть старых борозд оказалась заполненной суглинками до верха. Амплитуда деформаций микрорельефа достигала 10 см. Экстремальные деформации были вызваны, вероятно, ливневым дождем 27.8.1982 г. Тогда выпало 41,2 мм осадков и 19 минут ливень имел высокую интенсивность (КНИГО). Средняя расчетная скорость денудации оказалась меньше нормы, что вполне реально. В остальные периоды, не относящиеся к отмеченным, экстремальным по увлажнению, происходило, в основном, субпараллельное снижение поверхности микронивелировочных профилей с большей или меньшей скоростью.

В глубоких эрозионных бороздах (МП 5) за 19 лет наблюдений зафиксировано углубление тальвега до 19-29 мм в 1981-1982, 1983-1984, 1988-1989 гг. и аккумуляция суглинка до 17-28 мм в 1984-1985 и 1991-1992 гг. Так проявлялась на склонах оврагов "прерывистая денудация" по Б.А.Агафонову.

О значительном снижении склонов оврагов в бедлендах свидетельствуют отпрепарированные из грунта делювиальным смывом и крипом корни растений. По ним с помощью дендрохронологического метода была рассчитана скорость снижения склонов за 15-70 лет *(табл. 28)*. Она составила 7,0 мм/год, что близко к среднему значению, полученному на микронивелировочных площадках. Средняя скорость денудации склонов в бедлендах аридных и семиаридных регионов мира колеблется от 0,1-0,5 до 10-20 мм/год (Graf, 1988). Наши значения близки к скорости снижения склонов в бедлендах Южной Италии (5-12 мм/год).

Таблица 28.

Скорость денудации приводораздельных и притальвежных склонов оврагов в бедлендах Эчкидага, рассчитанная с помощью дендрохронологического метода (Корженевский, Клюкин, 1989)

№ п/п	Характеристика склонов			Скорость денудации	
	Крутизна, град.	Проективное покрытие, %	Экспозиция	Время, лет	мм/год
Приводораздельные склоны					
1	36, 50	0,5	СВ	15	4,7
2	57	0,5	СВ	32	2,5
3	40	0,5	С	25	5,6
4	50,60	0,5	ССВ	57	3,2
5	40,50	3,0	З	66	2,5
6	45,50	0,1	Ю	73	6,0
Среднее:					4,1
Притальвежные склоны					
7	50	0,5	С	20	7,2
8	40, 45	0,5	ВЮВ	21	5,5
9	35	5,0	ЮЗ	23	10,0
10	60, 65	0,5	ВСВ	33	6,0
11	30, 55	0,5	ВЮВ	35	5,7
12	35, 55	0,5	ЮЗ	35	6,6
13	60	0,5	ССЗ	60	6,6
14	40	2,0	ЮЮВ	78	2,7
15	37	0,5	ЗЮЗ	12	19,6
16	45	0,1	Ю	17	15,9
17	37, 45	0,5	ЗЮЗ	70	9,0
Среднее:					9,5

Из таблицы 28 следует, что в бедлендах склоны “теплых” экспозиций снижаются в 1,8 раза интенсивнее склонов “холодных” экспозиций, а притальвежные склоны – в 2,3 раза интенсивнее приводораздельных. На приводораздельных склонах преобладает плоскостной смыв, а на притальвежных – более эффективный струйчатый размыв.

Склоны в бедлендах снижаются несколькими процессами. Ведущим процессом является делювиальный смыв. Он перемещает около 80% всех продуктов денудации.

Площадь склонов в рельефе типа бедленд составляет 130 га, т.е. менее 1% площади балансового участка. При средней скорости денудации 6,4 мм/год с их поверхности сносится ежегодно 8320 куб. м отложений преимущественно мелких фракций. Около 90% продуктов денудации выносится временными водотоками в долины или прямо в море.

Делювиальный смыв на склонах, покрытых почвами.

Рассматриваемые склоны имеют крутизну меньше угла естественного откоса. Они покрыты степной, лесостепной, лесной и луговостепной растительностью или распаханы и используются для выращивания сельскохозяйственных культур.

Растительный покров защищает земную поверхность от ударного воздействия дождевых капель, перехватывает часть выпавших атмосферных осадков, препятствует формированию поверхностного стока, снижает транспортирующую способность склоновых потоков, смыв и размыв почв. Его проективное покрытие и защитное влияние резко уменьшается в холодный период года.

Не вся вода выпавших атмосферных осадков достигает земной поверхности, особенно в период вегетации. Малые дожди почти полностью задерживаются надземными частями растений и испаряются – теряются на интерцепцию. Хвойный лес перехватывает больше осадков, чем лиственный той же сомкнутости, зрелый лес – больше, чем молодой, плотный высокий травянистый покров – больше, чем редкий и низкий.

Расчет перехвата атмосферных осадков сомкнутым пушистодубовым лесом во влажном 1997 г. и засушливом 1998 г., сделанный нами по анализу структуры осадков с учетом потерь по градациям осадков, показал, что потери могли составить не менее 28 и 35% от слоя, выпавшего за вегетационный период, более 18 и 16% от годового слоя осадков. Экспериментальными исследованиями, проведенными на КЛЭС, было выявлено, что в засушливый, нормальный по увлажнению и влажный годы растительный покров перехватывает соответственно около 41, 26 и 36% жидких атмосферных осадков. Из них 25-49% составляют осадки слоем 0-5 мм и 16-33% – осадки слоем более 20 мм, играющие главную роль в развитии делювиального процесса.

При увеличении слоя и интенсивности выпавших осадков возрастает количество воды, достигшей земной поверхности. Она капает с листьев, стекает со стволов и стеблей после предельного их смачивания, когда слой осадков оказывается больше слоя воды, необходимого для смачива-

ния. Стекающая вода задерживается войлоком и подстилкой, просачивается в почву, может вызвать поверхностный сток.

Сток с деревьев зависит от типа леса, сомкнутости, облиственности и формы крон, шероховатости стволов и других факторов. По отношению к осадкам кроны деревьев бывают, по нашим представлениям, рассеивающими и собирающими (Бобра, Боков и др., 2001). У первых ветви субгоризонтальные, а у вторых – наклоненные к стволу. Рассеивающие кроны свойственны, например, можжевельнику высокому, сосне, дубу, а собирающие – фисташке, грабу, буку. Первые рассеивают задержанные осадки под кроной, а вторые частично собирают их на ствол и переводят по нему на землю. Доля стока со стволов возрастает с увеличением у деревьев количества и угла наклона к стволу скелетных ветвей.

Осадки, проникшие под полог леса, достигают поверхности земли в преобразованном виде. Трансформированные капли крупнее капель дождя в несколько раз (Эрозионные процессы, 1984). Их кинетическая энергия больше, чем у капель дождя. Масса капель, падающих с дубовых листьев с высоты 15 м, на порядок больше, а кинетическая энергия в 31 раз больше, чем у ливневых капель.

Сток со стволов меньше, чем сток с листьев деревьев, и имеет струйчатый характер. При одном и том же дожде он будет больше с тех деревьев, которые концентрируют сток с ветвей на ствол с гладкой корой. Во время ливней сток может концентрироваться на поверхности земли у основания ствола и вызывать локальный мелкоструйчатый размыв почвы. Лесные почвы поглощают более 1 мм воды в минуту, что ограничивает возможности формирования площадного поверхностного стока.

В Крыму сток со стволов деревьев не изучался, но о его доле можно судить по наблюдениям в других регионах (Битюков, 1972). Исследования на Валдайской гидрорежимной станции показали, что с дерева возрастом 50-60 лет за вегетационный период стекает до 7,5-8,0 л дождевой воды. Если учитывать форму крон и шероховатость стволов характерных видов зрелых деревьев, то со стволов можжевельника высокого может стекать ориентировочно 1-2, дуба – 5-6, граба и бука – 9-10 л/год. Основная часть стволового годового стока формируется во время одного-двух, самых обильных и интенсивных ливней.

Если под пологом леса или отдельно стоящих деревьев нет защитного напочвенного покрова, то сток с крон и стволов может вызвать капельную и мелкоструйчатую эрозию почв. Известно, что сжигание лесной подстилки под хорошим лиственным лесом сопровождалось увеличением поверхностного стока в 192 раза, а смыва почв в 1380 раз (Беннет, 1958). После вырубки дубового леса и удаления лесной подстилки поверхностный сток на склонах увеличился в 10-20 раз. На склонах с плотным травянистым покровом и хорошей

лесной подстилкой поверхностный сток формируется очень редко и делювиальный смыв не характерен. Такие склоны пребывают в состоянии динамического равновесия или характеризуются положительным балансом вещества.

Сток со склонов изучался на балансовом участке с помощью двух небольших (15,5 и 25,5 кв. м) стоковых площадок – СП 1 и СП 3. Они расположены рядом на противоположных хорошо задернованных склонах 1-го вида крутизной 14 и 17 градусов в балке КЛЭС. СП 1 находится в редколесье, а СП 3 – на открытом степном участке, окруженном кустарниками. За время наблюдений (8 лет) пластовый сток отсутствовал на СП 1 в 50%, а на СП 3 – в 40% лет. В остальные годы он фиксировался от одного до нескольких раз, но был весьма небольшим. Коэффициент стока не превышал 0,18% (СП 1) и 0,54 % (СП 3). О том, что сток на аналогичных соседних склонах был также незначительным или вообще не формировался, свидетельствовало отсутствие руслового стока по балке. Модуль стока со степного склона (0,6 л/кв. м*год) оказался в 2,4 раза больше, чем с соседнего склона под редколесьем. На первом около 90% суммарного стока дали ливневые, а на втором – талые воды.

Склоновый сток зависел от слоя и интенсивности дождей, влажности почв, скорости таяния снега и его перераспределения ветром, состояния (продуктивности) травянистого покрова. Слой и интенсивность стокообразующих ливневых дождей превышали соответственно 20 мм и 0,1 мм/мин. Самый большой ливневой сток (1,72 л/кв. м) был зафиксирован на степном склоне 14-16.8.2002 г., когда выпало 93,8 мм осадков. Сток со склона под редколесьем оказался в то же время в 17 раз меньше из-за меньшей площади СП 1 и потери части осадков на интерцепцию. Экстремальный сток талых вод (0,84 л/кв. м) с этой площадки в декабре 2001 г. был вдвое больше, чем с СП 3, из-за ветрового перераспределения снега с открытых пространств и меньших потерь на испарение.

Сравнительно обильный склоновый сток формировался после длительных засушливых периодов – в годы с низкой продуктивностью травянистой растительности, когда ее плотность и высота, а, следовательно, потери атмосферных осадков на интерцепцию и инфильтрацию, были меньше. Делювиальный смыв во всех случаях со стоком был незначительным и не превышал ошибки измерений.

В бассейне р. Ворон жидкий и твердый сток со степных склонов 2-го вида, расположенных в поясе горной лесостепи у одноименного села, в течение 9 лет исследовал В.Е. Новиков с помощью нескольких небольших (17,0 кв. м) стоковых площадок. Средний коэффициент стока с этих менее задернованных (50-60%) и более крутых (20-30 °) склонов, покрытых эродированными почвами, оказался на порядок выше: в области развития флиша таврической серии -5%, а в области распространения верхнеюрского флиша – 7%. В засушливые годы он

уменьшался до 2-3%, а во влажные увеличивался до 10-11%. Модуль стока составил соответственно 10,4 и 19,0 л/кв. м*год. Поверхность площадок снижалась в результате смыва почв в области развития флиша таврической серии в среднем на 0,05 мм/год, а в области распространения верхнеюрского флиша – на 0,22 мм/год. Последнее значение соответствует "норме смыва".

Склоновый сток и смыв почв проявляются неодинаково в разных ландшафтных условиях.

Делювиальный смыв в поясе субсредиземноморских степей.

На степных склонах смыв почв происходит интенсивнее, чем в других ландшафтах. Это связано, прежде всего, с пастбищной дигрессией растительного покрова и сложными условиями его существования в условиях дефицита почвенной влаги в вегетационный период. В засушливые годы, холодные периоды и после пожаров, участившихся в связи с увеличением рекреационной нагрузки на ландшафт, плотность травостоя снижается, а скорость денудации возрастает.

Качественные признаки свидетельствуют о том, что эрозия почв превышает допустимую "норму" смыва примерно на 75% площади степного пояса. Здесь проявляются все механизмы делювиального процесса и распространены почвы всех степеней смытости. Характерно нарастание смыва от водоразделов к подножьям склонов. В этом направлении склоны 1-го вида постепенно переходят в склоны 2-го вида, а они в оврагах сменяются склонами 3-го, а затем 4-го вида, на которых почвы нет. Эта закономерность нарушается в местах выпаса скота. Степные склоны Эчкидага подвергались его воздействию, с длительными перерывами, около трех тысяч лет.

Склоны первого вида характерны у водоразделов и на "холодных" экспозициях.

Их количественная характеристика приведена в таблице 28, а особенности формирования стока были охарактеризованы в предыдущем разделе. На этих хорошо задернованных слабо выпуклых рассевающих склонах крутизной до 20° изредка формируется небольшой пластовый сток и происходит очень слабый плоскостной смыв, скорость которого меньше допустимой "нормы" смыва. О смыве свидетельствуют редкие обломки отмостки поперечником до 5 см, встречающиеся под дерниной. Он мог быть связан с пожарами и выпасом скота. В XX-м веке средняя скорость смыва вряд ли превышала 0,06 мм/год.

На более крутых (20-30°) и менее задернованных (20-75%) склонах второго вида эрозия превышает допустимую "норму" и почвы на них эродированы. У них частично или полностью смыт гумусовый горизонт. Верхняя часть эродированных почв по гранулометрическому составу является дресвяно-суглинистой и дресвяно-супесчаной породой. В ней, по сравнению с несмытыми почвами, содержится меньше гумуса и глины, больше крупнообломочных частиц. Эти почвы быстрее размокают и менее устой-

чивы к смыву и размыву. Их коэффициент фильтрации составляет 0,70-0,75 мм/мин (Олиферов, 1982).

Около 10-50% площади склонов 2-го вида покрыто отмосткой из дресвы и мелкого щебня, которая ослабляет эрозию почв. Экспериментально было установлено, что отмостка после удаления восстанавливается через 6-10 лет (Величко, 1980). Восстановление происходит быстрее на склонах "теплых" экспозиций, где травянистая растительность летом засыхает и хуже защищает почву от эрозии. Смыв активизируется в период до образования новой отмостки. Поверхность, не защищенная растительностью и отмосткой, подвержена воздействию капельной эрозии.

При выпадении ливневых дождей в теплый период года происходит плоскостной смыв и струйчатый размыв, но стокообразующие осадки выпадают редко и продолжаются недолго. Например, в среднем по увлажнению 1979 году стокообразующие ливни интенсивностью 0,52-1,10 мм/мин в бассейне реки Ворон выпадали 3 раза и продолжались 21 минуту. За это время слой выпавших осадков составил 15,7 мм, или 3,6% от годового слоя осадков. Скорость делювиального смыва в указанном году превысила среднее значение. В делювиальном процессе, несомненно, участвовали и осадки меньшей интенсивности, но основная доля смыва была вызвана стоком от ливневой составляющей дождей.

Продолжительность ливневой части экстремальных дождей превышает один час, а количество выпавших осадков достигает 162-278 мм. В июне 1956 года в бассейне реки Альмы прошел выдающийся ливень слоем 148 мм и интенсивностью 6-8 мм/мин (Климат..., 1982). Склоновый сток, образованный такими дождями, может сорвать отмостку и вызвать катастрофический размыв почв.

Благоприятный период для проявления смыва и размыва продолжается с июля по октябрь включительно. В это время выпадают ливневые дожди, травянистый покров угнетен и хуже задерживает осадки. Экспериментально было установлено (Мирцхулава, 1967), что сухие суглинки размываются водными струями при скорости в 1,4-1,8 раза меньшей, чем более влажные слабопластичные, и в 1,8-3,5 раза меньшей, чем влажные пластичные.

В холодный период года характерны обложные дожди малой интенсивности, сравнительно высокая влажность почв и минимальная плотность травянистого покрова. При длительном промачивании и водонасыщении почв возможно формирование дождевого стока, проявление плоскостного смыва и струйчатого размыва, но более вероятно в это время образование стока талых вод, особенно ниже мест скопления метелевого снега.

Скорость делювиального сноса со склонов 2-го вида должна быть больше, чем со склонов 1-го и меньше, чем со склонов 3-го вида. В бассейне реки Ворон поверхности микронивелировочных площадок, расположенных на таких склонах, за 15 лет наблюдений (1979-1993 гг.) снижались со средней скоростью 2,0 мм/год в области распространения флиша

таврической серии и 2,5 мм/год в области развития верхнеюрского флиша (Клюкин, Новиков, 1996). Реально средняя скорость делювиального смыва со степных склонов 2-го вида должна быть меньше, так как наблюдения проводились на площадках с плотностью травянистого покрова, близкой к среднему значению и более низкой. На результаты наблюдений влияли перемещения поверхности, связанные с изменением температуры и влажности почвы, о чем было сказано выше, и изменения состояния поверхности в результате воздействия человека в процессе многолетних частых измерений (Новиков, Клюкин, 1989). По измерениям, сделанным не в календарные сроки, а во время самого сухого месяца при низкой влажности почв, поверхность склонов за 4 года снижалась в среднем на 0,05-0,07 мм/год. В отдельные годы этого в целом засушливого периода поверхность снижалась до 0,60 и повышалась до 0,45 мм/год.

Эксперименты свидетельствуют о волнообразной смене процессов эрозии и аккумуляции в пространстве и во времени. Значительная часть перемещаемого делювия временно задерживается в местах уменьшения уклона и рассеивания стока, у растений, камней и других препятствий, не достигая подножья склона. В таких условиях для оценки реальной скорости процесса необходимо дублирование измерений несколькими методами.

Во время ливневого дождя 17.7.1991 г. слоем 52 мм и максимальной интенсивностью 0,8 мм/мин делювиальный смыв снизил поверхность склона 2-го вида крутизной 20-30 градусов и покрытием 50-60%, расчлененного небольшими ложбинами, в среднем на 1,0-1,5 мм. Об этом свидетельствовал делювиальный суглинок с 10% дресвы, вынесенный на асфальтовую дорожку ручейковым стоком.

Делювиальный смыв с короткого (10 м) склона южной экспозиции крутизной 19 градусов с проективным покрытием 50% и отмосткой, рассчитанный по накоплению делювия на искусственной террасе, нарезанной 20 лет назад, составил 7-18 т/га*год, или 0,4-1,1 мм/год.

По обнаженным корням кустарников, растущих в разных условиях на склонах 2-го вида, была определена величина и рассчитана скорость денудации за 15-35 лет. Она изменялась от 0,2 до 2,5 мм/год и составила в среднем 0,6 мм/год. Это более реальная, но также ориентировочная оценка интенсивности делювиального смыва.

Склоны предельной крутизны (28-32°) с выбитым скотом травянистым покровом и очень сильно смытыми почвами снижались со скоростью 1,5-6,8 мм/год, близкой к скорости денудации склонов 3-го вида. В овраге Крутой на Эчкидаге за 16 лет наблюдений поверхность МП 8 снижалась смывом до 5,8 мм/год и повышался аккумуляцией делювия до 2,4 мм/год. Средняя скорость снижения в результате прерывистой смены денудации и аккумуляции составила 1,5 мм/год. За период наблюдений сток отмостку не срывал. Ее обломки медленно перемещались вниз по крутому склону под влиянием аблювиального эффекта и антропогенного воздействия.

Делювиальный смыв происходит не только на денудационных склонах, но и на аккумулятивных образованиях. Поверхности древних террас

и шлейфов крутизной 2-10 градусов сложены, в отличие от денудационных склонов, более водопроницаемыми почво-грунтами. Значительная их часть сейчас распахана и застроена. Те, которые не вовлечены в хозяйственный оборот, раньше являлись пастбищами и подвергались ускоренной эрозии. Обычно они покрыты смытыми почвами с обильной отмосткой, экранирующей поверхность от смыва и размыва. Для того, чтобы сорвать отмостку, необходим значительный пластовый сток со скоростью, достаточной для перемещения дресвы и щебня. Его образование на поверхностях крутизной 2-5 градусов при хорошей водопроницаемости грунтов и проективном покрытии 40-70% кажется нереальным. Об устойчивости отмостки в течение длительного времени свидетельствует компактное расположение в ней отщепов, обломков и осколков пород-индикаторов поперечником 1-10 см на местах производства древним человеком каменных орудий. Отмостка незначительно перемещена в вертикальном и горизонтальном направлениях в связи с размоканием и выносом из-под нее части мелкозема.

В целом со склонов 2-го вида ежегодно сносится не более 20% перемещаемых продуктов смыва и размыва. Их поверхность снижается в среднем на 0,4-0,6 мм/год.

Делювиальный смыв в лесостепном поясе.

В ландшафтах горной лесостепи сочетаются склоны, покрытые степной и древесно-кустарниковой растительностью. По условиям формирования стока и смыва первые близки к склонам степного, а вторые – к склонам лесного пояса. Коэффициент увлажненности в лесостепном поясе выше, чем в степи, но ниже, чем в лесу. Здесь чаще и контрастнее, чем на склонах в других ландшафтах, изменяется насыщенность литопотока наносами, происходит смена эрозии и аккумуляции.

В горной лесостепи характерны 3 типа склоновых стокообразующих ландшафтов. В первых преобладают степные растительные сообщества, во вторых – древесно-кустарниковые, а в третьих – те и другие занимают примерно одинаковую площадь. Древесно-кустарниковые сообщества образуют куртины поперечником 10-100 м и представлены отдельно растущими деревьями.

На склонах "теплых" экспозиций обычно преобладают степные, а на склонах "холодных" – древесно-кустарниковые сообщества. Это определяет более интенсивное проявление делювиального смыва на склонах "теплых" экспозиций. У населенных пунктов площадь степных сообществ в горной лесостепи возрастает из-за вырубки деревьев и выпаса скота. Здесь также увеличивается интенсивность делювиального смыва.

В поясе горной лесостепи, так же как и в степном поясе, есть склоны первого вида, где смыв меньше и склоны второго вида, где смыв больше допустимой "нормы". Последние характерны в стокообразующих ландшафтах первого и третьего типа.

Куртины в поясе горной лесостепи образованы преимущественно из грабинника восточного и дуба пушистого порослевого происхождения. В этих сообществах, в отличие от леса, высота деревьев в 2-3 раза меньше, сомкнутость крон больше, подстилки нет или она развита плохо, поч-

вы лучше армированы корневыми системами. В небольших куртинах площадью около 20 кв. м насчитывается до 50 стволов грабинника и до 20 стволов дуба. Их корнями наиболее насыщен верхний 20-сантиметровый слой почвы.

Плотные куртины хорошо задерживают жидкие и твердые атмосферные осадки. Из-за небольших размеров листьев и малой высоты крон кинетическая энергия падающих капель невелика и эффективность капельной эрозии, несмотря на плохое развитие подстилки, незначительна. Из-за обилия деревьев и кустарников с рассеивающей формой крон, сток со стволов также незначительный и его роль в размыве почв незаметна. В куртинах лучше, чем в других сообществах, условия для накопления и медленного таяния снега. При быстром его таянии может формироваться небольшой поверхностный сток, но это случается редко. Куртины древесно-кустарниковой растительности фактически выполняют функцию водо- и наносоуловителя, частично перехватывая жидкий и твердый сток с вышерасположенных степных склонов. Под плотными куртинами нет явных признаков проявления делювиального смыва.

Отдельно стоящие деревья чаще всего представлены более высокими экземплярами дуба пушистого, фисташки туполистной и можжевельника высокого. Они не являются существенным препятствием для стока с расположенных выше степных склонов. Под ними нет подстилки и плотного травянистого покрова, что создает предпосылки для развития капельной эрозии и размыва почв стоком со стволов. Пластовый или ручейковый поток, насыщенный наносами, откладывает какую-то их часть у препятствия – с нагорной стороны ствола, где образуется делювиальная микротерраса. Осветленный поток огибает комель дерева или кустарника с боковых сторон и вместе со стволовым стоком размывает почву с подгорной стороны, препарируя корни. У некоторых старых деревьев корневая шейка с нагорной стороны погребена под делювием на глубине 20 см, а с подгорной стороны находится на 50 см выше склона. Размыв обычно соизмерим с аккумуляцией или превышает ее в 2-3 раза, достигая за столетний период 1-2 мм/год. Морфологические признаки размыва и аккумуляции прослеживаются у соседних деревьев, расположенных в 5 м и более друг от друга на линии тока.

В ветровой тени стволов и крон одиночно произрастающих деревьев и кустарников аккумулируется снег. У многих порослевых экземпляров дуба пушистого его задержанию благоприятствуют приземные ветви. При быстром таянии снег может вызвать образование небольшого поверхностного стока и эрозию почв ниже растения. О проявлении смыва на расстоянии 5-10 м ниже стволов отдельно растущих деревьев и куртин древесно-кустарниковой растительности свидетельствуют отмостка и более редкий травянистый покров. Его защитные функции снижаются в зимний период года. Насыщенный продуктами смыва и размыва пластовый и ручейковый сток откладывает делювий на степном склоне ниже дерева или у нагорной стороны ствола соседнего дерева, расположенного на линии тока.

Баланс наносов на склонах в поясе горной лесостепи зависит как от соотношения площадей, занятых степной и древесно-кустарниковой растительностью, так и от расположения этих сообществ на линиях тока. Если верхняя часть склона покрыта травянистой, а нижняя древесно-кустарниковой растительностью, то баланс наносов будет, скорее всего, положительным, а если наоборот, то отрицательным. При чередовании на линиях тока тех и других сообществ баланс наносов может быть нулевым.

Сложное и разнообразное сочетание различных стокообразующих природных комплексов затрудняет объективную оценку интенсивности делювиального смыва в поясе горной лесостепи. В области распространения флишевых и флишоидных отложений таврической серии, средней и верхней юры она должна быть примерно в 2-3 раза меньше, чем в степном поясе, т.е. в среднем около 0,2 мм/год, что при сравнительно высоком коэффициенте стока и длительном выпасе скота в недалеком прошлом, а отчасти и сейчас, вполне реально. Это значение близко к допустимой "норме" смыва.

В области развития верхнеюрских конгломератов склоны 2-го вида крутизной 20-27 градусов покрыты эродированными почвами с хорошо развитой крупнообломочной отмосткой, ограничивающей развитие смыва и размыва. По обнаженным корням отдельно произрастающих растений и аккумуляции делювия у верхней кромки куртин кустарников известного возраста удалось рассчитать скорость смыва с расположенных выше склонов за 13-40 лет. Она изменялась от 0,08 до 0,18 мм/год и составила в среднем 0,12 мм/год (Клюкин, 1992). На участках перевыпаса скота скорость смыва возростала до 1,75-5,22 мм/год. Ускоренная эрозия проявляется на 10% площади. Средняя скорость делювиального смыва с учетом экстремальных значений составила около 0,2 мм/год. Реально же по склонам лесостепного пояса перемещается значительно больше отложений. Часть делювия аккумулируется у препятствий, а часть поступает в ложбины и сносится по ним ливневыми и талыми водами в более крупные эрозионные образования.

Делювиальный смыв в лесном поясе.

Развитие делювиального процесса в лесном поясе зависит от крутизны склонов и типа леса. Смыв и размыв почв сдерживает лесная подстилка, которая при крутизне более 35 градусов не удерживается на склонах. Этот угол наклона разделяет лесные склоны на склоны с подстилкой, где денудация меньше, и склоны без подстилки, где денудация больше допустимой "нормы" смыва.

В лесу с хорошей подстилкой почва размывается локально пластовым стоком талых вод и струйками дождевой воды, стекающими со стволов деревьев. Этот механизм размыва-аккумуляции рассматривался выше. Признаки его проявления хорошо выражены у старых деревьев с собирающей формой кроны. На учетной площадке, расположенной в верховьях долины р. Биюк-Узень, на склоне крутизной 28-32 ° и длиной 150 м, по-

крытом грабовым лесом с примесью дуба, ясеня и бука сомкнутостью 09, объем размыва-аккумуляции оказался примерно одинаковым. Он свидетельствует о локальном снижении и повышении поверхности в течение XX-го века со средней скоростью 0,003 мм/год. В дубовом лесу сомкнутостью 08, произрастающем на склоне крутизной 20-25 градусов и длиной 100 м, средняя скорость приствольной эрозии-аккумуляции составила около 0,004 мм/год. Результат смыва почвы с лесных склонов на порядок меньше полученных значений. Об этом свидетельствует отсутствие делювия или незначительная его аккумуляция на полках заброшенных лесных дорог и поверхности первой речной террасы. Баланс наносов на таких склонах обычно положительный. Близкая скорость смыва была выявлена с помощью стоковых площадок на склонах Северной Каролины, покрытых хорошим лиственным лесом (Беннет, 1958).

Крутые короткие склоны, на которых не удерживаются опад и подстилка, примыкают к руслам долин рек и тальвегам временных водотоков. Они занимают менее 1% площади лесного пояса. Обнаженная поверхность склонов подвергается воздействию трансформированных капель дождя, талых вод и струй, стекающих со стволов деревьев. С помощью дендрохронологического метода было установлено, что в XX-м веке они снижались со средней скоростью около 2,0-3,9 мм/год. Баланс наносов на таких склонах отрицательный. При значительном смыве почв на них обнажаются материнские породы.

Небольшой сток взвешенных наносов из бассейнов рек, находящихся в лесном поясе, свидетельствует о том, что денудация составляет там примерно 0,1-0,2 мм/год (Ресурсы..., 1966). Основная доля взвешенных наносов формируется за счет размыва русел и смыва почв с крутых прирусловых склонов.

Делювиальный смыв в лугово-степном поясе.

В этом поясе склоны покрыты плотным травянистым покровом. Делювиальный процесс на их поверхности проявляется локально в тех местах, где он нарушен выпасом скота, роющей деятельностью грызунов и кабанов, вымораживанием камней и растений из почвы. На исследованной территории баланс наносов на них положительный и нулевой.

Делювиальный смыв на распаханных склонах.

Скотоводство и земледелие издавна являлись традиционными видами хозяйственной деятельности местного населения. В XX-м веке профилирующей отраслью сельского хозяйства стало виноградарство, в связи с чем возросли площади распаханных земель на склонах. Производителями сельскохозяйственной продукции являются “Коктебель” и “Солнечная долина”. В структуре этих хозяйств виноградники занимают более 75% площади обрабатываемых земель. Они расположены до абсолютной высоты 200-250 м на высокой пойме, речных и балочных террасах, конусах выноса и делювиально-пролювиальных шлейфах, склонах балок

и долин, в поясах субсредиземноморской степи и горной лесостепи с коричневыми почвами разной степени смытости. Виноград произрастает на малоплодородных эродированных скелетных почвах в условиях дефицита влаги и не имеет конкурентов среди других сельскохозяйственных культур. Его выращивание экономически выгодно и при соблюдении требований противоэрозионной агротехники сопровождается сравнительно небольшой потерей почв.

Смыв и размыв почв резко возрастает при распашке склонов крутизной более 8 градусов, обработке почвы вдоль наклона поверхности, поливе сельхозугодий большой струей. Эрозия уменьшается при контурной посадке и обработке склоновых земель, размещении культур, клеток и дорог поперек линий тока, применении других противоэрозионных технологий (Кочкин, 1967; Олиферов, 1982; Заславский, 1983). На склонах крутизной до 8° возможна сплошная обработка почвы. При большей крутизне рекомендуется нарезать площадочные и ленточные террасы. Площадочные террасы характерны на склонах долины Левая Отузка, а ленточные занимают большие площади на территориях Рескомлеса и Карадагского заповедника. На площадочных террасах посажены виноградники, а на ленточных – лесокультуры, преимущественно сосна.

Эрозионноопасный период совпадает с теплым периодом года. На сельхозугодьях поверхностный сток образуется при выпадении ливней. На склонах, распаханных вдоль наклона, он может сопровождаться катастрофической эрозией почв. Табачная плантация длиной 200 м и крутизной 15°, подготовленная таким образом на склоне долины реки Сотеры в 1965 году, после нескольких ливневых дождей была вся изрезана эрозионными бороздами и промоинами глубиной до 60 см. Размыв, рассчитанный по их объему, составил 100 т/га. С учетом плоскостного смыва эрозия снизила поверхность в среднем на 10 мм. На виноградных плантациях, располагавшихся у Щебетовки, после нескольких ливневых дождей общим слоем 215 мм, выпавших с 3-го по 7-е сентября 1968 года, образовались многочисленные эрозионные борозды и промоины глубиной до 150 см, повалившие шпалеру. Во время интенсивного ливневого дождя 30.8.1976 г. (86,6 мм) плантаж крутизной 7-8° и длиной 400 м, подготовленный у Курортного под посадку винограда, был изрезан через каждые 5-10 м эрозионными бороздами глубиной до 30-40 см. В июне 1977 года поверхностный сток, вызванный двумя экстремальными дождями слоем 89,0 и 88,4 мм, образовал на винограднике, посаженном на террасе в Деляметской долине вдоль наклона поверхности крутизной 4°, многочисленные эрозионные борозды и промоины глубиной до 50-70 см. В августе-сентябре 2002 года обильные ливневые дожди смыли с виноградника, размещенного у Семидворья вдоль склона крутизной 10 ° и длиной 80 м, около 100 т/га почвы, что равноценно снижению поверхности пахотного слоя на 7 мм. Примеров экстремальной эрозии, когда за несколько часов или дней с сельскохозяйственных угодий крымских хозяйств сносился слой почвы толщиной 5-10 мм, можно привести довольно много. Но значи-

тельный смыв почв (100-200 т/га год и более) происходит на небольшой площади (1%) распаханных склонов (Меняющийся мир..., 1991).

Водная эрозия и связанные с ней истощение почв и потери урожая заставили хозяйства перейти к контурной системе земледелия, перепланировать часть виноградников. Они располагаются сейчас, в основном, поперек линий тока на склонах крутизной менее 8 °, что ограничивает возможности формирования поверхностного стока. Контурная посадка и обработка уменьшили, но не устранили размыв почв (Швебс, 1981). На сложных склонах, расчлененных ложбинами, производится полуконтурная посадка и обработка сельхозкультур. Их ряды вытянуты не вдоль горизонталей, а диагонально к ним, в связи с чем возникает наклон междурядей к ложбинам под углами до 5 градусов и создаются предпосылки для их размыва. Кроме того, агротехнические системы "прекращают выполнять свои функции в экстремальных ситуациях, когда водный сток превышает некоторый предел" (Поздняков, Черванев, 1990, с. 149). Так, например, во время ливня интенсивностью 0,8 мм/мин в течение 20 минут в бассейне реки Ворон на склонах, распаханных поперек уклона, площадочных и ленточных террасах образовался поверхностный сток (Клюкин, Новиков, 1998). Вода сначала заполняла микропонижения, а затем стекала в направлении общего наклона поверхности и размывала почвы. На Северном Кавказе сток и размыв почв на террасах с виноградниками начинается при слое осадков 40-42 мм и интенсивности 1 мм/мин (Фисун, Ханиев, 1981). Приведенные примеры свидетельствуют о том, что роль противоэрозионных мероприятий и агротехнических приемов в регулировании склонового стока снижается во время выпадения обильных интенсивных ливней, особенно на склонах крутизной более 5 °.

На распаханных склонах денудация связана не только с проявлением делювиального смыва, а и со стаскиванием почвы в направлении наклона сельскохозяйственными орудиями, уборкой и вывозом камней с плантаций, пылением почвы при ее обработке и ирригационной эрозией, спровоцированной бесконтрольным неумеренным поливом. Наиболее эрозионноопасным агрофоном является черный пар, не защищенный от капельной эрозии сельскохозяйственными культурами. На виноградниках развитие смыва и размыва сдерживается неровностями микрорельефа распаханных междурядий и напашными террасами, образующимися при контурной обработке, покрытием части поверхности камнями и кустами растений, значительной фильтрацией почво-грунтов.

Около 20-40% площади поверхности в эрозионноопасный теплый период года экранировано кустами винограда, но с их крупных листьев на почву падают преобразованные капли, которые в 7 раз больше средних капель ливневого дождя (Сластихин, 1991). Объем лунок, образованных ими при выпадении осадков слоем 100 мм, составил 0,4 куб. м/га, что равноценно равномерному снижению поверхности примерно на 0,04 мм. Эрозия, вызванная пластовым и, особенно, ручейковым стоком, может быть на один-два порядка больше. После двух

ливневых дождей 6-го и 7-го августа.2002 года, изливших суммарно за 3-4 часа около 100 мм осадков, в долине реки Кутлак на междурядьях полуконтурной посадки виноградника, наклоненных под углами 2-5 ° к ложбинам, ручейковый сток образовал густую сеть эрозионных борозд глубиной до 30 см. Денудация, рассчитанная по их объему с учетом пластового смыва, составила около 20 куб. м/га, что соответствовало снижению поверхности пахотного слоя на 2 мм.

Достоверных экспериментальных данных о потере почв с виноградников и других сельскохозяйственных угодий балансового участка нет. Известны примеры, когда с виноградников, посаженных поперек и вдоль линий тока на склонах Южного берега Крыма крутизной 5-10 °, за 2,5 года было смыто соответственно 25-64 и 306-381 куб. м/га почвы, что соответствует снижению поверхности пахотного слоя примерно на 1,0-2,5 и 12-15 мм/год (Кочкин, 1967). По результатам трехлетних наблюдений В.И. Донюшкина, потери почвы под садом на склонах крутизной 5, 8 и 10 ° при поперечной обработке составили соответственно в среднем 9,0, 19,3 и 23,0 куб. м/га*год, а на склонах крутизной 5 и 14 ° с продольной обработкой – соответственно 104,7 и 134,0 куб. м/га*год. На склоне под паром при контурной распашке смыв оказался примерно в 20 раз меньше, чем при продольной, – 10-15 куб. м/га*год. На крутых откосах ленточных и площадочных террас делювиальный смыв проявлялся только в первые годы, до их закрепления растительностью.

Не весь делювий, перемещаемый капельной эрозией, ручейковым и пластовым стоком, учитываемый в расчетах, в основном, по суммарному объему эрозионных борозд, удаляется с обрабатываемых склонов. Реальные потери явно больше допустимой "нормы" смыва (0,2 мм/год) и только иногда и далеко не везде достигают или превышают 1-2 мм/год. Продукты смыва и размыва перемещаются по пологим средним и длинным склонам волнообразно и сравнительно долго. Экстремальные проявления процесса, обращающие на себя внимание и оставляющие в памяти яркие эмоциональные впечатления, случаются редко и не везде. Около четверти обрабатываемых земель находится на субгоризонтальных поверхностях, где делювиальный процесс практически не проявляется. Средняя скорость смыва, рассчитанная с учетом типа сельхозугодий, крутизны поверхности, способа распашки и обработки почв, составила 6,1 т/га*год, или 0,59 мм/год, что близко к скорости смыва со склонов 2-го вида, покрытых степной растительностью. В это значение не вошли потери почвы от агротехнического крипа и дефляции. Во влажных субтропиках Кавказа среднегодовая эрозия почв в садах и виноградниках оценивается в 10 т/га, а на пашне – 30 т/га (Ажигиров, 1991), что почти вдвое больше приведенных значений.

Из всей массы отложений, ежегодно смываемых со склонов, доля лугово-степного пояса менее 0,1%, лесного – 4,6%, лесокустарников горной лесостепи – 3,5%, степных склонов и бедлендов – 63,2%, распаханных земель – 28,7%. Со степных пространств, бедлендов и агро-

ландшафтов, занимающих 45,1% площади делювиальных склонов, сносится 91,9% делювиальных отложений, которые на 90-95% состоят из мелкозема. Они участвуют в формировании стока взвешенных наносов рек и временных водотоков.

Таким образом, склоновые процессы ежегодно удаляют со склонов 56437 т отложений *(табл. 29).* Площадь их развития, указанная в таблице, больше истинной, так как на одних и тех же склонах нередко проявляются два и даже три разных процесса. По значимости в денудации склонов процессы располагаются в следующем порядке: делювиальный смыв – осыпной снос, камнепады и обвалы – оползни – крип. По массе отложений, перемещаемых по склонам, они размещаются в иной последовательности: оползни – крип – делювиальный смыв – осыпной снос, камнепады и обвалы.

Таблица 29.
Снос обломочного материала склоновыми процессами

Склоновые процессы	Площадь, га	Снос со склонов		
		куб. м/год	т/год	%
Осыпной снос, камнепады и обвалы	382	4715	10139	18,0
Оползни	60	1000	2000	3,5
Крип	1050	164	252	0,5
Делювиальный смыв и крип в бедлендах	130	8320	9984	17,7
Делювиальный смыв со склонов	16990	16614	21412	37,9
Эрозия почв на сельхозугодьях	1950	11500	12650	22,4
Итого:	20562	42313	56437	100,0

В продуктах сноса со склонов преобладает мелкозем (75-80%). Он быстрее, чем крупные обломки, достигает местных базисов эрозии и выносится в море.

Флювиальные русловые процессы. Деятельность водотоков – сложный эрозионно-аккумулятивный процесс, включающий размыв отложений, коррозию и корразию ложа, транспортировку и аккумуляцию наносов. Он зависит от морфологии и строения русла, режима стока, количества перемещаемых наносов и других факторов (Маккавеев, Чалов, 1986).

Флювиальные формы рельефа являются самыми распространенными геоморфологическими образованиями в Крымских горах и на балансовом участке, а русловые процессы играют главную роль в перемещении продуктов денудации с суши в море. Флювиальные системы состоят из временных водотоков и малых пересыхающих рек.

Общие закономерности строения флювиальных систем. Ведущим методическим приемом изучения флювиальных систем является ландшафтно-бассейновый подход, в котором предусмотрено деление бассейнов на водосборы разного ранга – порядка (Прогнозно-географический..., 1984; Меняющийся мир..., 1991; Проблемы..., 1999). Порядки водотоков (долин) обычно выделяют по методике А.Н.Стралера (Strahler, 1952) – В.П.Философова (1960), которые усовершенствовали схему иерархии водотоков Р.Е.Хортона (1948). Структурными элементами речных бассейнов являются русла и склоны разных порядков. Порядок склона определяется порядком русла. Доля склонов убывает с увеличением порядка (Проблемы..., 1999). Функционирование водотоков зависит от их порядка в системе, ландшафтных условий и антропогенного воздействия. В однопорядковых долинах с однородными ландшафтами проявляется сходный комплекс русловых и склоновых процессов.

Следует различать порядки рек и порядки всех звеньев эрозионной сети, состоящей из рек и временных водотоков. Обычно устанавливают и анализируют порядки речных систем. Это позволило обнаружить ряд законов и закономерностей в их строении и функционировании. Для такого исследования оптимальную информацию содержит топографическая карта масштаба 1:100 000. В этом масштабе крупные речные бассейны Земли состоят из звеньев 15-16 порядков.

На топокарте масштаба 1:100 000 гидрографическая сеть территории балансового участка состоит из небольшого количества пересыхающих ручьев и малых рек трех порядков. Самый высокий – третий порядок имеют река Отузка (Отуз) и ручей Куру-Иланчик в Арматлукской долине. К этому же порядку относится река Ворон.

Таблица 30.
Структура эрозионной сети Карадага по карте масштаба 1:10 000

Порядок	Эрозионные формы	Количество		Длина			Густота расчленения	
		шт.	%	км	%	средняя, км	шт/кв. км	км/кв. км
1	Овраги, лощины, ложбины, балки	872	80,0	162,0	68,1	0,19	34,88	6,48
2	Овраги, лощины, балки	175	16,0	47,2	19,9	0,27	7,00	1,89
3	Балки, долины врем. водотоков	32	2,9	15,0	6,3	0,47	1,28	0,60
4	Долины врем. водотоков	9	0,9	11,6	4,9	1,29	0,36	0,46
5	Долины врем. водотоков и ручьев	2	0,2	1,9	0,8	0,96	0,08	0,08

Порядки гидрографической сети не отражают реального строения флювиальных систем, поскольку в их структуре доминируют эрозионные формы, созданные временными водотоками. Многообразие последних в горном густо расчлененном рельефе лучше всего отражает топографическая карта масштаба 1:10 000 *(табл. 30, 31)*. На ней названные выше водотоки имеют шестой порядок. К 1-2-му порядкам относятся, в основном, ложбины и лощины, балки и овраги, к 3-4-му – долины временных водотоков, к 5-6-му – долины ручьев и рек.

Таблица 31.
Структура эрозионной сети бассейна реки Ворон по карте масштаба 1:10 000

Порядок	Эрозионные формы	Количество		Длина			Густота расчленения		Средний уклон,%
		шт.	%	км	%	Средняя, км	шт/кв. км	км/кв. км	
1	Ложбины, лощины, овраги	2156	80,2	246,2	62,1	0,11	42,74	4,88	425
2	Лощины, овраги, балки	427	15,9	81,9	20,7	0,19	8,47	1,62	252
3	Балки, овраги	83	3,1	34,9	8,8	0,42	1,65	0,69	155
4	Балки, доли-ны врем. водотоков	15	0,6	17,6	4,4	1,17	0,30	0,35	87
5	Долины врем. водотоков и ручьев	4	0,1	3,1	0,8	0,78	0,08	0,06	40
6	Долины рек	2	0,1	7,8	2,0	3,90	0,04	0,15	34
7	Долины рек	1	0,0	5,1	1,3	5,10	0,02	0,10	22
Всего:		2688	100,0	396,6	100,1	0,15	53,29	7,86	48
В лесном поясе:		655	24,4	133,4	33,6	0,20	30,60	6,23	120
В степном и лесо-степном поясах:		2033	75,6	263,2	66,4	0,13	70,01	9,06	25

Лощины и овраги – молодые, а балки и долины – древние эрозионные формы. В лесном поясе больше древних, а в степном поясе и на обнаженных склонах – молодых эрозионных форм. Первые образуют долинно-балочный, а вторые – овражно-балочный рельеф и бедленды. Овраги и бедленды формировались в тех местах, где человек выпасал скот, вырубал лес и распахивал склоны. Уничтожение и деградация растительного покрова сопровождались активизацией эрозии, в результате чего часть балок, лощин и ложбин преобразовалась в овраги, возникли бедленды. Там, где антропо-

генное воздействие давно прекратилось, овраги заросли растительностью и трансформировались в лощины.

Структуру флювиальной системы отражает эрозионная сеть горной группы Карадаг (25,0 кв. км). Она расположена во всех поясах и состоит более чем из одной тысячи звеньев, относящихся к пяти порядкам *(см.табл. 30).* Средняя густота расчленения составляет 9,5 км/кв. км. Наибольшую роль в горизонтальном расчленении рельефа играют долины 1-2-го порядков. На их долю приходится 96% всего количества звеньев и 88% длины эрозионных систем. Средняя длина водотоков 1-го порядка составляет 0,19, а второго – 0,27 км.

Не менее сложную структуру имеет бассейн реки Ворон (54,4 кв. км), расположенный неподалеку в сходных природных условиях *(см.табл. 31).* В нем, так же как и на Карадаге, с увеличением порядка уменьшаются густота расчленения, количество и средний уклон, возрастает средняя длина водотоков. Густота расчленения рельефа в степном и лесостепном поясах в полтора раза больше, чем в лесном поясе. С увеличением густоты расчленения уменьшается длина линий тока, возрастают бассейновая денудация и сток наносов.

Эрозионно-аккумулятивный процесс происходит согласованно в однопорядковых и несогласованно в разнопорядковых долинах (Поздняков, Черванев, 1990).

Динамика русловых процессов и формирование твердого стока. Флювиальные формы – открытые литодинамические системы. Их функционирование определяется движением воды и наносов. Наносы формируются из продуктов бассейновой денудации и русловой эрозии. Обломочный материал сносится со склонов к тальвегам эрозионных форм низких порядков, поступает в русла долин высоких порядков, пополняется продуктами глубинной и боковой эрозии, а затем выносится в море. В этом нисходящем литопотоке вещества наносы перемещаются долго и сложно. Значительная их часть задерживается в транзитной зоне у различных естественных и искусственных препятствий, откладывается на шлейфах, конусах выноса и поймах.

В долинах низких порядков происходит тесное взаимодействие склоновых и русловых процессов, они совместно формируют твердый сток. В долинах высоких порядков хорошо развиты пойма, делювиально-пролювиальные шлейфы и террасы, в связи с чем водотоки практически не соприкасаются со склонами и в формировании твердого стока доминируют русловые процессы.

Эрозия водотоков зависит от водопрочности и размываемости пород, от их способности противостоять воздействию текущей воды. Русла водотоков низких порядков чаще всего выработаны в мезозойских литифицированных породах, а водотоков высоких порядков – в четвертичных нелитифицированных отложениях. Развитие эрозии, во-первых, контролируется выветриванием пород, а во-вторых – гранулометрическим составом отложений. Размыв скальных и полускальных грунтов происходит по мере

их выветривания, а связных глинитых – по мере выветривания и размокания. В несвязных грунтах он зависит от гидравлической крупности частиц. Неоднородные связные и несвязные грунты, состоящие из крупных обломков и мелкозема, размываются до образования и после срыва русловой отмостки. Характерные мезозойские породы Крымских гор размываются при скорости потока 2-8 м/с, а мелко- и крупнообломочные четвертичные отложения – соответственно более 0,5-1 и 2-3 м/с.

Водотоки могут углубить эрозионные формы, выработанные в породах, устойчивых к денудации, до 1-го, в податливых – до 10, в очень податливых – до 1000 мм/год, а иногда и более. Многие ущелья Берегового хребта Карадага из-за очень медленного врезания временных водотоков в устойчивые вулканиты "висят" над базисом – находятся выше уровня моря на 10-100 м. Крутые тальвеги оврагов 1-го порядка углубились в податливые мезозойские глинистые и флишоидные отложения за 50-150 лет на 0,5-1,0 м, о чем свидетельствуют вымытые из них на такую высоту корни старых деревьев. За 140 лет временные водотоки приморского склона хребта Эчкидаг врезались в юрские глины, алевролиты и песчаники на 0,5-1,0 м. Они уничтожили старую грунтовую дорогу, пересекавшую овраги и долины 1-3-го порядка.

Характерными особенностями рек являются пересыхание и паводочный режим (Рухлов, 1915; Ресурсы, 1966; Климат и опасные..., 1982). Эти особенности позволили Б.Д. Зайкову выделить крымский тип горных рек. У них маленький меженный сток, пересыхание продолжается до одного года, паводки формируются во время теплого и холодного периодов. Максимальный расход паводков превышает среднемноголетний в сотни раз. В реках Ворон и Отузка он больше соответственно в 300 и 500 раз. Практически только во время паводков реки совершают основную эрозионно-аккумулятивную деятельность, перемещают наносы и преобразуют рельеф. Весьма изменчивый режим, большая зарегулированность стока, значительные русловые деформации во время паводков и другие особенности позволяют относиться к результатам наблюдений за стоком крымских рек как к малонадежным – ориентировочным (Климат и опасные...,1982).

В реках чаще формируются дождевые паводки, вызванные выпадением ливневых дождей, реже – снего-дождевые, образованные талыми и дождевыми водами во время зимних оттепелей. Интенсивность паводкообразующих осадков уменьшается с увеличением продолжительности дождя. Наибольшая интенсивность свойственна интервалу от 5 до 30 минут (Климат и опасные...,1982). Экстремальное значение интенсивности – 9,80 мм/мин. Коэффициент стока возрастает если почво-грунты были влагонасыщены. При одинаковом слое осадков сток в одном и том же бассейне после предварительного увлажнения может увеличиться в полтора-два раза. Расчетный коэффициент стока паводков редкой повторяемости составляет в восточной части Крымских гор 0,3-0,5. В дождливые годы водоносность и твердый сток рек увеличиваются, мутность превышает среднемноголетнюю в 2-3 раза.

В долинах горных рек сверху вниз по течению порожисто-водопадные русла сменяются руслами с неразвитыми (безгрядовыми), а затем с развитыми (грядовыми) аллювиальными формами и полугорными руслами (Маккавеев, Чалов, 1986; Чалов, 1996). В этом направлении в долинах крымских рек устойчивые русла сменяются относительно устойчивыми, слабоустойчивыми и неустойчивыми. В верховьях русло выработано в мезозойских породах и практически не размывается, а в низовьях вложено в мощные голоценовые аллювиально-пролювиальные отложения и может интенсивно размываться. Русловые ложбины врезаны на 1-4 м в аккумулятивные поверхности днищ долин, имеют ящикообразное и трапециевидное поперечное сечение. По их дну шириной 5-50 м в межень и во время рядовых паводков течет ручей или небольшой поток, образующий меандры и рукава с типичными русловыми формами, состоящими из гравия и гальки с песком. Редкие катастрофические паводки заполняют всю русловую ложбину и русло утрачивает первоначальный вид. Они заливают пойму, поверхность которой обычно незаметно переходит в поверхность первой террасы. Изменение уклона, ширины, глубины и извилистости русловой ложбины сопровождается многократной сменой процессов эрозии и аккумуляции, степени насыщенности потока наносами. В узлах слияния водотоков высокого порядка в результате взаимного подпора паводкового стока и других причин образуются внутренние дельты, состоящие из песка, гравия и гальки.

Угол наклона полугорных и горных русел с развитыми аллювиальными формами составляет менее трех градусов. В них имеются благоприятные условия для развития вертикальных и горизонтальных русловых деформаций. Реки Ворон и Андуз, например, за 40-50 лет, прошедших после строительства подпорных берегоукрепительных стен, углубили русловую ложбину в среднем течении на 1-1,5 м и обнажили их фундаменты, а в низовьях занесли стены аллювием и повысили русло примерно на 1 м. Пока трудно сказать какая доля этих значений относится к необратимым, а какая к обратимым русловым деформациям.

Во время рядовых паводков происходят небольшие обратимые вертикальные и горизонтальные деформации дна русловых ложбин. Кратковременные катастрофические паводки заполняют всю ложбину и полностью переформируют ее бывший флювиальный рельеф. Они углубляют плесы на 1,0-1,5 м, а при спаде уровня вновь заносят их аллювием, размывают вогнутые пойменные и террассовые берега излучин на 5-10 м и более, но боковую эрозию в таких местах нередко сдерживают берегоукрепительные стены, корневые системы деревьев и кустарников. Поток, не вместившийся в русловую ложбину, течет по пойме, образует в ней промоины глубиной до 2 м и откладывает на ней аллювий, мощностью до 0,1 м, которая может локально достигать 0,7 м (Луговой, 1914). На столько бывают занесены сады и виноградники, посаженные на пойме. В годы с рядовыми паводками в руслах речных долин преобладает аккумуляция, а в годы с катастрофическими – эрозия. Но даже катастрофиче-

ские паводки не способны "протолкнуть" в море весь скопившийся в руслах крупнообломочный аллювий.

Русловые процессы протекают в естественных условиях практически только в лесном поясе. Ниже, в лесостепном и степном поясах, сток частично зарегулирован плотинами прудов, русловые ложбины во многих местах спрямлены, обвалованы, канализированы, стеснены подпорными стенами и хозяйственными объектами, а поймы, террасы и шлейфы распаханы, заняты виноградниками и застроены. Летом водотоки здесь обычно пересыхают. Эрозионно-аккумулятивный процесс в полугорных руслах происходит на фоне продолжающейся трансгрессии Черного моря, в условиях, благоприятных для развития русловых деформаций.

Днища долин высоких порядков являлись в голоцене областью аккумуляции. До этапа сельскохозяйственного освоения вдоль них протягивались слабо извилистые русла, окаймленные ленточными лесами. Область аккумуляции постепенно распространялась вверх по долинам и их крупным притокам. В эпоху сельскохозяйственного освоения речных бассейнов человек нарушил условия формирования жидкого и твердого стока. Увеличение стока наносов с территорий антропогенных и природно-антропогенных ландшафтов способствовало отмиранию отдельных звеньев речной сети, преобразованию их во временные водотоки.

Формирование стока наносов – сложный многофакторный процесс. Речные бассейны состоят из многочисленных водосборов разных порядков со своими особенностями образования жидкого и твердого стока. Чем меньше водосбор, тем вероятнее его полный охват обильными и интенсивными стокообразующими осадками, вызывающими паводки. Мелкие водосборы обычно находятся в сравнительно однородных ландшафтных условиях, являющихся одновременно условиями формирования жидкого и твердого стока. Речные бассейны, в отличие от них, расположены в нескольких ландшафтных поясах и очень редко полностью охватываются ливневыми дождями. Значительные речные паводки формируются при выпадении ливневых дождей слоем более 60-70 мм над большей частью бассейнов.

Водотоки переносят влекомые (донные), взвешенные наносы и растворенные вещества. Взвешенные наносы являются, в основном, результатом бассейновой, а влекомые – русловой эрозии. Первые не связаны, а вторые связаны с гидродинамическими особенностями потока. Значительная часть перемещаемых взвешенных наносов и растворенных веществ выносится в море. Влекомые наносы перераспределяются паводками вдоль русел волнообразно и только частично удаляются из бассейнов.

Эрозионную деятельность водотоков отражает модуль твердого стока, показывающий сколько материала выносится ежегодно с единицы площади бассейна. Но склоновые и русловые процессы перемещают в десятки-сотни раз больше наносов, чем удаляется водотоками, в связи с чем этот показатель не является мерой интенсивности денудации в бассейне.

Исследованная территория плохо обеспечена режимными наблюдениями за стоком (Ресурсы..., 1966; Справочник..., 1987; Вишневський, Косовець, 2003). Гидрологические посты находятся в 1,5 км (г. Судак), 3,6 км (пгт. Щебетовка) и 8,4 км (с. Ворон) от устья рек и на них учитываются только взвешенные наносы. Количество влекомых наносов в стоке крымских рек не определяется. Их долю рассчитывают из соотношения мелкозема и крупнообломочного компонента в аллювии и пролювии, отложенном в пазухах плотин и на конусах выноса, или устанавливают ориентировочно по отношению к стоку взвешенных наносов. Основную массу в этом стоке составляют глинисто-пылеватые и песчаные частицы.

Содержание влекомых наносов от взвешенных в твердом стоке горных рек колеблется в пределах 10-20% (Лопатин, 1952), 30-90% (Шамов, 1959), 10-50% (Райс, 1980), 10-70% (Барышников, Попов, 1988), 10-80% (Соломенцев и др., 1976), 70-90% (Ковальчук, 1997).

Их количество достигает 90% (Сток наносов..., 1977; Хмелева, Виноградова и др., 2000), а с учетом доли селевого стока – 100% (Габриелян, 1971; Справочник..., 1987). Содержание влекомых наносов в твердом стоке рек влажных субтропиков Абхазии, составляет 37-40% (Ажигиров, 1991), а в стоке рек сухих субтропиков Крыма не превышает 30-33% (Благоволин, Клюкин, 1987). Их доля снижается ориентировочно в реке Отузке до 20% и в ручье Куру-Иланчик до 5%, так как средний многолетний жидкий сток уменьшается от Судака к Феодосии от 1,0 до 0,2 л/с*кв. км (Справочник..., 1987) и в составе русловых отложений уменьшается содержание крупных обломков.

Ливневые паводки, образовавшиеся в долине реки Кутлак 6-9 августа 2002 г., вынесли в море за 10-12 часов 35 тыс. куб. м мелкозема и 5 тыс. куб. м крупнообломочных отложений. В пробах воды при расходе 10 и 25 куб. м/с содержалось соответственно 9 и 12% взвесей. Среднее количество влекомых наносов составило 14% от взвешенных.

Во второй половине XX-го века во многих долинах были созданы пруды и водохранилища, террасированы и облесены склоны, что сопровождалось уменьшением модулей жидкого и твердого стока, снижением высоты и частоты паводков, трансформацией части поверхностного стока в подземный грунтовый сток. Эти антропогенные воздействия проявились во всей низкогорной части Крыма ниже лесного пояса. На территории балансового участка было построено 68 прудов, которые задержали около половины твердого стока. В наиболее крупных бассейнах Отузки и Куру-Иланчика находится соответственно 14 и 24 пруда площадью до 0,11 кв. км. В прудах степной и лесостепной зон России задерживается от 32 до 96% взвешенных наносов.

Для мониторинга русловых процессов были выбраны типичные эрозионные образования каждого порядка, а для контроля происходивших изменений широко применялся фотометод. С помощью фотоснимков выявлялись свежие выносы и размывы, перемещение валунов из маркированных русловых створов. Методом пар колов-реперов изу-

чался рост вершинных уступов донных оврагов. По занесению прудов рассчитывался модуль стока наносов бассейнов разных порядков, выявлялось соотношение в твердом стоке крупных обломков и мелкозема.

Эрозионно-аккумулятивный процесс в долинах разных порядков.

К флювиальным образованиям 1-2-го порядка относятся овраги, балки, лощины и ложбины, 3-4-го порядка – балки, долины временных водотоков и ручьев, 5-6-го порядка – долины рек.

Флювиальные формы 1-2-го порядка.

В системе флювиальных образований самыми активными являются овраги и промоины. Они характерны в степном и лесостепном поясах, где расчленяют береговые уступы, склоны и днища долин. Их небольшие водосборы полностью охватываются атмосферными осадками. Продукты денудации с коротких и крутых выпуклых склонов быстро перемещаются к тальвегам, где мобилизуются в русловой сток. Склоновые и русловые процессы тесно взаимодействуют друг с другом. Вершинные уступы у склоновых и береговых оврагов не характерны, их линейный рост весьма незначительный.

Овражный сток формируется при выпадении ливней интенсивностью около 1 мм/мин в течение 10 минут и более, во время обильных ливневых дождей, иногда при быстром таянии метелевого снега. Во второй половине XX-го века наиболее значительные овражные паводки наблюдались в 1968, 1976, 1977 и 1991 гг., когда слой суточных осадков составлял 80-278 мм.

Соотношение эрозии и аккумуляции в овражных водосборах зависит от режима стока, который образуется редко и продолжается недолго. В маловодные годы без стока или с очень слабым стоком у тальвегов накапливаются продукты сноса со склонов и баланс наносов становится положительным. Таких лет много – более половины. В годы с кратковременными рядовыми паводками отложения перераспределяются вдоль тальвегов и баланс может быть нулевым. В многоводные годы паводки очищают овраги от пролювия и углубляют тальвеги, баланс наносов становится отрицательным.

Развитие эрозионно-аккумулятивного процесса и формирование твердого стока в оврагах зависит от устойчивости пород. Свраги выработаны в четвертичных отложениях, мезозойских породах, в тех и других одновременно.

В четвертичных щебнистых суглинках овраги и промоины нередко формируются при активном участии суффозии. Они углубляются и удлиняются за счет вскрываемых глубинной эрозией суффозионных каналов. За 25 лет (1977-2002 гг.) на уступе крутизной 10-20 градусов ступенчатой поверхности оползня, расположенного у мыса Крабий, образовался новый суффозионно-эрозионный овраг длиной 11м и глубиной 2 м.

В двух типичных оврагах площадью 0,04 и 2,80 га, относящихся соответственно к 1-му и 2-му порядкам, за 15 лет наблюдений заметный твердый сток формировался в среднем 1раз в 4 года. Основную часть пролювия вынесли из них паводки 2.9.1991 г. и 15.6.1993 г., вызванные ливневыми дождями слоем 278,0 и 35,8 мм. Модуль стока наносов за период наблюдений составил 570 куб. м/год*кв. км. Из всех идентичных оврагов и лощин, занимающих площадь около 0,8 кв. км, ежегодно могло удаляться 456 куб. м пролювия, в котором около 75% мелкозема и 25% крупнообломочных частиц.

Косвенные признаки свидетельствуют о быстром формировании оврагов в неводопрочных крупнообломочно-суглинистых отложениях. В голоцене в Двуякорной долине образовался обширный делювиально-пролювиальный шлейф, состоящий из суглинков с линзами дресвы и щебня общей мощностью до 4-5 м. В них на глубине 1 м была найдена переотложенная ручка гераклейской амфоры IV-III вв. до н.э. (определение Е.А. Катюшина). Находка свидетельствовала о том, что аккумуляция отложений на шлейфе завершилась позже этой даты, вероятно, в 1-м тыс. н.э. Переотложенная ручка аналогичной амфоры была обнаружена бурением у подошвы руслового аллювия высокой поймы на глубине 3 м в нижней части Арматлукской долины у Коктебеля. Крупные фрагменты позднебосфорской амфоры III-IV вв. н.э. (определение В.К. Голенко) были извлечены из средней части разреза пролювия, заполнившего до верха небольшую балку глубиной 3 м. Ее строение хорошо видно в береговом обрыве у Прибрежного. Находки артефактов свидетельствуют об аккумуляции флювиальных отложений в эрозионной сети в конце 1-го тыс. до н.э. и в 1-м тыс. н.э. во время нимфейской трансгрессии Черного моря. За прошедшие с тех пор 1,0-1,5 тыс. лет описанный выше делювиально-пролювиальный шлейф был расчленен оврагами 1-2-го порядка длиной до 200-300 м и глубиной до 5 м.

В рельефе территории более характерны промоины, овраги и лощины, выработанные в мезозойских глинах, алевролитах, флишевых и флишоидных водоупорных отложениях. Они образуют на склонах хребтов Караул-Карш, Эчкидаг, Кучук- и Биюк-Янышар, на горе Белой и у мыса Мальчин бедленды общей площадью около 2 кв. км. Некоторые овраги в бедлендах имеют глубину до 20 м и длину до 500 м. В них проявляются делювиальный смыв и крип, суффозия и глубинная эрозия, оплывины и оползни, осыпной снос и микросели. За 16 лет наблюдений (1986-2002 гг.) твердый сток в типичных оврагах формировался не менее одного раза в 2 года: четыре раза во влажные и четыре раза в нормальные по увлажнению и засушливые годы. Слой стокообразующих осадков колебался от 21,7 до 278,0 мм, они выпали за время от 1,5 часа до одних суток. В 1991 г. овражные паводки наблюдались дважды – 17-го июля (52 мм) и 2-го сентября (278 мм). Они вынесли на пляжи из промоин 0,2-3,0 куб. м, а из оврагов 1-2-го порядка соответственно до 10 и 100 куб. м пролювия. Модуль стока наносов, рассчитанный за период

наблюдений по объему конусов выноса, составил 500 куб. м/год*кв. км. Пролювий содержал 85-90% мелкозема и 10-15% крупнообломочных частиц.

В 1979-1993 гг. В.Е.Новиков наблюдал за формированием твердого стока в четырех оврагах 1-2-го порядка. Три из них выработаны во флишевых отложениях таврической серии и находятся на побережье у села Морского, а один образован в верхнеюрском флише на склоне долины реки Ворон выше одноименного села. За 15 лет наблюдений сток в оврагах у Морского наблюдался только 2 раза, а в овраге у Ворона – более 40 раз. Это свидетельствует об очень неравномерном распределении стокообразующих осадков и увеличении частоты их выпадения от берега Черного моря к вершинам Главной гряды Крымских гор. Кроме того, степные склоны побережья подверглись искусственному террасированию, а лесостепные склоны долины – воздействию выпаса скота, что отразилось соответственно на уменьшении и увеличении поверхностного стока и денудации в оврагах.

Модельный овраг 2-го порядка, расположенный у села Ворон, находится на абсолютной высоте 250-400 м. Его длина – 450 м, глубина – 25 м, средний уклон тальвега – 333%, площадь – 2,7 га. В нем велись режимные наблюдения за атмосферными осадками с помощью осадкомера и плювиографа, за твердым стоком – с помощью наносоуловителя, за интенсивностью осыпных и делювиальных процессов – с помощью площадок-ловушек и микронивелировочных площадок.

Жидкий и твердый сток в овраге формировался чаще в дождливые годы, когда атмосферные осадки и показатель дождливости Фурньера (Торнес, Брунсден, 1981) превышали среднемноголетнее значение. За период наблюдений было 6 влажных, 5 засушливых лет и 4 нормальных по увлажнению года. Показатель Фурньера, – отношение квадрата количества осадков самого влажного месяца к среднегодовым осадкам, – в течение 5 лет превышал норму, 9 лет был меньше нормы и 1 год соответствовал среднему значению. В образовании руслового стока участвовало в среднем около 27% слоя годовых осадков.

За 15 лет объем пролювия, вынесенного из оврага, изменялся от 2,5 до 50,8 куб. м/год и составил в среднем 22,7 куб. м/год, что соответствует модулю твердого стока, равному 841 куб. м/год*кв. км. Во влажные годы и годы с высоким показателем Фурньера твердый сток был соответственно на 60 и 58% больше, а в засушливые годы и годы с низким показателем Фурньера – на 53 и 68% меньше нормы (±10% от среднегодового значения). Твердый сток (Y, куб. м/год) связан с атмосферными осадками (X, мм/год) прямой линейной зависимостью: $Y = 0,17X-42$. Коэффициент корреляции высокий – 0,85.

За 15 лет наблюдений коэффициент твердого стока изменялся от 1 до 34% и составил в среднем 11%. Это значит, что временные водотоки вынесли из оврага только 11% расчетного объема бассейновой денудации. Даже при неординарном ливневом дожде 5.7.1980 года слоем

56,1 мм и максимальной интенсивностью 1,35 мм/мин в течение 19 минут из оврага было удалено только 5% объема годовой бассейновой денудации. В притальвежной зоне оврага скопилось около 200 куб. м наносов, но мощность паводков, формировавшихся в период наблюдений, не позволила удалить их на конус выноса.

Пролювий, вынесенный временными водотоками, состоял из дресвы и щебня с суглинистым заполнителем (10%). Гранулометрический состав свидетельствует, что он образовался в результате размыва осыпных и делювиальных отложений, снесенных с крутых коротких притальвежных склонов 4-го и 3-го видов. Они занимают соответственно около 9 и 23% площади оврага. Эксперимент подтвердил волновой характер проявления бассейновой денудации и русловой эрозии. Объем наносов, снесенных со склонов к тальвегу и удаленных из оврага на конус выноса, на порядок меньше объема отложений, перемещенных по склонам и руслу.

Модуль стока наносов из типичных оврагов 2-го порядка, выработанных во флише таврической серии, был рассчитан нами по объему отложений, вынесенных паводками за 18 лет (1979-1997 гг.) в пазухи плотин, сооруженных в средней части бассейна р. Ворон для защиты виноградников от размыва и занесения. Он составил 220 куб. м/год*кв. км. Пролювий состоял из дресвы и щебня с супесчаным и суглинистым заполнителем (20-25%).

В модельных оврагах, расчленяющих юрские флишоидные и четвертичные крупнообломочно-суглинистые отложения, глубинную эрозию и формирование твердого стока сдерживала валунная отмостка мощностью до 1 м, вытянутая вдоль тальвегов. Вода просачивается в коллювиально-пролювиальные отложения и вызывает в них суффозию. Вымывание мелкоземистого заполнителя сопровождается перекатыванием валунов. За 26 лет наблюдений (1976-2002 гг.) в таких оврагах преобладала аккумуляция. С помощью фотометода зафиксировано перемещение отдельных валунов на 1-2 м вдоль крутого тальвега и небольшие выносы мелкозема на пляж. Для того, чтобы в таких оврагах происходила глубинная эрозия и увеличился твердый сток, необходимо сорвать отмостку. В условиях небольшого водосбора это могут сделать только экстремальные ливневые паводки очень редкой повторяемости, значительнее тех, которые формировались в оврагах во время ливневых дождей суточным слоем от 80 до 278 мм.

В ущелевидных оврагах, выработанных в юрских скальных породах, проявляются осыпной снос, камнепады и обвалы. За 21 год (1981-2002 гг.) из оврага 1-го порядка глубиной 5 м и длиной 54 м, разрезавшего андезиты Карадага, паводки удалили на конус выноса 2,4 куб. м щебня и глыб, что соответствует среднему снижению бассейна примерно на 0,1 мм/год и модулю твердого стока 157 куб. м/год*кв. км. В более крупных оврагах (3,0-5,5 га) за 16 лет наблюдений (1986-2002 гг.) ливневые паводки формировались в среднем 1 раз в 2-3 года. Объем разовых

выносов из них на пляжи изменялся от 2 до 80 куб. м. Около 85% отложений было перемещено в период с 1988 по 1991 гг. Три из четырех лет этого периода были влажными. Модуль стока наносов изменялся от 107 до 210 куб. м/год*кв. км. За все время наблюдений в ущельях не формировались паводки, способные очистить их полностью от накопившихся продуктов гравитационного сноса.

При выпадении обильных ливней экстремальной интенсивности твердый сток может возрасти на порядок. Ливневый паводок 12.8.1966 г. вынес из Змеиного ущелья Карадага на пляж 600 куб. м пролювия.

Модуль стока наносов из оврагов 1-2-го порядка, образованных в юрских глинистых и скальных породах на южном склоне хр. Кучук-Янышар, был рассчитан за 30-летний период по объему пролювия, накопившегося в пазухах глухой дорожной насыпи. Он составил в среднем 439 куб. м/год*кв. км. Отложения состояли из суглинка с дресвой и щебнем в количестве около 25%.

Таким образом, модуль твердого стока оврагов, выработанных в разных горных породах, колеблется от 107 до 841 куб. м/год*кв. км и составляет в среднем около 400 куб. м/год*кв. км *(табл. 32).* Ежегодно из оврагов, промоин и лощин в море выносится в среднем около 3 тыс. куб. м (4,8 тыс. т) пролювиальных отложений.

Многие балки, так же как и овраги, являются звеньями эрозионной сети 1-2-го порядка. Они начинаются ложбинами и лощинами, открываются к долинам и к морю, находятся во всех ландшафтных поясах. Их длина, глубина и площадь редко превышают соответственно 500 м, 50 м и 10 га. Вдоль узкого дна балок вытянута пологая ложбина, по которой стекают ливневые и талые воды. Свежие формы линейного размыва не характерны. Склоны и дно покрыты густым растительным покровом. Из-под почв только локально обнажаются подстилающие отложения. Характерны вогнутые и вогнуто-выпуклые склоны 1-го вида. Эрозионные процессы проявляются очень слабо.

Временные водотоки образуются в балках сравнительно редко. В типичной балке КЛЭС, расположенной в поясе горной лесостепи, за 10 лет наблюдений (1992-2002 гг.) поверхностный сток не формировался. Небольшой склоновый и русловой сток ливневых и талых вод из верхней части бассейна до устьевого створа не доходил. Он поглощался почвами и делювиально-пролювиальными отложениями, трансформировался в грунтовый сток. Вероятно, только во время выпадения обильных интенсивных ливней и быстрого таяния высокого снежного покрова поверхностный сток может удалять из балок небольшое количество взвешенных наносов. В годы, когда поверхностный сток практически полностью трансформируется в подземный, а взвеси аккумулируются на склонах и в днище, баланс наносов должен быть положительным. В многоводные годы с высоким уровнем грунтовых вод и поверхностным стоком из бассейна, когда наносы полностью или частично удаляются, баланс

становится нулевым или отрицательным. Ситуации с выносом вещества из балок поверхностными водотоками повторяются редко.

На побережье бухты Чалка несколько типичных балок 1-2-го порядка опираются на поверхность новочерноморской или нимфейской террасы. В береговом уступе видно, что морские отложения террасы замещаются пролювиальными суглинками, вынесенными водотоками во второй половине голоцена. В то время балки еще были лощинами и оврагами, в них активно протекали эрозионные процессы. В последующий период терраса водотоками практически не размывалась. Она была перекрыта небольшими примитивными конусами из пролювиальных лессовидных суглинков, что свидетельствуют о выполаживании и зарастании склонов, образовании днищ, трансформации значительной части поверхностного стока в подземный грунтовый сток и незначительном выносе взвешенных наносов из бассейнов. Модуль твердого стока составляет сейчас около 10 куб. м/год*кв. км.

Флювиальные формы 3-4-го порядка.

На топографических картах и в местной топонимике долины временных водотоков 3-4-го порядка неправильно называются балками, оврагами и лощинами. Топонимическая некорректность уходит своими корнями в терминологическую запутанность (Бондарев, 1999).

К флювиальным системам рассматриваемого ранга относятся овраги Крутой, Сухой, Ветвистый, балки Буран-Таш, Коз-Йол, Османов Яр, Янтык, долины Деляметская, Чалкинская, Беш-Таш, Кордонная, Янышарская и другие. У них есть дно и пролювиальные террасы. Длина долин колеблется от 1 до 6 км, глубина – от 50-100 до 300-400 м, площадь – от 0,5 до 7,9 кв. км, средний уклон вогнутого и вогнуто-ступенчатого продольного профиля – от 0,05 до 0,30%. Их бассейны не всегда охватываются полностью атмосферными осадками.

Низовья некоторых долин 30-40 лет назад были перегорожены плотинами, у которых накопилось 1-10 тыс. куб. м пролювиальных отложений, что позволило рассчитать модуль стока наносов. В бассейнах, расположенных преимущественно в степном и лесостепном поясах (долины Беш-Таш, Кордонная, Янышарская и др.), он изменялся от 21 до 125 куб. м/год*кв. км и составил в среднем 81 куб. м/год*кв. км. Минимальное значение получено для бассейна Беш-Таш, значительная часть которого занята виноградниками, искусственно террасирована и облесена, что сказалось на уменьшении жидкого и твердого стока. Максимальное значение относится к Янышарской долине, степи которой испытали длительное влияние выпаса скота, что сопровождалось увеличением жидкого и твердого стока.

Особенности формирования твердого стока были изучены в овраге Крутом – типичной долине временного водотока 4-го порядка, открывающейся к бухте Лисьей. В строении ее нижней половины принимают участие юрские флишоидные отложения, а в строении верховий – юр-

ские песчаники и известняки. Водосборная воронка эрозионной формы находится в лесном поясе хребта Эчкидаг. Длина эрозионной системы составляет 2,75 км, глубина – 100 м, средний уклон продольного профиля – 0,24%, площадь – 1,23 кв. км. Дно долины частично покрыто маломощным пролювием, состоящим из дресвы и щебня с суглинистым заполнителем (30%) и включением валунов диаметром до 2 м. Ландшафты долины испытали длительное воздействие выпаса скота. Около 20% площади склонов к настоящему времени превращено в бедленды, 5% занято искусственными террасами с посадками сосны.

В 1990 г. на дне долины в 150 м от берега моря для наблюдений за формированием твердого стока был оборудован створ с маркированными краской глыбами и валунами разных размеров. Уклон извилистого сухого русла в этом месте составляет 0,05%. По нему периодически течет небольшой ручеек, практически не перемещающий наносы. За 12 лет наблюдений через створ прошло не менее семи паводков. Сравнительно небольшой (0,5 куб. м/с) кратковременный паводок образовался 21.7.1994 г. во время выпадения ливневого дождя слоем 30-40 мм. Он вынес на конус и в море около 50 куб. м пролювиальных отложений. Самый значительный (2-3 куб. м/с) и продолжительный паводок 2.9.1991 г. был вызван экстремальным дождем слоем 278 мм. Паводок отложил на конусе около 100 куб. м крупнообломочного пролювия и еще не менее 500 куб. м преимущественно мелкозема вынес в море. Он удалил из створа все меченые валуны массой до 20 кг, перекатил на 4,8 м валун известняка диаметром 0,5 м и массой около 300 кг, углубил русло на 0,3 м до коренных пород. В 1996 г. менее мощный паводок прикатил в створ валун массой около 200 кг. Перемещение валунов на небольшое расстояние вниз по руслу связано не с высокой скоростью потока, а с влиянием аблювиального эффекта (Маккавеев, Чалов, 1986).

С помощью дендрохронологического метода и опросов очевидцев удалось установить, что такие же и более высокие паводки прошли по долине в 1960, 1968, 1973, 1976 и 1977 гг. Из них только 1960 год был нормальным по увлажнению, а остальные – влажными. Все паводки образовались в теплый период года в результате выпадения ливневых дождей. Их высота и расход достигали ориентировочно 1 м и 4-5 куб. м/с. За 44 года по долине прошло не менее шести паводков типа 1991 г. и двадцати паводков типа 1994 г., которые вынесли из бассейна более 4 тыс. куб. м пролювия. Модуль стока наносов, рассчитанный по структуре паводков, составил ориентировочно 74 куб. м/год*кв. км, что близко к значению, полученному по занесению котлованов прудов.

Из всех долин 3-4-го порядка общей площадью около19,2 кв. км, расположенных в степном и лесостепном поясах балансового участка, ежегодно выносится в море 1536 куб. м пролювиальных отложений, содержащих 30% (Судакско-Карадагское низкогорье) и 10% (Коктебельско-Феодосийское мелкогорье) крупнообломочного материала (табл .32).

Около 75% твердого стока дают паводки, расход которых больше 0,5-1,0 куб. м/с. Они составляют 23% от всех паводков.

Твердый сток паводков формируется за счет глубинной и боковой эрозии водотоков, овражных выносов, продуктов делювиального смыва и крипа, осыпного сноса, обвалов и камнепадов, оплывин и оползней.

В долинах лесного пояса модуль стока наносов меньше. По заилению пруда, расположенного в долине 4-го порядка бассейна р. Ворон, он составил 30 куб. м/год*кв. км. Это значение близко к модулю твердого стока всей водосборной воронки реки, расположенной практически полностью в лесном поясе. В более крупном бассейне р. Су-Индол (с. Тополевка) модуль стока наносов, рассчитанный за 12 лет наблюдений, составил 28 т/год*кв. км (Ресурсы..., 1966), а за более продолжительное время, когда в бассейне возросло антропогенное влияние, – 41 т/год*кв. км (Вишневський, Косовець, 2003). При среднем значении 25 куб. м/год*кв. км из всех долин 3-4-го порядка общей площадью 81,1 кв. км, расположенных в лесном поясе балансового участка, паводки ежегодно удаляют около 2028 куб. м отложений.

В долинах под лесом высокие паводки не характерны и большого твердого стока в них не бывает. Об этом косвенно свидетельствуют старые деревья, произрастающие у русла и практически не имеющие сбитостей на стволе, а также хорошо сохранившиеся подпорные стенки из каменной кладки, простоявшие не менее ста лет. С помощью дендрохронологического метода было рассчитано, что за 35 лет (1960-1995 гг.) в долине 4-го порядка, расположенной в лесном поясе бассейна реки Шелен, высота и расход паводков не превышали соответственно 1,1 м и 7,0 куб. м/с. Максимальный паводок образовался 5.8.1995 г. во время ливневого дождя слоем 110 мм (ГМП "Громовка").

В лесном поясе паводки размывают маломощные пролювиальные и аллювиальные отложения, накопившиеся в местах локального уменьшения уклона русел, и продукты денудации, перемещенные с коротких крутых прирусловых склонов делювиальным смывом и крипом, иногда осыпным сносом и оползнями. В степном и лесостепном поясах твердый сток формируется за счет бассейновой и русловой, а под лесом – за счет русловой эрозии.

Флювиальные формы 5-6-го порядка.

К пятому и шестому порядкам относятся Козская, Отузская, Карадагская, Коктебельская и Арматлукская долины, открывающиеся к морю. По ним протекают пересыхающие ручьи и реки. Их бассейны находятся в природных, природно-антропогенных и антропогенных ландшафтах, являющихся одновременно разными стокоформирующими комплексами. Первые характерны в лесном поясе, а вторые и третьи – в степном и лесостепном поясах.

Паводки зарождаются чаще всего в водосборных воронках рек, покрытых лесом. Известно, что лес сглаживает неравномерность стока,

в лесном поясе гор паводки и половодья более продолжительные. В формировании сравнительно мощных потоков участвуют совместно поверхностный и "быстрый" грунтовый сток. Твердый сток резко возрастает после выхода паводков в лесостепной пояс с неустойчивыми размываемыми руслами и значительной бассейновой денудацией.

В природно-антропогенных ландшафтах характерны склоны, подвергшиеся пастбищной дигрессии. Антропогенные стокоформирующие комплексы находятся обычно под ними, на аккумулятивных флювиальных поверхностях дна долин, состоящих из поймы, конусов выноса, делювиально-пролювиальных шлейфов, первой, а иногда второй и третьей надпойменных террас. Их общая ширина в долинах 5-го порядка достигает 50-100 м, а в долинах 6-го порядка – 300-400 м. Днища разрезаны русловой ложбиной или донным оврагом глубиной 2-3 м, по которым протекают река, ручей или временный водоток. Крутизна аккумулятивных поверхностей, образующих днища долин, обычно не превышает 3-5 °. Мощность аллювиальных и пролювиальных отложений в них возрастает к низовьям долин от 3-5 до 20-40 м.

По условиям формирования стока долины Судакско-Карадагского низкогорья отличаются от долин Коктебельско-Феодосийского мелкогорья. В первых модуль поверхностного стока вдвое больше, чем во вторых, по ним текут реки и ручьи, а не временные водотоки, их русла выработаны в песчано- и супесчано-крупнообломочных отложениях, а не в суглинках и крупнообломочно-суглинистых породах. Часть поверхностного стока инфильтруется в эти отложения и питает грунтовые – подрусловые воды. В подрусловых водах долин Коктебельско-Феодосийского мелкогорья содержится больше растворенных солей.

Раньше из водотоков в подрусловой сток трансформировалась большая часть меженного стока и поступало около 10% паводкового стока. После строительства прудов, террасирования и распашки склонов эта доля возросла примерно вдвое. Поверхностный сток, направленный со склонов и из склоновых звеньев эрозионной сети к руслам долин, частично или полностью инфильтруется в отложения распаханных аккумулятивных поверхностей дна долин. Склоновые и русловые процессы в долинах 5-6-го порядков практически не взаимодействуют. Твердый сток образуется за счет поступления наносов из притоков, смыва почв с сельхозугодий, размыва аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений дна долин в результате вертикальных и горизонтальных русловых деформаций. В условиях малых уклонов русел небольшие водные потоки не способны удалить излишки наносов в море.

Многие исследователи обращали внимание на строптивый характер крымских рек, быстро преобразующихся из ручьев в бурные разрушительные потоки. М.И.Луговой (1914, с. 22-23) так описывает прохождение мощного паводка по реке Биюк-Карасу у Белогорска в 1912 году: "Вода была шоколадного цвета от массы растворенных и взвешенных частиц глины, песка и других веществ. На поверхности неслись деревья, пни,

ящики, сундуки... Вся эта картина, к которой примешивался еще какой-то звериный рев самой реки, беготня людей, рыданье, падение домов, стен, местами крики целой толпы при виде чего-либо особенно разрушительного – все это создавало какую-то страшную, молчаливую картину разрушения... Никто не осмеливался говорить, – все молча и внимательно смотрели на все и следили за всем, что творилось вокруг, не сознавая, но чувствуя свое полное бессилие перед этой страшной стихией".

За счет стока дождевых, талых и дождевых вод в долинах формируются рядовые, средние и сравнительно мощные – катастрофические паводки. Рядовые паводки образуются часто, их расход не превышает 3 куб. м/с. Они перераспределяют отложения вдоль русел, выносят в море растворенные вещества и небольшое количество наносов преимущественно мелких фракций. Средние по мощности паводки относятся к явлениям 10-20%-ной обеспеченности. Их расходы достигают 30 куб. м/с. Они способны вынести в море до 10-20 тыс. куб. м наносов. Более мощные паводки 5%-ной обеспеченности формируются в теплый период года при выпадении над значительной, обычно верхней частью бассейна, ливневых дождей слоем более 60-70 мм. Расход и высота паводков достигают соответственно 100 куб. м/с и 3 м. Они не вмещаются в русловые ложбины, затапливают пойму, спрямляют излучины, сильно преобразуют рельеф русла и поймы. Количество наносов, перемещаемых по руслам и вынесенных в море, возрастает с увеличением расхода и продолжительности паводков.

Средние по мощности, но сравнительно продолжительные паводки прошли по долинам восточной части Крымских гор 2.9.1991 г. во время выпадения экстремального дождя (278,0 мм, КНИГО). В Карадагской долине 5-го порядка расход паводка достигал 3-х куб. м/с. Его твердый сток формировался, в основном, за счет эрозии дна русловой ложбины и смыва делювия со склонов. Поток размывал пролювий в местах локального увеличения уклона и сужения русловой ложбины, а затем частично откладывал его на более пологих и широких участках. Объемы эрозии и аккумуляции в таких местах достигали 100-200 куб. м. Общий объем перемещенных наносов составил несколько тысяч кубометров. Из них около 200 куб. м пролювия, преимущественно крупных фракций, отложилось в котловане занесенного ранее пруда, и еще не менее 500 куб. м, состоящих, в основном, из мелкозема, было вынесено по бетонному лотку в море.

Более мощный, но менее продолжительный паводок прошел по той же долине 9.8.1973 г. во время выпадения ливневого дождя слоем 92,6 мм. Паводковые воды заполнили небольшой пруд, занесли его пролювием объемом около 1000 куб. м и размыли земляную плотину. Ниже пруда поток не вмещался в бетонный лоток, его расход достигал 12-15 куб. м/с. Он вынес в море не менее 1 тыс. куб. м отложений преимущественно мелких фракций. За 30 лет в пазухе плотины накопилось около 1800 куб. м дресвы и щебня с супесчаным заполнителем (40%).

Еще примерно столько же, но в основном мелкозема, было вынесено в море. Модуль стока наносов составил не менее 19 куб. м/год*кв. км.

В бассейне реки Отузки за последние 25-30 лет, после проведения комплекса мероприятий по зарегулированию стока, формировались только малые и средние паводки. Объем наносов, вынесенных ими в море, не известен.

Самый мощный в XX-м веке паводок прошел по этой долине 28 (14) июля 1914 г. во время ливневого дождя слоем 162 мм. Река Отузка тогда из небольшого ручейка превратилась в бурный поток высотой около 3 м, который углубил русло, размыл берега, перемещал крупные валуны, снес мосты, разрушил дома, уничтожил много скота и урожай, занес аллювием виноградники. На отдельных отрезках русла он мог трансформироваться в водокаменный сель. Расходы таких потоков в похожих долинах достигали 50-100 куб. м/с.

Менее мощный разрушительный ливневой паводок прошел по долине 5-6 сентября 1968 г. Слой выпавших за двое суток осадков составил 149,0 мм (АМП "Щебетовка"). Высота и ширина паводка достигали соответственно 2-3 м и 50-100 м. Он переформировал русло, образовал на пойме промоины глубиной до 1,5 м, размыл и занес аллювием виноградники, снес мосты и повредил шоссе. Ущерб от ливней и паводков по винсовхозу "Коктебель" составил тогда 1,5 млн. рублей (в ценах 1968 г.). Очевидцы свидетельствуют, что паводок образовал выступающий в море конус шириной около 100 м и длиной 60-70 м. С учетом подводной части конуса и взвесей, рассеянных в акватории, объем отложений оценен в 40-50 тыс. куб. м. Около 20-25% этого объема составлял крупнообломочный материал. Похожие мощные паводки выносили в море из других долин южного склона Крымских гор 50-100 тыс. куб. м отложений.

По долине реки Отузки в XX-м веке прошло около пяти мощных (1914, 1943, 1968, 1973, 1976 гг.), десяти средних и более ста малых паводков. Все вместе они вынесли в море не менее 300 тыс. куб. м наносов. Значение модуля твердого стока вряд ли превышало 40 куб. м/год*кв. км.

В бассейне реки Ворон, сходном с бассейном реки Отузки, дождь 2.9.1991 г. суточным слоем 167 мм вызвал образование продолжительного паводка средней мощности. Его расход достигал 5-6 куб. м/с. Паводок размыл русло в местах локального увеличения уклона и уменьшения ширины, углубил на 1 м плесы и обнажил фундаменты берегоукрепительных подпорных стен, после чего часть из них отсела и обрушилась. При спаде уровня плесовые ложбины частично заполнились гравием и галькой. Паводок переместил по руслу около 40 тыс. куб. м аллювиальных отложений, но вынес в море на порядок меньше.

Более мощный паводок образовался в ночь с 17 на 18 июля 1982 г. в результате выпадения над покрытым лесом верховьем бассейна ливневого дождя слоем около 70 мм. Расход потоков у гидропостов "Ворон" и "Междуречье" составил соответственно 18 и 20 куб. м/с. Ниже слияния

рек Ворон и Ай-Серез, он достигал, вероятно, 30 куб. м/с. После паводка на трехкилометровом отрезке дна долины было выявлено более 20 коротких участков с преобладанием эрозии или аккумуляции. Первые углубились до 1 м, а на вторых отложились гряды аллювия высотой до 1 м, состоящие из гравия, гальки и валунов с песчаным заполнителем (10%). Паводок образовал в устье реки конус выноса, видимая часть которого вмещала около 3 тыс. куб. м аллювия. С учетом подводной части конуса и взвесей, удаленных в более глубокую часть моря, объем наносов составил 10-15 тыс. куб. м.

Таблица 32.

Ориентировочное количество отложений, вынесенных в море водотоками разных порядков в XX-м веке

Порядок водотоков	Модуль стока наносов, куб.м/год*кв.км	Площадь, кв. км		Вынос отложений в море, куб. м/год		Содержание крупных обломков,%
		Начало XX в.	Конец XX в.	Начало XX в.	Конец XX в.	
1-2	400	7,5	6,8	3000	2720	10-80
1-2	10	0,5	0,5	5	5	0-5
3-4	80	19,2	5,5	1536	440	10-30
5-6	30	174,6	55,0	5238	1650	5-25
Всего:		201,8	67,8	9778	4814	20-25

Во второй половине XX-го века по долине реки Ворон прошло два мощных паводка. Последний образовался 9.6.1998 г. во время прерывистого ливневого дождя слоем 80,2 мм, охватившего, в основном, верхнюю часть бассейна, покрытую лесом. После наиболее интенсивной части ливня (0,85 мм/мин в течение 40 мин) наступил пик паводка. В русле 5-го порядка (ГП "Ворон") его скорость и расход достигли соответственно 2,8 м/с и 83,2 куб. м/с (Вишневський, Косовець, 2003). В однопорядковом притоке – реке Ай-Серез – паводок был меньше (30 куб. м/с). В русловой ложбине после завершения этого кратковременного катастрофического паводка чередовались участки преобладания эрозии и преобладания аккумуляции. Амплитуда вертикальных отрицательных и положительных русловых деформаций достигала 1,0-1,5 м при уклонах 1-3 градуса. В некоторых коротких, сравнительно крутых и узких отрезках русловой ложбины паводок трансформировался в слабонасыщенный водокаменный сель. Поток транспортировал не менее 100 тыс. куб. м наносов и около половины этого объема вынес в море. Они содержали 30-35% крупнообломочных частиц. Паводок разрушил подпорные стены, размыл шоссе, снес мосты, занес виноградники, разбил и переместил на несколько десятков метров автомобиль и трактор.

Особые условия развития эрозионно-аккумулятивного процесса складываются при слиянии однопорядковых рек, таких как Ворон и Ай-Серез, Кучук- и Биюк-Узень. В таких местах паводки освобождаются от части влекомых наносов и образуют внутреннюю дельту. Ниже по течению осветленный поток размывает русло и пополняется наносами. Перед устьем реки, где уклон и глубина русловой ложбины уменьшаются, он вновь освобождается от части влекомых наносов. Мощные паводки образуют конус выноса, выступающий в море на 50-70 м, состоящий из песка, гравия и гальки. Подводное продолжение таких конусов распространяется до глубины 3,0-3,5 м. Отложения конусов быстро размываются прибойным потоком и перераспределяются по береговой зоне моря.

Ниже водосборных воронок рек Ворон (ГП "Ворон", площадь бассейна 10,3 кв.км) и Ай-Серез (ГП "Междуречье", площадь бассейна 12,8 кв. км), расположенных, в основном, в лесном поясе и сходных с водосборными воронками рек Биюк- и Кучук-Узень, образующих реку Отузку, модуль стока взвешенных наносов за многолетие составил соответственно 31 и 42 т/год*кв. км (Вишневський, Косовець, 2003). По расчетам Г.Н.Хмаладзе, выполненным в 1975 г., модули взвешенных, влекомых наносов и твердого стока реки Ворон равны соответственно 40, 22 и 62 т/год*кв. км, а сток наносов из всего бассейна составляет 3216 т/год (1890 куб. м/год). Реально твердый сток больше. При содержании в нем 30% крупнообломочных частиц и учете экстремальных паводков, объем выносов возрастет до 8000 т/год*кв. км (Клюкин, 1996).

Доля наносов в стоке уменьшается с увеличением площади водосборов (Сток наносов..., 1977; Хмелева, Виноградова и др., 2000). В нижнем течении реки Таракташ (ГП "Судак", площадь бассейна 156 кв. км) модуль стока взвешенных наносов равен 16 т/год*кв. км. При 30%-ной доли влекомых наносов, состоящих из песка, гравия и гальки, модуль твердого стока составит около 21 т/год*кв. км. В Отузке он должен быть выше, чем в Таракташе, и ниже, чем в Вороне. Мы принимаем его для долин 5-6-го порядка ориентировочно в 30 куб. м/год*кв. км. При таком значении из них в море в начале XX-го века выносилось в среднем 5238 куб. м/год отложений. В связи с зарегулированием стока сейчас этот объем втрое меньше.

В высокопорядковых долинах Коктебельско-Феодосийского мелкогорья, находящихся в степном и лесостепном поясах, русловой эрозионно-аккумулятивный процесс проявляется иначе. Дно этих долин, выполненное мощными (до 20 м) голоценовыми делювиально-пролювиальными суглинками и крупнообломочно-суглинистыми отложениями, расчленено оврагами глубиной до 3 м с ящикообразным или трапециевидным поперечным и вогнуто-мелкоступенчатым продольным профилем. Донные овраги углубляются и растут в результате проявления "многоступенчатой" по Г.И.Швебсу (1974) эрозии временных водотоков. Эрозионные уступы с водобойными котлами у подножья отступают регрессивно в результате эворзии падающих струй воды и замещаются пологим дном, заросшим пыреем, полынью и тростником.

Донные овраги Арматлукской, Янышарской и Двуякорной долин разрезают пористые (33-49%) лессовидные суглинки и, отчасти, алевритистые глины, которые быстро размокают и легко размываются. Овраги углубляются и растут при участии суффозии. Им свойственны многовершинность и фестончатая изрезанность уступов. На отступающих уступах вскрываются суффозионные каналы. Суффозионно-эрозионный механизм роста вершин оврагов характерен в аридной зоне.

Рост донных оврагов 1-го и 5-го порядков изучался в течение 25 лет в нижней и верхней части Двуякорной долины с помощью пар коловреперов и фотометода. В каждом овраге наблюдалось по 2 уступа, расположенных рядом в сходных условиях *(табл. 33).*

Таблица 33.
Морфология донных оврагов в пунктах наблюдения за отступанием эрозионных уступов

Местоположение	Кол-во вершин, шт.	Площадь водосбора, кв. км	Расстояние от устья, км	Абсол. высота, м	Глубина оврага, м	Ширина оврага, м	Уклон дна, град.
Низовье долины	2	6	1	15	3	5-8	1-1,5
Верховье долины	2	0,1	4	70	1,2	6-9	2-4

По результатам наблюдений была рассчитана скорость отступания уступов *(табл. 34).* Из таблицы следует, что в течение первых двух периодов общей продолжительностью менее двух лет, средняя линейная и объемная скорости размыва составили соответственно в нижней части долины 5,20-5,48 м/год и 108-140 куб. м/год, а в верхней части – 0,21-0,33 м/год и 1,3-2,1 куб. м/год. Линейная скорость превысила среднее многолетнее значение в 2,3-2,4 и 1,2-1,9 раза, а объемная – в 2,5-2,9 и 2,6-2,4 раза. В последующие годы она была выше и ниже среднего значения, но не более чем на 50%. За 7 лет (1975-1982 гг.) размыв уступов в верховье долины происходил в 13 (линейная скорость) и 61 раз (объемная скорость) медленнее, чем в низовье, что связано с уменьшением в 60 раз водосборной площади бассейна и связанной с ней водоносности временного водотока.

Значительный размыв уступов в первые два периода наблюдений был связан с экстремальными ливневыми паводками. В августе 1976 г. выпало 138,2 мм, а в июне 1977 г. – 224,3 мм осадков (КНИГО), что составило соответственно около одной трети и половины годовой нормы осадков. В эти месяцы прошли ливневые дожди слоем 86,8 мм (30.8.1976 г.), 89,4 мм (12.6.1977 г.) и 88,4 мм (23.6.1977 г.), вызвавшие образование паводков, активизацию суффозии и эрозии. В последующие годы периода наблюдений не было столь значительных ливневых дож-

дей и паводков, в связи с чем скорость размыва уступов уменьшилась в несколько раз. К сожалению, на месте двух экспериментов в 1982 г. был создан пруд и наблюдения велись в дальнейшем только в верховье долины.

В размыве уступов в нижней части долины в 1976 г. участвовали воды двух прорванных прудов. Прорыв сопровождался паводками высотой 1-1,5 м, которые локально углубили суженные и крутые участки сухого русла на 1-2 м.

Таблица 34.
Скорость отступания эрозионных уступов в донных оврагах Двуякорной долины

Период наблюдений	Кол-во лет	Средняя скорость отступания уступов			
		Низовье долины		Верховье долины	
		м/год	куб. м/год	м/год	куб. м/год
8.11.1975 г.-9.2.1977 г.	1,25	5,20	108,0	0,21	1,3
10.2.1977 г.-4.8.1977 г.	0,48	5,48	140,0	0,33	2,1
5.8.1977 г.-5.9.1982 г.	5,09	1,24	26,0	0,15	0,6
6.9.1982 г.- 10.8.1987 г.	4,93	Эксперимент уничтожен		0,13	0,7
11.8.1987 г.-16.5.2000 г.	12,77	Нет данных		0,04	0,2
8.11.1975 г.-5.9.1982 г.	6,80	2,27	49,0	0,17	0,8
8.11.1975 г.-16.5.2000 г.	24,50	Нет данных		0,10	0,5

Перемещение уступа в донном овраге 4-го порядка глубиной 3 м, расположенном между экспериментами, было рассчитано с помощью дендрохронологического метода. Модельное дерево – лох серебристый – росло на плоском дне оврага, но уже на четвертом году жизни оказалось на обрывистом склоне и было сильно наклонено. За 36 лет (1966-2002 гг.) эрозионный уступ отступил от дерева на 19,5 м. Средняя скорость размыва составила 0,54 м/год (0,27 куб. м/год), что близко к значениям, полученным экспериментально.

Оврагообразование происходит прерывисто – скачкообразно. Уступы размываются ливневыми, реже – талыми водами. Экстремальный размыв ливневыми паводками происходил в 1976 и 1977 гг. Талые воды принимали активное участие в суффозионно-эрозионном процессе в 1982, 1987 и 1988 гг. В эти годы метели заносили донные овраги сугробами снега толщиной 1-2 м.

Продукты размыва состоят на 90-95% из глинисто-пылеватых частиц. Они переносятся во взвешенном состоянии, частично оседают на пологих задернованных поверхностях дна оврагов, а частично выносятся в море редкими паводками. Поскольку модуль жидкого стока с территории Коктебельско-Феодосийского мелкогорья в несколько раз меньше, чем с Судакско-Карадагского низкогорья, то и модуль стока взвешенных наносов здесь также меньше. Он составляет ориентировочно 10 куб. м/год*кв. км. Ручей Куру-Иланчик (площадь бассейна 56,3 кв. км) раньше выносил

в море ежегодно около 700-1000 куб. м отложений, а сейчас в связи с зарегулированностью стока практически ничего не удаляет. В начале XX-го века ливневые паводки уносили из этой долины людей и скот, в 1927 году снесли шоссейный мост (Бабков, 1938).

Изменение стока наносов под влиянием антропогенных факторов. Жидкий и твердый сток водотоков уменьшался по мере создания прудов, укрепления берегов и террасирования склонов. В начале XX-го века, до практической реализации этих мероприятий, в море выносилось ежегодно 9778 куб. м (18578 т) отложений *(см.табл. 32).* Около 53,6% объема поступало из водотоков 5-6-го порядка, дренирующих 86,5% водосборной площади балансового участка. К концу XX-го столетия объем выносов в море сократился примерно вдвое в связи с частичным зарегулированием жидкого и твердого стока.

Многие исследователи водных ресурсов и экзогенных процессов Крыма (Двойченко, 1913; Луговой, 1914; Рухлов, 1915) еще в начале XX-го века рекомендовали для обуздания разрушительных паводков и задержания бесцельно стекающей в море воды, так необходимой для развития хозяйства, построить в долинах пруды и водохранилища. "Если мы в глубоких оврагах устроим ступенчатые ряды запруд..., то быть может эта овражная пустыня превратится в культурный и богатый район, в котором леса будут чередоваться с плантациями и садами" (Двойченко, 1913, с. 40-41). Практическая реализация этих рекомендаций сопровождалась деградацией крымских рек и гибелью их обитателей, захламлением русел, сокращением пляжей и усилением абразии морских берегов.

Строительство прудов и водохранилищ началось около ста лет назад и достигло апогея после принятия в 1967 году Постановления ЦК КПСС и Совмина СССР "О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии". Долины многих рек и временных водотоков Крымских гор были перегорожены плотинами 15 водохранилищ и многих сотен прудов, задерживающих одну треть среднего стока (Справочник..., 1987). Этот объем воды практически не участвует в русловом эрозионно-аккумулятивном процессе. Основным потребителем задержанной воды является сельское хозяйство.

Потери стока из-за строительства прудов и террасирования склонов в бассейнах рек юго-восточного Крыма составили 20-50%. Пруды зарегулировали сток с 10-30% площади покрытых лесом водосборных воронок, питающих водой долинные паводки, в том числе и селевые. В связи с этим, утратилась или снизилась роль части узлов слияния порядкообразующих водотоков в кумуляции руслового стока.

Пруды и водохранилища зарегулировали жидкий сток, задержали часть твердого стока и изменили функционирование флювиальных систем, в связи с чем сток наносов в Мировой океан уменьшился примерно в 3 раза, до уровня начала агрикультурного периода (Walling, Weeb, 1987). Сток наносов из реки Колорадо в Калифорнийский залив после строительства каскада водохранилищ сократился на 3 порядка. В лесной зоне

России пруды задерживают до 70%, а в степной и лесостепной зонах – до 95% твердого стока водотоков.

Около ста лет назад в долинах балансового участка находилось 15-20 небольших кустарных прудов, быстро заносимых "горным мусором" (Рухлов, 1915). К концу XX-го столетия их количество увеличилось в несколько раз, а объем задержанной воды возрос на 2 порядка. Около 5% прудов находится в лесном поясе, 15% – у его нижней границы и 80% – в лесостепном и степном поясах. Пруды зарегулировали сток почти с двух третей площади территории, задержали около 200 тыс. куб. м наносов, снизили мощность паводков. К концу XX-го века сток был зарегулирован с 8,7% площади бассейнов 1-2-го порядка, 71,4% площади бассейнов 3-4-го порядка и 68,5% площади бассейнов 5-6-го порядка. Сейчас из первых поступает в акваторию Черного моря 56,5%, из вторых – 9,1%, из третьих – 34,3% объема твердого стока от рассчитанного на начало XX-го столетия. Основная часть отложений выносится паводками 10%-ной обеспеченности.

Твердый сток водотоков почти полностью задерживается в котлованах больших прудов, находящихся в низовьях долин Козской, Кучук-Узень, Беш-Таш, Кордонной, Османов Яр, Янтык, Арматлукской и Янышарской. Часть плотин небольших прудов и дамб была отсыпана кустарно из местных неводопрочных лессовидных суглинков, благоприятных для развития суффозии и эрозии. Они размываются и прорываются при переполнении котлованов дождевыми и талыми водами. В 1973, 1976 и 1977 гг. прорывы сопровождались увеличением высоты и расхода паводков. В 1965 г. размыв плотины пруда емкостью 40 тыс. куб. м, расположенного в бассейне реки Андуз, сопровождался образованием водокаменного селя. В бассейне реки Кутлак к концу XX-го столетия паводки уничтожили 60% земляных плотин прудов. На балансовом участке некоторые пруды к настоящему времени уже не функционируют из-за размыва плотин и занесения котлованов, но на их плоском дне задерживается часть твердого стока временных водотоков.

Отдельные отрезки русел водотоков после прохождения по ним в 1948-1968 гг. нескольких разрушительных паводков и селей были спрямлены, углублены, обвалованы и укреплены подпорными стенами. К настоящему времени значительная часть берегоукрепительных и водопропускных сооружений уже не функционирует из-за размыва и занесения.

В низовьях долин 5-6-го порядков, открывающихся к морю у населенных пунктов, сооружены бетонные лотки, протяженностью до 500 м, рассчитанные на пропуск расходов паводков 5%-ной обеспеченности. За последние 25-30 лет по ним не проходили мощные паводки и на их дне практически не аккумулировались наносы. В пределах селитебных территорий русловые ложбины исусственно сужены, захламлены, перегорожены трубами и мостовыми переходами, что способствует подпору стока и увеличению высоты паводков, затоплению поймы и хозяйственных объектов.

Антропогенное влияние на сток происходило идентично и в других флювиальных системах Крымских гор. Ниже лесного пояса русла многих водотоков были искусственно спрямлены, обвалованы, прижаты к склонам, укреплены подпорными стенами. Для пропуска паводков из боковых притоков в русла рек высоких порядков через сельскохозяйственные угодья и населенные пункты были проложены обвалованные канавы. Они быстро заносятся, захламляются, зарастают, вовремя не чистятся и обычно не обеспечивают беспрепятственный транзит стока. Сравнительно небольшая доля жидкого и твердого стока из таких склоновых эрозионных форм достигает русел рек.

В результате аккумуляции наносов, связанной со строительством плотин и дамб, зарегулированием стока, увеличением бассейновой и уменьшением транзитной денудации, сократилась длина и отмерли отдельные звенья речных систем, возросла доля поверхностного руслового стока, трансформировавшегося в грунтовый – подрусловой сток (Клюкин, 1996). Из за срезки склонов, связанной с расширением сельскохозяйственных угодий, уменьшилась длина части оврагов 2-3-го порядка. Они распались на более мелкие звенья, которые теперь самостоятельно открываются к конусам выноса, делювиально-пролювиальным шлейфам, искусственным террасам и рассеивают, а не концентрируют русловой сток. Эти и другие причины привели к уменьшению руслового стока, увеличению продолжительности пересыхания рек, исчезновению части родников и заболоченных участков, показанных на картах и упоминаемых в работах прошлых лет (Рухлов, 1915). Уменьшение мощности и частоты экстремальных паводков в большинстве долин Крымских гор в последней четверти XX-го века было связано не только с циклическими изменениями климата, но и с усилившимся влиянием антропогенного фактора.

Сток растворенных веществ. Ионный сток водотоков является частью хемогенного потока вещества. На балансовом участке он начинается с выпадения атмосферных осадков – раствора солей, кислот и газов, а заканчивается выносом растворенных веществ водотоками и грунтовыми водами в Черное море.

Привнос минеральных солей с атмосферными осадками (Ra, т/год) рассчитывают по формуле: $Ra = (C \times H \times P)/ 1000$, где C – среднее содержание солей в атмосферных осадках (мг/л), H – среднее количество атмосферных осадков (мм/год) на площади P (кв. км). Минерализация атмосферных осадков, определенная в нескольких пунктах Крымских гор, составила в среднем около 40 мг/л (Дублянский, 1979; Дублянский, Кикнадзе, 1984; Михаленок, 1989). На территорию балансового участка с атмосферными осадками поступает в среднем 22 т/кв. км*год растворимых веществ гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциево-магниевого состава. В засушливой низкой прибрежной полосе суши шириной до 5 км количество минеральных веществ уменьшается до 15-17 т/кв. км*год. В их составе возрастает содержание солей морского происхождения, осо-

бенно ионов хлора. Они приносятся аэрозолями со стороны Черного моря в основном в холодный штормовой период года.

Воды атмосферных осадков участвуют в выветривании и почвообразовании, перемещают растворенное вещество в вертикальном и горизонтальном направлениях. Особенности его миграции зависят от соотношения среднегодовых осадков и испаряемости. Коэффициент Высоцкого-Иванова, отражающий это соотношение, возрастает от умеренно сухих условий к умеренно влажным – от берега моря к хребту Туар-Алан. В этом направлении улучшается промывной режим почво-грунтов, а накопление и вертикальное перемещение солей сменяется выщелачиванием и переносом в горизонтальном направлении. Буроземы лесного пояса промыты от минеральных солей. Они в течение почти всего холодного периода года находятся в условиях избыточного увлажнения.

Коричневые и серо-коричневые почвы пояса субсредиземноморских степей промачиваются атмосферными осадками не глубоко, не часто и не на долго, обладают низкой влажностью. Все биохимические процессы в них заторможены, происходят вяло. При смене увлажнения и высушивания соли перемещаются в вертикальном направлении. Происходит хлоридное и сульфатное засоление почв плохо дренированных поверхностей. Со склонов соли частично удаляются ливневыми водами в балки, лощины и овраги, выносятся временными водотоками в долины и в море. После паводков высохшие русла и конусы выноса временных водотоков покрывают белые выцветы солей. Аккумуляция растворимых веществ в почво-грунтах пояса субсредиземноморских степей увеличивается от Судака к Феодосии вслед за уменьшением модуля стока.

Ионный сток (R, т/год) рассчитывают по формуле: $R = 31,54 \times Q \times См$, где Q – средний годовой расход водотока (куб. м/год), См – минерализация воды (мг/л) после вычета из суммы всех ионов половины ионов HCO_3, поступивших из воздуха.

Воды рек имеют гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевый состав и минерализацию 500-1000 мг/л, которая несколько увеличивается к устью и в меженный период. Ионный сток уменьшается от Алушты к Феодосии. Баланс минеральных веществ, рассчитанный для горно-лесной части бассейна Отузки по разнице между приходом с атмосферными осадками и потерями с русловым и подрусловым стоком реки, оказался отрицательным (11 т/кв. км*год), соответствующим снижению поверхности в среднем на 0,004 мм/год. В низовьях реки (водоток 6-го порядка) сток не измеряется.

Русловой сток постоянных и временных водотоков частично инфильтруется в мощные аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения днищ долин высоких порядков и трансформируется в подрусловой – грунтовый сток, также направленный от гор к морю. В подрусловой сток трансформируется почти весь меженный сток и часть паводкового стока. Речной сток постепенно теряется в руслах с развитыми аллювиальными формами ниже лесного пояса. К низовьям долин в существенно крупнобломочных отложениях увеличивается содержание мелкозема, уменьша-

ется коэффициент фильтрации и единый водоносный слой обычно разделяется суглинками и глинами на напорные и безнапорные горизонты.

Напорные воды заполняют погребенные врезы, оставшиеся от срезанных абразией долин, и разгружаются где-то на дне моря. Сведения о субмаринной разгрузке подрусловых вод отсутствуют. Объем подрусловой стока оценивают обычно в 10-30% от объема речного стока. В долинах с длительно пересыхающими руслами и паводочным режимом эта доля возрастает до 50%.

В направлении от гор к морю и от Судака к Феодосии изменяется химический состав и растет минерализация подрусловых вод. В долинах Судакско-Карадагского низкогорья их состав изменяется от сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевого, сходного с составом атмосферных осадков, до сульфатно-хлоридно-натриевого, а минерализация увеличивается от 1 до 2-3 г/л, а иногда и более. В долинах Коктебельско-Феодосийского мелкогорья воды имеют сульфатно-натриево-кальциевый и сульфатно-хлоридно-натриевый состав, их минерализация возрастает от 2 до 20 г/л. Значительное увеличение в составе грунтовых вод сульфатов и хлоридов натрия связано с привносом их морскими аэрозолями, вымыванием из почво-грунтов степного пояса, поступлением из выветрелых глинистых мезозойских пород, а иногда и из акватории, так как долины были переуглублены и их коренное ложе в приустьевой части находится ниже уровня моря.

Баланс химического вещества в прибрежной полосе суши положительный – от 4,4 до 15,5 т/кв. км*год (Михаленок, 1989), что соответствует повышению поверхности на 0,002-0,006 мм/год. Значение возрастает от Судакско-Карадагского низкогорья к Коктебельско-Феодосийскому мелкогорью.

Таким образом, из лесной части бассейнов рек растворенное вещество удаляется русловым, а из лесостепной и степной – русловым и подрусловым стоком. Приходная и расходная статьи баланса примерно одинаковы по значению, но в лесном поясе преобладает химическая денудация, а в степном происходит аккумуляция солей. Из бассейна реки Отузки ежегодно выносится в море около 2 тыс. т растворенного вещества, но транзитная денудация без учета атмосферного поступления составляет всего около 300 т/год, что соответствует снижению поверхности в среднем на 0,002 мм/год. В Коктебельско-Феодосийском мелкогорье баланс химического вещества становится положительным. В степных ландшафтах этой территории характерен грунтовый сток и подрусловые воды более минерализованы.

Селевые потоки. Сели – сложный экзогенный процесс, интегрирующий действие других процессов. Они зарождаются в крутых руслах временных и постоянных водотоков при поступлении в них значительных объемов рыхлых отложений и воды. Потоки затухают и трансформируются в паводки, когда уклоны русел становятся меньше 8-3 градусов (Флейшман, 1978; Перов, 1989; 1996).

Особенности формирования и движения. По структуре сели подразделяются на несвязные и связные. В первых вода находится в свободном состоянии и является транспортирующей средой для твердой составляющей, а во вторых вода связана пылевато-глинистыми частицами в плотную вязко-пластичную массу. По составу селевой массы несвязные потоки обычно бывают водокаменными, а связные – грязевыми и грязекаменными. Несвязные сели предъявляют менее жесткие, а связные – более жесткие требования к уклону русла. Первым для движения требуется уклон более трех, а вторым – более восьми-десяти градусов. Селям свойственны кратковременность проявления, большая скорость, волновой характер движения и высокая насыщенность наносами. Они являются важным фактором преобразования флювиального рельефа горных стран и емким звеном нисходящего потока наносов. Только 3 мощных селевых потока, образовавшихся в 1963-1977 гг. в долинах Жарсая, Большой- и Малой Алмаатинки вТянь-Шане, вынесли из долин около 13 млн. куб. м отложений. Обычным паводкам для этого понадобились бы десятки-сотни лет.

Сели в Крыму известны давно, но исследованы только по следам прохождения (Ресурсы, 1966; Селеопасные..., 1976; Климат... 1982; Экологическая геология...,1993). Как явление, обладающее определенными параметрами, особенностями зарождения и движения, они практически не изучены. Многолетние наблюдения и стационарные исследования показывают, что селеактивность региона несколько преувеличена. Потоки образуются реже, чем считалось ранее, и далеко не во всех "селевых" бассейнах существуют условия, необходимые для их зарождения и движения. После 1956 года, "урожайного" на разрушительные потоки, Б.М.Гольдин, Б.Н.Иванов (1958) и А.Н.Олиферов (1963) заявили о формировании селей, охарактеризовали их по отложениям и следам, оставленным в ландшафте. С тех пор практически все разрушительные потоки, переместившие сравнительно много наносов, называют селевыми паводками и водокаменными селями (Айзенберг, Гольдин, Иванов, Олиферов, 1965; Величко, 1964; Экологическая геология..., 1993). Дезавуировалась грань, разделяющая мощные паводки и водокаменные селевые потоки. Этому способствовало определение селей, принятое на селевой конференции 1952 г., в котором не нашли отражения такие их особенности, как резкий подъем уровня, волновое движение и кратковременность действия. Расчетная повторяемость селей в Крыму оказалась выше, чем во многих традиционно селеактивных регионах. Для изучения явления была расширена сеть гидропостов, созданы Воронский селевой стационар, Крымская селестоковая станция, Отдел карстологии и селей в Институте минеральных ресурсов. С тех пор прошло более 40 лет. В течение этого периода сели формировались сравнительно редко, в том числе и в наиболее селеактивном бассейне реки Ворон, где велись непрерывные наблюдения за условиями и факторами их формирования. Несомненно, к селям была необоснованнопричислена часть паводков из-за отсутствия четких признаков разделения этих явлений, недоучета условий формирования и в связи с разрушительным воздействием, сопровождаемым

большим материальным ущербом. В некоторых бассейнах сели больше не образуются в связи с зарегулированием поверхностного стока.

Проблема разделения селевых и несселевых паводков существует давно и пока не нашла однозначного решения. В некоторых странах бурные паводки на горных реках выделяются в особый вид паводков (Перов, 1989).

В описаниях крымских селей нередко приводятся нереальные параметры. Селевой паводок на реке Учан-Су 10.6.1949 г. не мог вынести в море у Ялты 1,5 млн. куб. м наносов (Лавренев, 1952), поскольку объем его конуса выноса составил 49 тыс. куб. м (Шепель, 1955). Селевой паводок высотой 1,5 м, прошедший 9.7.1967 г. по реке Кутлак, не мог развить скорость 4-5 м/с (Климат..., 1982) при уклоне русла менее двух градусов. В долине реки Бодрак у Скалистого не мог образоваться селевой паводок (Экологическая геология..., 1993) из-за дефицита уклона и наносов.

Существующие природные условия определяют слабую селеактивность территории Крымских гор, ограничивают вертикальное и горизонтальное распространение селевых явлений абсолютной высотой от 0-200 м до 400-500 м и отрезками водотоков протяженностью до трех километров (Клюкин, Новиков, 1998; Клюкин, 1999). Сели формируются в склоновых и долинных селевых бассейнах, расположенных в поясах субсредиземноморских степей и горной лесостепи. Иногда они зарождаются в нижней части лесного пояса. Склоновым селевым бассейнам свойственны большая густота расчленения, крутые и обрывистые склоны.

В Крыму характерны очень мелкие, мелкие и средние по объему выносов дождевые водокаменные сели и селевые паводки низкой плотности. Селеформирующие осадки изучены плохо из-за большой неравномерности пространственного распределения атмосферных осадков. Они очень редко охватывают весь долинный бассейн или половину его площади. Поэтому в долинных бассейнах сели формируются реже, чем в склоновых. Неравномерность охвата территории селеобразующими осадками отражается в асинхронности селепроявлений.

Экстремальные суточные осадки, вызывающие образование селей и селевых паводков, имеют обеспеченность менее 10%, их выпадение вероятнее во влажные годы. Известные суммы селеформирующих осадков составляют 25-100 мм и более (Селеопасные..., 1976). Наиболее опасным сезоном является лето. Летом обильные интенсивные ливни образуются в результате прохождения циклонов, волновых возмущений на холодных фронтах и развития внутримассовых процессов (Гольдин, 1968). Зимой селеобразующие осадки выпадают редко и обычно также в виде ливневых дождей. Зимние сели вероятнее в юго-западной части Крымских гор.

Причиной селеформирования могут быть длительные обильные обложные дожди. Они глубоко промачивают рыхлые отложения, создавая условия для массового схода оплывин и мелких оползней-потоков, являющихся очагами зарождения связных селей.

В Крыму сели формируются чаще в те годы, когда нарушается зональная циркуляция и развивается меридиональный перенос, усиливается обмен воздушными массами между низкими и высокими широтами се-

верного полушария Земли. Установлена высокая связь селеформирований с элементарными циркуляционными механизмами Б.Л.Дзердзеевского – ЭЦМ 9а, 7ал, 13л и второй-третьей четвертями векового солнечного цикла (Шеко, 1980; Харламова, 1981). На основе этих связей осуществляется их долгосрочный прогноз.

Содержание наносов в крымских несвязных селях и селевых паводках не известно. По объему выносов принимается априори, что оно близко к минимуму – 50-150 кг на один кубометр воды. Твердая составляющая обычно состоит из крупнообломочных и песчано-пылеватых частиц.

Участки селевых бассейнов, в которых образуется селевая волна и зарождается сель принято называть селевыми очагами, а участки питания потоков обломочным материалом – очагами твердого питания селей (Перов, 1996). Те и другие разделяются на генетические типы. Селевые очаги подразделяются на очаги взаимодействия, фильтрационного обводнения (водонасыщения грунта) и рассредоточенного селеобразования (Хонин, 1981). В другой классификации они разделены на 4 группы: связанные со скоплением рыхлого материала в руслах, с подпруживанием водотоков, деятельностью ледников и вулканов (Шеко, 1980). Существуют и региональные классификации. Так, например, Б.Н.Иванов все очаги твердого питания крымских селей подразделил на водно-аккумулятивные, денудационные и гравитационные. Позже к ним были добавлены оползневые и антропогенные очаги (Клюкин, 1966). В селевых бассейнах Крыма потоки зарождаются, в основном, в очагах взаимодействия, связанных со скоплением рыхлого материала в руслах и подпруживанием водотоков, а пополняются наносами из всех очагов твердого питания, перечисленных в региональной классификации. Из водно-аккумулятивных и гравитационных очагов в потоки поступают преимущественно крупнообломочные отложения, а из денудационных и оползневых – мелкозем.

Селевые потоки зарождаются в процессе реализации эрозионного (транспортного), прорывного (транспортно-сдвигового) и обвально-оползневого (сдвигового) механизмов (Перов, 1996). А.И.Шеко (1980) показал, как реализуются эрозионный и оползневой механизмы селеформирования. Водный поток трансформируется в несвязный сель при расходах, обеспечивающих лавинное разрушение критической отмостки и структуры грунтов, выполняющих русло. Оползень или оплывина трансформируются в связный селевой поток после разрушения первоначальной структуры и перехода к вязкопластичному движению по руслу.

В Крыму характерен эрозионный механизм формирования несвязных селей. Паводки размывают отложения русел, пойм, конусов выноса, делювиально-пролювиальных шлейфов, террас, осыпей, обвалов, оплывин, оползней, насыпей плотин и дорог, насыщаются наносами и трансформируются в сели. Они пополняются смытым, свалившимся и сползшим со склонов обломочным материалом. Интенсивному размыву русел предшествует срыв отмостки. Образование селевой волны наиболее вероятно в порожисто-водопадных руслах, у впадения притоков, в местах загромо-

ждения русел осыпями и обвалами, перегораживания их оползнями, плотинами и другими сооружениями.

В склоновых бассейнах селеобразование ограничено дефицитом наносов и воды (площади водосбора), а в долинных бассейнах – дефицитом наносов (V-образные долины) и уклонов русел (U- образные и ящикообразные долины). Благоприятные условия нередко создаются на коротких отрезках перехода одного морфологического типа долин в другой (Клюкин, 1999). Средний уклон русел здесь хотя и невелик (7-3 °), но еще достаточен для реализации эрозионного механизма зарождения и движения водокаменного селя. Такие участки находятся в нижних частях водосборных воронок у границы природных ландшафтов с природно-антропогенными и антропогенными ландшафтами.

В днищах долин 5-6-го порядков запасы аллювиальных и пролювиальных отложений практически неограничены и возможность их частичного вовлечения в сток зависит от скорости и расхода потока, от его способности сорвать русловую отмостку и недопустить ее образования из более крупных обломков. Для этого необходима скорость 2-3 м/с. Именно такая скорость свойственна селевым паводкам в долинных бассейнах Крыма. Реализацию эрозионного механизма формирования селевых явлений в среднем и нижнем течении большинства рек ограничивает малый уклон русел (1-3 °).

В устьях рек после паводков образуются конусы выноса длиной и шириной до 100 м, быстро размываемые морем. На самом деле область аккумуляции наносов значительно больше. Часть обломочного материала аккумулируется в русле и на пойме перед конусом, часть – на конусе и его подводном продолжении, а часть в виде факелов взвесей разносится стоковыми и другими течениями по береговой зоне моря.

Морфология русел и гранулометрический состав отложений селевых очагов создают возможности для формирования в долинных бассейнах практически только селевых водокаменных паводков. У них элементы селевого процесса "реализуются не на всем протяжении, а на отдельных участках русла" (Перов, 1996, с. 31) – коротких, размываемых, сравнительно узких и крутых. Им не свойственны пульсационное – волновое движение и высокая насыщенность наносами. По своей сути это сравнительно мощные разрушительные паводки, трансформирующиеся в водокаменные сели только в исключительных случаях и локальных отрезках русел, где могут реализоваться основные условия селеобразования. Благоприятные условия нередко складываются в узлах слияния порядкообразующих водотоков. Здесь скачкообразно увеличивается расход воды и образуются внутренние дельты, из которых поток забирает обломочный материал.

Речные бассейны Крымских гор обладают древовидным рисунком расчленения, в котором узлы слияния порядкообразующих водотоков высокого ранга расположены в разных местах. У р. Авунда они сходятся в верхней, у р. Ворон – в верхней и средней, у р. Узень – в средней, у р. Андуз – в средней и нижней, у р. Ускут – в верхней, средней и нижней

частях бассейна. Наиболее важны те узлы слияния, в которых могут реализоваться основные условия формирования селей. Они располагаются в верхней – средней части бассейнов у границы лесного и лесостепного поясов или в поясе горной лесостепи. У средних – нижних узлов слияния уклон русел обычно менее двух градусов. Здесь поток теряет скорость, распластывается на пойме, дробится на рукава и частично разгружается от наносов. В узлах слияния водотоков 4-го порядка зародились мощные ливневые селевые паводки в долинах рек Кутлак и Узень. Скорость и расход последнего составили соответственно 3,5 м/с и 126,7 куб. м/с (11.8.1983 г.).

Бассейн реки Кутлак (28 кв. км) имеет эллиптическую форму в плане. Сток концентрируется в средней части котловинообразной долины, где сходятся все главные притоки. Средний уклон размываемого русла ниже по течению составляет 30 промилле. В этом месте зародились разрушительные селевые паводки в 1964 и 1967 гг. Первый образовался в ночь с 12 на 13 августа в результате выпадения локального кратковременного интенсивного ливня, охватившего только верхнюю часть бассейна. Ближайшие метеостанции (Судак) и посты (Ворон, Междуречье) значительные осадки в это время не зарегистрировали. Но севернее долины, у осевой части Главной гряды (хребет Хамбал), где был установлен суммарный осадкомер, в период с 4 по 29.8.1964 г. выпало 340,9 мм осадков.

В результате дружного добегания стока уровень воды в русле у слияния главных притоков очень быстро поднялся на 2-2,5 м и ручеек, струившийся по долине, превратился в разрушительный селевой паводок. Рабочие геологической партии, откачивавшие воду из скважины, пробуренной в сухом русле, едва успели спастись, взобравшись на дерево, которое чудом уцелело. Поток унес и разбил компрессор и насос-качалку массой 7,3 т. Их изуродованные останки были обнаружены в 0,7 и 1,9 км ниже по течению.

Селевой паводок не вместился в русловую ложбину, затопил пойму в низовьях долины на ширину около 100 м, изрыл ее промоинами глубиной до 2 м и занес песчано-крупнообломочными отложениями мощностью до 0,5 м. В средней части русла (зона зарождения и транзита) преобладала эрозия, а в нижней части – аккумуляция наносов. Поток переместил на 40 м глыбу песчаника массой 8 т, вынес в зону аккумуляции валуны массой до 1,0 т. Он образовал конус шириной 100 м, выступивший в море на 60 м. Объем наносов в зоне аккумуляции составил не менее 50 тыс. куб. м.

Параметры селевого паводка определены нами по следам в том месте зоны транзита, где деформации русловой ложбины были минимальными. Средняя скорость, рассчитанная по формуле М.Ф.Срибного, составила около 1,9 м/с, расход достигал 66 куб. м/с (Клюкин, 1966).

Селевой паводок несколько меньшего масштаба повторился 25.8.1964 г. Тогда в соседней долине реки Ай-Серез за 2 часа 40 минут выпало 77,0 мм осадков средней интенсивностью 0,48 мм/мин (ГМП "Междуречье"). Оба паводка повредили и уничтожили 32 га виноградников, садов и огоро-

дов, нанесли убытки винсовхозу "Веселовский" на сумму 72 тыс. руб. (в ценах 1964 г.). После этого события хозяйство спрямило, углубило и обваловало русло реки, но в русловой ложбине осталась часть грунтовой дороги, связывающей село Веселое с берегом моря. Это привело к трагическим последствиям 9.7.1967 г., когда по долине вновь прошел похожий селевой паводок. Он перемещался по обвалованной ложбине стока и практически не выходил на пойму. В поток попала грузовая машина с людьми, возвращавшимися в село с отдыха у моря. Автомобиль был опрокинут, перенесен на 60 м (200 м?) и разбит. Все 20 человек, находившиеся в нем, погибли. На ГМП "Ворон" в этот день был зарегистрирован ливневой дождь слоем 47,6 мм.

Формирование твердой составляющей селей в склоновых бассейнах зависит от их строения и морфологии. С литологией тесно связаны спектр экзогенных процессов, скорость денудации и объем перемещаемых продуктов выветривания, инфильтрация атмосферных осадков и особенности формирования стока, типы селей и очагов их питания наносами. Мы выделяем в Крымских горах 8 литологических типов склоновых селевых бассейнов: 1) в триасовых и юрских глинистых, флишевых и флишоидных отложениях, 2) в триасовых и юрских флишевых и флишоидных отложениях, юрских песчаниках, конгломератах и известняках, 3) в юрских флишевых и флишоидных отложениях, вулканитах и известняках, 4) в юрских конгломератах, 5) в юрских известняках, 6) в юрских вулканитах, 7) в меловых и палеогеновых мергелях и известняках, 8) в четвертичных крупнообломочно-суглинистых отложениях *(табл.35)*. Характерны бассейны первого типа. Около 30-80% их площади занимают склоны 3-4-го видов крутизной более 30 градусов, под которыми накапливаются отложения размываемых притальвежных осыпей и делювиально-осыпных шлейфов. Средняя многолетняя скорость денудации таких склонов – 13,2-14,3 мм/год (Клюкин, Новиков, 1998). В 1979-1995 гг. среднегодовой снос с осыпных склонов Воронского стационара, рассчитанный с помощью методов микронивелирования и площадок-ловушек, составил соответственно 7,6 и 17,8 мм/год (флиш таврической серии), 9,2 и 15,7 мм/год (верхнеюрский флиш). В бассейне реки Ворон около 56% всей массы среднемноголетнего склонового сноса дают осыпные склоны, на которые приходится только 2,2% площади склонов (Клюкин, 1996). В процессе размыва пролювиальных, осыпных, делювиальных отложений и деляпсия зарождаются водокаменные сели редкой повторяемости с возможным объемом выносов до 3-5 тыс. куб. м. Селевые отложения конусов в бассейнах рассматриваемого типа состоят из дресвы, щебня и мелких глыб с супесчаным или суглинистым заполнителем (10%).

Склоновые селевые бассейны 2-го и 3-го типов образованы обычно в зонах разломов, что способствует более интенсивному развитию в них процессов денудации. К селевым бассейнам этого типа относятся овраги (долины временных водотоков) Ставлухар, Воронский, Школьный, Крутой, Кордонный и другие.

Склоновые селевые бассейны других литологических типов единичны. Возможности формирования селей в большинстве оврагов и ущельев 4-8-го типов ограничены дефицитом рыхлых отложений или дефицитом

воды, связанным с малой площадью водосборов. В них образуются обычно не сели, а паводки с разовыми выносами до 100-500 куб. м отложений. Из оврага 4-го типа и долины временного водотока 2-го типа, открывающихся к реке Ай-Серез у села Междуречье, сели выносили на конусы во второй половине XX-го века до 2-4-х тыс. куб. м отложений.

Возможность формирования поверхностного стока оценивается из соотношения осадков и инфильтрации. Эксперименты свидетельствуют, что коэффициент фильтрации воды в грунты разного состава отличается на несколько порядков. Он возрастал от ничтожно малой величины в слабо выветрелых мезозойских глинах и алевролитах до 0,2 м/сут в известняках и 1,2 м/сут в песчаниках и конгломератах. В коре выветривания флишевых отложений двуякорной свиты коэффициент уменьшался сверху вниз от 5-6 м/сут в обломочной до 0,01 м/сут – в трещинной зоне. В четвертичных делювиальных суглинках он возрастал вслед за увеличением содержания крупнообломочного материала от 0,4 (при 10%) до 3,0 м/сут (при 50%), а в пролювиальных и аллювиальных супесчано- и песчано-крупнообломочных отложениях днищ долин достигал 30-300 м/сут.

По мере продвижения фронта впитывания в глубину поглощение воды уменьшается до постоянной величины – коэффициента инфильтрации. Он зависит от влажности почво-грунта и интенсивности дождя. На графике, составленном Ю.Б.Виноградовым и дополненным А.И. Шеко, выделяются 3 области: инфильтрации, поверхностного стока и инфильтрации, поверхностного стока *(рис. 15)*.

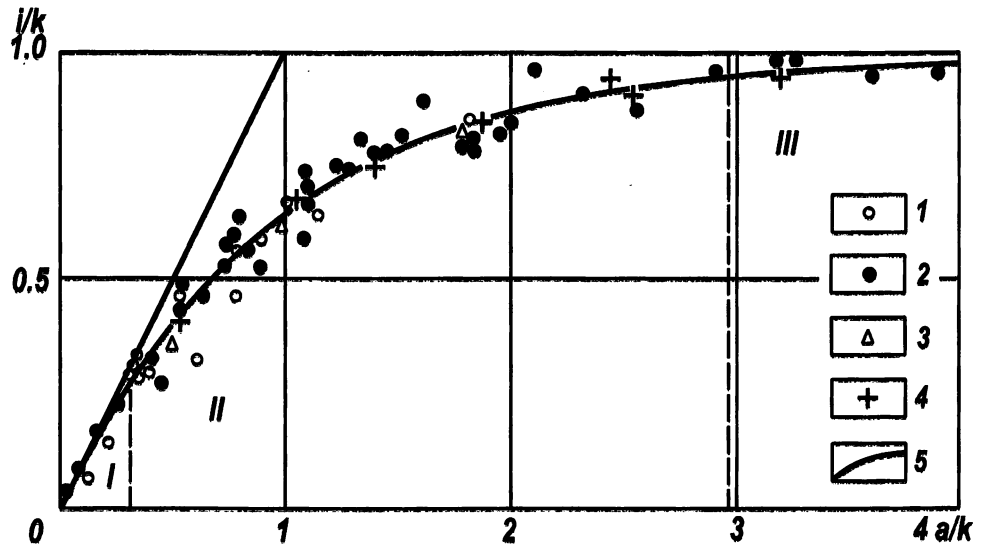


Рис. 15 Зависимость инфильтрации от интенсивности дождя (по Ю.Б.Виноградову) с выделением характерных областей μ (по А.И.Шеко) по данным: 1 – Н.Н.Сурмач; 2 – А.И.Будановского; 3 – С.Ф.Фёдорова; 4 – Ю.Б.Виноградова; 5 – теоретическая кривая по уравнению Ю.Б.Виноградова. Области I – инфильтрации; II – инфильтрации и поверхностного стока; III – инфильтрации и поверхностного стока (по А.И.Шеко)

Изучение инфильтрации воды в коричневые почвы и элювий флишевых отложений таврической серии оврага Черный (склоновый селевой бассейн Ставлухар) позволило выявить связь интенсивности дождя с инфильтрацией и поверхностным стоком (Шеко, 1980). На склоне 2-го вида крутизной 20 °, покрытом эродированными почвами, при интенсивности дождевания 1,76 мм/мин поверхностный сток появился через 7 минут и установился через 15 минут. Интенсивность стока составила 0,34 мм/мин, а инфильтрации – 1,42 мм/мин. На более крутом и эродированном склоне при интенсивности дождя 1,73 мм/мин поверхностный сток появился через 7 минут и установился через 25 минут после появления. Интенсивность поверхностного стока составила 0,63 мм/мин, а инфильтрации – 1,10 мм/мин. Эксперименты на склонах 2-го вида показали, что, высота слоя осадков до начала поверхностного стока находится в обратной зависимости от интенсивности дождя. Чем больше интенсивность дождя, тем меньше потери на инфильтрацию. На склонах 3-го вида крутизной 35-36 градусов при интенсивности дождевания 0,55 мм/ мин в течение 143 минут и 2,89 мм/мин в течение 17 минут, поверхностный сток не образовался в связи с быстрой инфильтрацией воды в рыхлый делювий и элювий. На обрывистых склонах 4-го вида сток появился при интенсивности дождевания 0,61 мм/мин через 20 минут, а при интенсивности 0,73 мм/мин – через 11 минут, то есть после выпадения ливней слоем 12 и 8 мм.

В других экспериментах изучения формирования поверхностного стока с помощью искусственного дождевания (Олиферов, 1982) инфильтрация уменьшалась от 0,70-1,30 мм/мин на склонах 1-2-го видов до 0,55-0,65 мм/мин на склонах 3-го и 0,40-0,50 мм/мин на склонах 4-го вида. На склонах 1-го вида крутизной менее 18 градусов установившийся поверхностный сток при интенсивности дождевания 1,2 мм/мин появился через 33 -50 минут, то есть после выпадения ливня слоем 40-60 мм.

Условия формирования поверхностного стока улучшаются от склонов 1-го к склонам 2-го и 4-го вида. Он быстрее формируется и поступает в русла тех водотоков, в которых большую площадь занимают склоны 4-го вида. Эти притальвежные склоны являются также наиболее продуктивными очагами питания селей гравитационными отложениями. В склоновых селевых бассейнах они занимают обычно 5-10% площади водосборов.

Резкое изменение фильтрационных свойств происходит у контакта рыхлых почво-грунтов с плотными коренными породами. В таких местах возникает грунтовый сток, направленный к руслам водотоков. На склонах водосборных воронок долин, сложенных некарстующимися или слабокарстующимися породами, покрытыми буроземом и лесом, при выпадении ливневых дождей образуется "мелкий" (по А.И.Шеко), "быстрый" (по Ю.Б.Виноградову) грунтовый сток, играющий существенную роль в формировании паводков в долинных селевых бассейнах. Лесная подстилка предохраняет почву от заиления, смыва и размыва, поддерживает ее хорошую водопроницаемость.

Доля русловой эрозии в бассейновой денудации не превышает за многолетие 11,0-14,6%. Это свидетельствует об устойчивом накоплении

рыхлых продуктов денудации в склоновых селевых бассейнах степного и лесостепного поясов гор. Масса и гранулометрический состав продуктов сноса определяют потенциальную возможность их быстрого смыва, размыва и участия в формировании очень мелких и мелких несвязных водокаменных селей низкой плотности. Для этого необходимо выпадение очень интенсивного обильного ливневого дождя обеспеченностью менее 5%. Образование селевой волны наиболее вероятно у сужений и резких изгибов русел, в местах их загромождения оползнями, обвалами, конусами выноса, упавшими деревьями, падения в поток со склонов камнепадов и обвалов, соскальзывания осовов, оплывин и оползней.

Наиболее мощный селевой поток в склоновом селевом бассейне – ущелье урочища Кокия у мыса Айя, выработанном в верхнеюрских известняках, возник 5.7.1980 г. Кратковременный ливень (90,6 мм) средней интенсивностью около 1 мм/мин вызвал обильный сток с водоупорной поверхности скалистых склонов ущелья и образование паводка в водосборной воронке, покрытой лесом. Паводок размыл крупнообломочные отложения притальвежных осыпей, камнепадов и небольших обвалов, накопившиеся в ущелье за многие годы, и трансформировался в селевой вал высотой 4 м, перекатывавший по крутому порожисто-водопадному руслу глыбы массой до 24 тонн. Его скорость и расход составили соответственно 7,6 м/с и 94,2 куб. м/с (Клюкин, Стрельцов, 1982). Поток вынес из ущелья в урочище "Затерянный мир" около 5 тыс. куб. м дресвы, щебня и глыб.

Самый мощный селевой паводок в долинном селевом бассейне – долине реки Демерджи образовался 11.8.1997 г. во время ливневого дождя слоем 93,1 мм (МС "Ангарский перевал"). Основная часть осадков выпала в виде ливня средней интенсивностью около 1мм/мин над покрытой лесом водосборной воронкой долины, что сопровождалось быстрым подъемом уровня воды в русле до высоты 1,5-2,0 м. У села Лаванда паводок сорвал глыбово-валунную отмостку в крутом (10-15 °) порожистом русле притока реки, углубил и расширил эрозионный врез, выработанный в крупнообломочно-суглинистом деляпсии древних оползней. Вследствие размыва, достигшего 10-20 куб. м/пог. м длины русла, в сток на коротком отрезке поступило около 5,8 тыс. куб. м наносов. Это привело к образованию селевого вала высотой 2,5 м, который перемещался по руслу крутизной 6-7 градусов со скоростью 4,0-4,4 м/с. Сель углубил русло на 0,5-1,5 м, повалил деревья, транспортировал валуны массой 4-5 тонн и отложил у бортов эрозионного вреза валунные селевые гряды с обломками стволов и веток деревьев. У впадения в реку Демерджи, в условиях подпора стока, он отложил конус выноса, состоящий из крупнообломочного материала с валунами диаметром до 1,2 м и песчаным заполнителем (5%), трансформировался в паводок.

Ниже слияния однопорядковых водотоков расход паводка увеличился. Он сорвал отмостку из валунов, размыл крупнообломочно-суглинистые отложения вала выдавливания активного оползня, перегородившего русло, насытился наносами и вновь трансформировался в водокаменный сель высотой около 3 м. Средняя скорость потока, рассчитанная по формуле В.В.Голубцова, составила 4,7 м/с, а расход достигал 145,7 куб. м/с.

Он передвинул глыбу массой 11,8 тонн и отложил вдоль русла гряды из валунов с плавником. Размыв русла изменялся от 2-5 до 10-20 куб. м/пог. м вслед за изменением его морфологии и строения, скорости и насыщенности потока наносами. Водокаменный сель и сменивший его вскоре паводок вынесли на конус и в хвостовую часть Кутузовского водохранилища, расположенного в средней части долины реки Демерджи, около 20 тыс. куб. м (33 тыс. т) обломочного материала. При расходе 100-146 куб. м/с и ориентировочной насыщенности наносами 150 кг/куб. м основная часть отложений была выброшена на конус за 20-30 минут. С учетом обломочного материала, оставленного в русле, объем наносов, перемещенных селем, составил не менее 30 тыс. куб. м. Транзитная зона потока располагалась в пределах абсолютных высот от 400 до 270 м, имела средний уклон 6 градусов и протяженность около 1,2 км. На этом отрезке по руслу прошел водокаменный сель, а не селевой паводок.

Из-за резкого подъема уровня Кутузовского водохранилища емкостью 1,1 млн. куб. м, связанного с приемом селя и паводков, из него через шахтный водоспуск в нижний бьеф был сброшен поток воды расходом около 100 куб. м/с. Его скорость превысила неразмывающие скорости для гравийно-галечно-валунного аллювия, слагавшего русло. Поток быстро углубил русло на 1-2 м до коренных пород. Объем размыва составил 10-30 куб. м/пог. м. В результате размыва русла и поступления дополнительного селевого стока из долины Верхнекутузовского ручья, ниже плотины водохранилища возник техногенный водокаменный сель высотой около 3 м. Он переместил около 8 тыс. куб. м отложений и транспортировал глыбы массой до 4,7 т. В 0,4 км от места зарождения поток распластался на широкой пойме, занятой садом, и разгрузился от половины наносов, отложив их в виде конуса выноса. Его расход достигал ориентировочно 100-120 куб. м/с. Сель с таким расходом при минимальной концентрации наносов мог продолжаться не более 10-12 минут.

Ниже конуса выноса сель трансформировался в разрушительный паводок, который то концентрировался в русловой ложбине и размывал ее, то разливался по пойме на 60-100 м, занося ее аллювием мощностью 0,1-0,5 м. Паводок освободился от крупнообломочных наносов (5 тыс. куб. м) выше мостового перехода и насыпи шоссе Симферополь-Алушта, где произошел подпор стока. Он подтопил часть Алушты, нанес городу материальный ущерб более чем в 1 млн. грн. и вынес в море взвешенные наносы, не образовав конуса выноса.

Демерджинский сель относится к явлениям 1%-ной обеспеченности. Последний раз поток такого масштаба прошел по долине в сентябре 1899 г. (Педдакас, 1935). Менее мощные селевые паводки формировались в 1912 (Луговой, 1914) и 1968 гг.

Связные селевые потоки в Крымских горах не характерны. Они относятся к категории микроселей очень редкой повторяемости и образуются в оврагах 1-2-го порядка, выработанных в мезозойских глинах и четвертичных суглинках. Очагами зарождения являются оплывины и небольшие оползни-потоки, образовавшиеся в результате переувлажнения элювия, делювия

или деляпсия, состоящего обычно из глины или суглинка с включением дресвы и щебня. Объем отдельных очагов редко превышает 100 куб. м.

Известны 2 способа зарождения связных селей – в результате оползания грунта со склонов и ложбин в русло и сдвига рыхлого материала в крутом (более 15 градусов) русле (Шеко, 1980). В Крыму оба механизма реализуются очень редко и практически только в самых крупных оврагах бедлендов. Образование связных селей ограничивают дефицит уклонов, воды и набухающих минералов в составе глинистых пород. В процессе движения связный поток разубоживается водой и может трансформироваться в несвязный грязекаменный сель.

Оплывины и оползни-потоки обычно спускаются к тальвегам и только некоторые из них медленно перемещаются вдоль оврагов на расстояние до 100-200 м. В связные и несвязные сели трансформируются те из них, которые полностью потеряли первичную структуру, разубожились русловым стоком, стали менее вязкими и более подвижными. Связные потоки перемещаются по оврагам в виде валов высотой 1-2 м со скоростью около 2 м/с. Волновое движение поддерживается подключением к потокам новых оползней, оплывин и порций воды из отвершков оврагов.

В 1957 году Б.Н. Иванов выделил в Крымских горах селевые районы и составил их карту, которая в дальнейшем была уточнена и дополнена (Селеопасные..., 1976; Климат..., 1982). На ней показаны Юго-западный, Юго-восточный, Восточный, Северный и Предгорный районы. Наименее селеактивным является Предгорный, а наиболее селеактивным – Юго-восточный район. А.И.Шеко (1980) выделяет три района – Северо-западный, Юго-западный и Юго-восточный.

Нам представляется, что Горно-Крымская селевая область по условиям формирования селей должна быть разделена на два селевых района – Южный и Северный. Первый охватывает более крутой и короткий южный, а второй – более пологий и длинный северный макросклон гор. Районы, в свою очередь, подразделяются по селеактивности на селевые подрайоны *(табл. 35)*. В Южном районе целесообразно выделить Юго-западный, Юго-восточный и Восточный подрайоны, а в Северном – Северо-западный и Предгорный. Балансовый участок находится в Восточном подрайоне Южного селевого района. На его территории есть 16 склоновых и долинных селевых бассейнов, в которых изредка формируются несвязные и связные сели.

Несвязные сели. Несвязные сели формируются в десяти долинах временных водотоков 2-3-го порядка – склоновых селевых бассейнах, открывающихся к Черному морю между Прибрежным и Коктебелем. Их длина составляет 1-3 км, глубина – 50-100 м, водосборная площадь – 0,50-4,46 кв. км. Уклон сухих русел (3-15 °) достаточен для зарождения и движения водокаменных селей. Селевые бассейны по строению относятся к 1-3-му и 6-му типам, в них активно проявляются эрозионные, гравитационные и оползневые процессы.

Узкое дно долин покрыто пролювием мощностью до 1-2 м, состоящим из дресвы, щебня и мелких глыб с песчаным или супесчаным заполните-

лем, включением глыб и валунов поперечником до 5 м, свалившихся со склонов, – из размытых коллювиальных и оползневых отложений. Крупные обломки массой до 2-3-х тонн образуют продольные гряды у бортов и скопления у крутых излучин сухого русла, вмещены в конусы выноса, благодаря чему они медленнее размываются и выступают в море. Эти косвенные признаки свидетельствуют о том, что в долинах и оврагах формируются водокаменные сели. Их высота, скорость и расход достигают ориентировочно 1,5 м, 3-4 м/с и 10-20 куб. м/с.

Водокаменные сели образуются при выпадении ливневых дождей обеспеченностью менее 5%. Потоки, отложившие валунные гряды, прошли, вероятно, 28 (14).7.1914 г. во время выпадения экстремального ливня слоем 162 мм. Более обильный (278 мм/сутки) обложной, но недостаточно интенсивный дождь 2.9.1991 г., вызвал образование только паводков.

Таблица 35.
Характеристика селевых районов Крыма

Районы	Подрайоны	Типы бассейнов	Механизмы формирования	Типы селей	Объем выносов, тыс. куб. м	Повторяемость, лет	Селеактивность
Северный	Северо-Западный	1; 2; VU; U	Э; П	ВК (НС)	n*0,1-10	30-50	Слабая
	Предгорный	7	Э	ВК (НС)	n*0,1-1	50-100	Очень слабая
Южный	Юго-западный	1; 2; 5; 8; V; VU	Э; О	ВК; ГК (НС); ГК (СВ)	n*0,1-10	30-50	Слабая
	Юго-восточный	1; 2; 4; VU; U	Э; О; П	ВК (НС)	n*0,1-10	10-15	Средняя
	Восточный	1; 2; 3; 6; VU; U	Э; О; П	ВК; ГК(НС); Г;ГК (СВ)	n*0,1-1	30-100	Очень слабая

Условные обозначения:

Типы склоновых селевых бассейнов: 1 – во флишевых, флишоидных отложениях и глинах; 2 – во флишевых, флишоидных отложениях, песчаниках, конгломератах и известняках; 3 – во флишевых, флишоидных отложениях, известняках и вулканитах; 4 – в песчаниках и конгломератах; 5 – в известняках; 6 – в вулканитах; 7 – в мергелях и известняках; 8 – в суглинисто-крупнообломочных отложениях. Типы долинных селевых бассейнов: V – в V- образных долинах; VU- в переходных от V- к U-образным долинах; U- в U- образных и переходных к корытообразным долинах. Механизмы селеобразования: Э – эрозионный; О – оползневой; П – прорывной. Типы селей по составу: ВК – водокаменные; ГК – грязекаменные; Г – грязевые. Типы селей по структуре: (НС) – несвязные; (СВ) – связные.

Формирование селевой волны наиболее вероятно в узлах слияния порядкообразующих притоков, у оползней и обвалов, образующих заторы. Во время активизации оползней 1997-1998 гг. протяженность оползневых перемычек в сухих руслах оврагов Крутой и Сухой достигала 50 м, а высота – 3 м. Воды подпруженных ручьев вымыли в этих перемычках суффозионные каналы, а рядовые паводки отложили перед ними пролювий, который может быть мобилизован в селевой сток.

До зарегулирования стока селевые паводки формировались в долинных селевых бассейнах рек Отузки и Козы. Экстремальный ливень слоем 162 мм (Щебетовка), выпавший 28 (14).7.1914 г., вызвал образование разрушительного паводка в Отузской долине, который трансформировался на отдельных отрезках русла в селевой паводок. Это происходило, скорее всего, в захламленном русле реки Биюк-Узень в пределах Щебетовки и в русле реки Отузки ниже внутренней дельты, отложенной порядкообразующими притоками. В этом месте река пересекает скалистую гряду в ущелевидном отрезке долины. Вероятно селевой поток снес "Чертов дом", находившийся где-то здесь, о котором упоминал Н. Маркс в одной из легенд.

В Козской и соседних с ней долинах разрушительные ливневые паводки и сели прошли летом 1939 года. Менее мощные потоки образовались в склоновых и долинных бассейнах во время выпадения экстремальных ливневых дождей 22.6.1943 г. (116,9 мм, КНИГО) и 5-6.9.1968 г. (149,0 мм, АМП "Щебетовка"). В последние 25 лет водокаменные сели и селевые паводки в долинах рек и временных водотоков не формировались.

Объем пролювия, скопившийся на дне склоновых селевых бассейнов и образующий потенциальный селевой массив, составляет обычно несколько тысяч кубометров. Селевой поток малой плотности расходом 10 куб. м/с может менее чем за один час размыть и удалить его на конус выноса и в море. Если селеобразующий ливневой дождь охватит весь бассейн, то поток получит обильное дополнительное питание из денудационных, гравитационных и оползневых очагов, соизмеримое с запасами пролювия. В этих продуктах, в отличие от пролювия, больше мелкозема, а не крупных обломков, в связи с чем водокаменный поток может преобразоваться в несвязный грязекаменный. Ограниченный объем наносов в потенциальном селевом массиве и редкая повторяемость селеобразующих ливневых дождей, охватывающих весь или почти весь бассейн, определяют редкую повторяемость селей (1раз в 30-100 лет). В XX веке они могли вынести в море около 15-20 тыс. куб. м отложений, в которых содержалось примерно 60-70% крупнообломочных частиц и 30-40% мелкозема, состоящего, в основном, из песка и алеврита.

Иногда водокаменные селевые потоки образуются в результате прорыва земляных плотин прудов. Ливневой паводок 5-6.9.1968 г. переполнил Брынцевский пруд, расположенный в долине р. Кучук-Узень, и была реальная опасность перелива воды через плотину, чреватая ее размывом и образованием селя. Подъем уровня прекратился, когда до гребня пло-

тины осталось всего 10 см. Несвязный сель прорывного типа возник 17.4.1965 г. в притоке реки Андуз из-за переполнения паводковыми водами идентичного пруда, размыва и сдвига части его земляной плотины объемом около 2 тыс. куб. м. В 0,5 км от места зарождения сель разгрузился от наносов и трансформировался в паводок.

Связные сели. Связные потоки относятся к рангу очень мелких селей – микроселей. Они формируются крайне редко, преимущественно во влажные годы и только в нескольких наиболее крупных оврагах бедлендов, выработанных в юрских и меловых глинах на склонах гор Джан-Хуторан, Белая и Коклюк. Длина этих оврагов достигает 500 м, а глубина – 30 м. Им свойственны крутые склоны (30-70°) и тальвеги (10-30°). Формирование связных селей лимитируется большой вязкостью нижнемеловых и быстрой размокаемостью юрских глин, дефицитом жидкого стока в связи с малой водосборной площадью оврагов.

Самый "мощный" связный грязекаменный сель образовался во время выпадения экстремального дождя 2.9.1991 г. в овраге 2-го порядка длиной 400 м, открывающемся к бухте Тихой. Обильное увлажнение элювия юрских глин сопровождалось образованием многочисленных мелких оплывин, которые сошли в овраг и подпрудили русловой сток. Через 12 часов после начала дождя, когда его интенсивность резко возросла, оплывины трансформировались, по свидетельству очевидца, в связный поток. Он вынес из оврага за 10 минут около 500 куб. м (1000 т) грязи, переместил на 15 м из тальвега на конус глыбу вулканитов массой 2 т. Селевой конус выноса мощностью около 1 м перекрыл пляж и выдвинулся в море на 15 м. Он состоял из суглинка с дресвой (30%).

Связный грязевой сель образовался весной 1987 г. в овраге длиной около 500 м на склоне горы Коклюк у села Наниково. В верховье этого оврага находится несколько водосборных воронок, выработанных в четвертичном деляпсии и элювии нижнемеловых глин. В начале марта они были засыпаны сугробами метелевого снега. В результате увлажнения глин талыми и дождевыми водами в водосборных воронках образовались оплывины объемом 50-100 куб. м, которые сползли в овраг, подпрудили сток и трансформировались в грязевые валы высотой 1-2 м, оставившие отчетливые следы обмазки на бортах оврага. Микросель переместил около 500 куб. м (1000 т) отложений. Более половины этого объема отложилось на конусе выноса оврага.

За последние 30 лет нами зафиксировано по следам прохождения еще 3 случая трансформации оплывин в связные грязекаменные микросели. Они образовали небольшие конусы выноса с резкими краями и оставили в транзитной зоне селевые гряды высотой до 0,5 м, состоящие из дресвы, щебня и мелких глыб с суглинистым и глинистым заполнителем в количестве 20-30%. Объем селевых конусов не превышал 100 куб. м.

Объем выносов, количество селевых бассейнов и повторяемость (частота) селей в конкретных бассейнах являются критерием оценки селе-

активности территории. В каждом склоновом и долинном бассейне характерны свои особенности и частота селеформирования. В XX-м веке потоки отмечены в них от одного до трех раз. Если в предшествующий период активность связных селей была такой же, как в последние 30 лет, то в XX-м столетии они переместили из оврагов балансового участка на конусы и в море около 4 тыс. куб. м грунта. Все несвязные и связные потоки вынесли из склоновых бассейнов за то же время около 22 тыс. куб. м (44 тыс. т) отложений, состоящих на 50-60% из крупнообломочных частиц. Среднегодовая денудация территории селями составила 220 куб. м (440 т).

Из большинства склоновых бассейнов потоки разгружаются прямо в море и хозяйственным объектам практически не угрожают. Риск от селевых паводков в долинных бассейнах оценить сложно из-за качественного сходства с катастрофическими паводками. Их нужно анализировать совместно. Борьба с этими явлениями осуществлялась посредством зарегулирования стока и беспрепятственного пропуска потоков через защищаемые объекты. Зарегулирование стока уменьшило селеактивность территории, а задержание воды плотинами, построенными без инженерного обоснования, создает угрозу формирования прорывных селей и паводков.

В XX веке на Земле было 2 периода относительного потепления, разделенных сравнительно прохладным периодом 1946-1976 гг. Активизация селей в Крыму приходится на этот период. Она совпала с вековым максимумом солнечной активности, была связана с частым нарушением зональной циркуляции и усилением меридионального переноса воздушных масс.

Процессы, связанные с инфильтрацией и инфлюацией поверхностных и подземных вод. Поверхностные и подземные воды, взаимодействуя с породами определенного состава, вызывают развитие карста, суффозии и просадочных явлений.

Карст. Карст – процесс растворения горных пород и выноса растворенных веществ движущимися поверхностными и подземными водами, которые осуществляют при этом и определенную эрозионно-аккумулятивную работу. В зависимости от состава пород выделяются карбонатный, гипсовый и соляной типы карста. По рельефу карст разделяется на равнинный и горный с низко-, средне- и высокогорным подклассами.

Крымские горы – хорошо изученный карстовый регион (Дублянский, 1977; Дублянский, Кикнадзе, 1984; Дублянская, Дублянский, 1998; Дублянский, Вахрушев и др., 2002). Это область развития низко- и среднегорного средиземноморского открытого и задернованного карбонатного карста. Он проявляется на половине горной территории и соизмерим по масштабу только с флювиальными процессами.

Для развития карбонатного карста необходимы карбонатные породы, трещины и агрессивная вода с растворенной углекислотой. Процесс проявляется интенсивно и активно там, где сочетаются четыре перечислен-

ных условия. Если он развивается на земной поверхности, то образуются карры, воронки, котловины и другие поверхностные карстовые формы, а если в глубине массива, то возникают подземные вертикальные (колодцы, шахты, пропасти) и горизонтальные (пещеры, гроты) карстовые полости.

Наиболее интенсивно и активно карст проявляется на поверхности и в глубине яйлинских массивов Крымских гор. Его развитию здесь благоприятствуют большая чистота и трещиноватость известняков, их умеренная и оптимальная увлажненность атмосферными осадками, высокая карбонатная агрессивность вод. Бессточные нагорные плато изъедены более чем пятью тысячами карстовых воронок. В недрах карстовых массивов обнаружено около одной тысячи вертикальных и горизонтальных полостей глубиной до 550 м и длиной до 20 км.

Карстовый морфогенез активизируется на абсолютных высотах более 700 м. С этой отметки в карстовании пород возрастает участие талых снеговых вод, обладающих низкой минерализацией и высокой агрессивностью. Распределение карстовых воронок и нивально-коррозионных форм рельефа находится в прямой зависимости от абсолютной высоты территории и запасов воды в снеге (Дублянский, Зенгина, 1970). В интервале от 700-800 м до 1000-1100 м плотность этих образований возрастает соответственно в 10 и 6 раз в связи с частыми отттепелями и таянием снега в холодный период года. На более высоких и низких высотных отметках роль снега и талых вод в карстовом морфогенезе Крымских гор заметно уменьшается.

Основная часть подземных карстовых форм сосредоточена в верхней части карстовых массивов, где трещинно-карстовые воды обладают высокой карбонатной агрессивностью. Около 60% всех полостей находится на глубине до 100 м, 30% – в интервале 100-300 м и 10% – глубже 300 м (Дублянская, Дублянский, 1998).

Разгрузка трещинно-карстовых вод происходит через 2540 источников, расположенных, в основном, на склонах яйлинских массивов. От них начинаются многие крымские реки. Там, где реки пересекают карстующиеся породы, теряется часть поверхностного и подруслового стока. Эти потери достигают 37-80% (Шутов, 1969).

Интенсивность и активность карстового процесса снижаются от яйлинских нагорных плато к равнине и берегу моря, от горно-лугового к степному поясу, вслед за уменьшением абсолютной высоты рельефа. В низкогорной части Крыма развитие карста ограничивают засушливость, маловодье и незначительная агрессивность вод, сравнительно слабая трещиноватость, небольшая мощность и площадь массивов карбонатных пород.

В геологическом разрезе территории балансового участка есть растворимые породы – известняки и конгломераты юрского, известняки и мергели мелового и палеогенового возраста. Их обломки вмещены в отложения четвертичной системы и могут также выщелачиваться. В существующих условиях растворимые породы разрушаются быстрее процессами

физического выветривания. В них, за исключением карр и прокарстованных трещин, другие карстовые формы рельефа сейчас практически не образуются.

Карстовый процесс проявляется активнее в чистых ($CaCO_3$ 92-99%) плотных перекристаллизованных верхнеюрских известняках, образующих рифогенные линзовидные тела и крутопадающие слои среди глинистых, флишевых, флишоидных отложений, песчаников и конгломератов. Селективная денудация отпрепарировала их из вмещающих пород и выделила в рельефе в виде небольших хребтов, останцовых гор и скал, ограниченных крутыми и обрывистыми склонами. Площади отдельных массивов невелики – от 0,01 до 4,0 кв. км. Вода проникает в них практически только через трещины – тектонические, межпластовые, образованные разгрузкой и выветриванием.

Карстовый рельеф низкогорья Крыма, расположенный на отметках менее 700 м, беден и однообразен, карстовый процесс здесь протекает медленно. Открытый карст характерен на склонах "теплых", а задернованный – на склонах "холодных" экспозиций. В лесном и лугово-степном поясах выпадает больше атмосферных осадков, в том числе твердых, меньше испарение и агрессивнее воды, в связи с чем там имеются более благоприятные условия для развития карстового процесса. В низкогорье Крыма карст развивается в парагенезе с эрозией, суффозией, абразией, гравитационными и, отчасти, нивальными процессами.

На обрывистых склонах известняковых массивов восточной части Крымских гор нет отчетливых карр, так как они получают мало атмосферных осадков. С них быстро стекают и испаряются дождевые воды. На поверхности и под почвой менее крутых склонов в известняках образуются примитивные лунковые и бороздчатые карры глубиной до 5-10 см. Более отчетливые признаки выщелачивания ("теневое" выветривание) свойственны нижней стороне крупных обломков известняка, извлеченных из локально развитого маломощного "разборного" элювия. Она изъедена губчатыми микрокаррами глубиной до 1 см. Известняки на таких склонах разрушаются снаружи и изнутри совместно термическим, гидратационным, морозным, химическим и биохимическим выветриванием. Характерная глубина взаимодействия этих процессов составляет около 20 см. Она близка к глубине эффективного вляния на выветривание суточных и сезонных колебаний температуры и влажности.

С подземным карстом и разгрузкой массивов от трещинно-карстовых вод связано около тридцати нисходящих источников. Самые крупные из них – Эчкидаг (Чалки), Лягушка (Кады-Кой), Сюрю-Кая, Сидзян-Чешме и Коклюк. Все они находятся у зон тектонических трещин, рассекающих сравнительно крупные известняковые и конгломератовые массивы. В отличие от других, менее водообильных, эти источники не пересыхают в засушливые годы и периоды.

Трещинно-карстовые воды разгружаются из карбонатных пород непосредственно на поверхность и в рыхлые склоновые отложения, где обыч-

но движутся у границы с подстилающими мезозойскими глинами и алевролитами. Источники первой группы изливают пресную слабощелочную гидрокарбонатно-кальциевую воду. В воде источников второй группы возрастает содержание сульфат-иона.

В питании источников участвуют инфлюационные, инфильтрационные и конденсационные воды. В холодный период года трещинно-карстовые воды получают дождевое и снеговое, а в теплый период – дождевое и конденсационное питание. Доля последнего в Крыму составляет 7,3% от годового количества осадков и 14,8% от подземного стока (Дублянский, 1977). Во время длительных засух источники изливают практически только конденсационную воду.

Экспериментально установлено, что поверхность верхнеюрских известняков снижалась выщелачиванием в условиях, сходных с открытым карстом, на 0,0 мкм/год в лесостепном, на 3,2 мкм/год в лесном и на 6,5 мкм/год в лугово-степном поясе, а в условиях, близких к задернованному карсту, соответственно на 1,2, 5,9 и 13,1 мкм/год.

Контроль за ходом экспериментов осуществлялся трижды, что позволило выделить 2 периода наблюдений продолжительностью 5-6 лет *(табл. 36)*. Во всех ландшафтных условиях скорость выщелачивания в первом периоде была выше, а во втором – ниже среднегодовой, но отличалась от нее не более чем в полтора раза. В первом периоде преобладали годы с повышенным, а во втором – с пониженным увлажнением.

Таблица 36.
Скорость выщелачивания поверхности галек верхнеюрского известняка (мкм/год) в разных ландшафтных условиях

Ландшафтный пояс	Глубина, см	Периоды наблюдений					
		1994-1999 гг. (5 лет)	1995-2000 гг. (5 лет)	1999-2005 гг. (6 лет)	2000-2005 гг. (5 лет)	1994-2005 гг. (11 лет)	1995-2005 гг. (10 лет)
Низкогорный лесостепной	0	-0,2 -0,9		-0,2 1,1		-0,2 0,2	
	10	-0,7 -1,3		-1,6 -1,0		-1,2 -1,1	
Низкогорный лесной	0	-5,4 -3,8		-2,1 -1,9		-3,6 -2,8	
	10	-7,8 -5,5		-6,9 -4,2		-7,0 -4,8	
Среднегорный лугово-степной	0		-5,4 -7,8		-5,7 -7,0		-5,6 -7,4
	10		-14,5 -15,3		-11,5 -11,2		-13,0 -13,2

****Примечание: Знак минус означает уменьшение, плюс – увеличение массы образцов*

Скорость выщелачивания на поверхности и в почве растет вслед за увеличением количества атмосферных осадков и карбонатной агрессивности воды. Процесс протекает вяло в степных и лесостепных ландшафтах балансового участка, но там находится только 4% площади коренных выходов известняков *(см.табл. 36)*. Их обломки, принесенные из более высоких поясов, вмещены в четвертичный аллювий, пролювий, коллювий, делювий и деляпсий, где очень медленно выщелачиваются минерализованными почвенными и грунтовыми водами. В лесных ландшафтах поверхностный карст снижает экспонированную и задернованную поверхность верхнеюрских известняков соответственно на 3,2 и 5,9 мкм/год, а в лугово-степных – на 6,5 и 13,1 мкм/год *(табл. 37)*.

Многолетние наблюдения за стоком свидетельствуют, что скорость химической денудации Ай-Петринской и Долгоруковской яйл составляет соответственно около 60 и 30 мкм/год (Дублянский, Кикнадзе, 1984). Близкая скорость была получена расчетами для среднегорных карстовых районов Западной Европы (Pulina, 1974). Принимается, что известняковые массивы крымских нагорий выщелачиваются со средней скоростью 42,9 мкм/год (Дублянский, Шутов и др., 1990). Пока не известно, какая доля этого значения характеризует поверхностную, а какая – подземную химическую денудацию. Если судить о скорости поверхностного выщелачивания по снижению поверхности известняковых галек в лугово-степном поясе Чатырдага (9,8 мкм/год), то его доля составит около 25%. В условиях более низкого и небольшого по площади лугово-степного пояса балансового участка скорость выщелачивания известняков несомненно меньше, чем на яйле, и, скорее всего, близка к значениям в лесном поясе.

По площади известняковых массивов и средней скорости выщелачивания рассчитана поверхностная карстовая денудация балансового участка в XX веке *(табл. 37)*. В расчетах принимается, что в условиях открытого и задернованного карста скорость выщелачивания соответствовала средней скорости снижения поверхности экспонированных и закопанных в почву известняковых галек. Объем поверхностного выщелачивания известняков составил за 100 лет 919 куб. м. С учетом плохо растворимых конгломератов и мергелей это значение возрастет на 10-20%.

Таблица 37.
Поверхностная карстовая денудация известняковых массивов балансового участка в XX веке

Пояс	Тип карста	Площадь, кв. км	Средняя скорость, мкм/год	Поверхностная карстовая денудация за 100 лет	
				Объемная, куб. м	По массе, т
Степной и лесостепной	Открытый	0,5	-0,0	0	33
	Задернованный	0,2	-1,2	24	
Лесной и лугово-степной	Открытый	4,0	-3,2	128	2331
	Задернованный	13,0	-5,9	767	
Всего:		17,7	-	919	2364

Карстовая денудация имеет объемный характер, включает поверхностное и подземное выщелачивание пород. Об их величине судят по минерализации вод и дебиту источников. Наблюдения за режимом трещинно-карстовых вод на территории балансового участка не велись, что осложняет расчеты подземной и общей карстовой денудации. В связи с небольшим объемом массивов карстующихся пород, малым дебитом карстовых источников, редкостью и незначительными размерами подземных карстовых полостей общая карстовая денудация территории балансового участка в XX-м веке может составить ориентировочно 1500 куб. м (3900 т).

На балансовом участке в верховьях долины реки Биюк-Узень находится карстовый источник Сидзян-чешме, изливающий теплую (20,4 градуса) воду. Он вытекает из титонских конгломератов хуторанской свиты, состоящих в основном из гальки и гравия песчаника, известняка и кварца, скрепленных песчано-известковистым цементом (20%). Конгломераты находятся во фронтальной части аллохтона надвига. Их слои круто наклонены и стоят на голове, рассечены амплитудными разрывами. Вдоль одного из них вытекает несколькими струями источник смешанных теплых трещинно-жильных и холодных трещинно-карстовых вод. Система аномалий разного типа указывает на эксклюзивность условий формирования этого теплого источника. Необычно уже то, что водообильный карстовый источник находится в поле развития слабо карстующихся конгломератов. В этом районе выявлена магнитная аномалия и предполагается местонахождение параавтохтона карадагских вулканитов (Юдин, Клочко, 1998). Неподалеку расположен Кизилташский сероводородный источник. В верхнеюрских известняках у Щебетовки обнаружена редкая кварц-кальцитовая гидротермальная минерализация (Довгаль, Родзивил и др.,. 1991). На Агармыше находится карстовый Бездонный колодец с высоким содержанием углекислого газа, поступающего из недр по тектонической трещине. Все эти аномальные явления проявляются на территории диаметром 10-15 км и могут иметь общую глубинную природу. Возможно под надвигом находится система гидротермокарстовых полостей, функционирующая по настоящее время.

У главного выхода источника Сидзян-чешме происходит аккумуляция известкового туфа и образован самый большой в Восточно-Крымских горах туфовый шлейф длиной 90 м и объемом 3 тыс. куб. м. Накопление известковых туфов – прерывисто-непрерывный процесс, одна из составляющих карстового коррозионно-аккумулятивного процесса. Туфы образуются у геохимических барьеров разного типа, где вода теряет часть растворимой углекислоты (Дублянский, Баженова и др., 1982). Они откладываются из насыщенных растворов практически в течение всего года, но более интенсивно при повышении температуры и уменьшении расхода воды. Благоприятные условия имеют место в теплый период года, особенно в межень. Аккумуляция карбоната кальция в это время достигает 34 мг/л. Температура воды источника Сидзян-чешме способствует выде-

лению туфа. Поэтому образование сравнительно крупного туфового шлейфа у теплого источника и в порожисто-водопадном русле верховья горной реки, где очень редко формируются разрушительные паводки, вполне закономерно.

Аккумуляция карбоната кальция на поверхности и под землей имеет скромные масштабы и составляет менее 1% объема карстовой денудации.

Карбонатный карст – медленно протекающий процесс, оцениваемый показателем активности (А, %). Он рассчитывается из отношения объема пород, растворенных и вынесенных за одну тысячу лет (v, куб. м), к объему всей толщи карстующихся пород (V, куб. м) по формуле: $A = (v / V) \times 100$ (Родионов, 1958). Для массива Долгоруковской яйлы коэффициент равен 0,015% (Дублянский, Вахрушев и др., 2002). Это значит, что ежегодно массив теряет около 0, 000015 % объема карстующихся пород. На Караби-Яйле показатель вдвое, а на территории балансового участка на три порядка меньше, чем на Долгоруковской яйле.

Известно несколько схем карстового районирования Крымских гор (Ресурсы..., 1966; Дублянская, Дублянский, 1998; Вахрушев, 2004). В.Н.Дублянский выделяет в Горно-Крымской карстовой области 4 карстовых района: Юго-Западный, Центральный, Северо-Восточный и Предгорный. Площадь карстующихся пород на их территории составляет соответственно 43, 38, 24 и 52%.

К Северо-Восточному карстовому району относится территория, расположенная северо-восточнее Караби-яйлы. Здесь нами выделяются Агармышский, Красноселовско-Старокрымский, Судакско-Карадагский и Коктебельско-Феодосийский карстовые подрайоны. В той же последовательности снижается интенсивность и активность карстового процесса. Балансовый участок входит в состав двух последних карстовых подрайонов.

Наиболее закарстован массив Агармыш , расположенный севернее. На его вершинной поверхности абсолютной высотой около 700 м находится 5 карстовых воронок, а на склонах – несколько небольших карстовых пещер и вертикальных карстовых полостей глубиной до 121 м (шахта Ломоносовская). Трещинно-карстовые воды массива разгружаются у его подножья многочисленными источниками.

Ионный сток рек и карстовых источников образует основную часть хемогенного потока вещества. Поток включает надповерхностную, поверхностную, покровную и подповерхностную составляющие.

Твердый сток и сток растворенных веществ являются показателями транзитной механической и химической денудации. По ним рассчитывается механическая, химическая и суммарная транзитная денудация отдельных регионов, природных зон и континентов, что позволяет проводить их сравнительный анализ (Corbel, 1959, 1964; Гаррелс, Макензи, 1974; Дедков, Мозжерин, 1984; Дедков, 2002).

Исходные данные для оценки стока растворенных веществ и расчета скорости химической денудации были взяты из гидрологических справоч-

ников (Ресурсы поверхностных вод..., 1975; Справочник..., 1987). В обработку включались пункты с продолжительным рядом наблюдений, находящиеся в Крымских горах и у их границ.

Средняя скорость химической денудации (Vx, мм/год) рассчитывалась по формуле:

$$Vx = \frac{R - Ra}{1000 \times P \times p},$$

где R – ионный сток (т/год), Ra – привнос минеральных солей с атмосферными осадками (т/год), P – площадь водосбора (кв. км), p – средняя плотность горных пород (г/куб. см).

Привнос минеральных солей атмосферными осадками и расчеты ионного стока рассматривались выше.

По указанной формуле была рассчитана скорость химической денудации для 45 пунктов наблюдений за стоком растворенных веществ, что позволило составить картосхему химической денудации Крымских гор (Благоволин, Клюкин, 1987, рис. А). На ней выделяются участки со значительной, средней и слабой денудацией. Максимальная химическая денудация отмечена в среднегорной части Главной гряды, сложенной верхнеюрскими известняками. Здесь формируется сток большинства карстовых источников, питающих реки северного и южного макросклонов гор. За пределами закарстованных нагорий скорость химической денудации незначительна и быстро уменьшается к границам горного сооружения. Она выше там, где в стоке коротких рек велика доля подземного – карстового питания (реки Дерекойка, Улу-Узень Восточный, Черная и др.).

Значительная химическая денудация (более 0,05 мм/год) свойственна "высоким" юго-западным и центральным яйлам, средняя (0,025-0,050 мм/год) – менее увлажненным "низким" восточным яйлам и склонам "высоких" яйл, а слабая (менее 0,025 мм/год) – остальной низкогорной и мелкогорной части, сложенной, в основном, некарстующимися и плохо карстующимися породами. Ограниченное развитие карста в меловых, палеогеновых, неогеновых известняках и мергелях предгорья связано с засушливостью климата и низкой карбонатной агрессивностью воды. В более влажные и прохладные эпохи плейстоцена карстовый процесс здесь развивался активнее, чем сейчас. От древних карстовых форм на аструктурных склонах куэст сохранились хвостовые части нескольких реликтовых пещер-поноров протяженностью до 310 м (пещеры Мангупская, Змеиная, Алимова).

Средняя скорость транзитной химической денудации, рассчитаная по 11 пунктам, находящимся у границ Крымских гор, составила 0,007 мм/год. С учетом зарегулированности и других потерь речного стока она возрастет до 0,01 мм/год.

Многолетние исследования химической денудации Долгоруковского карстового массива показали, что около 73% объема растворенного ве-

щества выносится в холодный и только 27% – в теплый период года. Химическая денудация минимальна в летний (12%) и осенний (21%), а максимальна в зимний (35%) и весенний (32%) сезоны (Дублянская, Дублянский, 1998). Около 19% общей ее величины приходится на март месяц.

Суффозия. Суффозия (псевдокарст) – вынос подземными водами из отложений твердых частиц и растворимых солей, в результате чего образуются подземные и поверхностные суффозионные формы рельефа. Это сложный физико-химический процесс, в котором органически сочетаются растворение, размыв и вынос вещества. Сначала значительную роль в перемещении вещества играет давление фильтрующихся вод, позже – подземная эрозия водных струй, сопровождаемая просадками и обрушениями грунта. В отложениях образуется суффозионный канал, вскрывающийся на поверхности понорами, провальными воронками и колодцами. Поступление через них в канал инфлюационных вод активизирует подземную эрозию. После обрушения кровли и размыва отложений суффозионная система преобразуется в промоину или овраг, которые в дальнейшем формируются эрозией при подчиненном участии суффозионного процесса.

Суффозионные системы преобразуются в эрозионные формы в процессе четырех последовательных стадий эволюции:

1. Стадия локального вскрытия суффозионного канала и активизации подземной эрозии. В суглинках над каналом образуются единичные поноры, поглощающие поверхностный ливневой сток. Это сопровождается увеличением объемов суффозионных полостей и ослаблением устойчивости кровли над ними.

2. Стадия проседания и обрушения кровли над суффозионными полостями. В кровле формируются воронки проседания, просасывания и проваливания, поноры и колодцы. Соседние суффозионные воронки объединяются в небольшие котловины.

3. Стадия полного обрушения кровли и вскрытия суффозионного канала. На месте суффозионной системы образуется отрицательная форма с субвертикальными бортами и неровным дном, загроможденным обвальными конусами и просевшими блоками. Они размываются и удаляются временными водотоками. Кровля бывших полостей сохраняется локально в виде арок.

4. Стадия преобразования суффозионной системы в промоину или овраг. Завершается размыв продуктов обрушения. Оформляются поперечный и продольный профили суффозионно-эрозионной формы.

В мелкогорье Крыма характерны три морфологических типа суффозионно-эрозионных образований:

1. Ящикообразные в поперечном сечении и ветвистые в плане овраги длиной до 200 м и глубиной до 6 м. Они образуются из сложных суффозионных систем на пологих поверхностях днищ долин времен-

ных водотоков, делювиально-пролювиальных шлейфов и пролювиальных террас.

2. V-образные в поперечном сечении и воронкообразные в плане крутые промоины и овраги длиной до 25 м и глубиной до 5 м. Они образуются из простых суффозионных систем на уступах пролювиальных террас и делювиально-пролювиальных шлейфов. Суффозионная система состоит из крутого канала, вскрывающегося цепочкой поноров и провальной воронкой или колодцем у бровки уступа.

3. Эрозионные борозды и промоины щелевидного сечения длиной до 50 м и глубиной до 1 м. Они формируются из примитивных суффозионных систем, расположенных на крутых склонах. Характерны в рельефе типа бедленд. Суффозионный канал находится в элювии мезозойских глин и алевролитов под маломощной (5-20 см) коркой из дресвяного пылеватого суглинка. Ливневые воды проникают через трещины под сухую корку и вымывают быстро размокающий суглинистый заполнитель из дресвяно-щебнистых отложений. Суффозионный канал вскрывается цепочкой поноров и быстро преобразуется в борозду или промоину.

Территория приморских субсредиземноморских степей, расположенная между Судаком и Феодосией, является районом наиболее интенсивного и активного проявления суффозии в Крыму (Клюкин, Наумов и др., 1978). Процесс развивается в неводопрочных пылеватых карбонатных суглинках, дресвяно-щебнистых пылеватых суглинках, дресвяно-щебнистых отложениях с суглинистым заполнителем. Лучшей средой для развития суффозии являются четвертичные элювиально-делювиальные, делювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиальные и пролювиально-лимнические лессовидные суглинки, образованные из переотложенных продуктов выветривания глин и алевролитов копсельской, судакской, манджильской и двуякорной свит *(табл. 38, обр. 2-4)*. В воздушно-сухом состоянии они сравнительно прочные и хорошо держат вертикальные стенки, а при увлажнении очень быстро размокают, теряют связность и распадаются на тонкие частицы, мелкие чешуйки и комочки. Скорость размокания типичных суглинков составляет 2,0-2,5 минуты. Делювиальные алевритистые глины *(табл. 38, обр. 1)*, нередко образующие кровлю над суффозионным каналом, размокают медленнее.

Грунты характеризуются следующими свойствами: нижний предел пластичности – 19,9-28,8, верхний предел пластичности – 27,4-44,8, число пластичности – 7,5-16,0, плотность в сухом состоянии – 1,50-1,86 г/куб. см, пористость – 32,3-48,9%, влагоемкость – 17,1-34,4%. Неразмывающая скорость составляет 0,6-1,0 м/с. Это пылеватые пористые карбонатные лессовидные суглинки. Суффозия проявляется также в более неоднородных грунтах, состоящих из суглинков с включением крупных обломков и крупнообломочных отложений с суглинистым заполнителем. Такой состав характерен для деляпсия, пролювия и элювия.

Таблица 38.
Гранулометрический состав современных и верхнечетвертичных пролювиальных суглинков и делювиальных глин, подверженных суффозии (размер фракций в мм, содержание в %)

№ образца	Место отбора	Глубина отбора, м	Песок			Алеврит		Глина
			0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	Менее 0,005
1	Двуякорная долина	1,3	0,8	1,8	4,6	29,8	19,5	43,5
2	Двуякорная долина	3,6	0,1	0,2	16,0	56,3	10,2	17,2
3	Хребет Биюк-Янышар	3,0	2,0	2,0	11,2	39,6	16,7	28,5
4	Арматлукская долина	2,5	0,2	0,3	8,2	49,6	20,7	21,0

По данным ренгеноструктурного анализа минералогический состав тонких фракций суглинков хлорит-гидрослюдистый (хлорита – 25%, гидрослюды – 65%, смешаннослойных образований – 10%). Небольшое содержание разбухающих минералов способствует быстрому размоканию и размыву грунтов.

Отложения содержат около 3% солей *(табл. 39)*, образующих скрытокристаллические агрегаты и псевдомицелий поперечником до 3 мм. Они представлены тенардитом, эпсомитом, гипсом, галитом, кальцитом, доломит-кальцитом, содой и другими минералами. После глубокого промачивания и быстрого высушивания элювия юрских глинисто-пылеватых пород, на корке из дресвяного пылеватого суглинка, покрывающей склоны, появляются обильные белые выцветы тенардита, астраханита, гексагидрита, галита и других воднорастворимых солей. В результате их растворения и выноса увеличивается пористость и снижается прочность суглинков, что благоприятствует развитию смыва и размыва, свидетельствует о сложном физико-химическом механизме суффозии.

Суффозия – локальный кратковременный процесс. Он проявляется обычно под теми участками земной поверхности, где имеется небольшой водосбор, концентрирующий сток атмосферных осадков. Часть поверхностного стока инфильтруется в отложения и участвует в формировании подземного канала. Вода проникает в отложения через поры, трещины разного генезиса (усыхания, оползневые, распора), норы грызунов и отверстия, оставшиеся от погибших корней растений. Глубокое промачивание грунтов, необходимое в начальную стадию развития суффозии, происходит эффективнее в холодный период года при длительных обложных дождях и таянии сугробов метелевого снега. Вода

через поры, трещины и другие пустоты выносит тонкие частицы и водорастворимые соли, что сопровождается увеличением пористости и образованием подземного канала. Сток по подземным каналам в развитую стадию проявления процесса более эффективен в теплый период года при выпадении обильных интенсивных ливневых дождей. Он сопровождается образованием поноров, воронок и колодцев.

Таблица 39.
Гипотетический состав водорастворимых солей в современных и верхнечетвертичных пролювиальных суглинках и делювиальных глинах, подверженных суффозией

№ образца	Место Отбора	Глубина отбора, м	Соли, % на 100 г навески грунта							
			$Ca(HCO_3)_2$	$Mg(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	Сумма солей	pH
1	Двуякорная долина	1,3	0,28	0,19	-	-	1,57	0,48	2,98	7,4
2	Двуякорная долина	3,6	0,32	0,06	-	-	1,89	0,40	2,80	7,2
3	Хребет Биюк-Янышар	2,6	0,57	-	0,47	0,15	1,45	0,26	2,90	6,8
4	Двуякорная долина	3,0	0,32	0,17	-	0,26	1,63	0,64	3,02	7,2

Особенно активно суффозия проявляется в рельефе типа бедленд. Этому благоприятствуют быстрая трансформация поверхностного стока в подземный через трещины усыхания в суглинистой корке, большая крутизна склонов, размокание пылеватого суглинка, связывающего дресву и щебень. Бедленды формируются парагенетическим комплексом процессов при значительном участии пайпинга – суффозии (Graf, 1988). Она создает подземную эрозионную сеть, связанную с поверхностной. В аридных регионах ей принадлежит ведущая роль в образовании оврагов.

Суффозия происходит в корке, под коркой и в элювии, о чем свидетельствуют каверны и каналы. Даже на обрывах крутизной 70-75 градусов в корке и под ней формируются микрокаверны и микроканалы поперечником 1-10 см. Увлажненные суглинки корки в состоянии пластичной и текучей консистенции соскальзывают и оплывают с крутых коротких склонов к тальвегам оврагов, где временно накапливаются . В этих отложениях мощностью до 1 м также образуются суффозионные каналы, вскрываемые понорами и воронками проваливания.

В бедлендах ливневые воды стекают по крутым эрозионным бороздам, промоинам и оврагам на делювиальные и делювиально-

пролювиальные шлейфы, обычно подрезанные снизу эрозионным или абразионным уступом. Вода поглощается трещинами усыхания, понорами и образует в пылеватых суглинках с дресвой и щебнем на глубине 0,1-1,0 м короткие крутые суффозионные каналы овального, щелевидного и грушевидного сечения.

Нами в течение 10-14 лет с помощью фотометода велись наблюдения за изменением морфологии устьевых частей трех суффозионных каналов, выработанных в элювии и делювии флишоидных отложений манджильской свиты на склоне оврага Сухой и побережье бухты Лисьей. В первом эксперименте от некогда бывшей суффозионной системы сохранился только мост с каналом диаметром 0,4 м в элювии. Вся остальная ее часть преобразовалась в овраг глубиной 3 м и длиной 40 м с вогнуто-ступенчатым тальвегом средней крутизной 30°. Заметные изменения морфологии канала происходили в 1991, 1993, 1999 и 2002 гг. За 14 лет площадь его сечения увеличилась на 10-15%. Временные водотоки выносили из канала обломки поперечником до 10 см.

Два других суффозионных канала крутизной 35° и длиной 7-10 м образованы в делювии под эрозионными бороздами и вскрыты понорами. Их общая водосборная площадь составляет 100 кв. м. Основная ее часть находится выше – на крутом склоне, расчлененном промоинами до бедленда. За 10 лет наблюдений каналы размывались дважды (1997, 2002 гг.) и площадь их поперечного сечения возросла на 10%. После разрушения кровли они будут преобразованы в промоины глубиной 1,0-1,5 м. Суффозионные каналы размывались, в основном, во влажные годы при выпадении ливневых дождей слоем от 27,6 до 278,0 мм.

Суффозия развивается в плейстоценовых пролювиальных щебенистых суглинках террас, образующих несколько ярусов на склонах хребта Эчкидаг, горы Меганом и урочища Капсель. На пологих (2-5 °) поверхностях террас поверхностый сток практически не формируется, так как воды атмосферных осадков быстро инфильтруются в пролювиальные отложения. На уступах террас, у местного базиса эрозии или границы суглинков с подстилающими юрскими породами, они выклиниваются и образуют крутой суффозионный канал. Со временем суффозионная система трансформируется в простой короткий щелевидный овраг с водосборной воронкой и крутым тальвегом.

Иногда суффозионная система, состоящая из канала с понорами и воронками, вытянута вдоль тылового шва террасы или от тылового шва к бровке. На склоне у ее начала обычно находятся овраги и лощины, из которых поступает поверхностный сток. Такая суффозионная система со временем преобразуется в протяженный разветвленный овраг, начинающийся на склоне долины.

На активных и временно стабильных оползнях атмосферные осадки быстро инфильтруются в разуплотненные грунты, а поверхностный сток поглощается оползневыми трещинами. Вдоль трещин формируются суффозионные каналы. В их выработке могут участвовать поверхностные и подземные воды, поступающие в деляпсий со стороны – со стенки сры-

ва, из оврагов, погребенных ложбин и обводненных трещин коренных пород. В результате подвижек оползней суффозионные каналы пережимаются или вскрываются, происходит изменение рельефа, перераспределение поверхностного и подземного стока. На месте суффозионных систем образуются сложные по морфологии разветвленные овраги. Самые крупные находятся на оползнях у мысов Толстый и Крабий. Их длина достигает 80 м, глубина – 5 м и объем – 1тыс. куб. м. Некоторые овраги заканчиваются в суффозионных воронках или котловинах и не открываются к долинам или берегу моря.

Формирование суффозионных систем и их преобразование в овраги в пористых быстро размокающих и легко размываемых грунтах при наличии концентрированного стока происходит очень быстро. Самая крупная в Крымских горах суффозионная система образовалась в урочище Сарыкум между Судаком и Солнечной долиной всего за 100 лет. Здесь долина временного водотока была перегорожена земляной плотиной с целью задержания поверхностного стока. Паводки занесли котлован пылеватым суглинком мощностью 3-5 м, в результате чего образовалась плоская поверхность озерно-пролювиальной террасы площадью 1 га. В начале XX-го столетия хозяин земли Хорват построил выше заиленного пруда новую плотину. Вскоре она была размыта и сток из долины стал вновь поступать в котлован заиленного пруда.

За 100 лет в суглинках озерно-пролювиальной террасы и плотины образовалась разветвленная сеть каналов и тоннелей диаметром до 3-4 м и протяженностью более 130 м. В их кровле возникли провальные воронки диаметром до 10 м, воронки проседания и просасывания диаметром до 5 м, колодцы глубиной 3-5 м, мосты с арками шириной 1-10 м и многочисленные поноры. На месте отдельных отрезков этой сложной суффозионной системы уже образовались овраги ящикообразного поперечного сечения глубиной 3 м и протяженностью 50 м. В формировании суффозионного рельефа большую роль сыграли экстремальные ливневые дожди и вызванные ими паводки 1914 и 1939 гг.

За сто лет из суффозионной системы урочища Сарыкум подземные водотоки вынесли не менее 1,5 тыс. куб. м грунта, что составляет в среднем около 15 куб. м/год, или 0,0015 куб. м/кв. м *год. Озерно-пролювиальная терраса теряла ежегодно 5% объема отложений и снижалась суффозией в среднем на 1,5 мм/год. Это максимальная скорость проявления суффозии за сравнительно продолжительный отрезок времени.

В 1997 г. нижняя часть глубокого оврага Сухой была пережата на протяжении 60 м и на высоту 3-4 м языками активных оползней и земляными обвалами из щебнистых суглинков. Воды небольших ливневых паводков образовали в перемычке за 2 года суффозионные каналы с понорами, воронками и мостами. Скорость развития суффозионно-эрозионного процесса в этом месте составила 20 куб. м/год, 0,1 куб. м/кв. м*год, или 100 мм/год.

Суффозия – неблагоприятный экзогенный процесс. Она участвует в оврагообразовании и подготавливает разрушение земляных плотин,

отсыпанных из местных суглинков в балках и долинах временных водотоков. С ней в 1976 и 1977 гг. был связан прорыв нескольких прудов, расположенных в Арматлукской, Янышарской и Двуякорной долинах.

В суглинистом и глинистом заполнителе некоторых карстовых воронок, расположенных на плато крымских яйл и в верховье Индола, над погребенными понорами формируются вложенные карстово-суффозионные воронки глубиной 1-4 м, которые в карстоведении называются «просадками». Процесс морфологически выражен примерно в 10% карстовых воронок, они сосредоточены на определенных участках массивов карстующихся пород. Его активизация может быть связана с раскрытием тектонических трещин и локальной концентрацией стока поверхностных талых и дождевых вод. Благоприятные условия для развития карстово-суффозионного процесса сложились на Караби-Яйле 1-3.9.1991 г. Тогда равномерный продолжительный дождь слоем 128 мм образовал в карстовых воронках озера, простоявшие около суток. Инфильтрация воды сопровождалась формированием в части из них карстово-суффозионных воронок проседания, просасывания и проваливания.

Суффозия в низкогорье Крыма развивается в парагенезе со струйчатой и русловой эрозией водотоков, оползневым и карстовым процессом, принимает участие в образовании делювия и пролювия. Ее роль в денудации невелика и заметна, в основном, на оползнях и в бедлендах. Многие донные овраги в долинах временных водотоков Коктебельско-Феодосийского мелкогорья имеют суффозионно-эрозионную природу.

Суффозия активизируется во влажные годы и периоды. Главнейшие факторы – обильные ливневые дожди и талые воды сугробов метелевого снега. Заметная активизация наблюдалась во влажном 2002 году. Тогда в бедлендах на побережье бухты Лисьей появились новые суффозионные каналы. На активных оползнях у мысов Крабий и Третий на 4-5 м (10 куб. м) увеличилась протяженность отдельных суффозионно-эрозионных оврагов и на 20 м (5 куб. м) – промоин. Суффозионно-эрозионный овраг, образованный в отложениях делювиально-пролювиального шлейфа Козской долины, вырос на 4 м (7 куб. м).

Активность суффозии по аналогии с активностью карста можно оценить с помощью метода Родионова, приведенного выше. Максимальная активность отмечена в верховьях Двуякорной долины, в голоценовых отложениях делювиально-пролювиального шлейфа. Они состоит из лессовидных суглинков средней мощностью 4 м, вмещающих линзы и прослои дресвы и щебня. В крупнообломочном прослое на глубине 1 м нами были обнаружены переотложенные артефакты – ручка и обломки тулова гераклейской амфоры IY-III вв. до н.э. (определение Е.А. Катюшина), что косвенно свидетельствует о завершении формирования шлейфа около 2 тыс. лет назад в начале субатлантической климатической эпохи. С этого времени в отложениях шлейфа образовались многочисленные суффозионные каналы, поноры, воронки, колодцы и суффозионно-эрозионные овраги протяженностью более 100 м. Суммарный обьем этих форм в массиве объемом 40 тыс. куб. м и площадью 1 га составил около 2-х тыс. куб. м.

Коэффициент активности суффозии – 2,5% за 1тыс. лет. Суффозионный и суффозионно-эрозионный процессы снижали поверхность шлейфа в среднем на 0,1 мм/год.

Суффозия проявляется неравномерно во времени и в пространстве . Денудация территории балансового участка этим процессом составляет в среднем около 100 куб. м/год, или 170 т/год.

Крымские горы – область развития суффозии. В ней целесообразно выделить Юго-Западный, Юго-Восточный, Восточный и Предгорный суффозионные районы. Сравнительно интенсивно и активно суффозия проявляется только в Восточном районе. На яйлинских массивах происходит карстово-суффозионный процесс.

Криогенные процессы. В холодный период года (ноябрь-март) влажные крупнообломочно-супесчаные и крупнообломочно-суглинистые почво-грунты периодически промерзают и оттаивают, что сопровождается пучением, вымораживанием обломков, развитием крипа и солифлюкции. Два последних процесса были рассмотрены выше.

Пучение почво-грунтов и вымораживание крупных обломков происходит эффективнее в луговом и лугово-степном поясе на абсолютных высотах более 700 м. Здесь важными факторами экзолитоморфогенеза являются снег, талые воды и частые переходы температуры через ноль градусов в ту и другую сторону. На открытых пространствах формируются грунты первичной морозной сортировки в виде сетей, многоугольников и колец, похожие на структурные грунты перигляциальных областей (Вахрушев, Клюкин, 2001). Крупные обломки пород обрамляют куртины плотнодерновинных поликарпических трав, образуют пятна среди них. Отчетливые признаки пучения почв и вымораживания обломков прослеживаются на 5% площади крымских нагорий. Процесс проявляется ежегодно. Он активизируется в периоды, когда циклы промерзания-оттаивания почвогрунтов повторяются чаще. Многолетние наблюдения за маркированными обломками поперечником 5-10 см, закопанными в супесчаную почву, показали, что они вымораживаются с глубины 5-10 см со средней скоростью 5-7 мм/год.

Не так заметно, как в среднегорье, процесс протекает в лугово-степном поясе низкогорья на высотах менее 700 м. В суровые малоснежные зимы крупные обломки вымораживаются из почв в равнинной части Крыма. На низменностях Великобритании этот процесс происходит, по данным П . Джемса (Ханвелл, Ньюсон, 1977), при температуре менее 4-6 градусов мороза. Вымораживание обломков наблюдалось в разных природных условиях, вплоть до гаммад южной Монголии (Тимофеев, 1978; Тимофеев, Втюрина, 1983).

Структурные грунты первичной морозной сортировки обнаружены нами на склонах гор Каланых-Кая, Марчека, Перчем, Спящая Красавица в пределах абсолютных высот 400-600 м. На этих участках площадью 1-2 га мощность супесчаных и суглинистых почв с дресвой и щебнем составляет 10-15 см, крутизна поверхности – 3-20 градусов,проективное по-

крытие травянистой растительностью – 30-60%. Пучение почв и вымораживание из них крупных обломков происходит так же, как на яйле и характеризуется теми же признаками. Между куртинами осоки, типчака и других плотнодерновинных злаков образуются сети, полосы и пятна, состоящие из дресвы и щебня известняка или песчаника толщиной в 1-3 обломка. Их поперечник изменяется от 0,2 до 2,0 м. В верхнем горизонте преобладает щебень (80%), а в нижнем – мелкозем (80%). Структурные грунты питаются обломками из кровли элювия. Процесс вымораживания обломков не происходит в почвах, хорошо армированных корневыми системами растений.

Влажные пылеватые суглинки и супеси предрасположены к пучению (Уошборн; 1988). Вода в них мигрирует по порам к фронту промерзания, что сопровождается обильным льдовыделением и пучением. Такие грунты начинают переходить в твердомерзлое состояние уже при температуре около 1-го градуса мороза.

Промерзание и оттаивание почв сопровождается шевелением обломков чехла. При промерзании между камнями выпучивается мелкозем в виде гребешков и бугорков высотой 1-3 см, названных А.Л. Уошборном "малыми кочками", а при протаивании и усадке образуются щели шириной до 0,5 см. Некоторые уплощенные обломки приобретают вертикальное положение или надвигаются друг на друга. Встречаются перевернутые "старые" обломки с лишайниками на нижней стороне и "свежие", вымороженные недавно, опознаваемые по светлой окраске. Все эти признаки свойственны структурным грунтам (Уошборн, 1988; Тимофеев, Втюрина, 1983).

Зимой нулевая изотерма проходит в Крымских горах на абсолютной высоте 600-1000 м. Похолодания сменяются оттепелями, снег долго не лежит и мощного покрова обычно не образует. В связи с этим, почвогрунты в низкогорье промерзают глубже 10-15 см не часто и не надолго. Промерзание эффективнее в периоды с устойчивой температурой воздуха менее 5 градусов мороза, которые отмечаются в горах в 42% зим, а в предгорье – в 14% зим (Климат..., 1982). Такие условия характерны во время вторжения арктического воздуха и радиационного выхолаживания при малоснежной антициклональной погоде. Самой холодной во второй половине XX-го столетия была зима 1953-1954 гг. Тогда в предгорье в течение 46 суток держалась температура воздуха 10 градусов мороза и ниже, а в Феодосийском заливе образовался ледяной припай. После метели в январе 1982 г. почвы в долине р. Ворон на абсолютной высоте 200 м промерзали на открытых поверхностях до глубины 17 см при среднесуточной температуре минус 7-12 градусов С и оттаяли полностью только через 23 дня. Позже, при более низкой температуре воздуха, они не промерзали из-за экранирующего влияния снежного покрова. Глубина промерзания почв на ЮБК достигает 20-35 см, а в горах – 100 см и даже более (Климат и опасные..., 1982).

Пучение почво-грунтов и вымораживание из них крупных обломков проявляется неравномерно во времени и в пространстве . Процесс акти-

визируется в январе-феврале при частой смене похолоданий и оттепелей на обнаженных склонах и поверхностях, с которых стаял, испарился или был сдут снег. Влажность верхнего горизонта почв в это время составляет 25-30%. В лесу пучение почв и вымораживание обломков не характерно из-за более устойчивого снежного покрова и экранирующего влияния лесной подстилки, сглаживающей температурные колебания. На Карадаге за 8 лет наблюдений температура поверхности обнаженной почвы на открытых пространствах снижалась до 16,8 градусов, а в лесной подстилке не опускалась ниже 4-х градусов мороза.

В ледниковые эпохи Крым находился в перигляциальной области и нивально-криогенные процессы проявлялись на его территории интенсивнее и активнее, чем сейчас. Чехол крупных обломков структурных грунтов первичной сортировки сдерживает развитие водной и ветровой эрозии почв на обнаженных склонах и поверхностях.

Эоловые процессы. Эоловые процессы начинают проявляться на открытых пространствах, покрытых сухим несвязным мелкоземом, при скорости ветра более 4 м/с. Усиление ветра сопровождается образованием ветропесчаного потока, в котором размер и содержание частиц возрастает в приземном слое. Частицы этого слоя перемещаются скольжением, качением, сальтацией и во взвешенном состоянии. Эоловый процесс включает дефляцию и коррозию, транспортировку и аккумуляцию наносов.

О проявлении эолового процесса в Крыму свидетельствуют дюны, холмики-косы, отмостка, ячеи и котлы – тафони. Он происходит на морском берегу, в степном и лесостепном поясах, на обрывах и в агроландшафтах, характеризуется слабой интенсивностью и активностью. Эоловый процесс развивается в парагенезе с морским береговым, делювиальным, осыпным процессами и распашкой земель.

Эоловый процесс характерен на песчаных и гравийно-галечно-песчаных пляжах шириной 10-25 м, которые есть только на берегах бухт Прибрежненской, Лисьей, Тихой и Провато. Первые две открыты к ветрам восточных, а последние – южных румбов. Ветры этих направлений перемещают песок к суше и вдоль берега.

Общая протяженность пляжей, подверженных дефляции, составляет 4 км. Песчаный материал преобладает в строении их тыльной части, которая позже, чем приурезовая, оказывается в зоне заплеска прибойного потока. Реально дефляция охватывает узкую полоску берега площадью 3 га. В отдельные годы из-за временных изменений режима морских береговых процессов эта площадь сокращается или возрастает на 10-30%.

Заметная дефляция песка с пляжа к суше или вдоль берега происходит при сильном ветре с моря и продолжается до тех пор, пока песок не будет смочен брызгами морской воды, каплями дождя или прибойным потоком. При волнении моря интенсивностью более 5 баллов дефляция песка с пляжа из-за его увлажнения практически прекращается.

Сильные ветры характерны в холодное время года. Период с ветром 10 м/с и более продолжается в низкогорье Крыма 25-50 дней. Среднее число дней с ветром 15 м/с и более на побережье между Алуштой и Феодосией колеблется от 12 до 22 в год (Климат и опасные..., 1982). Ветер восточных и южных румбов перемещает песок с пляжа к подножью клифа, где он образует примитивные неподвижные размываемые прислоненные дюны, частично закрепленные колосняком черноморским и синеголовником морским. Из-за дефицита песка и площади для его аккумуляции ширина дюн обычно не превышает 5 м, а относительная высота -1 м. Только на берегу бухт Лисьей и Тихой есть две дюны высотой до 5 м. Одна прислонена к отмершему клифу из юрских флишоидных отложений, который расчленен оврагами и промоинами до бедленда. Эоловый песок дюны слабо связан пылеватым суглинком, вынесенным водотоками из бедлендов. Такие эолово-делювиальные отложения являются благоприятным субстратом для обитания селитрянки Шобера – кустарника, занесенного в Красную книгу. Цементация отложений и растительный покров повышают устойчивость дюны к дефляции во время сильных северо-восточных ветров, дующих вдоль берега и вызывающих песчаные бури. Вторая сравнительно высокая дюна прислонена к клифу из вулканических туфов и вмещает крупные обломки пород, увеличивающие ее устойчивость к размыву и дефляции.

В ветренные годы с 1-го кв. м эффективной (подверженной дефляции) поверхности пляжа сдувается до 0,05 куб. м песка, из которого у подножья клифа образуются свежие холмики-косы и авандюны. Они быстро размываются морем и развеваются сильным ветром, дующим вдоль берега. По экспертной оценке среднегодовая скорость дефляции с эффективной поверхности пляжа составляет 0,009 куб. м/кв. м (13,5 кг/кв. м). Этой скорости соответствует аккумуляция 270 куб. м (405 т) песка. Практически все эти отложения размываются, развеваются и возвращаются назад в море. Интенсивный размыв и развевание дюн в последние 25 лет происходили соответственно в 1988 и 1991 гг., 1987 и 1988 гг. От этих воздействий сильно пострадала популяция селитрянки Шобера на побережье бухты Лисьей.

Процессы размыва и эоловой аккумуляции на абразионном берегу с дефицитом песка и площади для его накопления чередуются с переменным успехом. Некоторая активизация штормовой деятельности в конце XX-го и начале XX1-го столетия сопровождалась уменьшением общего объема прибрежных эоловых аккумулятивных образований примерно на 10%.

Песок частично уносится ветром за пределы берега и обнаруживается на расстоянии до 50 м от пляжей и дюн на снегу и суглинистой корке склонов. Его объем не превышает 1% от среднегодового объема эоловой аккумуляции.

Менее заметно эоловый процесс проявляется на обнаженных и слабозадернованных склонах и поверхностях степного и лесостепного поясов. В теплый период года дефляция здесь практически не происходит из-

за незначительной скорости ветра и сравнительно плотного растительного покрова. В отдельные зимние и весенние дни, когда холодные воздушные массы прорываются через горные седловины к морю, сильный ветер сдувает снег, высушивает почво-грунты, перемещает мелкие и крупные обломки с их поверхности.

В горах ветер распространяется вдоль понижений рельефа, усиливаясь в ущелевидных отрезках долин и оврагов. Он перемещает снег, семена, траву, листья и минеральные частицы с водораздельных пространств и склонов к дну и тальвегам, от верховий к низовьям эрозионных образований. Об этом свидетельствует накопление обломочного материала и органического вещества на метелевом снегу. Нами была предпринята попытка оценить дефляцию с эффективной поверхности склонов двух типичных оврагов (Клюкин, 1989). Один из них находится у села Ворон и выработан во флише таврической серии, а второй расположен у бухты Лисьей и выработан во флишоидных отложениях манджильской свиты. Их обнаженные и слабозадернованные склоны покрыты соответственно несвязными-слабосвязными и связными почво-грунтами.

После сильной метели 31.1.1982 г. обломки пород и органические остатки образовали на снегу пятна, полосы и микрогряды. В сильнорасчлененном рельефе метелевое перераспределение снега зависит от ориентировки склонов, их крутизны и покрытия растительностью, то есть от вида склона *(табл. 40)*.

Таблица 40.
Распределение загрязненного снега в овраге у с. Ворон после метели 31.1.1982 г.

Элементы рельефа и ландшафта	Покрытие снегом, %	Загрязнение снега, %
Склоны 1-го вида	80-100	0
Склоны 2-го вида	50-60	5-10
Склоны 3-го вида	20-30	30
Склоны 4-го вида	5-10	30
Осыпи	10-20	60-80
Дно оврага	100	90

Из таблицы следует, что снег лучше сохраняется на пологих и среднекрутых хорошо- и среднезадернованных склонах 1-2-го видов, но сдувается и осыпается со слабозадернованных и обнаженных крутых и обрывистых склонов 3-4-го видов и осыпей на дно оврагов. Дефляция проявилась на открытых безснежных пространствах. Скорость порывов ветра достигала 25 м/с. Ветер перемещал несвязные и несмерзсшиеся частицы коллювия с поверхности осыпей, элювия – со склонов 4-го вида, делювия – со склонов 3-го вида и отдельные обломки отмостки со склонов 2-го вида. Основной ареной дефляции являлись осыпи, склоны 4-го и 3-го видов. Они занимают соответственно 20, 50 и 30% площади развития дефляции и дали соответственно 50, 40 и 10% массы продуктов эолового

сноса. Эти склоны в холодный период года являются самыми сухими (Боков, Клюкин, 1987). Влажность отложений у их поверхности обычно меньше 9-13 градусов – при такой влажности начинается выдувание почвенных частиц (Полевой, 1992).

Обломочный материал, отложенный ветром на поверхности метелевого снега, состоял, в основном, из песка и дресвы поперечником до 5 мм. Встречались отдельные более крупные уплощенные обломки размером до 4x2x1 и 9x5x0,3 см, перенесенные порывами ветра с осыпных склонов. Песчаные частицы перемещались ветром на десятки метров, а крупнообломочные – до 10 м. В местах уменьшения скорости ветра и у препятствий на снегу образовались поперечные и продольные микрогряды относительной высотой 1-3 см, состоящие из дресвы и щебня. Пылевато-глинистый материал в продуктах аккумуляции практически отсутствовал. Часть тонких частиц перемещалась в прикрепленном состоянии вместе с крупными обломками, а часть была унесена ветром за пределы оврага на сотни метров и более.

Внутри метелевого снега обломочный материал практически отсутствовал, что свидетельствовало о развитии дефляции после метелевого перераспределения снега и просушивания холодным ветром почво-грунтов открытых пространств.

Для оценки массы и состава обломочного материала, перемещенного ветром, были отобраны пробы загрязненного снега с пяти типичных площадок поперечником 1x0,5 м. Средняя масса минерального вещества составила 40,7 г/кв. м. В продуктах аккумуляции содержалось 3% пыли и глины, 47% песка и 50% дресвы. Гранулометрический состав подтвердил, что обломочный материал перемещался с осыпей , склонов 4-го и , отчасти, 3-го видов.

На побережье у бухты Лисьей во время сильной метели 2.2.1988 г. с порывами ветра, достигающими 24 м/с, снег сдувался с поверхностей террас и осыпался со склонов к тальвегам оврагов, где его мощность достигала 1-2 м. Метелевый снег так же как и в овраге у села Ворон, был стерильным, а минеральные частицы и органические остатки только покрывали его поверхность и концентрировались в узкой притальвежной полосе. В "грязном" снегу преобладали органические остатки (80%). Обломочный материал состоял из песка и дресвы с небольшим количеством пыли. Его средняя масса на удельной площади (4,0 г/кв. м) оказалась на порядок меньше, чем в овраге у с . Ворон. В оврагах и бедлендах побережья Лисьей бухты осыпи не характерны, а крутые склоны обычно покрыты плотной связной суглинистой коркой, на которой мало обломков, которые может сдуть ветер.

В степном и лесостепном поясах дефляция в ветренные годы проявляется несколько раз. При средней повторяемости 2-3 раза, сильный ветер перемещает ежегодно с удельной (1 кв. м) эффективной поверхности склонов оврагов, расположенных у села Ворон и бухты Лисьей, соответственно 0,01и 0,001 кг обломочного материала. Дефляция снижает крутые и обрывистые слабозадернованные и обнаженные склоны с несвязными

и связными почво-грунтами на мезозойских флишевых и флишоидных отложениях соответственно на 0,005 и 0,0005 мм/год, что на 3-4 порядка меньше скорости проявления склоновых процессов.

Дефляция принимает участие в выполаживании прибровочных частей обрывистых склонов ущелевидных долин и горных гряд (Клюкин, 1989). Объектом исследования являлся короткий выпуклый отрезок склона, расположенный над обрывом в долине прорыва реки Альмы через Внутреннюю кустовую гряду Крымских гор у села Малиновка. На выполаживаемом склоне, увлажняемом только атмосферными осадками, в результате морозного выветривания среднеэоценовых нуммулитовых известняков ежегодно появляются новые, преимущественно уплощенные обломки поперечником до 15 см. Места их отделения уверенно опознаются по белым пятнам на серых скалах, покрытых лишайниками. Продукты выветривания не образуют скоплений так как быстро перемещаются к подножью обрывов и в водосборные воронки оврагов гравитационным сносом, водой и ветром. Об участии дефляции в сносе свидетельствуют многочисленные находки перевернутых обломков известняка в стороне от мест отделения и линий тока.

Динамика процессов, происходящих на склоне, изучалась по деформациям створов с мечеными изометричными и уплощенными обломками массой 8-1500 г. Два створа из 10-20 обломков простирались поперек обрыва, вдоль наклона выпуклого склона длиной 4 м и крутизной 10-30 градусов, а два других – вдоль обрыва, в 1 м от его бровки. Кроме того, была очищена от продуктов выветривания пологая (5-10°) площадка (14 кв. м), примыкающая к обрыву. В начале теплого и холодного периодов года фиксировались изменения положения меченых частиц относительно створов и учитывались обломки, появившиеся на площадке.

Ежегодно на учетной площадке регистрировалось в среднем 12 новых обломков поперечником до 5 см и массой до 60 г. Это были, в основном, чешуйки известняка, перемещенные вдоль простирания склона сильным ветром с соседних участков на расстояние до 30 м.

Почти все частицы были удалены из створов за 4-6 лет, а мелкие, массой до 100 г., – за 2-3 года. В траектории их движения наблюдалась тенденция перемещения к бровке обрыва и вдоль нее – в сторону течения реки. В процессе переноса многие обломки переворачивалась. Эти признаки убедительно свидетельствуют о сносе части продуктов выветривания сильными порывами горно-долинного ветра к местным базисам эрозии. Другая часть обломков перемещалась к обрыву водными струями, стекающими по микропонижениям водоупорной поверхности скал во время выпадения ливней и таяния снега. Крупные обломки сносились по частям после измельчения выветриванием и соскальзывали по обледенелым скалам при оттепелях. Снос активизировался в 1982-1983 и 1986-1987 гг.

Роль дефляции возрастает в сносе мелкоземистых продуктов выветривания с обрывов и прибровочных склонов. Несвязные песчано-пылеватые продукты выветривания толщиной 1 см сдувались с плиток породы, установленных на обрывах и у их подножья, под навесами и в гро-

тах вне воздействия атмосферных осадков и поверхностного стока, за 1-3 года.

На сухих обрывах "теплых" экспозиций, сложенных вулканитами, известняками, песчаниками и конгломератами, расположенных на абсолютных отметках менее 600 м, образуются ячеи и котлы – тафони, неправильно называемые формами ячеистого выветривания. Они формируются на вертикальной поверхности каменистой "пустыни" и имеют сложное происхождение, в котором заметную или главную роль играют дефляция и коррозия. За счет ячеистых образований площадь поверхности обрывов увеличивается в 2-3 раза и создаются гидротермические условия, благоприятствующие более интенсивному разрушению пород. Продукты выветривания – пыль, песок и древа – падают на дно ячей и котлов, но устойчивых накоплений обычно там не образуют. Если пол ячейки наклонен к обрыву, то частицы высыпаются наружу, а если горизонтальный, вогнутый или имеет обратный уклон, то частицы удаляются дефляцией, иногда стоком со скал. При сильном ветре они оказывают коррозионное воздействие на стенки микрополостей, измельчаются и выносятся наружу. Это распространенные, но не единственные механизмы формирования тафони.

Нами в течение многих лет велись наблюдения за изменением морфологии ячей на "сухих" обрывах, сложенных породами разной противоденудационной устойчивости. Эксперименты находились у мысов Ай-Фока и Меганом, на Карадаге, предгорных кустовых грядах и стенах средневековых сооружений. Динамика формирования ячей изучалась с помощью фотометода и улавливания продуктов выветривания. Перед экспериментами ячеи очищались кисточкой от продуктов выветривания. Затем ежегодно или через определенный период времени из них извлекался и взвешивался обломочный материал, подготовленный выветриванием к сносу. Из отношения массы этого материала к площади поверхности ячей рассчитывалась скорость денудации. Поскольку обломки удалялись наружу преимущественно дефляцией, то ее средняя многолетняя скорость близка к скорости денудации. В ячеях, образованных в андезитах и вулканических туфах Карадага, эта скорость невелика – 0,005 кг/кв. м*год. При такой скорости с "теплых" сухих обрывов, сложенных вулканитами, ветер удаляет ежегодно не менее 0,05 т обломочного материала. На обрывах из более пористых и менее прочных палеогеновых известняков и известковистых алевролитов предгорных гряд скорость выветривания и дефляции на 1-2 порядка больше.

В межвегетационный период года создаются предпосылки для дефляции почв на пашне и виноградниках. Почвы под виноградниками подвержены больше водной, а не ветровой эрозии. Поскольку над их неровной поверхностью скорость ветра уменьшается примерно вдвое, то благоприятные условия для ветровой эрозии почв создаются при ветрах со скоростью 10-15 м/с и более, которые дуют 25-50 дней в году, преимущественно в холодный период. Дефляция протекает медленно и незаметно из-за связности, скелетности и сравнительно высокой влажности почв в это время. Но на распаханной поверхности всегда есть мелкие частицы

и агрегаты, которые могут перемещаться ветром. При обработке виноградников культиватором сухая почва пылит.

Наблюдения за ветровой эрозией почв на сельскохозяйственных угодьях не велись и скорость процесса не известна. Она невелика и, вероятно, близка к скорости дефляции связных почво-грунтов склонов степного пояса. Мы принимаем ее равной 0,005 кг/кв. м*год. При такой скорости эоловый процесс перемещает по сельскохозяйственным угодьям в среднем 195 т отложений в год. Тенденция перемещения – к днищу долин и в сторону моря. За пределы сельхозугодий удаляется на порядок меньше.

Дефляция почво-грунтов со всей территории балансового участка приведена в таблице. Из таблицы 41 следует, что ветер перераспределяет по территории балансового участка в среднем 602 т отложений в год. Около 67% этой массы перемещается на морском берегу, площадь которого составляет всего 0,14% площади развития дефляции. Доля остальных природных источников дефляции невелика (0,4%) и ими можно пренебречь.

Таблица 41.
Дефляция почво-грунтов на территории балансового участка

Элементы рельефа и ландшафта	Скорость дефляции, кг/кв. м*год	Площадь дефляции, га	Масса продуктов дефляции, т
Берег моря	13,500	3,0	405,00
Склоны в степном и лесостепном поясах	0,001 0,010	200,0 2,0	2,00 0,20
Тафони	0,005	1,0	0,05
Сельхозугодья	0,010	1950,0	195,00
Всего:		2156,0	602,25

Горно-Крымская область проявления эоловых процессов разделена нами на 2 района – Южнобережный и Предгорный. В Южнобережном районе выделено 3 подрайона: Южный, Юго-Восточный и Восточный. Дефляция и ветровая эрозия почв протекают более интенсивно и активно в Восточном подрайоне, где есть пляжи с высоким содержанием песка. Дефляционноопасный период совпадает с холодным периодом года. Процессы активизируются в начале и конце этого времени.

Биогенные процессы. Живые организмы оказывают прямое и косвенное воздействие на рельеф и ландшафт, осуществляют зоогенную и фитогенную механическую и химическую денудацию и аккумуляцию. В результате прямого механического воздействия происходит локальное перемещение почво-грунта преимущественно в направлении наклона земной поверхности. Косвенное влияние проявляется в активизации выветривания, делювиального смыва, суффозии, карста, дефляции и крипа. Биогенная денудация относится к процессам ближнего переноса. Продукты сноса переотлагаются и аккумулируются у соседних препятствий. Аккумулятивная деятельность биогенных процессов сопровождается образованием и преобразованием почв. Эти вопросы в работе не рассматриваются.

В каждом ландшафтном поясе проявляется свой комплекс процессов биогенной денудации, действующих в разное время и с разной скоростью. Они эффективны на склонах и поверхностях, покрытых плотным растительным покровом, на которых другие экзогенные процессы не проявляются или протекают очень медленно. Процессы биогенной денудации нередко являются ведущими процессами перемещения вещества в самых верхних звеньях нисходящего литопотока.

Зоогенные процессы. В перемещении вещества участвуют домашние и дикие животные, дождевые черви, сверлящие моллюски и другие живые организмы. Пока удалось оценить только роль некоторых из них в балансе твердого вещества.

Пастбищная дигрессия.

Территория степного и лесостепного поясов длительное время подвергалась выпасу скота. В структуре скотоводства преобладали овцы и козы, оказывающие наиболее пагубное воздействие на почвенно-растительный покров. В результате выпаса была уничтожена аборигенная растительность, эродированы почвы, появились новые промоины и овраги, некоторые склоны превратились в бедленды. Прямое воздействие выпаса проявилось в уплотнении и некотором смещении верхнего горизонта почво-грунтов вниз по склону – в образовании скотьих (скотобойных) троп. Они относятся к зоогенным, а не антропогенным образованиям (Чемеков, Чемекова, 1974). Скотьи тропы находятся в 1-3 м друг от друга и имеют полуконтурное расположение – вытянуты вдоль простирания склона и слабо наклоны книзу. В местах перевыпаса скота тропиночный микрорельеф формируется в течение нескольких лет. Его может уничтожить один экстремальный ливень. На плотной обнаженной поверхности скотьих троп быстро возникает поверхностный сток и происходит струйчатый размыв. Склоны бывших и существующих пастбищ относятся к склонам 2-го вида, они покрыты эродированными почвами, более бедным и менее густым травянистым покровом.

Денудация склонов домашними и дикими копытными животными зависит от интенсивности и продолжительности выпаса, крутизны поверхности и состава почво-грунтов. Непосредственно в пределах скотьих троп денудация колеблется от 0,005 до 0,020 куб. м на 1 пог. м протяженности и составляет в среднем 0,010 куб. м/пог. м. В зависимости от интенсивности выпаса этот объем почво-грунта перемещается вниз по склону в течение одного года или нескольких лет.

В периоды благоприятного экономического развития региона количество скота увеличивалось в несколько раз и его воздействие на склоны возрастало, а в кризисные периоды численность поголовья уменьшалась и интенсивность пастбищной дигрессии снижалась. Меньшая часть поголовья скота выпасалось у населенных пунктов, а большая – между населенными пунктами, где устраивались кошары. На приморском склоне хребта Эчкидаг скот выпасался с перерывами от эпохи поздней бронзы до 1990 года, то есть в течение последних

3,5 тыс. лет (Клюкин, Корженевский и др., 1987). После прекращения выпаса микрорельеф скотьих троп был уничтожен делювиальным смывом и крипом.

В XX веке площадь пастбищ на территории балансового участка колебалась от 500 до 3000 га. Интенсивность воздействия выпаса на склоны зависит от структуры поголовья скота, и, особенно, от количества овец и коз. В 1925 году в Судакском и Феодосийском районах было 88 тыс. голов овец и коз и 33 тыс. голов крупного рогатого скота (Весь Крым..., 1926). К 2000 году это количество уменьшилось соответственно в 19 и 8 раз (Население..., 2000). Особенно сильно пострадали от выпаса скота в конце XIX- первой половине XX-го столетия степные склоны Коктебельско-Феодосийского мелкогорья.

Денудация склонов овцами оценивалась нами в 1980 году – в период высокой численности поголовья – на четырех трансектах площадью по 1 га в типичных степных и лесостепных ландшафтах южного склона хребта Эчкидаг. В июне 1977 года тропиночный микрорельеф здесь был практически уничтожен двумя экстремальными ливнями слоем 89,4 и 88,4 мм. В последующие три года отара овец численностью в 1 тыс. голов натоптала новые тропы, что позволило рассчитать по ним среднюю скорость денудации склонов крутизной 10-30° *(табл. 42).*

Таблица 42.
Средняя скорость денудации склонов овцами

Пояс	Площадь, га	Средняя длина скотьих троп, пог. м	Средняя денудация, куб.м/пог.м	Время, год	Средняя скорость денудации		
					куб.м/ га*год	т/га*год	мм/ год
Степь и лесостепь	1	350	0,01	3	1,17	1,25	0,12

В результате выпаса овец склоны снижались в среднем на 0,12 мм/год. В 1990-2005 гг., когда выпас практически прекратился, микрорельеф скотьих троп был снивелирован делювиальным смывом. В периоды высокой численности поголовья и интенсивного выпаса овец и коз денудация на балансовом участке достигала 3510 куб. м/год, а в кризисные периоды сокращалась до 585 куб. м/год. Мы оцениваем ее за XX-е столетие в 1713 куб. м/год (1837 т/год).

Денудация склонов дикими кабанами.

В холодный период года дикие кабаны в поисках корма спускаются из лесного пояса на открытые степные пространства. В результате их роющей деятельности разрыхленная почва перемещается на 0,1-1,0 м вниз по склону и перекрывает травянистый покров ниже покопок. Объем и мас-

са перемещенного материала зависят от протяженности нижнего края покопок и возрастают с увеличением крутизны поверхности.

Денудация склонов дикими кабанами изучалась нами в разных природных условиях Карадагского заповедника на четырех трансектах площадью по 1 га в мае 1995 и 1996 гг. В заповеднике обитает ежегодно не менее 30-40 кабанов. Их покопки имеют площадь 1-200 кв. м и глубину – 0,10-0,25 м. Объем перекопанной почвы составляет 0,2-40,0 куб. м, масса – 0,24-48,0 т. Из покопок в направлении наклона перемещается не менее 3-5% объема рыхлой почвы. Под каждым погонным метром нижнего края покопок откладывается в среднем 0,014 куб. м (0,01 т) почво-грунта. Склоны крутизной 5-30 градусов снижаются в среднем на 0,013 мм/год *(табл. 43).*

Таблица 43.
Скорость денудации склонов дикими кабанами

Пояс	Площадь, га	Средняя длина нижнего края покопок, пог. м	Средний снос с нижнего края покопок, куб. м/пог. м	Время, год	Скорость денудации		
					куб. м/га*год	т/га*год	мм/год
Степь и лесостепь	1	15	0,014	1	0,21	0,15	0,013

За пределами заповедника скорость денудации значительно меньше из-за меньшей численности зверей на удельной площади. Скорость денудации зависит не только от численности поголовья, но и от количества корма – от биопродуктивности, которая тесно связана с гидротермическими условиями. В годы, предшествовавшие наблюдениям, количество осадков один раз было на 12% меньше, а другой – на 14% больше нормы. Наблюдения можно отнести к году средней биологической продуктивности, а полученные результаты рассматривать как средние для площади 1000 га. На этой территории дикие кабаны перемещали в среднем 210 куб. м (150 т) почвы в год. Экстремальная денудация степных и лесостепных склонов дикими кабанами отмечена в 2005 г. В этот год высокой биологической продуктивности объем почвы, перемещенной ими в Карадагском заповеднике, превысил среднее значение в несколько раз.

Денудация склонов лесного пояса роющей деятельностью диких кабанов нами не исследовалась. Визуально она невелика, что связано, вероятно, с небольшим развитием травянистой растительности под пологом леса.

Денудация склонов мышевидными грызунами.

Мышевидные грызуны – характерные обитатели разных ландшафтов. Доминантными видами являются мыши желтогорлая и лесная, полевка

обыкновенная. В результате их роющей деятельности образуются норы и кучки выброшенного почво-грунта.

В засушливых и сильно измененных человеческой деятельностью природных условиях, где основной отраслью хозяйства является виноградарство, мышевидные грызуны населяют, в основном, горные леса и луговые степи. Лучшими и наиболее распространенными землероями являются полевки, живущие семейными колониями на хорошо дренированных склонах крутизной менее 25 градусов. Их численность значительно больше численности других мышевидных грызунов. Полевки роют неглубокие протяженные норы, открывающиеся к поверхности многочисленными отверстиями диаметром около 4 см. У большинства выходных отверстий лежат свежие и старые кучки выброшенного почво-грунта. Свежие кучки состоят из более рыхлых отложений, не задернованы и не покрыты листовым опадом. Они были отсыпаны зверьками в текущем году.

Зоогенная денудация изучалась нами в бассейнах рек Ворон и Индол на учетных площадках (0,01 га) в сомкнутом буковом и грабово-буковом лесу на склонах крутизной 10-23 градуса с поселениями полевки обыкновенной. По обмерам свежих кучек выброшенного почво-грунта расчитывался объем отложений, перемещенных зверьками в течение одного года. Исследования велись в конце лета и начале осени, когда внутригодовая численность полевок и результаты их роющей деятельности приблизились к максимуму. Из нор, находящихся на субгоризонтальных поверхностях, они удаляют почво-грунты в разные стороны, а на склонах – в направлении наклона (Клюкин, 1994). Объем отложений, выброшенных из нор в нагорную часть склонов, настолько мал, что в расчетах скорости денудации им можно пренебречь.

Денудация склонов обыкновенной полевкой оценивалась в 1992 г. на четырех учетных площадках, расположенных под буковым лесом и на лесной поляне, покрытой лугово-степной растительностью. На площадках зафиксировано от 25 до 65 кучек свежевыброшенной из нор почвы общей массой от 42 до 93 кг. Около 97% массы грызуны переместили в направлении наклона склонов на расстояние до 45 см от выходов из нор. Средняя скорость денудации составила 0,64 кг/кв. м*год, или 0,58 мм/год. Эти значения относятся только к местам обитания зверьков и их нельзя распространять на значительные пространства.

Денудация склонов мышевидными грызунами на большой территории оценивалась в том же 1992 году посредством учета кучек свежего почво-грунта, выброшенного из нор, на нескольких трансектах общей площадью 1 га в буковом и грабово-буковом лесу. Средняя масса одного выброса принималась равной 1,6 кг, как это было установлено на учетных площадках. Полученные результаты использовались для расчета скорости денудации в год повышенной численности зверьков. Она составила 0,032 мм/год *(табл. 44),* что в 18 раз меньше средней скорости денудации на учетных площадках.

Таблица 44.
Средняя скорость денудации склонов полевками в буковом и грабово-буковом лесу в 1992 году

Пояс	Площадь, га	Кучки выброса почво-грунта		Средняя масса перемещенного грунта, кг/год	Скорость денудации		
		Всего, шт	Средняя масса, кг		куб.м/га*год	т/га*год	мм/год
Лесной	1	220	1,6	352	0,32	0,32	0,032

Поскольку денудация неравномерна во времени и в пространстве, зависит от численности мышевидных грызунов, то была рассчитана ее средняя многолетняя скорость. Она составила 0,010 мм/год. В дубовых лесах, в горной лесостепи и в субсредиземноморских степях она на порядок меньше. Ориентировочно мышевидные грызуны, лисы, барсуки и другие звери перемещают по территории балансового участка в среднем за год около 300 куб. м (300 т) дресвяного гумусированного суглинка.

Фитогенные процессы. Растительность является фактором, сдерживающим развитие экзогенных процессов. Но при большой скорости ветра некоторые деревья и кустарники могут непосредственно осуществлять денудацию склонов.

Корневой снос.

Перемещение почво-грунтов вместе с корнями поваленных ветром деревьев называется корневым сносом (Лютцау, 1959). В некоторых регионах, покрытых лесом, состоящим из пород деревьев с поверхностной корневой системой и большой парусностью крон, этот процесс является главнейшим процессом денудации. Деревья, произрастающие на субгоризонтальной поверхности, падают в направлении ветра, а растущие на склоне – в направлении наклона склона. Наиболее благоприятные условия создаются, если ветер дует сверху вниз по склону. На месте произрастания поваленных деревьев остаются ямы – искори, а почво-грунты, вывернутые корневыми системами, образуют искорные бугры у подгорного края ям.

В лесах Крыма корневой снос не характерен. Очень сильные ветры обычно ломают деревья и редко выворачивают их с корнями. Практически только у горных вершин и седловин встречаются свежие и старые искори с искорными буграми. У искорей, образованных менее 25 лет назад, сохраняются остатки стволов и корневых систем деревьев.

Деревья выворачиваются с корнями при порывах ветра 25 м/с и более. Такие ветры дуют в Крыму обычно в холодный период года (Климат

и опасные..., 1982), когда кроны большинства видов деревьев лишены листвы, обладают небольшой парусностью и устойчивы к ветровому воздействию.

Глубина искорей – 0,5-1,2 м, диаметр – 1-4 м, объем – 0,5-3,0 куб. м. Средний объем одной искори в грабово-буковом лесу составляет 2,0, а в дубовом – 0,8 куб. м. Вывернутые корнями почво-грунты перемещаются вниз по склону соответственно в среднем на расстояние до 2,9 и 1,5 м.

Объем корневого сноса был определен на нескольких трансектах площадью по 1 га, расположенных на склонах крутизной 5-30 градусов, покрытых грабово-буковым и ясенево-дубовым лесом *(табл. 45)*. На них учитывались все искори, образованные ориентировочно в последние 25 лет.

Таблица 45

Скорость денудации склонов корневым сносом

Тип леса	Площадь, га	Среднее кол-во искорей, шт	Средний объем искорей, куб. м	Время лет	Скорость денудации		
					куб.м/ га*год	т/куб.м*год	мм/год
Грабово-буковый	1	1	2,0	25	0,080	0,080	0,0080
Ясенево-дубовый	1	1	0,8	25	0,032	0,032	0,0032

Корневой снос снижает склоны в лесном поясе всего на 0,003-0,008 мм/год. Поскольку грабово-буковые сообщества занимают только 25% площади лесного пояса балансового участка, то скорость корневого сноса составит в среднем 0,0044 мм/год. Корневой снос перемещает 357 куб. м (357 т) почво-грунта в год.

Снос ветвями.

Во время сильных порывов ветра приземные ветви некоторых деревьев и кустарников, особенно дуба пушистого, соприкасаются со склоном, соскабливают дерн и почву, образуют корразионные борозды, желоба и перемещают продукты денудации преимущественно вниз по склону – в направлении действия силы тяжести и тока воздуха в расчлененном рельефе (Клюкин, 1985). Процесс характерен в поясе горной лесостепи. Корразия склонов отдельными ветвями проявляется на площади до 3 кв. м и на глубину до 0,2 м. Масса перемещенного почво-грунта колеблется от 0,01 до 70, 0 кг. Около половины ее смещено в направлении наклона поверхности на расстояние до 1,0-1,5 м. Денудация происходит, в основном, в холодный период года при сильных и очень сильных ветрах северных и восточных румбов. В это время ветви теряют листву и обладают меньшей парусностью, но денудации благоприятствует снижение прочности почво-грунтов в связи с их сравнительно большой влажностью.

Хорошо различимые корразионные микроформы образовались в течение последних 20 лет и их средний возраст может быть принят в 10 лет. Это было установлено с помощью дендрохронологического метода по спилам ветвей с раневыми валиками. Двадцатилетний срок близок к предельному времени активного механического воздействия ветвей на склон, после чего они погибают и обламываются или ложатся на поверхность и теряют подвижность, а микроформы, образованные ими, сглаживаются и зарастают.

Скорость денудации склонов ветвями оценивалась в бассейне р. Ворон на склонах крутизной 14-22° в пределах четырех квадратных площадок поперечником 50 м в условиях разной сомкнутости сообществ, состоящих, в основном, из дуба пушистого и грабинника восточного. В пределах каждой учетной площадки подсчитывался объем всех хорошо различимых корразионных микроформ, средний возраст которых, как отмечалось ранее, составляет 10 лет. С помощью этих данных была рассчитана скорость денудации *(табл. 46).* Корразионным воздействием ветвей по склонам пояса горной лесостепи ежегодно перераспределяется в среднем 385 т (321 куб. м) почво-грунта и поверхность снижается в среднем на 0,007 мм/год.

Таблица 46.
Средняя скорость денудации склонов ветвями

Пояс	Площадь, га	Объем сноса, куб. м	Средний возраст, лет	Скорость денудации		
				куб. м/га*год	т/куб.м*год	мм/год
Горная лесостепь	1	0,685	10	0,0685	0,0822	0,007

Площади и объемы денудации возрастают с увеличением крутизны склонов, уменьшением сомкнутости древесно-кустарниковых сообществ и преобладанием в их составе дуба пушистого – дуба в "юбке". Около 25% продуктов корразии уносится ветром, а остальная часть перераспределяется делювиальным смывом, аккумулируется у стволов и в куртинах деревьев и кустарников, участвует в строении кустовых и куртинных бугров относительной высотой до 0,3-0,5 м. У них пологий нагорный и сравнительно крутой подгорный склон. Эти бугры вместе с корразионными бороздами, желобами и валиками содранного почво-грунта усложняют микрорельеф склонов. Создаются предпосылки для локальной концентрации поверхностного стока и усиления водной эрозии между кустовыми и куртинными буграми.

Полученные данные позволили рассчитать скорость биогенной денудации в целом и в пределах ландшафтных поясов *(табл. 47).* Биогенная денудация максимальна в степных и лесостепных ландшафтах. Ее

средняя скорость соответственно в 4,0 и 2,8 раза больше, чем в лесном и лугово-степном поясе.

В XX-м веке биогенные процессы перемещали по склонам около 2965 куб. м (2965 т) почво-грунта в год. Более половины всего объема (58%) – результат выпаса скота. В настоящее время эта доля значительно меньше. Средняя скорость биогенной денудации территории составила 0,014 мм/год.

Таблица 47.
Скорость биогенной денудации в разных ландшафтах

Ландшафтные пояса	Средняя скорость денудации, мм/год		
	Зоогенная денудация	Фитогенная денудация	Биогенная денудация
Степной и лесостепной	0,030	0,004	0,028
Лесной	0,002	0,004	0,007
Лугово-степной	0,010	0,000	0,010

Рассмотренные зоогенные и фитогенные процессы не перемещают вещество за пределы территории. Только снос листьев и другого растительного опада водотоками и ветром входит в перечень процессов транзитной денудации. Доля этой расходной статьи балансе незначительна.

Морские береговые процессы. Морские береговые процессы проявляются в береговой зоне – полосе взаимодействия суши и моря, где волны и неволновые движения воды вызывают размыв и абразию, перемещение и аккумуляцию прибрежно-морских наносов, создают абразионные и аккумулятивные формы рельефа, абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные берега (Зенкович, 1962; Морская геоморфология, 1980; Леонтьев, Рычагов, 1988). Береговая зона состоит из собственно берега и подводного берегового склона. Это открытая литодинамическая система, в пределах которой происходит трансформация и разрушение волн. Ее нижнюю границу проводят по глубине начала трансформации волн, соответствующей одной трети или половине длины волны (Леонтьев, Рычагов, 1988), а верхнюю границу – по линии максимального заплеска прибойного потока. Пока не найдено строгого критерия определения нижней границы. Она находится в зоне трансформации длинных высоких волн малой обеспеченности (Проблемы..., 1999).

В береговой зоне наносы перемещаются во взвешенном и влекомом состояниях, в поперечном и продольном направлениях, дифференцируются по крупности. Глинистые и пылеватые частицы диаметром менее 0,1 мм являются наносами неволнового поля и выносятся в виде взвеси за пределы береговой зоны моря.

Глубина нижней границы береговой зоны Черного моря составляет около 30 м (Зенкович, 1962). В пределах морского балансового участка мы проводим ее по изобате 25 м, где заканчиваются наносы волнового поля и начинается аккумуляция мидиевого ила. На этой глубине происходит

трансформация волн 7-8-балльных штормов. Волны высотой более 5 м и длиной более 50 м повторяются очень редко. Они взаимодействуют с дном моря в пределах значительной части черноморского шельфа.

Условия и факторы развития. Протяженность береговой линии между мысами Толстый и Киик-Атлама составляет 34 км, расстояние между ними по прямой – 24,5 км. Коэффициент извилистости берега равен 1,39. Площадь береговой зоны – 52 кв. км.

Ширина береговой зоны уменьшается до 0,2-0,9 км у мысов и увеличивается до 1,0-2,2 км у бухт, а уклон дна возрастает у мысов (0,02-0,10) и снижается в бухтах (0,01-0,02).

Средняя ширина и средний уклон составляют соответственно 1,0 км и 0,02. У мысов Толстый и Киик-Атлама, ограничивающих акваторию с юго-запада и северо-востока, ширина береговой зоны сокращается до 0,2-0,5 км, а уклон возрастает до 0,04-0,10. Подводные продолжения мысов быстро погружаются на глубину 15-20 м и являются "непропусками" для наносов волнового поля. Акватория балансового участка не обменивается ими с соседними Судакской и Двуякорной бухтами.

По строению, морфологии и динамике береговая зона разделена на 3 участка: Чалкинский (мыс Толстый-овраг Черный), Карадагский (овраг Черный-мыс Мальчин) и Коктебельский (мыс Мальчин-мыс Киик-Атлама). Их протяженность составляет соответственно 14, 5 и 15 км. Береговые участки относятся по В.П.Зенковичу к Южнобережной береговой области.

Основные черты морфологии берега наметились к концу карангатской трансгрессии и определились 5-6 тыс. лет назад в максимальную стадию развития черноморской трансгрессии, когда уровень незначительно превысил современную отметку уреза. Море затопило низовья долин высоких порядков и активизировалась абразия берегов, расположенных между ними. Во второй половине голоцена ингрессионный берег был преобразован селективной абразией в мелкобухтовый открытый абразионный берег. Напротив него, на шельфе, до глубины 50 м по рисунку изобат прослеживаются очень пологие ложбины. Они находятся над погребенными под морскими осадками продолжениями долин, которые при низком уровне моря объединялись в более крупные эрозионные системы. По морфологии и динамике ложбины не относятся к подводным каньонам. Последние расчленяют материковый склон на глубине более 100 м.

Распределение осадков в береговой зоне моря отвечает гидродинамической зональности. В направлении сверху вниз, с глубины 5-10 м, гравийно-галечные отложения подводного продолжения пляжей и глыбово-валунных навалов, а где их нет бенчи и уступы из мезозойских пород, сменяются песчано-гравийной, затем песчаной и песчано-алевритистой аккумулятивной равниной, которая с глубины 25 м переходит в илистую равнину, простирающуюся до бровки шельфа.

По соотношению с геологическими структурами берег состоит из протяженных продольных участков, соединенных короткими поперечными и диагональными отрезками. Береговые обрывы Карадага соответствуют

уступу аллохтона, перемещенного в юго-восточном направлении. Этот берег мало изменен морем (Зенкович, 1962). Он отделен от соседних береговых участков поперечными отрезками, образованными абразией в зонах сдвигов, разделяющих пластины соседних покровно-складчатых и покровно-моноклинальных структур. Берег, расположенный между Коктебелем и Киик-Атламой, также образован вдоль фронтальной зоны аллохтона, перемещенного к югу. В его морфологии еще сохраняются черты предшествующей ингрессионной стадии эволюции. Берег бухты Чалка диагонально срезает автохтон Эчкидагского взбросо-надвига. На этом участке первичный ингрессионный берег практически полностью замещен абразионным выравнивающимся берегом.

К числу основных условий и факторов, влияющих на динамику береговой зоны, относятся современные тектонические движения, устойчивость пород к абразии, высота береговых уступов, ширина пляжей, ориентировка берега, уклон дна, колебания уровня моря и режим волнения.

Берег, расположенный между Судаком и Феодосией, находится в сравнительно стабильном состоянии, испытывает незначительные колебательные движения *(см. раздел 4.1)*.

По устойчивости к абразии все горные породы делятся на 5 классов (Леонтьев, Логинов, 1977; Шуйский, 1986; Сафьянов, 1996): практически неабрадируемые, очень слабо абрадируемые, слабо абрадируемые, сильно абрадируемые и очень сильно абрадируемые (размываемые). К первому классу относятся массивные андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты береговых обрывов хребта Хоба-Тепе, скал Кузьмичев Камень, Иван-Разбойник, Золотые Ворота, мысов Плойчатый и Тупой, ко второму классу – переслаивающиеся подушечные базальты и вулканические туфы береговых обрывов хребтов Карагач, Магнитный и Кок-Кая, к третьему классу – туфопесчаники мысов Пятый и Четвертый, песчаники мыса Толстый и конгломераты мыса Киик-Атлама, к четвертому классу – аргиллиты, глины, алевролиты и, состоящие в основном из них, флишевые и флишоидные отложения берегов бухт Чалка и Коктебель, а к пятому классу – суглинки, супеси, пески, галечники и другие нелитифицированные отложения, слагающие оползни, морские террасы, конусы выноса, дюны, осыпи и другие аккумулятивные формы рельефа побережья. Чалкинский береговой участок сложен, в основном, породами 4-5-го классов, Карадагский – породами 1-2-го классов, Коктебельский – породами 3-5-го классов.

Высота береговых уступов возрастает от Чалкинского и Коктебельского к Карадагскому береговому участку с 1-100 до 3-300 м. На каждом участке высота уступа и уклон дна уменьшаются, а ширина пляжа увеличивается от мысов к вершинам бухт. Ширина пляжа нигде не превышает 25 м, что позволяет погасить, в лучшем случае, энергию волн 6-балльных штормов высотой 3 м. Берег Чалкинского и Карадагского участков открыт к волнению северо-восточных и восточных румбов, а Коктебельского – к волнению южных и восточных румбов. На волнение северо-восточного

и восточного направлений приходится около 82% волнения интенсивностью более 5 баллов и 85% волнения интенсивностью более 6 баллов, отмеченных у Феодосии за многолетний период. Равнодействующая штормового волнения на Карадагском и Чалкинском береговых участках ориентирована к юго-востоку, что определяет тенденцию перемещения водных масс и наносов в этом направлении.

Амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня невелика. Нагоны характерны в холодный – штормовой период года, подъем уровня не превышает 20-30 см. Высокие волны вызывают более высокий нагон. При нагонах создаются более благоприятные условия для абразии берега.

Главным фактором рельефообразования является волнение. Море неспокойно в холодный период года и, особенно, в январе-марте. Берег абрадируется, в основном, штормами интенсивностью 5 баллов и более, при высоте волн более 1,25 м *(табл. 48)*.

Таблица 48.
Повторяемость волнения разной интенсивности (по данным КНИГО)

Интенсивность в баллах Годы	Время в сутках					
	0-1	2	3	4	5-6	Измерений не было
1993	225	106	21	11	2	–
1994	194	142	18	10	1	–
1995	176	142	28	11	1	7
1996	162	141	39	14	10	–
1997	201	115	15	7	7	20
1998	197	92	26	15	8	27
Всего:						
сутки	1155	738	147	68	29	54
%	52,7	33,7	6,7	3,1	1,3	2,5

Из таблицы 48 следует, что преобладает волнение интенсивностью 0-2 балла (86,4%). Волнение 5-6 баллов наблюдалось в течение 1-10 суток за год, в среднем около 5 суток в год. Первые три года (1993-1995 гг.) отличались пониженной, а последующие три (1996-1998 гг.) – повышенной штормовой активностью. В штормовые годы волнение интенсивностью 5 баллов и более, способное абрадировать и размывать береговые уступы, превышало среднее значение и проявлялось до 10 суток (2,7%). Волнение более 6 баллов бывает редко, не каждый год. Мощные штормы с длинными высокими волнами повторяются в среднем через 5-6 лет.

Повторяемость волн высотой 6 м составляет менее 1%, а высотой 8 м – 0,15%. По расчетам, 1 раз в 110 лет высота экстремальных волн в Черном море может достигать предельного значения – 15 м (Матушевский, 1979). Один раз в 20 лет средняя высота волн на глубокой воде в ноябре-январе составляет 5,1 м, а в феврале-апреле – 4,5 м (Гидрометеорологическая..., 1986). Средняя высота волн, возможных 1 раз в 50 лет, достигает 5-6 м. У берега высота длинных волн возрастает. Уклон и неровно-

сти рельефа дна и берега влияют на конвергенцию и дивергенцию волн. Энергия штормового волнения концентрируется у мысов и рассеивается в бухтах.

Наиболее мощными являются южные штормы, формирующиеся при выходе на Черное море средиземноморских циклонов. Экстремальный шторм с юга разразился 19-21.1.1931 г. Высота и длина волн у Южного берега Крыма достигали тогда соответственно 13 м и 150 м (Шулейкин, 1935). Похожий по силе жестокий шторм наблюдался 15.11.1992 г. Высокие волны обрушивались на берега юго-восточного Крыма также в 1949, 1969 и 1981 гг.

Во время сильных штормов в результате фокусировки волн образуются аномально длинные и высокие огибающие пакетов волн – "волны-убийцы" (Глибин, Загородников, 2000; Дивинский, Левин, Лопатухин и др., 2004). Длина и высота этих волн в 3-4 раза больше, чем у окружающих волн. В Черном море эти параметры достигали соответственно 100-140 м и 10-14 м. Огибающая волна проходит рефракцию самостоятельно и оказывает более разрушительное воздействие на берег.

У берегов наблюдается изменчивая по направлению и скорости система течений. Кратковременные наблюдения за их режимом у Карадага были проведены А.Ф.Слудским и В.Н. Вучетичем в 1916 г. На глубинах 5-28 м скорость течений изменялась от 4,8 до 32,2 см/с.

Изучение динамики берегов началось в 1937 году работами экспедиции, возглавляемой Б.Ф.Добрыниным и организованной Комиссией по изучению морских побережий (КИМП). Тогда были проведены топо- и фотосъемки ключевых участков берега (Зенкович, 1938). Повторные наблюдения в 1949 и 1959 гг. позволили получить первые представления о динамике и тенденциях развития берегов (Зенкович, 1938, 1962). Позже наблюдения за абразией и аккумуляцией вели сотрудники Ялтинской инженерно-геологической партии (Корженевский, Лоенко, Черевков, 1964; Ерыш, Саломатин, 1999), географы Одесского университета (Захаржевский, 1968; Шуйский, 1974, 1986) и автор этих строк (Природа Карадага..., 1989; Курорт Коктебель, 1997).

Абразия и размыв. Темп абразии зависит от многих факторов и, прежде всего, от строения берега. Береговые участки сложены породами всех пяти классов устойчивости к абразии и размыву *(табл. 49)*. По протяженности преобладают береговые уступы в породах 4-5-го классов (63,5%), но на них приходится только 25,9% площади уступов. Средняя высота уступов, сложенных породами 1-5-го классов, составляет соответственно 200, 100, 50, 20 и 5 м, а площадь – 400 тыс., 200 тыс., 165 тыс., 212 тыс. и 56 тыс. кв. м. Около 25% протяженности берега экранировано отмосткой из крупных надводных и подводных глыб, которые частично гасят энергию прибойного потока. Плотность отмостки возрастает у коллювиальных шлейфов и оползней.

Таблица 49.
Строение береговых участков

Участки	Протяженность		Берего-укрепления		Классы устойчивости пород к абразии									
					1		2		3		4		5	
	км	%	км	%	км	%	км	%	км	%	км	%	км	%
Чалкинский	14,0	100	1,3	9,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	2,9	6,8	48,5	5,5	39,3
Карадагский	5,3	100	0,0	0,0	2,0	37,7	2,0	37,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	24,6
Коктебельский	15,0	100	3,5	23,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	22,0	3,8	25,3	4,4	29,4
Итого:	34,3	100	4,8	14,0	2,0	5,8	2,0	5,8	3,7	10,8	10,6	30,9	11,2	32,6

Абразия и размыв проявляются только у основания клифов и на бенче. С остальной части береговых уступов на пляж и в море сносится обломочный материал, перемещаемый склоновыми процессами, активизированными подрезкой.

Береговые обрывы Карадага, сложенные породами 1-го класса, погружаются в море на глубину 5-15 м и практически не абрадируются. Под ними нет абразивного материала. Волны отражаются от очень крутого подводного склона и оттягивают наносы в более глубокую часть береговой зоны. На этих берегах нет волноприбойных ниш. Только вдоль тектонических трещин и минеральных жил, секущих обрыв, волнам удалось выработать небольшие полузатопленные гроты. Такие берега относятся к типу мало измененных морем. Скорость их отступания под влиянием абразии и гравитационных процессов не превышает 0,1 мм/год. С них в акваторию поступает ежегодно около 40 куб. м обломочного материала.

Береговые уступы, сложенные породами 2-го класса, уже имеют отчетливые морфологические признаки проявления абразии в виде узкого бенча и неглубоких волноприбойных ниш. Средняя ширина бенча под обрывами Карадага составляет 6 м. Он был выработан за последние 5-6 тыс. лет, а точнее – за вдвое меньший промежуток времени, когда уровень моря находился вблизи современной отметки. Средняя скорость абразии составляет около 2,0 мм/год, что близко к средней скорости отступания увлажняемых обрывов, состоящих из вулканических туфов (1,7 мм/год). Эффузивные породы, переслаивающиеся с туфами, разру-

шаются медленнее. С береговых обрывов, сложенных туфолавовой толщей, при средней скорости денудации 1 мм/год сносится около 200 куб. м обломочного материала. Абразия сдерживается дефицитом абразива и крупными глыбами, свалившимися с береговых обрывов.

Юрские конгломераты, туфопесчаники и песчаники, относящиеся к породам 3-го класса, выступают в акваторию мысами. Высокие обрывы из этих пород погружаются в море или отделены от него узким пляжем и бенчем. В бассейне реки Ворон конгломератовые обрывы отступают со средней скоростью от 0,4 до 2,1 мм/год. В условиях берега породы увлажняются брызгами морской воды, что способствует их более быстрой дезинтеграции под влиянием выветривания. Наличие прослоев алевролитов благоприятствует подготовке пород к обрушению. Дефицит абразива и глыбы обвалов сдерживают абразию клифов. Скорость их отступания составляет ориентировочно 2 мм/год. Со всей площади таких обрывов ежегодно сносится около 330 куб. м обломочного материала.

В продуктах денудации, поступающих в береговую зону с уступов, сложенных породами 1-3-го классов, около 80-90% составляют наносы волнового поля. Остальную часть образуют тонкие частицы, растворенные вещества и крупные глыбы, не перемещаемые прибойным потоком.

Одну треть длины берега занимают клифы, сложенные аргиллитами, глинами и алевролитами, а также флишевыми и флишоидными отложениями, в которых они преобладают. Высота уступов изменяется от 2-х до 70 м и составляет в среднем 20 м. Прибойный поток подрезает их основание на глубину 1-3 м, что создает предпосылки для осыпания и обрушения щебнисто-мелкоглыбового элювия. Верхняя часть береговых уступов обычно положе и покрыта суглинистой коркой. Здесь проявляются делювиальный смыв и крип. У мысов, где пляжи узкие и происходит конвергенция волн, продукты сноса со склонов размываются систематически, а в бухтах, где пляжи шире и происходит дивергенция волн, размываются волнением интенсивностью 5 баллов и более, которое бывает не каждый год. Прибойный поток удаляет продукты сноса со склонов и абрадирует клиф. Абразии способствуют размокание и быстрое гидратационное выветривание глин и алевролитов.

Высота береговых уступов возрастает от бухт к мысам. На Чалкинском участке абразия и склоновый снос у мысов больше, чем в бухтах, что сопровождается выравниванием береговой линии. На Коктебельском участке почти все мысы сложены скальными породами 3-го класса, которые абрадируются и отступают медленно. Поэтому берег здесь расчленен и состоит из нескольких абразионных дуг. В морфологии берега есть геоморфологическая аномалия, – выступающий в море на 500 м высокий мыс Хамелеон, сложенный глинами и алевролитами копсельской свиты. Его окружает широкий мелководный бенч. Мыс обязан своим существованием гряде из туфопесчаников и туфов, вытянутой субпараллельно берегу и выступающей из-под воды двумя островками – кекурами. Эта гряда частично гасит энергию штормовых волн. Раньше мыс находился у гряды,

так же как мыс Пятый, расположенный восточнее. После среза скальных пород абразия резко возросла, хотя и сдерживается широким бенчем и дефицитом абразива. Срезание мыса приведет со временем к выравниванию береговой линии и объединению бухт Коктебельской, Мертвой и Тихой.

С высоких склонов Хамелеона в результате осыпания, обрушения, оплывания, делювиального смыва и крипа сносится много продуктов выветривания, образующих у подножья шлейф, прерывающийся только у дистального края мыса. Прибойный поток редко размывает этот шлейф до коренных пород, в связи с чем формируется вогнутый, а не выпуклый, как в других местах, профиль берегового уступа. Абразии здесь предшествует размыв делювия, деляпсия и коллювия из суглинков, дресвы, щебня и мелких глыб объемом 0,5-3,0 куб. м/п. м. В других местах объем продуктов аккумуляции под клифом редко превышает 0,5 куб. м/п. м. Земляные обвалы, периодически падающие на пляж, локально увеличивают объем аккумуляции. Мелкие размываются за один год, а сравнительно крупные – в течение нескольких лет. Самый крупный земляной обвал, свалившийся с мыса Хамелеон, был размыт полностью за 8 лет.

Ежегодные повторные обследования береговых уступов, свидетельствуют о том, что объем размыва продуктов склонового сноса значительно превышает объем абразии юрских пород. Доля абразии зависит от ширины пляжа, уклона дна, количества продуктов склонового сноса, интенсивности и продолжительности волнения, наличия абразива. При ширине пляжа менее 8 м прибойный поток практически ежегодно стачивает и удаляет из основания клифа у мысов поверхностный горизонт элювия мощностью до 5-10 см, а в штормовые годы локально вырабатывает волноприбойные ниши глубиной до 0,5-1,0 м. Более глубокие ниши и гроты формируются в течение ряда лет. У мыса, расположенного севернее села Прибрежного, волноприбойная ниша глубиной 2,3 м, высотой 3 м и протяженностью 10 м образовалась в алевролитах и глинах судакской свиты за 19 лет (1981-2000 гг.). Клиф здесь абрадировался при ширине пляжа 5-6 м со средней скоростью 0,21 куб. м/п. м*год. У основания мыса Хамелеон волноприбойная ниша глубиной 1,0 м была выработана в глинах копсельской свиты за холодный штормовой период 1999-2000 гг. Скорость абразии составила здесь локально около 1,0 куб. м/п. м*год при ширине пляжа 2-3 м.

В породах 4-го класса абразия редко достигает 0,2-1,0 куб. м/п. м*год. В семи пунктах побережья при ширине пляжа 4-15 м за период от 10 до 24 лет средняя линейная скорость абразии клифа составила 30 мм/год (0,03 куб. м/п.м*год). С 10,6 км протяженности такого берега абразия удаляет ежегодно около 318 куб. м обломочного материала.

Снос продуктов выветривания с береговых уступов рассчитывался из произведения их площади на среднюю скорость денудации. Он составил 2892 куб. м/год. Линейная скорость абразии вдвое больше, а объем абразии в 9 раз меньше склонового сноса. В среднегодовом объеме (3210 куб. м) продуктов денудации береговых уступов содержится только 20% наносов волнового поля.

Около одной трети протяженности берега сложено породами 5-го класса – размываемыми четвертичными отложениями. У бухт они образуют конусы выноса, делювиально-пролювиальные шлейфы, надпойменные террасы и другие аккумулятивные формы, состоящие, в основном, из крупнообломочных отложений с суглинистым и супесчаным заполнителем. У мысов характерны активные и временно стабильные оползни, сложенные суглинками с включением крупных обломков в количестве 15-30%.

Во второй половине XX-го столетия аккумулятивные образования размывались интенсивнее, чем в первой, из-за сокращения ширины пляжей в связи с разработками отложений в береговой зоне и зарегулированием стока водотоков. Они срезаны уступами размыва относительной высотой 1-5 м в бухтах и 3-20 м у мысов. Ширина пляжей в этих местах составляет соответственно 10-20 м и 5-10 м.. Уступы у бухт размываются волнением интенсивностью 5-6 баллов и более, а у мысов – 4-5 баллов и более. Размыв значительнее в тех местах, откуда временно "угнаны" пляжевые наносы вдоль берега.

Размыв береговых уступов был рассчитан за период от 23 до 90 лет на 15 участках берега протяженностью 30-200 м с помощью фотометода и повторных измерений *(табл. 50).* Из таблицы следует, что линейная скорость размыва берега бухт изменялась от 0,01 до 0,13 м/год и составила в среднем 0,07 м/год, а объемная скорость – от 0,02 до 0,30 куб. м/п. м*год и составила в среднем 0,11куб. м/п. м*год. В Крабьей, Кузьмичевой и Разбойничьей бухтах отложения были размыты, в основном, жестоким штормом 15.11.1992 г., а в бухте Тихой – штормами 1999-2000 гг., угнавшими из ее западной части половину объема пляжа в восточном направлении.

Размыв языков оползней рассчитывался отдельно *(табл. 50).* За 23-63 года они подвергались воздействию волнения разной интенсивности. Скорость размыва колебалась от 0,05 до 0,16 м/год (0,30-1,47 куб. м/п. м*год) и составила в среднем 0,11 м/год (0,85 куб. м/п. м*год). Линейная скорость размыва деляпсия почти в 1,6 раза, а объемная в 7,7 раза больше скорости размыва других генетических типов четвертичных отложений, слагающих береговые уступы. Размыв языков активных оползней превышает размыв временно стабильных в 3 раза и более.

Скорость размыва языка временно стабильного оползня , расположенного у мыса Толстый, за 63 года (1937-2000 гг.) составила 0,05 м/год (0,40 куб. м/п. м*год). Язык активного оползня, находящегося у мыса Крабий, за тот же период времени размывался со средней скоростью 0,13 м/год (1,30 куб. м/п. м*год). Очаги активизации появляются на нем через 5-6 лет, несколько раз оползень активизировался полностью. Самые значительные подвижки происходили в 1937, 1956, 1977, 1982, 1988 и 1998 гг. В 1937 году восточный край оползня примыкал к скале Арбуз. За 63 года он был размыт на 9 м. В 1956 году западная часть оползневого языка перекрыла тыльную часть пляжа. В 1951-1959 гг. море срезало

здесь 5-6 м берега (Зенкович, Каплин и др., 1965). За последующие 43 года (1960-2003 гг.) язык оползня размывался со средней скоростью 0,12 м/год (1,2 куб. м/п. м*год). Ширина пляжа, примыкающего к нему, с тех пор не изменилась (6-7 м). Крупные камни у уреза сохранили свое местоположение относительно друг друга. Береговой уступ отступил к суше на 5 м и вслед за ним на столько же переместился пляж. После обильного увлажнения атмосферными осадками в 1996-1998 гг. оползень лопнул вдоль всего периметра.

Таблица 50.

Скорость размыва береговых уступов, сложенных четвертичнымиотложениями

Местоположение	Генезис отложений	Ширина пляжа, м	Высота уступа, м	Кол-во лет	Скорость размыва	
					м/год	$м^3$/п.м*год
Бухты:						
Козская	p	7	0,5-1,0	37	0,10	0,08
Сидеритовая	p & m	9-13	1,5-2,5	23	0,11	0,20
Деляметская	p & m	9-10	0,5-1,0	23	0,10	0,07
Деляметская	p	10	0,5-1,0	23	0,04	0,03
Лисья	d & γ	10-18	1,0-2,5	23	0,08	0,10
Крабья	d & p	11-14	2,0	23	0,10	0,20
Карадагская	d	14-15	1,5	90	0,01	0,02
Кузьмичева	c	0-7	0,5-3,0	46	0,01	0,02
Разбойничья	c	10	1,0-3,0	63	0,04	0,06
Тихая	p	10-12	2,0-2,5	24	0,13	0,30
Среднее:				23-90	0,07	0,11
Мысы:						
Толстый	dp	10-20	8,0	63	0,05	0,40
Крабий	dp	5-10	5,0-15,0	63	0,13	1,30
Первый	dp	5-10	3,0-10,0	23	0,10	0,30
Второй	dp	5-10	5,0-8,0	23	0,13	0,76
Третий	dp	5-9	4,0-15,0	23	0,16	1,47
Среднее:				23-63	0,11	0,85
Среднее в ородах 5-го класса:				23-90	0,09	0,35

****Примечение: p – пролювий, p & m – пролювий и морские, d & γ – делювий и эоловые, d & p – делювий и пролювий, d – делювий, c – коллювий, dp – деляпсий.*

В периоды смены или совпадения влажных и штормовых лет создаются благоприятные условия для активизации оползней и размыва их языков. Тогда скорость размыва за короткое время превышает среднее значение в 2-3 раза и более. Такая ситуация сложилась в 1987-1988 гг. Выдвижение оползневых языков к урезу или в акваторию сопровождалось значительным размывом. В 1913 году выступил в акваторию и вскоре был размыт более чем на 10 м язык крупного оползя, расположенного на склоне хребта Кок-Кая. Весной 1958 года прибойный поток срезал 6 м языка активизировавшегося оползня у северо-восточной окраины Коктебеля (Захаржевский, 1968). В 1980-1983 гг. с языка оползня, выдвинувшегося в акваторию у мыса Мальчин, прибойный поток смыл 5 тыс. куб. м суглинка, что соизме-

римо со среднегодовым размывом всех отложений 5-го класса (Природа Карадага, 1989). Волны экстремального шторма 15.11.1992 г. отмыли с языка оползня, соскользнувшего в 1991 году к бухте Тихой, около 1500 куб. м крупнообломочных отложений с супесчаным заполнителем. Среднегодовой объем размыва оползневых языков возрастет если будут учтены редкие, но масштабные катастрофические подвижки. Они изучены плохо. Язык Кучук-Койского оползня, выдвинувшийся в акваторию в результате катастрофической подвижки 1786 года, в последующие 175 лет размывался со средней скоростью 0,2 м/год (Корженевский, Лоенко, Черевков, 1970).

Скорость размыва некоторых оползневых языков уменьшается во времени из-за увеличения плотности глыбовой отмостки, отмытой из деляпсия. У активного оползня мыса Крабий за 70 лет (1937-2003 гг.) протяженность берега, экранированного глыбами, выступающими из моря, возросла с 10 до 30%. Мыс Крабий, находящийся на месте размытого оползня, не срезан абразией до сих пор только потому, что защищен глыбовой отмосткой шириной более 50 м.

Со всей протяженности уступов размыва, сложенных деляпсием и другими генетическими типами четвертичных отложений, в береговую зону моря поступает ежегодно соответственно 5355 и 539 куб. м, или в целом 5894 куб. м отложений. Удельная продуктивность уступов размыва составляет 0,53 куб. м/п. м*год, или 0,105 куб. м/кв. м*год *(табл. 51).*

За счет абразии, размыва и сноса склоновыми процессами в береговую зону моря поступает ежегодно 9674 куб. м отложений, содержащих около 27% наносов волнового поля *(табл. 51).* Из них, 33,2% продуктов денудации поставляют склоны, сложенные породами 4-го и 60,9% – породами 5-го классов. Около 57% наносов волнового поля поступает в результате размыва четвертичных отложений.

Таблица 51.

Скорость абразии, склонового сноса и продуктивность береговых уступов

Классы пород	Длинна берега, п.м	Площадь береговых уступов, м^2	Средняя скорость денудации мм/год	Продуктивность		Содержание наносов волнового поля	
				м^3/п.м*год	м^3/год	%	м^3/год
1	2000	400000	0,1	0,02	40	90	36
2	2000	200000	1,0	0,10	200	90	180
3	3700	165000	2,0	0,09	330	90	297
4	10600	212000	15,0	0,30	3210	20	642
5	11200	56000	105,0	0,53	5894	25	1474
Всего:	29500	1033000	9,0	0,33	9674	27	2629

Наши наблюдения подтвердили, что основная доля продуктов денудации связана с размывом оползневых языков (Зенкович, 1962; Корженевский, Лоенко и др., 1964; Ерыш, Саломатин, 1999). С 14% абразионно-оползневого берега в акваторию ежегодно поступает около 55% всех продуктов абразии и размыва.

Снос с береговых уступов увеличивается во влажные и уменьшается в засушливые годы, а размыв продуктов сноса и абразия – соответственно в штормовые и спокойные годы. Больше всего наносов поступает в береговую зону, когда влажные годы предшествуют штормовым или совпадают с ними (1981, 1988, 1992, 1997, 2000 гг.). Жестокий шторм с юга в 1931 году совпал с влажным периодом, а в 1992 году случился после него. Во влажном и штормовом 1988 году удельная продуктивность клифов мыса Хамелеон составила около 2 куб. м/п. м*год, а в засушливом и спокойном 1990 году была на порядок меньше. В последней четверти XX-го века обильный снос с береговых уступов происходил в 1976, 1977 и 1991 гг., а наиболее интенсивная абразия проявилась в 1988 и 1992 гг.

Одновременно с отступанием клифа расширяется и углубляется бенч. Бенч вытянут узкой (до 100 м) прерывистой полосой вдоль 44% длины берега. Его площадь соизмерима с площадью береговых уступов и составляет около 800 тыс. кв. м. Бенч распространяется до глубины 5 м. Его ширина увеличивается у мысов и размытых оползневых языков.

В строении верхней части подводного берегового склона в ряде мест прослеживаются глыбово-валунный навал и две террасовидные площадки, образованные морем при более низком уровне, чем сейчас. Ниже 5-8 м дно покрыто песком, из-под которого выступают верхушки крупных глыб погребенной части навала. Глыбово-валунный навал и террасовидные ступени связаны соответственно с развитием новочерноморской и нимфейской трансгрессий. На дне Судакской, Коктебельской и Феодосийской бухт обнаружены остатки портовых сооружений, жилищ, храмов и гончарных печей античного и раннесредневекового времени, размытых и затопленных нимфейской трансгрессией (Природа Карадага..., 1989; Баранов, 1990).

Бенчи относятся к трем морфологическим (выровненный, грядовый, с отмосткой из валунов и глыб) и трем динамическим типам (выламывания, истирания, селективно-абразионный) по классификации Ю.Д.Шуйского (1986). Бенчи выламывания и истирания формируются в породах 2-4-го классов, а селективно-абразионные – в отложениях 5-го класса. На породах 2-3-го классов бенчи грядовые, заросшие водорослями, малопродуктивные. Размокание юрских глин на дне под давлением воды не происходит так быстро, как на суше. При волнении моря интенсивностью 5 баллов и более над бенчами из пород 4-5-го классов образуются ареолы взвесей. Высокие длинные волны выбрасывают на берег обломки из глыбово-валунного навала. Вероятно, поэтому из пляжевых отложений Чалкинского участка не исчезают гальки трасса и липарита, сла-

гающие гору Святую и уже давно не поступающие на берег из эрозионных форм и карьеров. Из размываемого навала выносятся валуны, сильно изъеденные камнеточцами.

Абразия бенча зависит от скорости отступания клифа и уклона подводного склона, ее значение рассчитывают из произведения этих показателей (Шуйский, 1986). Скорость абразии бенча изменяется от 0,05 до 3,68 мм/год и составляет в среднем 1,16 мм/год *(табл.52).* О небольшом снижении бенча с отмосткой свидетельствуют глыбы, не утонувшие за 43 года, прошедшие между повторными фотосъемками.

С бенчей в береговую зону моря поступает ежегодно в среднем 920 куб. м наносов, из которых только 26% относится к наносам волнового поля. Наиболее продуктивны бенчи, выработанные в породах 5-го класса. В результате их размыва поступает 80% продуктов абразии и 76% наносов волнового поля.

Таблица 52.
Скорость абразии и продуктивность бенча

Классы пород	Протяженность, м	Площадь, м	Средний уклон	Средняя скорость абразии, мм/год		Продуктивность бенча		Содержание наносов волнового поля	
				клифа	бенча	$\frac{м^3}{п.м * год}$	$\frac{м^3}{год}$	%	$\frac{м^3}{год}$
1									
2	2000	160000	0,030	1,5	0,05	0,004	8	80	6
3	3700	185000	0,045	3,0	0,14	0,007	26	80	21
4	5000	250000	0,020	30,0	0,60	0,030	150	20	30
5	4000	200000	0,035	105,0	3,68	0,184	736	25	184
Всего:	14700	795000	0,030	39,0	1,16	0,063	920	26	241

Перемещение и аккумуляция наносов. Лучшей защитой берега от размыва и абразии является широкий естественный пляж. На рассматриваемых берегах, как и в Крыму в целом, характерны узкие пляжи неполного профиля, прислоненные к береговым уступам. Они не способны погасить энергию штормовых волн интенсивностью более 5-6 баллов. Абразия прекращается при ширине пляжа более 35 м.

Пляжи вытянуты вдоль 74,9% длины берега *(табл. 53).* Их меньше на Карадагском (32,1%) и больше на Чалкинском береговом участке (96,4%). Средняя ширина пляжей составляет 9,5 м. Она увеличивается от 7,6 м на Карадагском до 9,6 м на Чалкинском и Коктебельском участках. Общая площадь пляжей – 243 тыс. кв. м. Они могут обеспечить одновременный

отдых 49 тыс. человек. Но реально в расчетах нужно учитывать только сравнительно широкие и комфортные пляжи. Тогда емкость пляжных ресурсов сократится примерно вдвое.

На берегах есть естественные и искусственные пляжи. На первые приходится 84,4% протяженности и 72,3% площади пляжевой полосы. Искусственные пляжи были отсыпаны в третьей четверти XX-го столетия у поселков Курортное и Коктебель, где находятся курортно-рекреационные объекты. Ширина этих пляжей колеблется от 10 до 25 м и составляет в среднем 16,8 м (по состоянию на 2000 г.). На Карадагском береговом участке искусственные пляжи отсутствуют.

Таблица 53.
Морфометрическая характеристика естественных (А) и искусственных (Б) пляжей

Береговой участок	Длинна, м			Средняя ширина, м			Площадь, м^2		
	А	Б	Всего	А	Б	Всего	А	Б	Всего
Чалкинский	12500	1000	13500	9,0	16,8	9,6	112500	16800	129300
Карадагский	1700	-	1700	7,6	-	7,6	12900	-	12900
Коктебелький	7500	3000	10500	6,7	16,8	9,6	50300	50400	100700
Всего:	21700	4000	25700	8,1	16,8	9,5	175700	67200	242900

Ширина пляжей возрастает от мысов к бухтам. Самые широкие и протяженные естественные пляжи находятся у села Прибрежное, на берегах бухт Лисьей и Тихой. Их длина достигает 1 км, а ширина – 25 м. Преобладают пляжи шириной 5-15 м. Они заканчиваются на глубине 1-2 м ниже уровня моря. Мощность отложений составляет 0,2-1,0 м.

Естественные пляжи по гранулометрическому составу подразделяются на гравийно-песчаные, песчано-гравийно-галечные, гравийно-галечные, валунно-галечные и валунно-глыбовые ("дикие"). Первые три типа пляжей шире и находятся в бухтах, а последние два – уже и характерны у мысов.

Крупнообломочный материал естественных пляжей Карадагского берегового участка состоит только из вулканитов, а Чалкинского и Коктебельского – из песчаников, известняков, сидерита и вулканитов. В галечниках пляжа бухты Лисьей (Чалкинский участок) содержится 51% песчаников, 22% – известняков, 16% -андезитов, базальтов, дацитов, трассов, липаритов и вулканических туфов, 10% – сидерита, 1% – кварца, опала и халцедона, а пляжа бухты Тихой (Коктебельский участок) – 46% песчаников, 29% – туфопесчаников и вулканических туфов, 22% – известняков и 3% – сидерита. У мыса Толстый пляж состоит только из валунов и гальки местных песчаников (96%) и сидерита (4%).

Количество песка в крупнообломочных отложениях естественных и искусственных пляжей не превышает 3-5%, а в гравийно-песчаных

и гравийно-галечно-песчаных пляжах колеблется от 20 до 60%, изменяясь во времени и в пространстве в зависимости от режима волнения. Песок средне- и крупнозернистый, состоит, в основном, из зерен перечисленных выше пород и минералов. В песке пляжей Чалкинского участка содержится около 10%, а Коктебельского – около 30% раковинного детрита.

Пляжи Карадагского берегового участка пополняются продуктами размыва осыпей, камнепадов, обвалов и овражных выносов. Пляжи соседних бухт наносами не обмениваются из-за большого уклона подводного склона.

Пляжи Коктебельского участка питаются продуктами размыва четвертичного деляпсия, коллювия, пролювия, делювия и абразии юрских пород. Наносы мигрируют вдоль берега от мысов в бухты и вдоль бухт в ту и другую сторону в зависимости от режима волнения моря. Соседние бухты, разделенные протяженными мысами, наносами не обмениваются. Заметную долю в питании пляжей песком составляет биогенный материал, принесенный с подводного берегового склона.

Пляжи Чалкинского берегового участка питаются выносами рек и временных водотоков, продуктами абразии юрских пород и размыва деляпсия, делювия, коллювия. Наносы перемещаются вдоль берега в юго-западном направлении от скалы Иван-Разбойник до села Прибрежного на 11 км. Это происходит при волнении господствующих северо-восточного и восточного направлений, а доказывается разносом пород-индикаторов – галек карадагских вулканитов.

От Карадага к Прибрежному в крупнообломочных отложениях пляжей постепенно уменьшается доля вулканитов и возрастает количество осадочных пород. Содержание галек вулканитов в пляжах бухты Разбойничьей и у Кузьмичева Камня составляет 100%, в бухте Карадагской – 98%, у мыса Крабий – 26%, в бухте Лисьей – 16%, у мыса Сидеритовый – 9%, у села Прибрежного – 2%. На пляжах, расположенных между устьем реки Козы и мысом Толстым, галек карадагских вулканитов уже нет. Это свидетельствует о том, что маломощный поток наносов иссякает у села Прибрежного, где берег изгибается к югу – к мысу Толстый, и ортогонали волн господствующих направлений образуют с линией берега прямой угол.

Из-за дефицита наносов волнового поля у приглубых берегов южного Крыма практически нет потоков наносов (Зенкович, 1962). К юго-западу, в направлении равнодействующей волнового поля, так же, как в бухте Чалка, перемещается небольшое количество песка, гравия и гальки, подпитывающих южнобережные пляжи.

От Карадага к Прибрежному, на протяжении 11 км, средняя окатанность обломков вулканитов во фракции 20-50 мм возрастает от 1,4-2,5 до 3,7-4,0 баллов. Обломки становятся более уплощенными. Коэффициент уплощенности уменьшается в два раза – от 0,6-0,4 до 0,3-0,2. У галек осадочных пород столь четких изменений окатанности и формы не прослеживается, так как обломки поступают в береговую зону из раз-

ных источников по всей длине берега и имеют не изометрическую, как вулканиты, а уплощенную первоначальную форму.

Гранулометрический, минералого-петрографический состав отложений и ширина пляжей несколько изменяются во времени в связи с изменением режима волнения и количества наносов, поступающих в береговую зону из разных источников питания.

Значительные изменения в многолетней динамике пляжей произошли во второй половине XX-го века в связи с зарегулированием стока водотоков и разработкой отложений береговой зоны для строительных целей. В долинах рек и временных водотоков было построено 68 прудов, в связи с чем сократилось количество наносов волнового поля, выносимых в акваторию с суши. В 50-60-е годы из береговой зоны было изъято не менее 1,5 млн. т песчано-гравийных смесей (Курорт Коктебель, 1997). Реальные объемы добычи неизвестны. Разработки велись у поселков Курортного, Коктебель и Орджоникидзе. У Ялты они продолжались до 1975 г. Из береговой зоны моря у Крыма тогда было добыто 45-50 млн. куб. м отложений (Геология шельфа..., 1983). Разработки нарушили сложившееся равновесие, сопровождались сокращением пляжей и активизацией абразии.

Антропогенное воздействие не затронуло только береговую зону моря у Карадага. На соседних с ним береговых участках нарушение динамического равновесия привело к потере лучших пляжей – основного ресурса приморских курортов. С 1958 года у курортов возводятся берегоукрепительные сооружения.

В первой половине XX-го века конус выноса реки Отузки выступал в море и юго-западнее его до мыса Крабий располагались пляжи, ширина которых в вогнутостях берега достигала 20-30 м. Этот факт был зафиксирован на фотографиях и в описаниях берега, выполненных Б.Ф.Добрыниным и В.П.Зенковичем в 1937 году. Сходная ситуация прослеживается на фотоснимках, сделанных с обзорной точки в 1954 году. После длительных разработок песчано-гравийного материала подводным карьером и строительства прудов в бассейне реки Отузки, ширина пляжей сократилась в 2-3 раза. В связи с активизацией абразии и истощением пляжных ресурсов у Курортного были построены буны, набережная с подпорной стеной и отсыпан искусственный пляж протяженностью 1 км.

У поселка Коктебель еще в середине XX-го века был песчано-гравийно-галечный пляж шириной 20-30 м, отложения которого разрабатывались кустарно для местных нужд в небольших объемах. В связи с промышленной добычей в 1954-1967 гг. в бухте Коктебель песчано-гравийных смесей, и строительством прудов в долинах, открывающихся к бухте, пляж стал быстро сокращаться и к середине 60-х годов его ширина уже составляла 5-10 м. Трагический финал существования знаменитого коктебельского пляжа с его разноцветными гальками из карадагских пород и минералов наступил после сооружения набережной *(рис. 16)*.

Рис. 16 Набережная в пгт Коктебель. Последствия шторма 1967 г.

В 1967 году прибойный поток смыл остатки пляжа, подмыл и завалил подпорные стены, разрушил набережную (Природа..., 1989). Дефицит наносов волнового поля и активизация абразии привели к необходимости укрепления берега и создания искусственного пляжа протяженностью 3 км. Сначала были возведены 3 буны у базы отдыха "Прибой" и контрфорсная набережная у поселка. К 1991 году построена откосно-ступенчатая набережная и отсыпан свободный пляж шириной до 30 м.

В 50-60-е годы XX-го века песок и гравий разрабатывались в бухте Провато у поселка Орджоникидзе, в результате чего пляж сократился в 2-3 раза и море за 20 лет срезало полосу берега шириной 20-25 м и высотой 3-6 м. Для того, чтобы остановить размыв, была построена контрфорсная набережная. У ее основания сейчас лежит пляж шириной 10 м.

Для реставрации утраченных пляжей понадобились большие материальные затраты. Стоимость 1 п. км берегоукреплений составляла в ценах 1958 года около 2,7-3,0 млн. руб. Их эксплуатация сопровождается многолетними дополнительными затратами на ремонт и отсыпку щебня. Бетонные сооружения снижают эстетическую привлекательность побережья и ухудшают водообмен в акватории. Грубый обломочный материал искусственных пляжей менее удобен для отдыха. Истирание щебня сопровождается дополнительным поступлением в акваторию

взвесей, уменьшением прозрачности воды и изменением состава донных осадков. "Лучшее побережье то, которое не нуждается в защитных мероприятиях" (Сафьянов, 1987, с 116). Свободная (безбунная) отсыпка щебня, впервые осуществленная у поселка Коктебель в 1968 году, является прогрессивным способом создания искусственных пляжей (Айбулатов, Артюхин, 1993; Кикнадзе, 1995).

Для создания искусственных пляжей на берег у Курортного и Коктебеля в 1889-1990 гг. было отсыпано около 100 тыс. куб. м щебня поперечником 3-5 см, состоящего из гранита и известняка примерно в равных количествах. За 12 лет щебень превратился в гальку. Средняя окатанность гальки известняка и гранита по четырехбалльной шкале составляет у Курортного соответственно 3,3-3,4 и 2,1-2,4, а у Коктебеля – 3,1 и 2,1 балла. Отложения содержат только 5% крупных обломков местных пород, что свидетельствует об их дефиците. Они могли образовать естественные пляжи шириной в несколько метров. В середине XX-го века их ширина достигала 20-30 м.

Небольшое количество обломочного материала уносится с искусственных пляжей на соседние отрезки берега. Единичная гранитная галька встречается на пляжах Лисьей и Карадагской бухт, у Кузьмичева Камня и бывшей Стоянки Рыбаков на Карадаге. Средняя окатанность этих галек больше – 2,6 балла.

Общая длина искусственных пляжей составляет 4 км, средняя ширина – 16,8 м (2000 г.). Исходная ширина пляжей принимается равной пятикратной высоте расчетной волны. Пляж шириной 16,8 м должен погасить энергию волнения интенсивностью 6-7 баллов.

Из отношения общей протяженности инженерных сооружений к длине берега рассчитывается коэффициент инженерной нагрузки (Айбулатов, Артюхин, 1993). Он составил 0,17. На Карадагском береговом участке значение коэффициента равно нулю, на Чалкинском – 0,11, на Коктебельском – 0,27. Всего в Крыму к 1991 году было укреплено 86 п. км берега. Доля балансового участка составляет 4,7%.

Динамика пляжей отслеживалась с 1989 г. с помощью повторной фотосъемки с фиксированных точек местности и повторных измерений ширины, выполненных летом, в период спокойного моря.

Естественные пляжи перемещаются в сторону суши вслед за размывом и отступанием клифов. Узкие пляжи берегов, сложенных породами 4-5-го классов, перемещаются быстрее других.

Динамика узкого естественного валунно-галечного пляжа изучалась в восточной части Карадагской бухты *(табл. 54)*. Ширина пляжа изменялась незначительно в ту и другую сторону. В отдельные годы она увеличивалась до 28,6% и уменьшалась до 15,9% по отношению к среднему значению – 6,3 м. В других пунктах наблюдений амплитуда колебания ширины узких пляжей редко превышала 2 м. За последние 15-20 лет не выявлено устойчивой тенденции увеличения или уменьшения их ширины.

Динамика широкого гравийно-галечно-песчаного пляжа изучалась в бухте Лисьей. За 13 лет наблюдений ширина пляжа была 10 лет близкой

к среднему значению – 21,8 м, два года уменьшалась на 22,0-52,3% и один год увеличивалась на 21,6%. Значительные изменения ширины были связаны с вдольбереговыми миграциями наносов. Во время сравнительно редких штормов южных румбов происходит массовое перемещение наносов из юго-западных в северо-восточные части бухт. В местах угона наносов пляжи становятся узкими и грубыми, а в местах аккумуляции – более широкими, обогащенными песком, гравием и мелкой галькой. Из-под угнанных сравнительно мелких наносов обнажается нижний – грубый базальный горизонт и песчано-гравийно-галечные пляжи временно преобразуются в галечно-валунные. За несколько дней их ширина может сократиться в 2 раза и более, в связи с чем резко активизируется абразия. В тот же год или через 1-2 года, при характерном режиме волнения, наносы мигрируют в обратном направлении, ширина и состав отложений пляжа восстанавливаются.

В западной части бухты Тихой после угона в 2000 году части наносов вдоль берега, ширина пляжа сократилась в 2-3 раза, в результате чего клиф высотой 3 м, состоящий из щебнистых суглинков, стал размываться со средней скоростью около 10 куб. м/п. м*год. Через год пляж восстановился, но остался галечно-валунным в тыльной части, куда не распространялся штормовой накат. За 12 лет наблюдений ширина пляжа в этом месте не изменилась.

Таблица 54.
Динамика ширины пляжей

Место-поло-жение	Годы наблюдений													Средняя ширина, м
	1990	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	
Бухта Кара-дагская	5,3	-	6,5	6,0	-	6,4	-	6,0	-	5,6	-	6,8	8,1	6,3
Бухта Лисья	10,4	22,7	23,5	23,5	23,2	23,0	26,5	21,0	23,8	22,5	17,0	24,0	22,0	21,8
п. Курортное (иск. пляж)	15,2	-	15,0	14,1	12,8	12,3	12,1	13,5	13,3	12,1	12,0	11,7	12,0	13,0

Пляжи, временно лишившиеся части наносов, становятся грубыми и узкими, не пригодными для летнего отдыха. В 2000 году пляж бухты Лисьей временно сократился, стал на значительном протяжении галечно-валунным и его перестали посещать отдыхающие.

Повторные измерения искусственных пляжей в межбунном кармане у пос. Курортное *(см.табл. 54)* и в других местах свидетельствуют о тенденции к уменьшению ширины и объема в связи с истиранием щебня. За 13 лет после отсыпки пляж сократился примерно на 3 м и потерял не менее 20-25% наносов.

Таким образом, после искусственно созданного дефицита пляжеобразующих наносов, в береговой зоне установилось новое состояние динамического равновесия, при котором объем наносов на естественных пляжах в многолетнем режиме остается более-менее постоянным, а изменения в ту и другую сторону носят временный характер.

Антропогенные (техногенные) процессы. В XX-м веке на 15,3% территории балансового участка разрабатывались полезные ископаемые, строились населенные пункты, промышленные предприятия, подземные хранилища, дороги и гидротехнические сооружения, распахивались земли и террасировались склоны.

Добыча полезных ископаемых. Практически все обнаруженные твердые полезные ископаемые относятся к стройматериалам. До XX-го столетия они добывались в небольших каменоломнях, а в XX-м веке – в 15 карьерах, расположенных на суше и в береговой зоне моря. Разрабатывались месторождения липарито-дацитов (трассов), андезитов, порфиритов, известняков, глин, суглинков, щебня, песка с гравием и галькой. Количество пород, извлеченных из недр, неизвестно, но его можно оценить ориентировочно – по объему горных выработок и отвалов.

Основной объем полезных ископаемых был добыт в период с 1910 по 1970 гг. Самый большой карьер находился в лесном поясе на горе Святой. В нем с 1927 по 1941 гг. добывались трассы – гидравлическая добавка к цементам. Они доставлялись морем в Новороссийск, где использовались для изготовления высококачественных марок цемента. Карьером было добыто ориентировочно около 0,6 млн. куб. м (1,5 млн. т) горной массы, что составило 7% от разведанных на то время запасов.

Андезиты, порфириты и известняки разрабатывались на бут и щебень в карьерах, располагавшихся соответственно на Андезитовой сопке (срезана в 30-е годы XX-го века), у гор Татар-Хабурга и Иклмак-Кая. В начале XX-го века у Отуз (Щебетовка) добывались глины и суглинки для производства кирпича и черепицы на местном заводе. В 50-60-е годы из береговой зоны моря у Курортного, Коктебеля и Орджоникидзе было изъято для строительства около 1,5 млн. т (0,75 млн. куб. м) песчано-гравийных смесей. В связи с последующей деградацией пляжей на берег было отсыпано 150 тыс. т (75 тыс. куб. м) щебня известняка из карьеров горы Агармыш и гранита из месторождений юго-восточной Украины.

В XX веке наземными карьерами было добыто ориентировочно 0,8 млн. куб. м (1,9 млн. т) горной массы. Около 10% этого объема хранится в отвалах, 60-70% вывезено за пределы территории. После завершения разработок карьеры и отвалы не рекультивировались. Они занимают 0,5% площади суши. Около 75% объема горной массы было добыто на территории лесного пояса.

Строительство населенных пунктов, предприятий, подземных хранилищ и дорог. Площадь селитебных, урбанизированных земель и дорог в XX-м веке возросла примерно на порядок и достигла 870 га. На этой площади осуществлялась планировка рельефа, делались срезки и подрезки, засыпались понижения, создавались котлованы, траншеи и насыпи. В верхнеюрских известняках у Солнечной долины и конгломератах у Коктебеля были пройдены штольни для подвалов винзаводов, у Краснокаменки – для хранилища боеприпасов. Суммарная протяженность подземных выработок составляет около 8 км. Из них извлечено более 0,4 млн. куб. м отложений. На всех селитебных и урбанизированных территориях в XX-м веке было перемещено ориентировочно 0,8 млн. куб. м (1,7 млн. т) почво-грунта.

Постройки населенных пунктов являются рельефоподобными аккумулятивными образованиями – рельефоидами (Розанов, 2002). Их удельная масса составляет в среднем 22 т/чел (Горшков, 1982). В постройках сосредоточено не менее 0,3 млн. т стройматериалов. Около 10% этой массы извлечено из стен средневековых поселений, располагавшихся неподалеку, 30% поступило из местных месторождений и 60% привезено из других районов.

По территории проложено 50 км шоссейных и более 100 км грунтовых, полевых и лесных дорог. Объем грунта, перемещенного в XX веке при их строительстве, составил ориентировочно около 0,3 млн. куб. м (0,6 млн. т).

Общий объем техногенной денудации, связанной со строительством населенных пунктов, промышленных объектов, подземных хранилищ и дорог, составил не менее 1,1 млн. куб. м. Основная часть этого объема была перемещена во второй половине XX-го столетия. Техногенная аккумуляция превысила техногенную денудацию примерно на 20% за счет поступления стройматериалов из других районов. По ландшафтным поясам денудация распределилась равномерно, за исключением луговостепного, практически не затронутого хозяйственной деятельностью.

Строительство гидротехнических объектов. До середины XX-го века в балках и долинах существовали единичные небольшие пруды. Во второй половине столетия было построено 68 водоемов общей площадью около 40 га. Самые крупные из них находятся в долинах Козы, Кучук- и Биюк-Узень, Куру-Иланчик, Османов Яр и Янтык. Их глубина достигает 10 м, а емкость – 0,3 млн. куб. м. Пруды предназначены для

орошения сельхозугодий, рыборазведения, водопоя скота, защиты объектов от паводков и борьбы с пожарами. Несколько водоемов являются отстойниками очистных сооружений.

Для безопасного пропуска паводков через населенные пункты в море в низовьях Отузской, Карадагской, Коктебельской и Арматлукской долин были построены бетонные лотки глубиной до 3 м и длиной до 500 м. Отдельные отрезки русел рек протяженностью до 1 км спрямлены и обвалованы.

В процессе строительства гидротехнических объектов было перемещено не менее 0,35 млн. куб. м грунта. Около 90% этого объема перераспределено на площади степного и лесостепного поясов.

Террасирование склонов. Лесомелиоративные работы на склонах Крымских гор долгое время были малоэффективными из-за плохой подготовки почв под посадки лесокультур. На территории, расположенной между Алуштой и Феодосией, к середине XX-го века сохранилось только 14% лесонасаждений (Павлов, 1959). С 1954 года для лесоразведения на склонах крутизной до 30° используется универсальный бульдозер. Он нарезает ступенчатые выемочно-насыпные ленточные террасы, задерживающие атмосферные осадки и препятствующие формированию поверхностного стока. На них высаживают сосну и другие лесокультуры.

На территории балансового участка террасы располагаются ярусами от 2-3 до 15-20 штук на высотах от 20 до 450 м над уровнем моря. Средняя крутизна террасированных склонов составляет около 20°, а средняя ширина полотна террас – 3,5 м. При таких параметрах на 1 га склонов помещается 1500 п. м террас, а объем земляных работ при их нарезке составляет в среднем 1600 куб. м (Драгавцев, 1964). С террасированных склонов площадью 280 га в направлении наклона поверхности было перемещено 0, 448 млн. куб. м (0,762 млн. т) почво-грунта.

Для посадки винограда на склонах круче 8-10° устраиваются широкие площадочные террасы, разделенные уступами и наклоненные в том же направлении, но под меньшими углами. На склонах круче 18° их не сооружают из-за больших материальных затрат и потерь полезной площади. При нарезке 1 га площадочных террас вниз по склонам перемещается в среднем около 10 тыс. куб. м (17 тыс. т) почво-грунта. Со всей площади террас этого типа (20 га) было снесено около 0,20 млн. куб. м (0,34 млн. т) отложений.

В процессе террасирования склонов под посадки лесокультур и винограда с площади 300 га было переотложено вниз по склонам 0,648 млн. куб. м (1,102 млн. т) почво-грунта. Почти все террасы нарезаны в 1965-1985 гг. на территории степного и лесостепного поясов.

Агротехнический крип (пахотная эрозия). В результате вспашки и культивации сельскохозяйственных угодий происходит агротехнический крип – сволакивание (стаскивание) почвы прицепными (навесными) ору-

диями в направлении наклона поверхности. Вниз перемещается больше отложений, чем вверх по склону (Благонравов, Щербаков, 1963; Govers, Quine, Walling, 1983). Процесс охватывает весь почвенный профиль, но проявляется интенсивнее в верхнем горизонте, чаще подвергающемся обработке. Скорость техногенной денудации возрастает с увеличением крутизны поверхности.

Тракторная вспашка и обработка виноградников, расположенных на склонах крутизной 5-10 градусов, по эффективности и техники безопасности допускается только в направлении сверху вниз. При движении в обратном направлении, тягового усилия на крюке трактора недостаточно для глубокого рыхления почвы. Эксперименты, проведенные институтом "Магарач" на Южном берегу Крыма, показали, что при обработке склонов в направлении сверху вниз с опытного участка площадью 1 га стаскивалось более 80 куб. м почвы в год. На сельскохозяйственных угодьях Донецкой противоэрозионной опытной станции половина всех потерь почвы (15-70 т/га*год) связана с пахотной эрозией (Булыгин, Можейко, Тимченко, 1991).

За последние сто лет площадь виноградников на территории балансового участка увеличилась в 4 раза. Их обработка стала полностью механизированной. Интенсивность пахотной эрозии возрастала вслед за техническим прогрессом и достигла максимума во второй половине XX-го века.

Обрабатываемые земли АО "Солнечная долина" и "Коктебель" расположены, в основном, на поверхностях и склонах крутизной менее 5 градусов, на которых агротехнический крип проявляется слабо. На более крутых склонах (5-10 градусов) находится не более 10-15% площади виноградников. На них характерны контурная и полу контурная посадки, при обработке которых пахотная эрозия минимальна. Но даже при контурной вспашке и обработке междурядья через 10-20 лет превращаются в напашные микротеррасы. У их нижнего края образуется уступ высотой 10-20 см и происходит погребение штамбов винограда. Эти признаки косвенно свидетельствуют о тенденции смещения почвы на небольшое расстояние в направлении наклона земной поверхности.

У нижнего края клеток и на разворотной полосе виноградников, посаженных вдоль и диагонально к направлению наклона, аккумулируются комки почвы и крупные камни, стащенные навесными орудиями с междурядий. Крупные камни собираются и периодически вывозятся с плантаций. На Южном берегу Крыма с 1 га освоенных земель вывозится в среднем 500 куб. м камней и перемещается при планировке 1500 куб. м грунта (Благонравов, Щербаков, 1963). Определенные потери почвы происходят также в результате ее распыления при вспашке и обработке.

Агротехнический крип, проявляющийся на площади 500 га, в XX-м веке переместил в направлении наклона поверхности более 0,1 млн. куб. м (0,11 млн. т) почво-грунта. Процесс характерен в степном и лесостепном поясах, где находятся почти все пахотные земли.

Экстремальные проявления экзогенных процессов в XX веке. В Крыму проявляется около 20 типов экзогенных процессов, среди которых такие неблагоприятные и опасные как обвалы, снежные лавины, оползни, сели, эрозия и абразия. В их режиме длительное нормальное функционирование сменяется кратковременными экстремальными проявлениями, когда энергия, масса грунта, скорость, дальность перемещения и другие параметры значительно превышают средние значения, в связи с чем происходят большие изменения в рельефе и ландшафте (Старкель, 1978).

Экстремальные ситуации возникают нерегулярно, повторяются один раз в десятки-сотни лет и обычно связаны с интенсивными обильными осадками, очень влажными годами, мощными штормами, разрушительными землетрясениями и другими явлениями. При наличии поражающего фактора, способного причинить ущерб и вызвать человеческие жертвы, процессы приобретают катастрофический характер.

Сведения об экстремальных проявлениях процессов нужны для того, чтобы получить представление о масштабе и частоте событий, способных вызвать катастрофу и чрезвычайную ситуацию в регионе. Их параметры необходимо учитывать в расчетах средней скорости процессов и баланса наносов за продолжительное время. В летописи экстремальных проявлений процессов много белых пятен, утерянных и недописанных страниц, противоречивых сведений. Ниже приведены параметры, которые могут, по представлениям автора, претендовать на рекордные или близкие к ним значения для XX-го века, а иногда и более продолжительного времени современного рельефообразования после "малой ледниковой эпохи" Фернау, когда климат юга Европы стал близким к современному.

Систематические наблюдения за динамикой экзогенных процессов в Крыму были начаты в 1930 году после создания Кучук-Койской оползневой станции, но развернулись в региональном масштабе только во второй половине XX-го века. Многие процессы экстремального характера проявились у рубежа XX-XXI-го столетий, когда в ряде районов полуострова были превышены вековые максимумы атмосферных осадков и температуры воздуха, выпадали ливни и возникали штормы редкой повторяемости, усилилась циклоническая и штормовая активность. В связи с этим, рубеж тысячелетий ознаменован некоторым всплеском активности экзогенных процессов.

Важнейший физический параметр экзогенных процессов – энергия. С ней связаны объем и масса перемещенного вещества. Для сравнения экстремумов регионального и мирового уровней прибегают к сравнению магнитуд и массы перемещенных горных пород (Шебалин, 1985).

Экстремумы изменяются в пространстве вслед за сменой природных условий и механизма экзогенного процесса. Они изменяются во времени из-за изменения факторов, ход которых отражает цикличность разных

уровней. Так как природные процессы и явления связаны между собой, то экстремальное состояние одного из них может сопровождаться существенным изменением других, в том числе переходом их функционирования также в экстремальное состояние. Экстремальные проявления вероятнее в годы активизации процесса, связанные с цикличностью высокого уровня. Активизация экзогенных процессов и значительные параметры некоторых из них в последние годы – самые "жаркие" на Земле в XX веке – косвенное свидетельство близости такого цикла.

В Крыму происходят скальные, земляные и смешанные (скально-земляные) обвалы. Скальные обвалы объемом менее 100 куб. м образуются часто, а объемом свыше 10 тыс. куб. м – очень редко. Они готовятся долго и случаются обычно во время толчков землетрясений интенсивностью 6 баллов и более. В XX веке массовые обрушения, в том числе экстремальные по объему и дальности распространения, произошли 11.9.1927 г. во время главного толчка крымского землетрясения магнитудой 6,8 и интенсивностью 8 баллов, но в опубликованных и фондовых материалах нет сведений об их параметрах (Пустовитенко, Кульчицкий идр., 989; Никонов, Сергеев, 1996). Тогда обвалилась часть зубца горы Ай-Петри, скал Голова Екатерины у Лучистого, Наполеон у Симеиза, Барыни у Бекетово, Ильи Пророка у Ласпи и т.д . Отдельные обрушения могли иметь объем 10-100 тыс. куб. м, но подтвердить это сейчас практически невозможно.

В предгорье Крыма к экстремальным сейсмогенным обрушениям XX-го века относятся Сюйренский и Мангупский обвалы, образованные во время указанного выше сейсмического толчка. О них упоминает в своем дневнике за 1927 год директор Бахчисарайского музея У. Боданинский. Сейсмогенную природу обвалов подтвердили старожилы близлежащих сел (Душевский, 1994).

Сюйренский обвал рухнул с 40-50-метрового обрыва утеса Куле-Бурун, расположенного над селом Малое Садовое, а Мангупский – с 60-метрового обрыва горы Мангуп-Кале. Обрывы сложены палеоценовыми известняками и находятся соответственно на 110 и 270 м выше дна долин. Сейсмический толчок опрокинул блоки отседания, о размерах которых можно судить по обвальным нишам. Объем и масса Сюйренского обвала составили 17 тыс. куб. м и 35 тыс. т, а Мангупского – 30 тыс. куб. м и 60 тыс. т. Блоки свалились на склоны долин крутизной 20-25 градусов и рассыпались на отдельные глыбы. Часть блока Сюйренского обвала объемом около 4 тыс. куб. м, сохранившая монолитность, отлетела на 180 м и взгромоздилась на противоположный склон долины – признак, характерный для сейсмогенных обвалов. Глыбы Мангупского обвала раскатились по верхней половине склона горы на 250 м от обвальной ниши.

Экстремальные несейсмогенные скальные обрушения происходили в XIX-XX вв. на горе Демерджи. От юго-западного склона горы, сложенного верхнеюрскими конгломератами, в голоцене отделился по разлому

и отсел блок объемом 30 млн. куб. м. Он находится в головной части крупного оползня сдвига, движущегося к реке Демерджи. На блоке и у его подножья лежат молодые обвалы. Верхний ярус имеет объем 2 млн. куб. м, а нижний – 1,5 млн. куб. м. Они образованы неоднократными обрушениями в течение последнего тысячелетия, а может быть и более продолжительного отрезка времени. На коллювии обвала верхнего яруса растут тиссы возрастом около 500 лет.

Камнепады и мелкие обрушения на горе Демерджи происходят ежегодно. Обвалы объемом более 100 куб. м обычно не остаются незамеченными, но вряд ли можно утверждать, что их хронологический ряд (1893, 1894, 1927, 1929, 1966, 1982, 1988, 1997 гг.) является достаточно полным. Самое крупное обрушение произошло 4.4.1894 года. Его объем не известен, но, судя по параметрам генерации коллювия, коррелятной этому событию, составляет не менее 100 тыс. куб. м (250 тыс. т). Обвал разрушил четыре дома деревни Демерджи и сопровождался человеческими жертвами (Катастрофа..., 1894). Н.А.Головкинский, обследовавший результаты катастрофы, пришел к выводу, что ее причиной была значительная осадка блока в голове оползня. Почти все последующие значительные несейсмогенные обвалы происходили у южного края отсевшего блока и были связаны с разрушением скалы высотой 35 м, которая постепенно отделялась от обрыва и наклонялась вниз по склону. В 1966 году обвалилась верхняя, а в 1988 году – средняя часть этой скалы. Падение крупных глыб нарушило устойчивость коллювия и сопровождалось его обрушением из верхнего в нижний ярус обвала. Амплитуда вертикального перемещения составила 250 м, а горизонтального – 400 м. Наиболее значительным был обвал 16.9.1988 г. – 10 тыс. куб. м (25 тыс. т). Самый крупный свалившийся тогда блок конгломератов имел размеры 19x13x10 м, объем около 2,5 тыс. куб. м и массу – 6,3 тыс. т. Обвал произошел во влажный год после дождей 7-9.9.1988 года слоем 123,3 мм (ГМС "Ангарский перевал"). Обвал 4.4.1894 г. также образовался в многоводный год (Кельин, 1924). Обильное увлажнение способствовало активизации оползня, отседанию и наклону его головного блока, нарушению устойчивости коллювия, лежащего на нем. Обрушения 1966, 1982 и 1988 гг. были связаны с изменениями наклона, зафиксированными в асимметричном отложении годичных колец в стволе дерева, произраставшего с 1939 года на стенке рва у тыльной части отсевшего блока оползня.

На побережье Крыма, расположенном между поселком Фиолент и мысом Айя, в 1999-2002 гг. случилось несколько значительных за последние сто лет скальных обвалов. У населенного пункта с высоты 75 м на полку ступенчатого склона и в море рухнул блок сарматских известняков объемом 40 тыс. куб. м (80 тыс. т), а у мыса с высоты 400 м на коллювиальный шлейф урочища "Затерянный мир" обвалилось 20 тыс. куб. м (50 тыс. т) глыб верхнеюрского известняка, образовавших поток длиной около 500 м.

На морском побережье Крыма чаще происходят не скальные, а земляные обвалы, связанные с обрушением плиоценовых и четвертичных глин, алевритов, суглинков и галечников, элювия мезозойских и кайнозойских глин, алевролитов, флишевых и флишоидных отложений. Массовые обрушения характерны во влажные и штормовые годы. Их экстремальные значения не превышают 5-10 тыс. куб. м. Наиболее крупные земляные обвалы произошли в 1990 году у античного городища Китей на юго-востоке Керченского полуострова, в 1994 году у мыса Хамелеон близ Коктебеля и в 2005 году у поселка Кача. Они переместили на пляж и в море 2,5-4 тыс. куб. м отложений. От последнего обрушения погибли и пострадали люди, отдыхавшие на пляже. Самые большие земляные обвалы чаще всего сопровождают активизацию крупных абразионных оползней и вскрытие абразией зон амплитудных разрывных нарушений в коренных породах.

Самый крупный в XX веке на Земле обвал имел объем 50 млн. куб. м и произошел в 1970 году с горы Уаскаран в Андах (Перу) во время толчка 10-балльного землетрясения. Он трансформировался в ледово-каменную лавину, которая прошла путь в 16 км со скоростью 300-450 км/ч. Экстремальные обрушения в Крыму меньше этого явления по объему на два порядка.

В среднегорном поясе Крымских гор изредка формируются сухие и мокрые, лотковые и прыгающие снежные лавины (Климат и опасные..., 1982). Их объем не превышает 1 тыс. куб. м. Плоские вершины, небольшая высота снежного покрова и частые зимние оттепели ограничивают развитие лавинного процесса.

Объем экстремальных снежных лавин на Земле в XX веке достигал 1-10 млн. куб. м, что на 3-4 порядка больше, чем в Крыму.

В Крыму известно более 1200 активных оползней. Объем, масса, амплитуда и скорость их смещения зависят, прежде всего, от морфологии и строения, механизма и стадии развития. Рекордсменом по всем этим параметрам является Кучук-Койский оползень – один из сложных по механизму и самых крупных по размерам активных оползней, расположенный на Южном берегу Крыма у села Бекетово. Он вытянут от обрыва Ай-Петринской яйлы до берега Черного моря на 2,2 км и состоит из четырех ветвей, сливающихся в широкий (1,5 км) язык, срезанный высоким (30-50 м) береговым уступом. Превышение головы над языком составляет 500 м. Главнейшими факторами активизации оползня являются размыв языка морем, пригрузка головы обвалами, увлажнение грунтов атмосферными осадками и подземными водами.

Катастрофическая подвижка Кучук-Койского оползня в феврале 1786 года являлась самой значительной за весь период изучения оползней в Крыму. Ее отобразил на карте капитан А. Шостак, описал академик П.С.Паллас, а спустя много лет уточнили по следам специалисты-оползневики (Ерыш, Саломатин, 1999). Активизация охватила всю восточную часть оползня длиной 2 км, шириной 1 км и мощностью 30-50 м.

Оползень уничтожил часть деревни Кучук-Кой, дороги, мельницы, огороды и сады, до неузнаваемости изменил рельеф и ландшафт. Амплитуда горизонтального смещения составила 100-170 м, вертикальная осадка превысила 20 м, объем и масса перемещенных грунтов составили соответственно 50 млн. куб. м и 100 млн. т.

С 1786 г. по настоящее время оползень активизировался еще не менее 10 раз. В 1915 году горизонтальное смещение и вертикальная осадка в одном из очагов достигали соответственно 48-80 и 17-19 м. В 1938 году деляпсий в другом очаге переместился в горизонтальном направлении на 100-110 м.

В XX веке к числу экстремальных по объему и массе относится активизация в феврале-марте 1969 года оползня "Золотой пляж", расположенного на Южном берегу Крыма в 5 км западнее Ялты. Оползень вытянут почти на 1 км от подножья обрыва горы Ай-Никола до берега Черного моря и суживается в этом направлении с 490 до 220 м. Превышение головы над языком составляет 200 м.

Катастрофическая подвижка произошла после очень влажного 1968 года и значительного размыва оползневого языка мощным продолжительным январским штормом 1969 года. Она охватила оползень на глубину 20-24 м. Объем и масса смещенных грунтов составили соответственно около 10 млн. куб. м и 20 млн. т. Максимальная поверхностная скорость движения достигала 2,4 м/сут, максимальная горизонтальная амплитуда смещения – 47,6 м/год, вертикальная осадка – 9,8 м/год.

Побережье Керченского пролива между мысом Такиль и селом Заветное (урочище Малый маяк) является участком экстремальной активности и скорости движения мелких оползней-потоков и оплывин. В этом месте береговой уступ высотой 40-60 м и протяженностью 1 км срезает ядро активной Коп-Такильской (Кореньковской) антиклинали, которое состоит из майкопских и тортонских глин, осложнено надвигом и отображено в рельефе в виде большого холма с висячей реликтовой долиной на вершине. Глины берегового уступа расчленены густой сетью практически не задернованных понижений длиной до 250 м и глубиной до 25 м, круто наклоненных к Керченскому проливу. У их окончаний на узком пляже лежат конусы из глины и суглинка мощностью 1-3 м, часть из них выступает в акваторию на несколько метров. Понижения и конусовидные образования под ними внешне похожи на овраги и конусы выноса связных микроселей, но на самом деле являются ложами и конусами маломощных оползней-потоков, оползней-обвалов и оплывин, образованных в результате обильного увлажнения суглинков и элювия глин атмосферными осадками и грунтовыми водами. Переувлажненные грунты стекают в виде вязких потоков к урезу, где размываются прибоем. Они перемещаются в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно на 150 и 50 м в сутки. В очень влажные 1997-1998 гг. активность оползней и оплывин на этом участке составила 100%.

На Земле в XX веке к числу экстремальных относятся Усойский оползень, подпрудивший реку Мургаб во время Памирского землетрясения 1911 года интенсивностью 9 баллов, и оползень, образовавшийся в 1980 году при взрыве вулкана Святой Елены в США. Объем первого составил 2,2, а второго – 2,8 куб. км, что на два порядка больше объема максимальных катастрофических подвижек крымских оползней.

В долинах малых рек Крымских гор к числу экстремальных относятся паводки 14.12.1981 г. на реке Бельбек у села Фруктовое (площадь водосбора 493 кв. км) и 23.6.1977 г. на реке Байбуга в городе Феодосия (площадь водосбора 111 кв. км). Расход первого достигал 414 куб. м/с, а второго – 350 куб. м/с (Климат и опасные..., 1982; Вишневский, Косовець, 2003). Паводок на реке Байбуге был вызван ливнем слоем 103 мм и средней интенсивностью 1,14 мм/мин. Катастрофические паводки сильно переформируют русло, затапливают пойму на ширину 100-150 м, сносят мосты, размывают и заносят аллювием сельскохозяйственные угодья, дороги, населенные пункты. Нередко параметры паводков увеличиваются из-за искусственного подпора стока и прорыва прудов.

В небольших долинах временных водотоков формируются менее мощные разрушительные паводки. Экстремальный паводок редкой повторяемости образовался 9.6.1988 г. в долине Кизильник, которая относится к 3-му порядку и расчленяет низкогорный хребет Чердаклы-Баир у села Малое Садовое. Длина долины составляет 2,3 км, глубина – 100 м, площадь – 1,25 кв. км. Склоны ее покрыты лесом.

Паводок был вызван ливнем, который продолжался полтора-два часа и имел среднюю интенсивность около 1 мм/мин. В поселке Куйбышево, расположенном неподалеку, где дождь был менее сильным, выпало 74 мм осадков. Ливневой сток практически не размыл склоны долины, покрытые лесной подстилкой. Паводок углубил на 0,5-2,0 м узкое ступенчатое дно долины, заполненное пролювием. На отрезках дна протяженностью до 250 м и крутизной 10-20° он размыл суглинисто-крупнообломочные отложения до верхнемеловых мергелей. Размыв возрастал к низовьям долины от 0,1 до 5,0 куб. м/п. м. Максимальный расход паводка достигал ориентировочно 7-10 куб. м/с. Паводок перемещал глыбы известняка массой до 1 т, но по насыщенности наносами селем не являлся. За несколько часов он размыл 3 тыс. куб. м наносов и половину из них отложил на старом конусе выноса с постройками, огородами и садами села. Старожилы не помнят, чтобы в долине когда-либо формировались подобные разрушительные паводки.

Оврагообразование в Крыму – плохо изученный процесс. Значительная часть молодых оврагов возникла после неолита на склонах, растительный покров которых был уничтожен выпасом, распашкой, вырубками и пожарами. В настоящее время большинство оврагов не имеет достаточной водосборной площади и других условий для быстрого регрессивного роста. Новые овраги формируются редко.

У поселка Голубой Залив ливневые воды вымыли в суглинках на склоне крутизной 9 градусов за одну ночь промоину длиной 750 м, глубиной 2 м и объемом 2500 куб. м. У Мисхора за осенне-зимний период 1955-1956 гг. образовался новый овраг длиной 70 м и глубиной 3 м (Корженевский, Лоенко и др., 1970).

С 12 по 14 августа 1997 года при прохождении высотного циклона на части Керченского полуострова выпало 100-300 мм атмосферных осадков (АМП "Войково" за 12-13.8.1997 г. – 438,4 мм), что сопровождалось подтоплением населенных пунктов, повреждением посевов, размывом дорог, прорывом плотин прудов и оврагообразованием. На аккумулятивной равнине, расположенной между горой Опук и мысом Такиль, углубились и выросли старые, появились новые овраги и промоины.

Поверхность равнины крутизной около 1 ° снижается к морю, где срезается береговым обрывом высотой 7-10 м. Равнина сложена быстро размокающими и легко размываемыми лессовидными пролювиальными и эолово-делювиальными верхнечетвертичными суглинками. Ее расчленяют задернованные лощины и овраги, между которыми расположены длинные и широкие, практически незаметные ложбины глубиной менее 1 м. В 10-20 м от берегового обрыва по равнине проходит грунтовая дорога, отделяющая пашню и поля сельскохозяйственных культур от узкой прибрежной полосы, покрытой полынно-злаковой степной растительностью.

В результате непрерывного дождя умеренной интенсивности, продолжавшегося более двух суток, все понижения на поверхности равнины были затоплены водой, которая еще в течение нескольких дней просачивалась в суглинки и стекала к морю. В естественных степных ландшафтах и на сельхозугодьях возникли новые эрозионные формы. Длина, глубина и объем новых оврагов, образовавшихся у села Яковенково и скалы Скирда, достигали соответственно 18 и 74 м, 8 и 9 м, 450 и 1000 куб. м. Максимальная масса размытых суглинков составила 1800 т. Новые овраги имели каньонообразный поперечный и ступенчатый продольный профиль с эрозионными уступами и водобойными котлами. Они образовались в результате совместной деятельности суффозии и линейной эрозии, о чем свидетельствовали локально сохранившиеся суффозионные воронки и арки. До 1997 года на их месте не было каких-либо заметных следов проявления суффозии и эрозии. В суглинках под низовьями ложбин в результате инфильтрации и подземного размыва возникли суффозионные каналы, вскрытые понорами и воронками. В них низвергалась вода поверхностного стока, преобразовавшая суффозионные системы в суффозионно-эрозионные овраги.

Известно, что интенсивность роста оврагов в начальные стадии развития сравнительно велика и может превышать 100-150 м/год (Овражная эрозия..., 1989). Выявленные экстремумы относятся к тому же порядку или на порядок меньше.

В некоторых оврагах и долинах Крымских гор формируются водокаменные селевые потоки. Скорость и расход самого мощного ливневого

селя, образовавшегося 5.7.1980 г. в склоновом селевом бассейне – известняковом ущелье у мыса Айя, достигали соответственно 7,6 м/с и 94,2 куб. м/с (Клюкин, Стрельцов, 1982). Поток вынес из ущелья длиной 1 км около 5 тыс. куб. м (9 тыс. т) обломочного материала. Скорость и расход наиболее мощного ливневого селя, образовавшегося 11.8.1997 г. в долинном селевом бассейне – долине реки Демерджи, составили соответветственно 4,7 м/с и 145,7 куб. м/с (Клюкин, 1999). Он переместил не менее 30 тыс. куб. м (50 тыс. т) наносов. Селевые паводки 28.6.1956 г. в долине реки Ворон и 11.8.1983 г. в долине реки Узень, продолжавшиеся дольше, вынесли в море 70-100 тыс. куб. м (116-165 тыс. т) отложений.

Объемы экстремальных селевых выносов из крымских бассейнов в XX веке на 2-3 порядка меньше мирового уровня. Селевой поток, прошедший по долине Малой Алмаатинке в 1973 году, вынес в селехранилище Медео около 3,8 млн. куб. м грунта, а лахары, вызванные взрывом вулкана Безымянный на Камчатке в 1956 году, транспортировали более 500 млн. куб. м отложений. Для условий низкогорья-среднегорья разница экстремумов регионального и мирового уровня сократится до одного порядка.

Крым окружен морями, его берега подвержены размыву и абразии. Эти процессы сильно активизируются во время экстремальных 9-балльных штормов южных румбов, когда высота волн превышает 10 м. Они случаются редко, продолжаются недолго, но обладают большой разрушительной силой. Высота и длина волн во время шторма 19-21.1.1931 г. у Симеиза достигали соответственно 13 м и 150 м (Шулейкин, 1935).

Экстремальный шторм, разразившийся у берегов Крыма 15.11.1992 г., был связан с выходом на Черное море глубокого средиземноморского циклона. Юго-западный ветер, скорость которого достигала 30-50 м/с, разогнал волны высотой до 12 м и длиной до 150 м. Жестокий шторм продолжался около полусуток, сопровождался большими деформациями рельефа и разрушениями берегоукрепительных сооружений (Клюкин, Костенко, 1996).

Наиболее высокие волны обрушились на берега, выступающие в акваторию и открытые к югу. В таких местах накат выбрасывал на пляжи со дна прибрежного мелководья обросшие водорослями и моллюсками валуны массой до 5,2 т (Карадаг) -7,4 т (Опук). У мыса Камыш-Бурун (Алушта) волны отрывали от бун бетонные блоки и перемещали их к берегу на расстояние до 10 м. Они сдвинули груз массой 0,5 т, лежавший на глубине 35 м. У Карадага прибойный поток опрокинул вертикально стоящую глыбу массой 37 т, сорвал с каменной ножки и повалил на бок скалу Гриб массой 700 т. В некоторых бухтах Южного берега Крыма накат распространялся на 40-70 м от уреза спокойного моря, забрасывал галечник на набережные и газоны, заливал соленой водой огороды и сады.

Максимальная скорость абразии флиша таврической серии составила 1,1 м/сут (2,1 куб. м/п. м *сут, 4,8 т/п. м * сут), щебнистых суглинков активных

оползневых языков – 8,1 м/сут (39,4 куб. м/п. м * сут, 78,8 т/п. м *сут), дресвяно-щебнистых отложений старых конусов выноса – 10,5 м/сут (12,0 куб. м/п. м *сут, 20,4 т/п. м *сут). Если бы экстремальный шторм продолжался дольше, то эффективность размыва рыхлых отложений могла быть еще больше. В январе 1969 года волны восточного шторма интенсивностью 6-8 баллов отмыли с языка оползня "Золотой пляж" у Ялты за четверо суток 160 куб. м/п. м, или суммарно 35 тыс. куб. м щебнистых суглинков (Ерыш, Саломатин, 1999).

Самыми неустойчивыми и изменчивыми являются берега Каламитского и Каркинитского заливов, особенно бухты Бакальской между селами Аврора и Портовое. Береговой уступ этой бухты, спускающийся к урезу и сложенный легко размываемыми плиоцен-четвертичными глинами и суглинками, отступает на 0,5-3,0 м/год. Он срезает тропы, дороги, поля сельскохозяйственных культур, дренажные канавы и лотки. С 1974 по 1991 гг. клиф разрушался со средней скоростью 12,8 куб. м/п. м * год. С учетом размыва бенча значение возрастет до 15 куб. м/п. м * год (30 т/п. м * год). В штормовые 1981, 1986 и 1988 гг. скорость размыва была вдвое больше средней – 25 куб. м/п. м * год (50 т/п. м * год). Это самая высокая скорость размыва протяженного отрезка абразионного берега Крыма. Во второй половине XX-го века море срезало 100-200 м низкого (1-1,5 м) берега из суглинков с фундаментами домов бывшего села Сергеевка и постройками села Портовое. Интенсивному развитию абразии способствуют дефицит наносов волнового поля и пляжей, прогибание Каркинитского грабена, затопленного морем.

Восточнее Бакальской бухты находятся Сергеевская коса и Лебяжьи острова – очень нестабильные низкие аккумулятивные образования, состоящие из детритусово-ракушечных отложений. Они существуют в условиях дефицита биогенных наносов, усугубленного неблагоприятной экологической обстановкой в акватории. Их динамика зависит от режима волнения и сгонно-нагонных явлений. Скорость размыва и аккумуляции достигает на протяженных отрезках берега 300 м/год (20 куб.м/п. м * год, 30 т/п. м * год).

Экстремальный локальный размыв клифа и бенча может происходить при продолжительном умеренном волнении, сопровождаемом угоном пляжевых наносов вдоль берега. Такая кризисная ситуация сложилась в 1997 году в нескольких бухтах абразионно-аккумулятивного берега, расположенного между мысами Кыз-Аул и Такиль на Керченском полуострове. Эти бухты вдаются в сушу на 30-50 м, вытянуты в северо-восточном направлении на 0,5-0,8 км, выработаны в мэотических глинах и верхнечетвертичных лессовидных суглинках. К береговым уступам из этих пород примыкают песчаные пляжи шириной 10-20 м, способные погасить накат, вызванный волнением интенсивностью 5-6 баллов.

Во время нескольких умеренных штормов южных румбов пляжевые наносы переместились вдоль берега в северо-восточном направлении и заполнили у этих краев бухт входящий угол, образовав высокую штормовую террасу. Основание береговых уступов, лишившееся защи-

ты, оказалось в воде и подверглось интенсивному размыву. Прибойный поток сначала уничтожил делювиально-коллювиальные шлейфы и небольшие оползни, образовавшиеся под береговыми обрывами высотой 9-10 м за многие годы, потом спровоцировал обрушение блоков шириной 1-2 м, отделенных от обрывов трещинами бортового отпора, затем размыл земляные обвалы и выработал в суглинках обрывов через каждые 5-10 м ниши и гроты глубиной 2-4 м. Скорость размыва уступа протяженностью 300 м изменялась от 7 до 35 куб. м/п. м * год и составила в среднем 20 куб. м/п. м * год, а с учетом абразии бенча – 22 куб. м/п. м * год (40 т/п. м * год). В последующие 2-3 года в результате миграции наносов в обратном направлении пляжи восстановились и размыв берега снизился до фоновой скорости – 1 куб. м/п. м * год (1,8 т/п. м * год).

Максимальная линейная скорость абразии берегов Мирового океана в XX веке достигает нескольких десятков метров в год (Шуйский, 1986). К сожалению, линейные значения, приводимые в научной литературе, редко дублируются скоростями по объему и массе, что затрудняет сравнение результатов. Приведенные выше параметры абразионно-аккумулятивного процесса меньше экстремальных мирового уровня на 1-2 порядка.

Объем и масса вещества, перемещенного экстремальными проявлениями экзогенных процессов в XX веке в Крыму, ниже мирового уровня на 1-4 порядка *(табл. 55),* что вполне реально и объяснимо, если рассматривать этот вопрос через призму природных условий. В рельефе абсолютной высотой до 1545 м, находящемся в режиме умеренного проявления тектонических движений и сейсмичности, вряд ли следует ожидать экстремумы мирового уровня. Почти все экстремальные проявления экзогенных процессов приурочены к южной окраине Крыма, являющейся зоной максимальной тектонической напряженности и высокой энергии рельефа.

Таблица 55.
Объем отложений (куб. м), перемещенных в XX веке экстремальными проявлениями экзогенных процессов

Экзогенные процессы	Крым	Суша Земли
Обвалы	$n*10^{4-5}$	$n*10^{7}$
Снежные лавины	$n*10^{2-3}$	$n*10^{6-7}$
Оползни	$n*10^{6-7}$	$n*10^{9}$
Сели	$n*10^{4-5}$	$n*10^{6-7}$
Оврагообразование	$n*10^{2-3}$	$n*10^{3}$
Размыв и абразия	$n*10^{1-2}$	$n*10^{2-3}$

Экзодинамическое районирование. В региональном инженерно-геологическом районировании по критериям, предложенным И.В.Поповым, выделяются регионы, области, районы и участки. Районирование горных территорий по интенсивности проявления экзогенных процессов разработано А.И. Шеко применительно к Черноморскому

побережью СССР (Современные геологические..., 1976). Границы районов и участков выделяются в результате сопряженного анализа карт – топографической, геологической и экзогенных процессов. Интенсивность развития процессов отображается площадными и линейными коэффициентами пораженности в виде формулы. В ней буквенными символами обозначаются генетические типы процессов, а коэффициентами – десятки процентов площади или протяженности их развития. Ведущие процессы в формуле приводятся первыми, а процессы интенсивностью менее 10% – последними.

При составлении карты районирования Черноморского побережья СССР в масштабе 1:200 000 (А.И.Шеко, А.М.Лехатинов и др., 1976) не учитывались поясность растительного покрова и весь спектр современных экзогенных процессов. В расчетах коэффициентов оползневой пораженности учитывались площади распространения не только молодых активных и временно стабильных, но древних – стабильных оползней, что вряд ли целесообразно.

В схеме районирования Крымские горы по структурно-геологическим условиям относятся к категории регионов. Территория балансового участка находится в области низкогорья, четырех ландшафтных поясов и нескольких районов, выделяемых соответственно по рельефу, растительности и литологии. Из-за большой мозаичности растительного покрова степной и лесостепной пояса объединены в нижний, а лесной и лугово-степной – в верхний ландшафтный пояс.

Районы сложены: 1) терригенным флишем нижней юры (отузская толща); 2) вулканитами средней и верхней юры (карадагская свита); 3) терригенными флишоидными отложениями средней и верхней юры (копсельская свита); 4) карбонатно-терригенными отложениями верхней юры (судакская свита); 5) глинами, алевролитами и песчаниками верхней юры (манджильская свита); 6) конгломератами и терригенно-карбонатными флишоидными отложениями (хуторанская и двуякорная свиты); 7) терригенно-карбонатными отложениями нижнего мела-палеогена. Породы 1-4-й формаций образуют Туакское поднятие, 4-5-й – Судакский, а 6-7-й – Восточно-Крымский прогибы (Муратов, 1973). Литолого-структурные комплексы разделены Эчкидагским и Щебетовским надвигами.

Хребты и гряды образованы, в основном, из устойчивых пород карадагской, судакской и хуторанской свит, а долины, балки и овраги выработаны в податливых отложениях отузской толщи, копсельской, судакской, манджильской и двуякорной свит, терригенно-карбонатной формации нижнего мела-палеогена. Первые находятся в верхнем, а вторые – в нижнем и верхнем ландшафтных поясах.

На площади территории по спектру проявления современных экзогенных процессов выделено 42 участка. В дальнейшем они были объединены в 16 типов *(табл.56)*. Из таблицы следует, что большое разнообразие экзогенных процессов и высокая пораженность свойственны береговым участкам и прилегающим к ним участкам нижнего пояса, а малое разнообразие и низкая пораженность – участкам, расположенным в верхнем поясе. Площадь развития опасных процессов (обвалы, оползни, сели) превышает 10% практически только на береговых участках. По интенсивности выделяются ведущие процессы: в нижнем поя-

се – абразия, делювиальный смыв и линейная эрозия, в верхнем поясе – карст, крип и гравитационный снос. Пораженность участков абразией достигает 80%, гравитационным сносом – 70%, линейной эрозией – 60%, делювиальным смывом – 50%, карстом – 30%, крипом – 20%.

Таблица 56.
Экзодинамическое районирование

Пояса	Свиты	Районы	Участки	Экзогенные процессы
Нижний	8	Ворон-Феодосия	Коклюк, Сары-Кая	2Д1ГЭК
	6		Биюк-Янышар, Кучук-Янышар, Эгер-Оба, Татар-Хабурга, Кады-Кой	3Д1Э1ГМ
	8		Армалутский	4Д2Э1МОС
	2,3,4,7	Междуречье-Орджоникидзе	Янышарский	5Д4ЭОСМ
	3,4		Коктебельский, Кордонный, карадагский	2Д2Э2МОГ
	1,3		Отузский	4Д3Э2MSOГС
	2,3,4,6		Коктебельский береговой	7А6Э3Д1О1Г1MCSD
	2		Карадагский береговой	8А7Г5Э2Д1SM
	1,3,4,5	Морское – Курортное	Чалкинский	5Э5Д2М1SОГС
	1,3,4,5		Чалкинский береговой	8А7Э5Д2М1О1ГSCD
Верхний	6,7	Ворон-Феодосия	Туар-Алан, Кара-Бурун, Сатырлык	2М1ЭКДВ
	4	Междуречье-Орджоникидзе	Кабак-Таш, Арды-Кая	1Г1М1КДВ
	6,7		Биюк-Узень, Османов Яр	2М1Э1КГДО
	1,4,5		Кучук-Узень, Козы	2М1ЭДГО
	4		Сандык-Кая, Урбаш, Парсук-Кая, Эльтиген, Эчкидаг, Папас-Тепе 1,2 Чукур-Кая 1,2, Аш-Ламалык, Балалы-Кая, Леге-нер, Иклмак-Кая, Сюрю-Кая, Беш-Таш	3К1Г1Э1МДВ
	2		Святогорский, Береговой	1Г1Д1МЭВ

*Примечание: * Свиты: 1 – отузская, 2 – карадагская, 3 – копсельская, 4 – судакская, 5 – манджильская, 6 – хуторанская, 7 – двуякорная, 8 – территенно-карбонатные отложения нижнего мела-палеогена. ** Экзогенные процессы: А – абразия, В – вымораживание крупных обломков из почво-грунта, Г – гравитационные процессы (осыпи, камнепады, обвалы), Д – делювиальный смыв, К – карст, М – массовые движения почво-грунта (крип, солифлюкция), О – оползни, оплывины, С – суффозия, Э – линейная эрозия, S – сели, D – дефляция. Коэффициенты в формуле – пораженность в десятках процентов.*

На территории балансового участка проявляются опасные, неблагоприятные и безвредные экзогенные процессы. К первой группе относятся обвалы, оползни и селевые потоки, ко второй – линейная эрозия, делювиальный процесс, абразия, карст, суффозия и дефляция, к третьей – крип, солифлюкция и вымораживание обломков из почво-грунтов.

По геодинамическому критерию (Трофимов, Красилова, 2000) участки относятся, в основном, к классам с удовлетворительными и условно удовлетворительными экологическими условиями. Только береговые участки и некоторые сравнительно небольшие территории, расположенные в нижнем поясе района Морское-Курортное, по интенсивности развития и активности проявления линейной эрозии (бедленды) и делювиального процесса (склоны со смытыми почвами), абразии, обвальных и оползневых процессов принадлежат к классам с неудовлетворительным и катастрофическим состоянием среды, к зонам экологического кризиса и бедствия. Площадь территории с неудовлетворительным и катастрофическим состоянием среды составляет около 10%.

5. ЛИТОПОТОКИ И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА

5.1. Баланс наносов в низкогорье

Роль различных денудационных процессов в перемещении вещества. Нисходящий литопоток питается продуктами механической и химической денудации, перемещаемыми природными, природно-антропогенными и антропогенными процессами. В группу природных и природно-антропогенных процессов входят осыпной снос, камнепады и обвалы, оползание пород, крип, делювиальный смыв и размыв, эрозия рек и временных водотоков, перемещение вещества селевыми потоками, дефляцией, живыми организмами, суффозией и карстом. Все они транспортировали в XX веке ежегодно в среднем 79575 т, или 54,8% всех продуктов денудации. М.И.Иверонова (1969) предложила рассчитывать относительную интенсивность – долю каждого процесса в денудации (J) по формуле: $J = M/P$, где M – масса или обьем наносов, перемещенных за год со всей площади бассейна или участка (P).

Ведущую роль в денудации играют флювиальные процессы – делювиальный смыв и размыв, эрозия рек и временных водотоков. Делювиальный процесс, проявляющийся на большой площади склонов, в бедлендах и на сельхозугодьях, составляет основу структуры верхних звеньев нисходящего литопотока. Он перемещает ежегодно около 30% всех продуктов денудации и около 55% наносов, транспортируемых природными и природно-антропогенными процессами.

Склоновые процессы, являющиеся по Н.И.Маккавееву процессами ближнего переноса, сменяются в средних и нижних звеньях литопотока процессами дальнего переноса – эрозией рек и временных водотоков, иногда – селевыми потоками. Они перемещают по густой сети русел ежегодно около 14% всех продуктов денудации и более 24% вещества, транспортируемого природными и природно-антропогенными процессами. Флювиаль-

ные склоновые и русловые процессы являются главными по площади распространения и массе перемещаемого вещества не только на балансовом участке, но и во всем низкогорье Крыма, в переходных условиях от умеренного континентального к субсредиземноморскому климату.

Комплекс антропогенных процессов денудации включает перемещение вещества при добыче полезных ископаемых, строительстве населенных пунктов, предприятий, подземных хранилищ, дорог, гидротехнических объектов, террасировании склонов, вспашке и культивации (агротехнический крип или пахотная эрозия). В XX веке они перераспределяли ежегодно в среднем 63006 т, или 43,4% всех продуктов денудации. Около 38% массы всего вещества и 88% массы продуктов антропогенной денудации связано со строительством, добычей полезных ископаемых и террасированием склонов. Антропогенные денудационные процессы, за исключением добычи полезных ископаемых, являлись процессами ближнего переноса и перераспределяли отложения по территории балансового участка. Все денудационные процессы на площади 20600 га в XX веке перемещали ежегодно в среднем 145215 т наносов (Клюкин, 2004). Около 99% массы составляли продукты механической и около 1% – продукты химической денудации. Эти параметры характеризуют мощность и состав нисходящего литопотока в пределах балансового участка. Средний модуль сноса составил около 7 т/га * год.

Структура и мощность литопотока постоянно изменяются. Его мощность нарастала с начала XX-го века к 70-м годам, а затем уменьшалась к концу столетия. Основным регулирующим фактором этих изменений была деятельность человека. В настоящее время мощность нисходящего потока вещества примерно на одну треть меньше среднего значения, рассчитанного для XX века.

Скорость денудации территории природными, природно-антропогенными и антропогенными процессами. Для каждого экзогенного процесса по отношению объема сноса к площади развития была рассчитана средняя скорость денудации в XX веке.

В группе природных и природно-антропогенных процессов дефляция снижала поверхность галечно-гравийно-песчаных пляжей на 9,00 мм/год, делювиальный смыв и размыв совместно с крипом понижали склоны в бедлендах на 6,40 мм/год, селевые потоки углубляли русла на 5,50 мм/год, реки и временные водотоки – на 4,26 мм/год, оползни и гравитационные процессы снижали поверхность соответственно на 1,67 и 1,23 мм/год, а делювиальный смыв – на 0,59 и 0,10 мм/год. Средняя скорость денудации поверхности другими процессами не превышала 0,017 мм/год. Все природные и природно-антропогенные процессы снижали поверхность балансового участка в среднем на 0,288 мм/год (механическая денудация) и на 0,294 мм/год (суммарная денудация). Это значение в полтора раза больше "нормы смыва" почв, рассчитанной для субатлантической эпохи, и в 1,3 раза больше средней скорости денудации низкогорья Западного Кавказа, расположенного в поясе влажных субтропиков (Ажигиров, 1991).

В местах разработки полезных ископаемых денудация составила 100,00 мм/год, строительства гидротехнических объектов – 8,75 мм/год, террасирования склонов – 2,16 мм/год. Все антропогенные процессы снижали поверхность антропогенных ландшафтов в среднем на 0,95 мм/год, что превышает скорость суммарной денудации природных и природно-антропогенных ландшафтов в 3,2 раза. Они перемещали около одной трети всех продуктов денудации.

Скорость денудации в разных ландшафтных условиях. Денудация проявлялась неравномерно. Природные и природно-антропогенные процессы перемещали в лугово-степных ландшафтах 0,1%, в лесном поясе – 6,2%, со скал – 8,4%, в лесостепи – 19,1 %, в степи – 40,3%, в антропогенных ландшафтах – 25,9% вещества. Доля всех процессов составляет соответственно 0,3, 12,3, 5,5, 20,0, 30,0 и 31,9%. Эти значения не отражают в полной мере влияния ландшафтных условий, так как в расчетах не учитывалась площадь ландшафтов.

Из вышеприведенных материалов следует, что скорость денудации природными и природно-антропогенными процессами минимальна в лугово-степных и лесных ландшафтах (0,24 и 0,44 куб. м/га), а максимальна в антропогенных, степных ландшафтах и на скалах (4,71, 5,77 и 11,74 куб. м/га). По сравнению с лесом денудация возросла в горной лесостепи в 5,3 раза, в степи – в 13,1 раза, на скалах – в 26,7 раза. При учете всех процессов различия меньше: 2,8, 4,9 и 8,8 раза. В последней четверти XX-го века снос с удельной поверхности снизился и приблизился к уровню природных и природно-антропогенных процессов, так как прекратилась денудация, связанная с добычей полезных ископаемых, террасированием склонов, строительством подземных хранилищ и гидротехнических объектов.

Тотальная и транзитная денудация. Полученные результаты позволили рассчитать тотальную и транзитную денудацию – среднегодовое количество вещества, соответственно перемещенного по балансовому участку всеми экзогенными процессами, и удаленного за его пределы.

Скорость тотальной денудации составила 0,423 мм/год. Без учета антропогенных процессов она уменьшится почти на треть – до 0,294 мм/год.

В горах с умеренным и субтропическим климатом (осадков 200-1500 мм/год) средняя расчетная скорость тотальной денудации составляет 0,100 мм/год. В горах Средиземноморья она достигает 0,449 мм/год (Corbel, 1959, 1964), что близко к значению, полученному нами для территории балансового участка.

Водотоки выносят с балансового участка в море ежегодно 6251 куб. м твердых и растворенных веществ, что соответствует снижению земной поверхности на 0,03 мм/год. Транзитная денудация составляет 7,2% по объему и 6,0% по массе от тотальной денудации. Без учета антропогенных процессов эта доля возрастет до 10,9%. В бассейне реки Ворон она несколько больше – 12,0% (Клюкин, 1996). Не менее 77% объема удаленного вещества составляют продукты механической денудации. С учетом вывезенных

за пределы балансового участка добытых полезных ископаемых транзитная денудация возрастет с 0,03 до 0,05 мм/год и ее доля составит 12,9% от объема тотальной денудации. Транзитная денудация уменьшилась во второй половине XX-го века в связи с зарегулированием части поверхностного стока и прекращением вывоза полезных ископаемых в другие регионы.

С.Шумм и А.Юнг предполагали, что скорость денудации горного рельефа значительно больше рассчитанной по стоку рек и может достигать 0,5-0,9 мм/год (Оллиер, 1984). Наши расчеты подтверждают это предположение и свидетельствуют, что тотальная денудация превышает транзитную примерно на порядок. Крайние значения рассматриваемого соотношения весьма контрастны. Реки США выносят в Мировой океан 5% перемещаемого вещества (Миллимэн, 1991), а река Бзугу, протекающая по горной территории влажных субтропиков Кавказа, – 91% (Ажигиров, 1984, 1988, 1991).

В условиях равновесия рельефообразующих сил среднемноголетняя скорость тектонических поднятий, связанная с восходящим литопотоком, должна быть близкой к средней многолетней скорости денудации, связанной с нисходящим литопотоком. Рельеф территории балансового участка формируется, как было показано выше, современными тектоническими поднятиями и опусканиями небольшой амплитуды. Их интегральный результат соизмерим с эмпирически найденным значением – менее 0,01 мм/год.

Аккумуляция наносов. Практически все исследователи, рассчитывавшие баланс наносов, тотальную и транзитную денудацию, констатировали, что значительная часть перемещаемых отложений аккумулируется на трассе переноса и не достигает замыкающего створа. Д.Д.Филлипс (Phillips, 1991) отмечает, что 71-81% всех смытых наносов остается на склонах, 10-21% – аккумулируется на пойме и в русле, 7-16% – удаляется из бассейна. По расчетам И.П.Ковальчука (1997) в малые реки поступает в среднем 27% твердых продуктов бассейновой денудации, но их значительная часть только перераспределяется вдоль русел. На Русской равнине в реку каждого следующего порядка выносится от 0-9 до 89% наносов. Многие исследователи обращают внимание на заиление и отмирание русел малых рек. В их деградации значительную роль играет деятельность человека.

Разность значений тотальной и транзитной денудации показывает, что на территории балансового участка аккумулировалось 92,8%, а с учетом вывезенных полезных ископаемых – 87,1% объема всех перемещенных в XX веке наносов. Они откладывались там, где снижался уклон, имелись препятствия, распластывался или уменьшался поверхностный сток, увеличивалась плотность растительного покрова. Около половины продуктов делювиального смыва задерживается травянистой растительностью, куртинами деревьев и кустарников, у стволов и камней, на оползнях и террасах. Ареной аккумуляции наносов являются конусы выноса оврагов, дно балок, делювиально-пролювиальные шлейфы, поймы рек и надпоймен-

ные террасы. На них находятся виноградники, перехватывающие часть продуктов склонового и руслового сноса.

Аккумуляция наносов в долинах высоких порядков происходит унаследованно в течение всего голоцена и постепенно распространяется регрессивно в средние звенья эрозионной сети. В результате деятельности человека возросла площадь открытых пространств, являющихся ареной развития ускоренной эрозии. Со склонов и сельхозугодий в русла водотоков стало поступать больше наносов мелких фракций.

Водотоки высоких порядков удаляют значительную часть взвешенных наносов и растворенных веществ. Основная масса влекомых наносов остается в бассейне, откладывается в местах расширения и уменьшения уклона русловых ложбин. В море выносится только около 10% всех перемещенных паводками крупнообломочных отложений. Значительные паводки не вмещаются в русловые ложбины, распластываются на высокой пойме и наращивают ее наносами. В связи с интенсивной аккумуляцией аллювия пойма в нижней половине долин уже практически не отделяется от первой террасы, образует с ней единый уровень. Аллювий, пролювий и делювий частично задерживаются также на искусственных террасах, у насыпей и плотин разного назначения. Почти все техногенные отложения только перераспределяются по балансовому участку и за его пределы не выносятся. Доля аккумуляции в балансе наносов до середины XX-го века была меньше, чем сейчас.

На территории балансового участка, так же как и в остальной части низкогорья Крыма, прослеживаются 3 типа функционирования флювиальных систем по соотношению бассейновой денудации и русловой эрозии, выделенных А.П. Дедковым и В.И. Мозжериным (1984). В лесном поясе доминирует русловая эрозия, в узкой полосе перехода к горной лесостепи соотношение выравнивается, а ниже бассейновая денудация превышает русловую эрозию и формируется аккумулятивный рельеф. В том же направлении в строении пойм увеличивается мощность пойменного аллювия.

Баланс наносов. Балансовый участок является открытой системой. В нее поступает вещество со склонов, из русел водотоков, подземных полостей, атмосферы, моря и из других регионов. Расходные элементы включают затраты на аккумуляцию, вынос в море, перемещение в другие регионы.

Балансовое уравнение без учета антропогенных процессов имеет следующий вид:

(Дс + Дд + Дп + Дв + Дб + Дэ + Дх) – (Дтр + Ас + Ад + Ап + Ав + Аб + Аэ + Ах), где:

Дс – денудация склонов осыпями, камнепадами, обвалами, оползнями, крипом и делювиальным смывом,

Дд – делювиальный смыв, размыв и крип в бедлендах,

Дп – водная и ветровая эрозия почв на сельхозугодьях,

Дв – эрозия рек, временных водотоков, селевых потоков и суффозия,

Дб – биогенная денудация,

Дэ – дефляция,

Дх – химическая денудация,

Д тр – транзитная химическая и механическая денудация,

Ас – аккумуляция на склонах коллювия, деляпсия и делювия,

Ад – аккумуляция делювия в бедлендах,

Ап – аккумуляция продуктов водной и ветровой эрозии почв на сельхозугодьях,

Ав – аккумуляция пролювия и аллювия на днищах, конусах выноса, поймах и в руслах,

Аб – биогенная аккумуляция,

Аэ – аккумуляция эоловых отложений,

Ах – аккумуляция хемогенных отложений.

Балансовое уравнение в единицах средней многолетней скорости денудации и аккумуляции по массе (т/год) имеет следующий вид:

(33803 + 9984 + 12650 + 19494 + 2989 + 405 + 1442) – (8657 + 23453 + 84 + 10450 + 34724 + 2989 + 405 + 5) = 80767 – 80767 = 0.

Приходные и расходные элементы баланса без доли антропогенных процессов равны и составляют 80767 т/год.

С учетом вещества, перемещенного антропогенными процессами, к приходным элементам добавятся (Др + Дн + Дг + Дт + Да + Дм), а к расходным – (Ди + Ар + Ан + Аг + Ат + Аа), где:

Др – денудация, связанная с разработкой полезных ископаемых,

Дн – денудация, связанная со строительством населенных пунктов, предприятий, хранилищ и дорог,

Дг – денудация, связанная со строительством гидротехнических объектов,

Дт – денудация, связанная с нарезкой террас,

Да – денудация, связанная со вспашкой и культивацией (агротехнический крип),

Дм – поступление стройматериалов из других регионов,

Ди – вывоз полезных ископаемых в другие регионы,

Ар – аккумуляция продуктов разработки полезных ископаемых в отвалах и сооружениях,

Ан – аккумуляция отложений, связанная со строительством населенных пунктов, предприятий, хранилищ и дорог,

Аг – аккумуляция отложений, связанная со строительством гидротехнических объектов,

Ат – аккумуляция отложений, связанная с нарезкой террас,

Аа – аккумуляция отложений, связанная с агротехническим крипом.

Расчет имеет следующий вид (т/год): (19000 + 22000 + 6650 + 14256 + 1100 + 2500) – (5000 +14000 + 22000 + 6650 + 14256 + 1100) = 65506 – 63006 = 2500 т/год.

С учетом антропогенных процессов приход и расход наносов увеличатся соответственно на 65506 и 63006 т/год, а балансовая разность станет положительной (2500 т/год). В XX-м веке на балансовый участок ежегодно поступало в среднем 146273 т, а расходовалось на аккумуля-

цию и транзит 143773 т наносов. В балансовых расчетах не учитывались биогенное вещество, топливо, удобрения, ядохимикаты, утилизация отходов.

Структура и сальдо баланса, особенно его антропогенной составляющей, изменялись во времени. В течение первого этапа (первая половина XX-го века) постепенно нарастало антропогенное воздействие на ландшафты, связанное с разработкой полезных ископаемых, выпасом скота и распашкой земель. Увеличивается площадь природно-антропогенных и антропогенных ландшафтов, усиливается эрозия почв. Во время второго этапа, охватывающего третью четверть XX-го столетия, практически прекращается добыча полезных ископаемых на суше. Строятся дома, предприятия, подземные хранилища, гидротехнические сооружения. Распахиваются и террасируются склоны. Происходит частичное зарегулирование и перераспределение поверхностного стока в грунтовый сток. В течение четвертого этапа (последняя четверть XX-го века) интенсивность антропогенного воздействия на рельеф и ландшафт снижается. Завершается добыча полезных ископаемых, строительство гидротехнических объектов, распашка и террасирование склонов. Уменьшается выпас скота. Возрастает поступление стройматериалов и воды из других регионов. Увеличиваются площади охраняемых природных территорий. Снижается интенсивность и активность эрозионных процессов.

Двадцатый век ознаменован резким обострением в системе "человек – природа – ресурсы" (Осипов, 2002). Геологическая и геоморфологическая деятельность человека стали сопоставимыми с деятельностью природных процессов. Интенсивность экзогенных процессов и их катастрофических проявлений будет нарастать в связи с потеплением климата, повышением уровня Мирового океана, усилением негативного антропогенного воздействия на природную среду. Это нарастание отчетливо проявилось в последние годы в Крыму.

5.2. Баланс наносов в береговой зоне моря

Береговая зона – полоса взаимодействия суши и моря, субаэральной и субаквальной ветвей нисходящего литопотока. Здесь волновые и неволновые движения воды сопровождаются размывом и абразией клифа и бенча, транспортировкой и аккумуляцией прибрежно-морских наносов. Наносы перемещаются во взвешенном и влекомом состояниях в поперечном и продольном направлениях, дифференцируются по крупности. Частицы диаметром менее 0.1 мм, являющиеся наносами неволнового поля, выносятся во взвешенном состоянии за пределы береговой зоны и откладываются в средней и нижней части шельфа.

Береговая зона – открытая литодинамическая система. Её состояние и тенденцию развития отражает баланс наносов. Структура баланса рассматриваемой литодинамической подсистемы, ограниченной мысами-непропусками Толстый и Киик-Атлама, сравнительно проста и типична для береговой зоны Черного моря, примыкающей к гор-

ной части Крыма *(табл. 57).* Наносы поступают в неё в результате абразии клифа и бенча, сноса с прибрежных склонов, выноса водотоков, биогенной седиментации и искусственного пополнения. Расходная составляющая баланса включает потери наносов на прибрежную аккумуляцию, абразивный износ и вынос волновыми течениями из береговой зоны (Клюкин, 2004).

Приходные элементы баланса наносов. В результате абразии клифов в береговую зону ежегодно поступает 6239 куб. м отложений *(табл. 57).* Средний модуль продуктивности клифов равен 211,5 куб. м/год·п. км. В породах 1-3-го классов его значение составляет 3,5, в породах 4-го класса – 30,0 и 5-го класса – 526,9 куб. м/год·п. км. Основную долю продуктов абразии и размыва дают абразионно-оползневые берега, на которые приходится 16,6% протяженности естественных берегов.

В результате абразии бенча береговая зона получает в среднем 920 куб. м наносов в год. Продуктивность бенчей составляет 62,6 куб. м/год·п. км. С бенчей, сложенных породами 1-3-го классов, поступает 6,0, породами 4-го класса – 30,0 и породами 5-го класса – 184,0 куб. м/год·п. км наносов.

Клифы и бенчи Чалкинского участка поставляют в береговую зону моря 42,5%, Карадагского – 3,4%, Коктебельского – 54,1% продуктов абразии, в которых содержится 26,9% наносов волнового поля. Около 80-90% продуктов абразии поступает в холодный период года, когда море неспокойное. Объём наносов превышает среднее значение в несколько раз в штормовые годы, повторяющиеся через 5-6 лет.

Со склонов абразионно-гравитационных, абразионно-оползневых и абразионно-денудационных берегов на пляж, а иногда прямо в море, сносятся продукты осыпания, обрушения, оползания, оплывания и делювиального смыва. Все они, за исключением крупных глыб скальных пород, быстро размываются. Глыбовые шлейфы и валунные пляжи характерны под береговыми уступами Карадагского участка.

С прибрежных склонов в береговую зону моря поступает ежегодно 3435 куб. м наносов *(табл. 57).* Модуль сноса составляет 116,4 куб м/год·п. км. Меньше всего (6,8%) сносится с береговых обрывов Карадага, сложенных породами 1-2-го классов. Со склонов Чалкинского и Коктебельского береговых участков поступает соответственно 51,0 и 42,2% продуктов склоновой денудации. Они содержат около 27% наносов волнового поля. В продуктах обрушения и осыпания, состоящих из пород 4-5-го классов, много крупных обломков четвертичных суглинков, юрских глин и глинистых алевролитов, но они быстро выветриваются, размокают, размываются и разделяются на частицы, относящиеся, в основном, к наносам неволнового поля.

Объём сноса с береговых склонов увеличивается в 2-3 раза во влажные годы, которые нередко совпадают с штормовыми.

Реки и временные водотоки выносят в море взвешенные и влекомые наносы, количество которых изменялось в пространстве и во времени. В приходной части баланса наносов водотокам отводится обычно главная (Зенкович, 1962; Сафьянов, 1978, 1996), реже – более скромная роль (Шуйский, 1986).

Жидкий и твёрдый сток значительно уменьшился во второй половине XX-го столетия после сооружения прудов, распашки, террасирования и облесения склонов.

До зарегулирования стока в береговую зону ежегодно поступало 9778 куб. м, а после зарегулирования – 4814 куб. м отложений *(табл. 57)*. Снизилась доля водотоков высоких и возросла доля водотоков низких порядков. До зарегулирования стока объём выносов из эрозионных форм был соизмерим с объёмом продуктов абразии и сноса с береговых склонов, а после зарегулирования стал вдвое меньше. Дефицит наносов волнового поля, возникший в результате зарегулирования стока, частично компенсировался за счёт активизации абразии. Эта тенденция сохранится в ближайшем будущем.

В результате зарегулирования поверхностного стока и распашки земель в береговую зону моря стало поступать меньше наносов волнового поля (47,6%) и, особенно, крупнообломочных отложений (10-20%). Последние и раньше были в дефиците. На берегу нет и не было дельт и пляжей полного профиля. До зарегулирования стока в акваторию из речных долин выступали небольшие конусы, подводное продолжение которых прослеживалось на 50-100 м от берега до глубины 5 м. Сейчас они размыты и появляются временно только после прохождения значительных паводков.

Выносы из реки Отузки участвуют в питании маломощного ненасыщенного вдольберегового потока наносов, распространяющегося от Карадага к устью реки Козы. Раньше, когда в береговую зону поступало больше аллювия, между устьем Отузки и мысом Крабий располагались пляжи шириной 20-30 м. Сейчас ширина естественных пляжей здесь вдвое меньше. Поскольку мощность потока у Карадагского берегового участка практически не изменилась, то дефицит пляжеобразующих наносов был связан с уменьшением твёрдого стока Отузки.

Около 71,8% объёма твёрдого стока поступает в береговую зону с Чалкинского, 8,7% – с Карадагского и 19,5% – с Коктебельского участка. Содержание в нём наносов волнового поля составляет соответственно 50, 90 и 20%.

В биогенной седиментации участвуют скелетные остатки морских организмов, в основном, раковины моллюсков и ракушечный детрит. В составе пляжей они содержатся сравнительно в небольшом количестве. Видовой состав и биомасса моллюсков изменяются вслед за изменением экологических условий – субстрата, глубины моря, гидрологического режима и т.д. От уреза к основанию береговой зоны сменяются биотопы скал и камней, песка и ракушечника. Ниже шельф покрывает мидиевый ил.

Таблица 57.
Баланс наносов в береговой зоне моря (куб. м /год)

Береговые участки		Приходная часть							Расходная часть			
		Абразия клифа	Абразия бенча	Снос со склонов	Твердый сток водотоков	Биогенная седиментация	Искусственная осыпка пляжа	Всего:	Затраты на прибрежную аккумуляцию	Потери на испарение	Вынос волновыми течениями	Всего:
Чалкинский		258	461	1751	3454	300	1500	10048	6241	329	3478	10048
Карадагский		207	38	233	420	600	-	1498	589	31	878	1498
Коктебель		3450	421	1451	940	350	4500	11112	4946	260	5906	11112
Всего:	м3	6239	920	3435	4814	1250	6000	22658	11776	620	10262	22,658
	%	27,6	4,0	15,2	21,2	5,5	26,5	100,0	52,0	2,7	45,3	100,0
Наносов волнового поля	м3	1685	241	927	2293	1250	6000	12396	11776	310	-	12036
	%	13,6	1,9	7,5	18,5	10,1	48,4	100,0	97,4	2,6	-	100
Наносов неволнового поля	м3	4554	679	2508	2521	-	-	10262	-	310	10262	10572
	%	44,4	6,6	24,4	24,6	-	-	100,0	-	2,9	97,1	100

Состав и биомасса макрозообентоса изменяются в пространстве и во времени. Повторные исследования показали, что между мысами Меганом и Киик-Атлама они остались практически теми же (Миловидова, Кирюхина, 1985). В биотопе камней и скал средняя продуктивность макрозообентоса составляет 136 г/кв. м, на песке колеблется от 92 до 685 г/кв. м, на алевритистом песке снижается до 25 г/кв. м, а в биотопе мидиевого ила вновь возрастает до 151 г/кв. м. На подводных скалах Карадага выявлена наиболее высокая для Черного моря средняя био-

масса мидий – 2180 г/кв. м (Валовая, 2001). На песчаном субстрате биомасса макрозообентоса значительно меньше – 113,7 г/кв. м. На дне бухты Лисьей (2-10 м) доминирует двустворчатый моллюск хамелеа.

По средним значениям биомассы и площади биотопов была рассчитана общая масса макрозообентоса. Доля минеральной составляющей в ней принята ориентировочно в 40%. В береговую зону поступает ежегодно в среднем 1880 т, или 1250 куб. м ракуши *(см.табл. 57).* Её средняя продуктивность составляет 36,4 куб. м/год·п. км. Под воздействием волн ракуша перераспределяется, дробится, истирается, превращается в детрит и частично растворяется. Штормовые волны выбрасывают небольшую часть детрита и ракуши на гравийно-галечно-песчаные пляжи Чалкинского и Коктебельского участков. Около половины всех биогенных наносов производит небольшой по площади (11,5%) Карадагский участок береговой зоны, в котором находятся высокопродуктивные биотопы камней и скал, но ракуша и детрит в строении карадагских пляжей не участвуют из-за большого уклона берега. Часть биогенных наносов перемещается отсюда волнами и течениями на Чалкинский участок.

Искусственное изъятие наносов из береговой зоны и частичное зарегулирование твердого стока водотоков привело к сокращению естественных и необходимости создания искусственных пляжей у поселков Курортное и Коктебель. К 1991 году здесь на четырехкилометровом отрезке берега было отсыпано около 100 тысяч кубометров щебня известняка и гранита. Если распределить этот объем на многолетний период эксплуатации с учетом истирания наносов, то ежегодная доля отсыпки составит около 6 тыс. куб. м, или 1,5 тыс. куб. м/год·п. км. Материал искусственных отсыпок относится к наносам волнового поля. В отложениях искусственных пляжей содержится всего 5% обломков местных пород, что свидетельствует о дефиците естественного крупнообломочного материала в береговой зоне моря.

Таким образом, все перечисленные выше источники ежегодно поставляют в береговую зону 22658 куб. м наносов. В приходной части баланса доля абразии составляет 31,6%, сноса с береговых склонов – 15,2%, твёрдого стока водотоков – 21,2%, биогенной седиментации – 5,5%, искусственной отсыпки – 26,5% *(табл.57).* Около 55% объёма относится к наносам волнового поля.

Расходные элементы баланса наносов. Наносы, поступившие в береговую зону моря, питают пляжи, аккумулируются на подводном склоне, истираются и частично выносятся за её пределы. Большая часть наносов волнового поля расходуется на прибрежную аккумуляцию – 11776 куб. м/год *(см.табл. 57).* Ширина естественных пляжей за последние 20 лет практически не изменилась, что свидетельствует о состоянии, близком к динамическому равновесию. Крупнообломочный материал и песок, поступающие на берег, компенсируют потери нано-

сов на истирание. Пляжи смещаются к суше вслед за отступанием береговых уступов без существенных изменений объёма отложений. Когда в режиме волнения возрастает доля сравнительно редких штормов южных румбов, происходит миграция наносов в нетрадиционном направлении – из юго-западных и западных в северо-восточные и восточные части бухт. В местах угона широкие гравийно-галечно-песчаные пляжи замещаются узкими валунно-галечными, состоящими из грубых отложений базального горизонта и обломков, принесенных с соседних мысов. В таких местах временно активизируется абразия клифа и бенча. Через 1-2 года при характерном режиме волнения наносы мигрируют в обратном направлении, ширина и состав пляжей восстанавливаются. На берегах Лисьей и Тихой бухт значительные миграции наносов в нетрадиционном направлении за 15 лет происходили трижды.

Обломки горных пород подвергаются абразивному износу и теряют часть своей массы. Они дробятся, обкалываются, истираются, растворяются, уменьшаются в размерах и приобретают более окатанную форму. Скорость абразивного износа зависит от прочности пород, размера, окатанности и подвижности обломков (Шуйский, 1986). Быстро теряют массу дресва и щебень податливых пород. Гравий и галька устойчивых пород, а также лёгкие песчаные частицы истираются медленно. Раковины моллюсков дробятся и истираются очень быстро.

А.М.Жданов (1958) экспериментально доказал, что гальки базальта, песчаника и известняка, находившиеся в межбунных карманах берега у Сочи, теряли ежегодно соответственно 1,6, 4,8 и 8,0% своей массы. Абразивный износ крупнообломочных наносов оценивается обычно в 5-20% в год (Шуйский, 1986; Сафьянов, 1987). Потери наносов абсолютные только в узкой полосе пляжа, так как часть продуктов истирания в виде песка остается на подводном береговом склоне. Скорость истирания уменьшается по мере преобразования угловатых обломков в окатанные. Щебень известняка и гранита на искусственных пляжах у Коктебеля и Курортного за 12 лет превратился в гальку. Ее окатанность составила в среднем соответственно 3,1 и 2,1, 3,4 и 2,4 балла по четырехбалльной шкале. Потери щебня на искусственных пляжах составляют обычно 2000, а гальки – 1000 куб. м/п·км в год.

Объём крупнообломочных наносов, ежегодно поступающих в береговую зону, сокращается в результате абразивного износа примерно на 10%, т.е. на 620 куб. м *(см.табл. 57)*. В продуктах истирания обломков естественных и искусственных пляжей содержится около 50% наносов волнового поля. В связи с этим, береговая зона теряет безвозвратно только половину продуктов абразивного износа – 310 куб. м в год, или 2,9% расходной части баланса.

Наносы неволнового поля удаляются волновыми течениями во взвешенном состоянии за пределы береговой зоны. Их количество рассчитывается по балансовой разности. Принимается априори, что все частицы

диаметром менее 0.1 мм выносятся из береговой зоны в более глубокую часть моря (Шуйский, 1986; Сафьянов, 1987).

Во время штормов концентрация взвесей в воде максимальна у мысов, сложенных породами 4-5-го классов, а во время паводков – у долин рек и временных водотоков. Потоки и "факелы" из взвесей распространяются обычно на расстояние до 1 км от берега.

При шестибалльном шторме с юга мощные потоки взвесей шириной 2 км протягивались от мысов-непропусков Меганом и Киик-Атлама к северо-востоку на 7-9 км до глубин 40–60 м. Менее мощные "факелы" отклонялись от небольших мысов в том же направлении на 1-2 км. У слабоизрезанных берегов наносы образовали вдольбереговой поток, ширина которого возрастала к северо- востоку от 0,1 км у мыса Толстый до 0,4 км у Карадага. В бухтах, открытых к югу (Капсель, Мертвая, Тихая, Провато), ширина потока достигала 2 км. В некоторых из них на многозональном космическом снимке по плотности взвешенных наносов прослеживалась вихревая структура движения водных масс. В акватории Феодосийского залива обильные взвеси распространялись на 10-15 км от берега до глубин 25-30 м.

Взвеси удаляются из береговой зоны, в основном, в холодный штормовой период года, когда длиннопериодные волны взмучивают осадки в пределах всей её площади. Во время экстремального восьмибалльного шторма 15.XI.1992 г. деформации охватили слой донных осадков мощностью до трех метров (Клюкин, Костенко, 1996).

Из береговой зоны ежегодно выносится в среднем 10262 куб. м наносов неволнового поля *(см.табл. 57).* С Карадагского участка удаляется 8,6%, с Чалкинского – 33,9%, а с Коктебельского, в строении которого характерны активные клифы и оползни , состоящие из глин и суглинков, – 57,6% отложений.

В расходной части баланса основные затраты связаны с прибрежной аккумуляцией наносов волнового поля (52,0%) и выносом пылевато-глинистых частиц волновыми течениями из береговой зоны (45,3%). В расходной части баланса периодически появляются потери, связанные с изъятием песка, гравия и гальки для строительных целей. На Чалкинском и Коктебельском участках эта статья являлась главной в третьей четверти XX-го века.

Объему наносов, остающихся ежегодно в береговой зоне моря, соответствует слой минерального вещества средней мощностью около 0,2 мм. Эта скорость близка к средней скорости осадконакопления на украинском шельфе Черного моря в голоцене. На нем оседало в зависимости от местоположения, глубины, тектонических движений и других факторов от 2-10 см до 50-60 см отложений за 1000 лет (Шнюков, Огородников и др., 1984).

В динамике береговой зоны моря в течение XX-го столетия прослеживаются 3 этапа. Во время первого этапа (первая половина XX-го века) постепенно нарастало антропогенное воздействие на ландшафты суши

и береговой зоны. В приходной части баланса наносов доминирует твердый сток водотоков, а в расходной – прибрежная аккумуляция наносов. Некоторое увеличение твердого стока, связанное с антропогенным воздействием на ландшафты и развитием ускоренной эрозии, компенсируется периодическим изъятием из пляжей небольших объемов наносов для строительных нужд.

Во время второго этапа (третья четверть XX-го века) нарушается сложившееся динамическое равновесие и баланс наносов становится отрицательным. Это было связано с частичным зарегулированием стока водотоков и промышленной разработкой песка, гравия и гальки в береговой зоне моря. Образовавшийся дефицит наносов волнового поля привел к сокращению пляжей и активизации абразии. У поселков Курортное, Коктебель и Орджоникидзе практически исчезли пляжи – важнейший курортно-рекреационный ресурс.

Во время третьего этапа (последняя четверть XX-го века) в приходной части баланса наносов появляется новая статья – искусственная отсыпка пляжа. Она частично компенсировала дефицит наносов волнового поля. В береговой зоне на новом уровне устанавливается динамическое равновесие. К настоящему времени техногенные берега занимают 18% от общей длины берега. На 20% площади береговой зоны природные процессы трансформируются в природно-антропогенные. Увеличение в составе искусственных пляжей щебня известняка сопровождается ростом мутности прибрежных вод и карбонатности донных осадков.

В XXI веке баланс наносов будет изменяться в связи с потеплением климата, повышением уровня Мирового океана, увеличением частоты проявления экстремальных гидрометеорологических явлений, сокращением твердого стока водотоков, ухудшением экологических условий, влиянием других глобальных, региональных и локальных факторов (Айбулатов, Артюхин, 1993; Каплин, Селиванов, 1999). Меньше всего предстоящие изменения скажутся на состоянии береговой зоны заповедного Карадагского участка. Ожидается рост активности абразии и обвально-оползневых процессов, уменьшение твердого стока и биогенной седиментации. Чтобы сохранить сложившееся динамическое равновесие, нельзя допустить сокращения двух последних, самых уязвимых статей приходной части баланса наносов. Для этого необходимо, как минимум, сохранить средообразующие природные комплексы, расположенные между освоенными территориями с техногенными берегами. Они должны иметь такой статус, который бы не препятствовал летнему отдыху людей, но охранял бы существующие ландшафты от застройки, распашки, загрязнения и другого негативного антропогенного воздействия. К числу средообразующих относятся территории полуострова Меганом с прилегающей акваторией моря, хребтов Чалка и Эчкидаг с бухтой Чалка, Карадага с береговой зоной моря, хребтов Биюк- и Кучук-Янышар с бухтами Мертвая, Тихая и Провато, мыса Киик-Атлама с соседней акваторией Черного моря. Со-

хранение ландшафтного разнообразия и средообразующего природного комплекса у бухты Тихой даже без учета редких видов растительного и животного царства, ценных геологических и геоморфологических объектов, является веским аргументом для принятия решения о запрещении застройки этой территории. Здесь дважды за последние 20 лет предпринимались попытки создать новый курорт или этническую крымскотатарскую деревню.

Повторные исследования бентоса, проведенные в Лисьей бухте, показали, что за 25 лет на ее дне уменьшилась мощность песка и увеличилась обнаженность коренных пород, возросла численность водоросли ульвы и моллюска хамелии, что может быть следствием добычи песка и эвтрофизации шельфовых придонных вод (Современное состояние..., 2003).

От экологического состояния береговой зоны моря и обеспеченности пляжными ресурсами, ландшафтного разнообразия и привлекательности побережья будет зависеть комфортность отдыха людей в таких курортно-рекреационных центрах, как Коктебель, Курортное, Орджоникидзе и Прибрежное. В условиях частной собственности на землю государство должно регулировать вопросы, связанные с укреплением берегов, охраной береговой зоны и побережья курортно-рекреационных регионов. Необходимо использовать для защиты берега безбунную отсыпку пляжа, другие современные эффективные методы и технологии, не нарушающие ландшафтного облика территории и экологического состояния прибрежных вод.

Заключение

В работе впервые составлен и проанализирован баланс наносов горной территории, находящейся в условиях переходного климата от умеренного континентального к субсредиземноморскому.

В качестве объекта исследований выбран участок юго-восточного макросклона Главной гряды Крымских гор, расположенный во всех ландшафтных поясах, репрезентативный для низкогорья Крыма.

На территории балансового участка выявлена и количественно охарактеризована структура нисходящего литодинамического потока и роль в денудации различных экзогенных процессов. Более половины всей массы вещества перемещали флювиальные склоновые и русловые процессы, а также процессы, связанные с добычей полезных ископаемых, строительной деятельностью и террасированием склонов.

Природные и природно-антропогенные процессы снижали земную поверхность в XX веке в 3,2 раза медленнее антропогенных процессов. Наиболее интенсивно снижались гравийно-галечные пляжи от дефляции, бедленды и русла от эрозии, участки разработок полезных ископаемых и строительства гидротехнических объектов.

Денудация поверхности природными и природно-антропогенными процессами была минимальной в лугово-степных и лесных ландшафтах. По сравнению с лесом она возрастала в редколесьях и шибляках в 5,3 раза, в субсредиземноморских степях – в 13,1 раза, на скалах и береговых уступах – в 26,7 раза.

По пораженности неблагоприятными и опасными экзогенными процессами около 55% площади территории относится к зоне экологической нормы и по 15% – к зонам экологического риска, кризиса и бедствия.

Скорость тотальной денудации территории без учета антропогенных процессов составила 0,294 мм/год, а с учетом антропогенных процессов – 0,423 мм/год. Тотальная денудация превысила транзитную на порядок.

На балансовом участке аккумулировалось 87,1% всего объема перемещенных наносов. В направлении от верховий долин к морю уменьшается доля русловой эрозии, увеличивается доля бассейновой денудации и аккумуляции.

При равновесии взаимодействующих эндогенных и экзогенных сил рельефообразующий эффект деятельности восходящего и нисходящего литодинамических потоков равен и составляет 0,3-0,4 мм/год.

Приходная и расходная части баланса наносов без учета антропогенных процессов составили соответственно 80767 т/год, а балансовая разность равна нулю. С учетом антропогенных процессов сальдо баланса положительное.

Структура и сальдо баланса изменялись во времени. Во второй и третьей четверти XX века возрастали роль и разнообразие антропогенных процессов; во второй половине XX века уменьшилась доля русловой эрозии и транзитной денудации, увеличилась аккумуляция наносов.

Выявленные закономерности характерны для значительной части низкогорья Крыма и могут быть интерполированы на другие сходные по природным условиям территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонов Б.П. Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1990. – 176 с.

Ажигиров А.А. Процессы современной денудации в субтропической зоне РСФСР. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. – М., 1984. – 28 с.

Ажигиров А.А. О роли различных денудационных процессов в развитии склонов на Северо-Западном Кавказе // Геоморфология. – 1991. – № 2. – С. 46-52.

Ажигиров А.А., Голосов В.Н. Количественная оценка медленных смещений почвенно-грунтовых масс на горных склонах // География опасных природных явлений. – М.: ВИНИТИ, 1988. – С. 176-192.

Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. – 304 с.

Айзенберг М.М., Гольдин Б.М., Иванов Б.Н., Олиферов А.Н. Новые карты и классификации селевых бассейнов горных районов Украины // Информац. Бюл. "Геофизика и астрономия". – Киев: Наук. думка, 1965, № 8. – С. 142-146.

Ананьев Г.С. Катастрофические процессы рельефообразования (понятия, методология) // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. – М., 1995. – С. 89-96.

Ананьев Г.С., Болысов С.И., Фузеина Ю.И. Геолого-геоморфологические аспекты оценки устойчивости земель // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. – М., 1995. – С. 179-187.

Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака // Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт. -1912. – Т. 22. – Вып. 2. – С. 1-88.

Аносова Л.А., Коробанова И.Г., Копылова А.К. Закономерности формирования свойств оползневых отложений. – М.: Наука, 1976. – 184 с.

Антонов С.И., Голосов В.Н. Особенности использования балансового подхода при стационарных исследованиях современных геоморфологических процессов в речном бассейне // Геоморфология. – 1994. – № 2. – С. 63-71.

Арнольд В.И. Теория катастроф.- М.: Наука, 1990. – 128 с.

Архангельский А.Д. Об отношении складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор // Вестник Геологического Комитета. – 1928. – Т. 3. – № 2. – С. 1-6.

Бабков И.И. Географические и геоморфологические наблюдения в восточной части Горного Крыма. – Л.: ЛГУ, 1934. – Вып. 1. – С. 27-39.

Баранов И.А. Таврика в эпоху раннего средневековья (салтово-маяцкая культура). – Киев: Наук. думка, 1990. – 168 с.

Барышников Н.Б., Попов В.И. Динамика русловых потоков и русловые процессы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 455 с.

Беннет Х.Х. Основы охраны почв.- М.: Изд-во иностранной литературы, 1958.- 315 с.

Битюков Н.А. Исследования водного и теплового режима буковых лесов Черноморского побережья Кавказа. – Автореферат диссерт. на соиск. степени канд.геогр.наук. – М., 1972.- 21 с.

Благоволин Н.С. Морфоструктуры и современные вертикальные движения земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. – М.: Наука, 1975. – С. 7-50.

Благоволин Н.С., Клюкин А.А. Скорость современной денудации Крымских гор //Геоморфология. – 1987. – № 4. – С. 42-49.

Благоволин Н.С., Лилиенберг Д.А. Современные движения земной коры Причерноморья и их интерпретация с позиции тектоники плит // Современные движения земной коры. Комплексные геодинамические полигоны. – М., 1987. – С. 11-16.

Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей // Геоморфология. – 1973. – № 3. – С. 46-55.

Благоволин Н.С., Цветков Д.Г. Опыт применения повторной наземной фотограмметрической съемки для изучения динамики рельефа // Геоморфология. – 1971. – № 1. – С. 76-89.

Благонравов П.П., Щербаков П.М. Освоение горных склонов под виноградники. – М.: Сельхозиздат, 1963. – 176 с.

Бобра Т.В., Боков В.А., Ведь И.П. и др. Ландшафтно-геофизические условия произрастания лесов юго-восточной части горного Крыма. – Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. – 133 с.

Боков В.А., Клюкин А.А. Влияние гидротермических условий на развитие склонов флишевого низкогорья Крыма //Изв. Всес. Геогр. об-ва. – 1987. – Вып. 1. – С. 53-57.

Бондарев В.П. Морфодинамическая классификация элементов овражно-балочных систем //Геоморфология. – 1999. – № 3. – С. 72-78.

Бондарев Л.Г. Вечное движение: Планетарное перемещение вещества и человек. – М.: Мысль, 1974. – 158 с.

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. – М.: Недра, 1981. – 256 с.

Борисенко Л.С. Критика надвиговых моделей Крыма // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. – Симферополь, 1997. – С. 47-51. Борисенко Л.С., Плахотный Л.Г. Геодинамика Крымско-Черноморского региона как следствие многоуровневого тектогенеза // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. – Симферополь, 1997. – С. 54-64.

Борисенко Л.С., Пустовитенко Б.Г., Дублянский В.Н. и др. Сейсмодислокации и палеосейсмичность Крыма // Сейсмический бюлл. Украины за 1997 год. – Симферополь, 1999. – С. 101-131.

Борсук О.А ., Спасская И.И ., Тимофеев Д.А . Вопросы динамической геоморфологии. –Итоги науки. – Сер. Геоморфология. – Т. 5. – М.: ВИНИТИ, 1977. – 149 с.

Брусак В ., Дикий І. Проблеми і перспективи вивчення дефлюкційних процесів на Розточчі // Українська геоморфологія: стан і перспективи. – Львов, 1997. – С. 87-91.

Булыгин С.Ю ., Можейко Г.А ., Тимченко Д.О . Темп эродирования почвенного покрова степи Украинской ССР // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика. Тез. докл. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. – С. 28-29.

Валовая Н.А . Обзор работ по исследованию бентоса района Карадага за 25 лет (1973-1998) //Карадаг. История, биология, археология. – Симферополь: СОНАТ, 2001. – С. 154-157.

Вахрушев Б.А., Клюкин А.А. Криогенные процессы Крымских гор // Геоморфология. – 2001. – № 2. – С. 48-54.

Величко Б.Л. Селевые потоки и мероприятия по борьбе с ними в Крыму. Автореф. дис. канд. с.х. наук. – Харьков, 1964. – 24 с.

Величко Б.Л . Интенсивность и динамика накопления обломочного материала на горных склонах //Сб. научн. тр. Харьковск. сельскохоз. ин-та. – 1980. – № 271. – С. 19-24.

Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 144 с.

Вишневський В .І., Косовець О.О . Гідрологічні характеристики рі чок України. – Київ: Ніка-центр, 2003. – 324 с.

Вознесенский А.И ., Книппер А.Л ., Перфильев А.С . и др. История восточной части террейна Горного Крыма в средней-поздней юре // Геотектоника. – 1998. – № 1. – С. 27-44.

Возовик Ю.И . О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени //Вопросы географии. Вып.. 79. – М.: Мысль, 1970. – С. 3-14.

Воскресенский С.С. Динамиёческая геоморфология: Формирование склонов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 229 с.

Воскресенский С.С . Выветривание на склонах в системе общей денудации // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 1986. – № 6. – С. 38-45.

Временные методические рекомендации по инженерно-геологической съемке масштабов 1:200 000 (1:100 000), 1:50 000 (1:25 000) селе-лавиноопользне-обвалоопасных районов /Под ред. А.В.Садова. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1976. – 93 с.

Гаррелс Р ., Маккензи Ф . Эволюция осадочных пород. Науки о Земле, т. 58. – М.: Мир, 1974. – 272 с.

Географический энциклопедический словарь. Понятия и термины / Гл. ред. А.Ф.Трешников – М.: Изд-во Сов. энциклопедия, 1988. – 432 с.

Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1969. – 576 с.

Геологическая карта Горного Крыма масштаба 1:200 000. Объяснительная записка (С.В.Пивоваров, Л.С.Борисенко, Б.С. Чуба и др.). – Киев, 1984. – 134 с. Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия кайнозоя. Магматические, метаморфические и метасоматические образования) / Под ред. О.А.Мазаровича, В.С.Милеева. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 156 с.

Герасимов И.П. Современные рельефообразующие процессы: уровень научного познания, новые задачи и методы исследования // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. – 1969. – № 2. – С. 5-12.

Герман Д.Р., Гольберг Р.А. Солнце, погода и климат. – Л.: Гидрометиздат, 1981. – 319 с.

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. Вып. 6. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 71-102.

Глибин Ю.В., Загородников А.А. Скорости и время существования ветровых волн и их групп // Доп. НАН Украіни. – 2000. – № 7. – С. 121-127.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р. Протвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. – 1988. – № 6. – С. 15-24.

Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю. Баланс наносов в речных бассейнах и деградация рек Русской равнины // Геоморфология. – 1992. – № 4. – С. 62-71.

Гольдин Б.М. Характеристики крымских селей и метео-гидрологические условия их формирования //Селевые потоки и горные русловые процессы. – Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1968. – С. 231-234.

Гольдин Б.М., Иванов Б.Н. Некоторые данные о селевых паводках в Крыму // Изв. Крым. отдела Геогр. о-ва СССР. – 1958. – Вып.. 5. – С. 105-127.

Горбушина А.А. Кто живет на голом камне? // Природа. – 2001. – № 9. – С. 37-44.

Горелов С.К. Древний рельеф и современные геоморфологические процессы. – М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2001. – 128 с.

Горелов С.К., Граве М.К., Козлова А.Е., Тимофеев Д.А. Карта современных геоморфологических процессов СССР масштаба 1:2 500 000 // Геоморфология. – 1990. – №1. – С. 3-12.

Горшков С.П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. – М.: Недра, 1982. -286 с.

Государственные строительные нормы Украины. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от оползней и обвалов (ДБН В.1.1-3-97). – Киев: Госстрой Украины, 1998. – 47 с.

Губанов И.Г., Клюкин А.А. Эволюция берегов восточного Крыма в карангатское время //Изучение геологической истории и процессов со-

временного осадкообразования Черного и Балтийского морей. – Ч. 2. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 121-125.

Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. – М.: Изд-во ИЛ, 1974. – 304 с.

Гулакян К. А., Кюнтцель В.В., Постоев Г.П. Прогнозирование оползневых процессов. – М.: Недра, 1977. – 135 с.

Гусаров А.В. Тенденции изменения эрозии и стока взвешенных наносов на Земле во второй половине XX столетия // Геоморфология. – 2004. – № 2. – С. 11-22.

Двойченко Г.А. Условия водоснабжения в Таврической губернии. – Симферополь, 1913. – 120 с.

Двойченко П.А. Что такое землетрясения и почему они бывают //Черноморские землетрясения 1927 г. и судьбы Крыма. – Симферополь: Крымиздат, 1928. – С. 16-42.

Девдариани А.С. Измерение перемещений земной поверхности. – М.: Наука, 1964. – 247 с.

Дедков А.П. Геоморфология на пороге нового века. Пройденные этапы и современные тенденции // Геоморфология. – 2001. – № 1. – С. 3-10.

Дедков А.П. К теории экзогенного рельефообразования // Юрий Александрович Мещеряков. Воспоминания, научные статьи. – М.: Медиа-Пресс, 2002. – С. 124-135.

Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1984. – 264 с.

Дедков А.П., Мозжерин В.И. Медленные гидротермические движения почвенно-грунтовых масс на склонах (крип) //Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. – М.: Наука, 1986. – С. 77-90.

Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование. – Л.: Недра, 1984. – 208 с.

Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. Избр. тр. – М.: Наука, 1975. – 288 с.

Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И. и др. Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование // ДАН. – 2004. – Т. 395. – № 5. – С. 690-695.

Дидух Я.П. Растительный покров горного Крыма (структура, динамика, эволюция и охрана). – Киев: Наук. думка, 1992. – 256 с.

Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С.Ананьева и др. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 448 с.

Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С., Чернявский С.В., Михаленок Д.К. Вулканы Карадага. – Киев: Наук. думка, 1991. – 104 с.

Драгавцев А.П. Террасирование горных склонов под сады. – Симферополь: Крым, 1964. – 78 с.

Драган Н.А . Почвенные ресурсы Крыма. Изд. 2-е. – Симферополь: ДОЛЯ, 2004. – 208 с.

Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1998. – 204 с.

Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты горного Крыма. – Л.: Наука, 1977. – 182 с.

Дублянский В.Н ., Зенчина С.М . Региональные особенности развития карста Горно-Крымской карстовой области // Физическая география и геоморфология. – Киев, 1970. – № 4. – С. 74-92.

Дублянский В.Н ., Баженова Л.Д ., Башкин А.И ., Тесленко Ю.В . Четвертичные известковые туфы Горного Крыма. – Киев: ИГН АН УССР, 1982. -34 с.

Дублянский В.Н ., Вахрушев Б.А ., Амеличев Г.Н ., Шутов Ю.И . Красная пещера. Опыт комплексных карстологических исследований. – М.: РУДН, 2002. – 190 с.

Дублянский В.Н ., Кикнадзе Т.З . Гидрология карста Альпийской складчатой области юга СССР. – М.: Наука, 1984. – 126 с.

Дублянский В.Н., Шутов Ю.И., Амеличев Г.Н. Оценка химической денудации карстовых массивов Горного Крыма // Геол. журнал. – 1990. – № 4. – С. 37-39.

Душевский В.П. Сейсмогравитационные деформации предгорного Крыма // Археологические исследования в Крыму. 1993 год. – Симферополь: Таврия, 1994. – С. 90-97.

Емельянова Е.П . Сравнительный метод оценки устойчивости склонов и прогноза оползней. – М.: Недра, 1971. – 104 с.

Емельянова Е.П . Основные закономерности оползневых процессов. – М.: Недра, 1972. – 308 с.

Еремеев В.Н ., Ефимов В.В ., Суворов А.М ., Шокуров М.В . Аномальная климатическая тенденция изменения температуры Черного моря // Допов. НАН України. – 2001. – № 11. – С. 91-96.

Ерыш И.Ф. Механизм типичных оползней Крыма и вопросы стационарного их изучения.: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук: 04. 00.07 / МГУ.- М., 1980.- 20 с.

Ерыш И.Ф ., Саломатин В.Н . Оползни Крыма. – Ч. 1. – Симферополь: Апостроф, 1999. – 247 с.

Жданов А.М . Истирание галечных наносов под действием волнения //Бюлл. Океаногр. комиссии АН СССР. – 1958. – № 1. – С. 81-90.

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

Зенкович В.П. Геоморфологические наблюдения на побережье Восточного Крыма (на участке Карадаг-Меганом) // Учен. Зап. Моск. ун-та. – 1938. – Т. 19. –С. 25-50.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.

Золотарев Г.С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов и значение истории формирования для оценки устойчивости // Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. – 1961. – Т. 35. – С. 14-35.

Золотарев Г.С. Современные задачи инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания // Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – С. 4-25.

Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. – Новосибирск: Наука, 1993. – 158 с.

Иверонова М.И. Опыт количественного анализа процессов современной денудации // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. – 1969. – № 2. – С. 13-24.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – 112 с.

Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. – 298 с.

Карта современной динамики рельефа Северной Евразии (в пределах России и сопредельных стран). Масштаб 1:5 000 000 / Под ред. В.М.Котлякова. – М.: Ин-т Географии РАН, 2003.

Карта современных вертикальных движений земной коры. Масштаб 1:2 500 000. – М.: ГУГК, 1975.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. – М.: Наука, 1972. – 184 с.

Катастрофа в деревне Демерджи на Южном берегу Крыма // Зап. Крымского горного клуба, вып. 4. – Одесса, 1894. – С. 127.

Кашменская О.В. Теория систем и геоморфология. – Новосибирск: Наука, 1980. – 120 с.

Кашменская О.В., Николаев В.А., Хворостова З.М. и др. Современный рельеф. Понятие, цели и методы изучения. – Новосибирск: Наука, 1989. – 157 с.

Кельин Н. Материалы по гидрогеологии Крыма // Землеведение. – 1924. – Т. 31. – Вып. 4. – С. 217-244.

Кизевальтер Д.С., Муратов М.В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1959. – № 5. – С. 16-34.

Кикнадзе А.Г. Районирование береговой зоны по общей балансовой оценке ее динамического состояния для подбора наиболее оптимальных мер берегозащиты // Труды ГПИ. – 1972. – Вып. 2. – С. 129-135.

Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 318 с.

Клюкін О.А. Геологічні процеси та явища південно-східного сельового району Гірського Криму та їх роль у формуванні сельового стоку //Селі України. – Київ: Вид. Наук. думка, 1966. – С. 42-51.

Клюкин А.А. Применение фитоиндикационного метода для определения скорости современной денудации склонов куст Крыма // Физическая география и геоморфология. – Вып. 17. – Киев: Вища школа, 1977. – С. 14-21.

Клюкин А.А. Геоморфология Баракольской впадины // Физическая география и геоморфология. – Вып. 21. – Киев: Вища школа, 1979. – С. 32-41.

Клюкин А.А. Денудация склонов ветвями деревьев и кустарников // Изв. Всес. геогр. о-ва. – 1985. – Т. 117. – № 1. – С. 27-30.

Клюкин А.А. Методика и первые результаты наблюдений за перемещением обломков ветром со склонов Крымских гор //Новые подходы к структурно-динамическим исследованиям геосистем. Тез. докл. Республ. научно-практ. конфер. Татарск. филиала Геогр. о-ва СССР. – Казань, 1989. – С. 75-78.

Клюкин А.А. Этапы формирования оползней Крымских гор в четвертичное время // Физическая география и геоморфология. – 1989. – Вып. 36. – С. 80-87.

Клюкин А.А. Денудация склонов эрозионных форм рельефа, выработанных в конгломератах //Геоморфология. – 1992. – № 3. – С. 71-78.

Клюкин А.А. Денудация склонов мышевидными грызунами в Крыму // Геоморфология. – 1994. – № 3. – С. 54-61.

Клюкин А.А. Баланс наносов в бассейне р. Ворон (Крымские горы) // Геоморфология. – 1996. – № 3. – С. 88-96.

Клюкин А.А. Эволюция крутых склонов Крымских гор // Геоморфология. – 1998. – № 3. – С. 59-66.

Клюкин А.А. Некоторые особенности формирования селевых потоков в Крыму //Доп. НАН Украіни. – 1999. – № 10. – С. 104-107.

Клюкин А.А. Баланс наносов в низкогорье Крыма у Карадага // Карадаг. История, геология, ботаника, зоология. Кн. 1-я. – Симферополь: СОНАТ, 2004. – С. 94-107.

Клюкин А.А. Баланс наносов в береговой зоне Черного моря у Карадага // Учен. Зап. Таврич. нац. ун-та. Сер. Геогр. – 2004 б. – Т. 17 (56). – № 3. – С. 82-90.

Клюкин А.А. Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов в XX веке в Крыму // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2005. – Т. 1. – Вып. 1. – С. 27-38.

Клюкин А.А., Кордяк Т.Н. Современные экзогенные процессы // Ландшафтно-экологический стационар Карадагского природного заповедника, вып. 1. – Симферополь: Таврия-Плюс, 1999. – С. 16-25.

Клюкин А.А., Корженевский В.В., Щепинский А.А. Эчки-Даг. – Симферополь: Таврия, 1990. – 128 с.

Клюкин А.А., Костенко Н.С. Воздействие экстремальных штормов на рельеф и прибрежные сообщества эпибентоса Крыма // Гидробиологические исследования в заповедниках. Проблемы заповедного дела. – 1996. – Вып. 8. – С. 140-150.

Клюкин А.А., Михаленок Д.К. Мониторинг склоновых процессов Карадага // Заповідна справа в Украіни, т. 1. Черновцы, 1995. – С. 84-93.

Клюкин А.А ., Наумов ЯН ., Рудницкий Г.В . Суффозионные процессы и формы рельефа горного Крыма // Физическая география и геоморфология. – 1978. – Вып. 20. – С. 44-52.

Клюкин А.А., Новиков В.Е. Особенности формирования селей в Крыму // Геоэкология. – 1998. – № 3. – С. 65-71.

Клюкин А.А., Новиков В.Е., Толстых Е.А. Формирование осыпей в оврагах флишевого низкогорья Крыма // Проблемы изучения экзогенных геологических процессов. – Минск: БелНИГРИ, 1981. – С. 102-106.

Клюкин А.А ., Рудницкий Г.В ., Толстых Е.А ., Харламова И.В . Выветривание мергелей в селевых бассейнах Крыма // Вопросы инженерной геодинамики, вып. 8. – Ташкент: САИГИМС, 1979. – С. 48-55.

Клюкин А.А., Стрельцов С.В. О формировании селевых потоков в известняковых ущельях Крымских гор // Физ. география и геоморфология. – 1982. – Вып. 27. – С. 24-29.

Клюкин А.А., Толстых Е.А. Количественные показатели накопления обломочного материала в эрозионной сети Горного Крыма // Селевые потоки и горные русловые процессы. – Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1968 а. – С. 219-224.

Клюкин А.А ., Толстых Е.А . Некоторые методы изучения скорости выветривания горных пород // Вопросы изучения оползней и факторов, их вызывающих, вып. 8. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1968 б. – С. 115-124.

Клюкин А.А., Толстых Е.А. Изучение скорости современной денудации склонов гор // Геоморфология. – 1977. – № 2. – С. 62-70.

Коболев В.П. Геодинамическая модель Черноморской мегавпадины // Геофизический журнал. – 2003. – Т. 25. – №2. – С. 15-34.

Ковальчук І. Регіональний еколого-геоморфологічний анализ. – Львів: Ін-т украінознавства, 1997. – 440 с.

Кожевников А.В . Антропоген орогенных областей Центральной Евразии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 234 с.

Колодяжная А.А . Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. – М.: Наука, 1970. – 151 с.

Коломенский Н.В . Методические указания по изучению процессов выветривания в инженерно-геологических целях. – М.: Госгеолиздат, 1952. – 66 с.

Колотухин В.А. Горный Крым в эпоху поздней бронзы – начале железного века. – Киев: Южногородские ведомости, 1996. – 159 с.

Корженевский В.В., Клюкин А.А. Растительность бедлендов Крыма // Экология. – 1989. – № 6. – С. 26-33.

Корженевский В.В ., Клюкин А.А . Биоиндикация современных процессов рельефообразования: Учебное пособие. – Ялта: ЯИМ, 2000. – 128 с.

Корженевский В.В ., Клюкин А.А ., Толстых Е.А . Растительность как индикатор скорости склоновых процессов флишевого низкогорья Крыма // Экология. – 1983. – № 4. – С. 24-29.

Корженевский И.Б ., Лоенко А.А ., Черевков В.А . Некоторые данные об эрозии на Южном берегу Крыма // Вопросы инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. № 23. – М.: Недра, 1970. – С. 83-87.

Котлов Ф.В . Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. – М.: Недра, 1978. – с.

Кочкин М.А. Почвы, леса и климат горного Крыма и пути их рационального использования. – М.: Колос, 1967. – 367 с.

Круподеров В.С . Классификация временных рядов, используемых при региональном долгосрочном прогнозировании экзогенных геологических процессов // Методы изучения и прогноза экзогенных геологических процессов. Сб. научн. тр. ВСЕГИНГЕО. – 1983. –Вып. 153. – С. 4-9.

Круподеров В.С ., Лехатинов А.М ., Шеко А.И . Обработка информации о режиме оползней и селей // Оползни и сели. Т. 1. – М.: ЦМП ГКНТ, 1984. – С. 151-171.

Круподеров В.С., Постоев Г.П., Лехатинов А.М. Изучение режима оползневых и селевых процессов // Оползни и сели. Т. 1. – М.: ЦМП ГКНТ, 1984. – С. 125-151.

Кукал З. Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 246 с.

Куприянова Т.П. Обзор представлений об устойчивости физико-географических систем // Устойчивость геосистем. – М.: Наука, 1983. – С. 7-13.

Кюнтцель В.В . Закономерности оползневого процесса на Европейской территории СССР. – М.: Недра, 1980. – 213 с.

Лавренев И.Е. Письмо в редакцию // Метеорология и гидрология. – 1952. – № 11. – С. 64.

Ланцов С.Б . Кутлакская крепость второй половины I в. до РХ – начала I в. // Археология Крыма. – 1999. – №1. – С. 69-79.

Ларина Т.Г ., Рубцов Н.И . Эколого-фитоценотический и географический анализ шибляковых сообществ горного Крыма // Тр. Гос. Никитского ботанического сада. – 1975. – Т. 62. – С. 5-82.

Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

Лебединский В.И ., Макаров Н.Н . Вулканизм Горного Крыма. – Киев: Изд-во АН УССР, 1962. – 208 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю . и Дьяконова-Савельева Е.Н . Вулканическая группа Карадага в Крыму. – Л.: Изд-во АН СССР, 1933. – 151 с.

Леонтьев О.К., Лонгинов В.В. Геодинамика, литодинамика, морфодинамика и динамическая геоморфология // Геоморфология. – 1972. – № 3. – С. 97-100.

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. Изд. 2-е. – М.: Высшая школа, 1988. – 319 с.

Лилиенберг Д.А. Основные закономерности современной геодинамики морфоструктур (по новым инструментальным данным) // Геоморфология на рубеже XXI века. IV Щукинские чтения. – М.: Изд-во Геогр. ф-т МГУ, 2000. – С. 173-176. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 1977. – 479 с.

Лопатин Г.В. Наносы рек СССР (Образование и перемещение). – М.: Географгиз, 1952. – 274 с.

Лычагин Г.А., Сальман Г.Б., Чуприна Н.Е. Новые данные о возрасте и условиях залегания "кварцитов" Восточного Крыма // ДАН СССР. – 1956. – Т. 107. – № 2. – С. 302-305.

Луговой М.И. Краткий очерк наводнения в Крыму и его последствия в плодовых садах (с указанием мер борьбы). – Киев, 1914. – 56 с.

Лютцау С.В. О роли корневых систем древесных растений в движении рыхлых обломочных масс на склонах и в формировании рельефа // Вопр. географии. – 1959. – Сб. 46. – С. 169-177.

Лютцау С.В. Основы геоморфологии. Ч. 1. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 146 с.

Маккавеев Н.И. Денудационная составляющая баланса вещества в системе океан-суша и ее роль в формировании пенепленов // Водные ресурсы. – 1982. – № 3. – С. 147-155.

Маккавеев Н.И. Основные модели развития рельефа // Геоморфология. – 1986. – № 3. – С. 6-15.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 264 с.

Матвеев Ю.Д. Динамика выветривания осадочных пород. – М.: Наука, 1972. – 86 с.

Меняющийся мир: Географический подход к изучению: Советско-американский проект. – М.: Прогресс, 1991. – 392 с.

Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. – М.: Наука, 1986. – 160 с.

Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. – М.: Мысль, 1971. – 520 с.

Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е. Ю. и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Горного Крыма. – М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997. С. 187-206.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма // Карадаг. Историия, геология, ботаника, зоология. Кн. 1. – Симферополь: СОНАТ, 2004. – С. 68-93.

Миллимэн Дж.Д. Речные наносы в прибрежных акваториях: поступление, дальнейшее перемещение и распределение // Природа и ресурсы. – 1991. – Т. 27. – № 1-2. – С. 12-22.

Миловидова Н.Ю., Кирюхина Л.Н. Черноморский макрозообентос в санитарно-биологическом аспекте. – Киев: Наук. думка, 1985. – 104 с.

Мирцхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. – М.: Колос, 1967. – 179 с.

Михаленок Д.К. Ландшафтно-геохимические особенности восточной части Горного Крыма. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. – М., 1989. – 16 с.

Мозжерин В.И., Бутаков Г.П., Двинских А.П. и др. //Экзогенный морфогенез в различных типах природной среды: Тез. докл. Всес. конфер. – М., 1990. – С. 61-62.

Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. – М.: Мысль, 1980. – 280 с.

Московкин В.М., Клюкин А.А., Невский В.Н. Строение осыпей флишевого низкогорья Крыма //Геоморфология. – 1987. – № 3. – С. 68-74.

Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ. – 1937. – Т. VII. – С. 21-122.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. – М.: Недра, 1973. – 192 с.

Мягков С.М. География природного риска. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 224 с.

Население Крыма. – Симферополь: Госкомстат АРК, 2000. – 18 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра,1988. – 491 с. Никонов А.А. Землетрясение XVII в. в Восточном Крыму // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1986. – №6. – С. 79-83.

Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. – 1995. – № 1. – С. 4-9.

Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. – 2000. – № 7. – С. 53-62.

Никонов А.А., Сергеев А.П. Сейсмогравитационные нарушения рельефа в Крыму при землетрясениях 1927 года // Геоэкология. – 1996. – № 3. – С. 124-133.

Никонов А.А., Энман С.В., Мишин А.В. Современные вертикальные движения земной коры на побережьях Черного и Азовского морей (по уровнемерным данным) // ДАН. – 1997. – Т. 357. – № 6. – С. 818-822.

Новиков В.Е., Клюкин А.А. Опыт изучения скорости денудации склонов методом микронивелирования на стационаре “Ворон” в восточном Крыму // Геоморфология. – 1989. – № 1. – С. 56-61.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В.Кондорской и Н.В.Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 536 с.

Овражная эрозия / Под ред. Р.С. Чалова. – М.: МГУ, 1989. – 168 с.

Олиферов А.Н . Борьба с эрозией и селевыми паводками в Крыму. – Симферополь: Крымиздат, 1963. – 92 с.

Олиферов А.Н . Географические аспекты мелиорации селевых ландшафтов: Учебное пособие. – Симферополь: СГУ, 1982. – 76 с.

Оллиер К. Выветривание. – М.: Недра, 1987. – 348 с.

Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XXI века // Геоэкология. – 2001. – № 4. – С. 293-309.

Осипов В.И. История экологических кризисов на Земле // Геоэкология. – 2005. – № 1. – С. 3-10.

Павлов Б.А. Агротехника лесоразведения в горном Крыму. – Симферополь: Крымиздат, 1959. – 66 с.

Паллас П.С . Краткое физическое и топографическое описание Таврической области. – СПб., 1795. – 72 с.

Пацукевич З.В . Допустимый смыв почв и методы его определения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 1996. – № 2. – С. 25-30.

Педдакас И.М. Что представляет собой восточный район Южного берега от Алушты до Кутлака // Экономика и культура Крыма. – 1935 – № 1. – С. 108-117.

Пенк В. Морфологический анализ. – М.: Географгиз, 1961. – 359 с.

Перов В.Ф . Селевые явления на территории СССР // Итоги науки и техники. Сер. Гидрология суши. – Т. 16. – М.: ВИНИТИ, 1989. – С. 3–149.

Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 46 с.

Петров Н.Ф. Оползневые системы. Сложные оползни. – Кишинев: Штинница, 1988. – 224 с.

Поздняков А.В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. – М.: Наука, 1976. – 112 с.

Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. – М.: Наука, 1988. – 207 с.

Поздняков А.В ., Черванев И.Г . Самоорганизация в развитии рельефа. – М.: Наука, 1990. – 204 с.

Полевой А.Н . Сельскохозяйственная метеорология. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 424 с.

Половицкий И.Я ., Гусев П.Г . Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. – 152 с.

Полунин Г.В . Динамика и прогноз экзогенных процессов. – М.: Наука, 1989. -232 с.

Преображенский Н.А. О тектоническом строении местности в районе г. Судака в Крыму // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1933. – Т. XI. – Вып. 1. – С. 78-84.

Природа Карадага / Под ред. А.Л.Морозовой. – Киев: Наук. думка, 1989. – 288 с.

Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г.Симонов, Д.А.Тимофеев, Г.Ф.Уфимцев и др. – М.: Наука, 1988. – 257 с.

Проблемы теоретической геоморфологии /Под ред. Г.С.Ананьева, Л.Г.Никифорова, Ю.Г.Симонова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 512 с.

Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР / Под ред. А.И.Шеко. М.: Недра, 1979. -239 с.

Прогнозно-географический анализ территории административного района. – М.: Наука, 1984. – 256 с.

Прозоровский-Голицин А.А. О горных породах горы Кара-Даг в Крыму // Вестник естествознания. – 1891. – № 2. – С. 288-290.

Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Борисенко Л.С., Поречнова Е.М. Общее сейсмическое районирование территории Крыма (ОСР-98) // Геофизический ж-л. – 1999. – Т. 21. – № 6. – С. 3-15.

Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. – Киев: Наук. думка, 1989. – 192 с.

Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Каменобродский А.Г. Об изученности исторических землетрясений Крыма // Сейсмический бюлл. Украины за 1992 год. – Симферополь, 1995. – С. 104-111.

Пшенин Г.Н. Отседание склонов (бортовой отпор) // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. – М.: Наука, 1986. – С. 105-110.

Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. – М.: Прогресс, 1980. – 574 с.

Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Э.А.Лихачева, Д.А.Тимофеев. – М.: Медиа-Пресс, 2002. – 640 с.

Ремизов И.Н. О среднеюрских отложениях Карадага в Крыму // Учен. зап. геолог. отдел. Харьковского гос. ун-та. – 1962. – Т. 15. – С. 94-105.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 4. Крым. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 344 с.

Роде А.А. Почвоведение. – М., 1955. – 524 с.

Родионов Н.В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 183 с.

Розанов Л.Л. Технолитоморфная трансформация окружающей среды. – М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2001. – 184 с.

Розанов Л.Л. Представления Ю.А.Мещерякова о преобразовании рельефа и концепция геотехноморфогенеза //Юрий Александрович Мещеряков. Воспоминания, научные статьи. – М.: Медиа-Пресс, 2002. – С 208-221.

Ройнишвили Н.М. Противообвальные сооружения на железных дорогах. – М.: Трансжелдориздат, 1960. – 228 с.

Романова Е.И . Содержание и построение геоморфологической карты для сейсмического микрорайонирования территории // Изв. высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка. – 1990. – № 7. – С. 21-27.

Рухлов Н.В . Обзор речных долин горной части Крыма. – Петроград.: Изд. отд. земельных улучшений, 1915. – 491 с.

Сафьянов Г.А . Расчет баланса наносов в береговой зоне // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. – 1969. – № 4. – С. 121-126.

Сафьянов Г.А . Береговая зона океана в XX веке. – М.: Мысль, 1978. – 263 с.

Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. – 150 с.

Сафьянов Г.А . Энергия рельефообразующих процессов земной поверхности // Рельеф и климат. – М.: Изд-во МФГО, 1985. – С. 23-37.

Сафьянов Г.А . Геоморфология морских берегов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 400 с.

Селеопасные районы Советского Союза. Под ред. С.М.Флейшмана, В.Ф.Перова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – 308 с.

Селюков Е.И ., Корженевский Б.И . Глубинная энергетическая зональность склонов и развитие гравитационных процессов (на примере Южного берега Крыма) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1990. – Т. 65. – Вып. 5. – С. 102-107.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. – 250 с.

Симонов Ю.Г ., Болысов С.И . Методы геоморфологических исследований: Методология. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 191 с.

Симонов Ю.Г ., Кружалин В.И . Инженерная геоморфология. Индикационный анализ и методы исследования: Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. – 112 с.

Сластихин В.В. Некоторые аспекты эрозионного воздействия капель на почву // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика: тез. докл. Всес. научн. конфер. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. – С. 142-143.

Слудский А.Ф . Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое // Зап. Крым. об-ва естествоисп. и любит. прир. – Симферополь. – 1912. – Т. 1. – С. 33-43.

Слудский А.Ф . Новые данные по геологии и палеонтологии Карадага // Тр. Карадаг. научн. станции. – 1917. – Вып. 1. – С. 27-32.

Слудский А.Ф. К изучению Карадагской магнитной аномалии. Схема геологического строения Карадага // Изв. ЦГМБ. – 1925. – Вып. 4. – С. 139-147.

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

Соболев П.О ., Рундквист Д.В . О связи сейсмичности и геодинамики коллизионного пояса Тетис // ДАН. – 1998. – Т. 360. – № 5. – С. 685-690.

Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (Черноморский сектор) / Под ред. В.Н.Еремеева, А.В.Гаевской; НАН Украины, Институт биологии южных морей. – Севастополь: ЭКОСИ-Геофизика, 2003. – 511 с.

Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР / Под ред. А.И.Шеко. – М.: Недра, 1976. – 184 с.

Соколов Д.В. Карадаг в Крыму (Геологическое описание) // Материалы Азово-Черноморского геологического управления по геологии и полезным ископаемым, сб. 23. – Ростов-на-Дону, 1948. – 67 с.

Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. – М.: Почвенный ин-т, 1997. – 244 с.

Соломенцев Н.А., Львов А.М., Симиренко С.Л., Чекмарев В.А. Гидрология суши. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 432 с.

Солоненко В.П. Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1973. – №9. – С. 3-16.

Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – М.: Высшая школа, 1970. – 456 с. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. Изд. 2-е. – М.: Недра, 1985. –181с.

Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца. – Киев: Урожай, 1987. – 304 с.

Справочник по инженерной геологии. Изд. 3-е / Под ред. М.В.Чуринова. – М.: Недра, 1981. – 325 с.

Старкель Л. Рельефообразующая роль экстремальных (катастрофических) метеорологических явлений // Проблемы климатической геоморфологии. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. – С. 60-76.

Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии. Климатическое пособие / Под ред. В.Н.Бабиченко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 223 с.

Сток наносов, его изучение и географическое распространение. Под ред. А.В.Караушева. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 240 с.

Строительство в сейсмических районах Украины. – Киев: Госстрой Украины, 2004. – 98 с.

Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. – М.: Наука, 1979. – 280 с.

Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / Под ред. Сергеева Е.М. – М.: Недра, 1985. – 332 с.

Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов. – М.: Наука, 1978. – 242 с.

Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. – М.: Наука, 1983. – 319 с.

Толстых Е.А., Клюкин А.А. Выветривание // Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР. – М.: Недра, 1976. – С. 33-48.

Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. – М.: Недра, 1984. – 117 с.

Толстых Е.А., Клюкин А.А., Мальнева И.В. Физическое моделирование в общем комплексе изучения ЭГП // Физическое моделирование гидрогеологических и инженерно-геологических процессов. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. – С. 128-133.

Торнес Дж. Б., Брунсден Д. Геоморфология и время. – М.: Недра, 1981. – 227 с.

Трофимов А.М. Основы аналитической теории развития склонов. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974. – 212 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Г.Д., Барабошкина Т.А., Харькина М.А. Эколого-геологические карты (учебное пособие). – СПб.: Изд-во С- Петерб. ун-та, 2001. – 157 с.

Трофимов В.Т., Красилова Н.С. Геодинамические критерии оценки состояния эколого-геологических условий // Геоэкология. – 2000. – № 3. – С. 257-263.

Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования. – М.: Прогресс, 1988. – 384 с.

Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 214 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 166 с.

Фисенко Г.Л. Геомеханические аспекты классифицирования гравитационных склоновых процессов // Проблемы классифицирования склоновых гравитационных процессов. – М.: Наука, 1985. – С. 100-108.

Философов В.П. Краткое руководство по морфологическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: СГУ, 1960. – 186 с.

Фисун М.Н., Ханиев С.М. Противоэрозионные агротехнические мероприятия на террасированных склонах //Третья Всес. конфер. "Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях". – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – С. 160-161.

Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 312 с.

Флоренсов Н.А Очерки структурной геоморфологии. – М.: Наука, 1978. – 237 с.

Флоренсов Н.А Скульптуры земной поверхности. – М.: Наука, 1983. – 174 с.

Ханвелл Дж., Ньюсон М. Методы географических исследований. Вып. 2. Физическая география. – М.: Прогресс, 1977. – 390 с.

Харламова И.В. Исследование условий формирования селей в горных районах, прилегающих к черноморскому побережью СССР, с целью их прогноза. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1981. – 19 с.

Хмелева Н.В., Виноградова Н.В., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных исследований). – М.: Изд-во ГФ МГУ, 2000. – 186 с.

Хонин Р.В. Географическое распространение селевых очагов на территории СССР и методы их изучения. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. – Тбилиси: ТГУ, 1981. – 20 с.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. – М.: Изд-во ИЛ, 1948. – 110 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 198 с.

Худяев И.Е. Об определении возраста древних оползней Южного берега Крыма // Первый Всесоюзный Гидрогеологический съезд. – Сб. 3. – М.-Л.: ОНТИ, 1933. – С. 79-88.

Луговой, 1914.

Чекунов А.В., Харитонов О.М., Борисенко Л.С. и др. Детальное сейсмическое районирование сейсмоактивных регионов Украины // Геофизический ж-л. – 1998. – Т. 20. – № 1. – С. 3-14.

Чемекова Т.Ю., Чемеков Ю.Ф. Тропинчатость склонов //Изв. Всес. геогр. о-ва. – 1974. – Т. 106. – № 4. – С. 323-328.

Чипизубов А.В . О характере изменения сейсмичности как основе ее прогноза // Закономерности и прогнозирование природных явлений. – М.: Наука, 1980. – С. 87-95.

Шамов Г.И . Речные наносы: Режим, расчеты и методы измерений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1954. – 347 с.

Шанцер Е.В . Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Наука, 1966. – 239 с.

Шайдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232 с.

Швебс Г.И. Формирование водной эрозии стока наносов и их оценка. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – с.

Швебс Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. – Киев-Одесса: Вища школа, 1981. – 224 с.

Шебалин Н.В. Закономерности в природных катастрофах. – М.: Знание, 1985. – 48 с.

Шевчук П.М., Гнатенко А.Д., Сомов В.И. О современном состоянии геодезических исследований по изучению вертикальных движений земной коры Крыма // Развитие сейсмопрогностических исследований на Украине. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 69-75.

Шеко А.И. Оценка инженерно-геологических свойств горных пород при изучении селей //Методическое руководство по комплексному изучению селей. – М.: Недра, 1971. – С. 104-126.

Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. – М.: Недра, 1980. – 296 с.

Шеко А.И., Умбер М., Кюнтцель В.В. и др. Специальное районирование территории при пространственных прогнозах оползней и селей // Оползни и сели. Т. 1. – М.: ЦМП ГКНТ, 1984. – С. 246-260.

Шепель С.В. Некоторые наблюдения по динамике оползневых участков Южного берега Крыма // Динамика и морфология морских берегов. – Сб. 4. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 43-46.

Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Ковалюх Н.Н., Маслаков Н.А. Современные осадки и скорости осадконакопления в голоцене на черноморском шельфе УССР //Изучение геологической истории и процессов современного осадконакопления Черного и Балтийского морей. Ч. 1. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 122-130.

Шуйский Ю.Д. Опыт изучения баланса осадочного материала в береговой зоне Черного моря //Геологический ж-л. – 1981. – Т. 41. – № 5. – С. 82-89.

Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 240 с.

Шулейкин В.В. Мареологическая характеристика побережья ЮБК // Социалистическая реконструкция Южного берега Крыма. – Симферополь: Госиздат Крым. АССР, 1935. – С. 31-36.

Шутов Ю.И. Основные черты гидрогеологии верховьев бассейнов карстовых рек Горного Крыма // Труды совещания по вопросам комплекс.изучения режима поверх. И подземных вод в карстовых регионов. – Л.: Гидрометиздат, 1969. – с. 32-36.

Щичко В.С. Особенности агротехники создания лесных культур на горных склонах Крыма // Материалы научной сессии совета Крымского обл. отдела Украинского об-ва охраны природы и содействия развитию природных богатств. – Симферополь: Крымиздат, 1962. – С. 91-102.

Экологическая геология Украины. Справочное пособие. – Киев: Наук. думка, 1993. – 407 с.

Эрозионные процессы (Географическая наука практике). – М.: Мысль, 1984. – 256 с.

Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. – Симферополь, 2001. – 47 с.

Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Геодинамика Крымско-Черноморского рагиона. – Симферополь: 1997. – С. 16-23.

Юдин В.В, Клочко А.А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг) // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). – Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. – С. 169-177.

Ярг Л.А. Изменение физико-химических свойств пород при выветривании. – М.: Недра, 1974. – 142 с.

Carson M.A., Kirkby M.J. Hillslope form and process. – Cambridge: Univ. Press, 1972. – 455 pp.

Carson M..A., Pently D. J. The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape //Trans. Inst. Brit. Geogr. – 1970 – №49. – P. 71-95.

Graf W.L. Fluvial processes in Dryland Rivers. Berlin-Tokyo: Springer Verlag, 1988. – 348 p.

Hack J. T. Jnterpretation of erosional topography in humid temperate regions //Amer. J. Science. – 1960. – V. 258A. – P. 80-97.

Hetu B., Van SteiJn H., Vandelac P., // 1994. 48. № 1. P. 3-22. (см. Р-ж №2, 1995).2Г171.

Lagorio A. Itineraire geologique par le Kara-Dagh //Guide des excursions du VII Congres

Geol. Intern. – St. Petersb., 1897. – V. 31. – P. 1-14.

Phillips J.D. Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont // Geomorphology/ – 1991. – V. 4. – №3-4. – P. 231-241.

Scheidegger A. E. Instability principle in geomorphic equilibrium // Ztschr. Geomorphol. – 1983. – Bd. 27. – H. 1. – S. 1-19.

Schumm S. A. Disparity between present rates of denudation and orogeny // US Geol. Surv. Prof. Pap. – 1963. – V. 454. – №13.

Statham J. Earth surface Sediment Transport. Clarendon Press, Oxford, 1977.

Strahler A. N. Hypsometric analysis of erosional topography //Bull. Geol. Soc. Amer. – 1952. – V. 63. – P. 923-938.

Walling D.E., Webb B.W. Material transport by the world s rivers: evolving perspectives //YAHS Publ. – 1987. – №164. – P. 313-329.

Yahn Alfred. Slow soil movement as a global phenomenon: 27 th Jnt. Geogr. Congr. "Pol. Geogr. Jnvest. Duffer. Clim. Geomorphol. Zones". Washington, Aug., 1992. // Geogr. pol. – 1992. – № 60. – P. 5-24.

Corbel J. Vitesse de J'erosion //Zeitschrift fur Geomorphologie. 1959. Bd 3. H I. P. I-28.

Corbel J. J'erosion terrestre, etude quantitative (methodes – techniques – resultats) //Ann. Geograph. 1964. 73. P. 385-412.

Hack J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions //Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258A. P. 80 – 97.

Phillips J.D. Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont //Geomorphology. 1991. 4. № 3 – 4. P. 231 – 241.

Rapp A. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings. Northern Scandinavia // Geogr. Ann. 1960. Vol. 42. № 2 – 3.

Schumm S.A. Disparity between present rates of denudation and orogeny //US Geol. Surv. Prof. Paper. 1963. 454. 13.

Corbel J. Vitesse de J'erosion //Zeitschrift fur Geomorphologie. – 1959. – Bd 3. – H I. – P. 1-28.

Corbel J. J'erosion terrestre, etude quantitative (methodes – techniques – resultats) //Ann. Geograph. – 1964. – 73. – P. 385-412.

Phillips J.D. Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont //Geomorphology. – 1991. – 4. – № 3 – 4. – P. 231 – 241.

Rapp A. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings. Northern Scandinavia // Geogr. Ann. – 1960. – Vol. – 42. – № 2-3.