

Министерство образования Республики Беларусь
Учреждение образования «Витебский государственный
университет имени П.М. Машерова»
Кафедра экологии и географии

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Учебное пособие

*Допущено Министерством образования
Республики Беларусь
в качестве учебного пособия
для студентов учреждений высшего образования
по специальности магистратуры «География»*

*Витебск
ВГУ имени П.М. Машерова
2022*

УДК 551.4(075.8)
ББК 26.823.71я73
И62

Печатается по решению научно-методического совета учреждения образования «Витебский государственный университет имени П.М. Машерова». Протокол № 1 от 05.10.2022.

Авторы: профессор кафедры экологии и географии ВГУ имени П.М. Машерова, доктор геолого-минералогических наук, профессор **А.Н. Галкин**; доцент кафедры экологии и географии ВГУ имени П.М. Машерова, кандидат геолого-минералогических наук, доцент **И.А. Красовская**; заведующий кафедрой геологии и географии УО «ГГУ имени Франциска Скорины», кандидат географических наук, доцент **А.И. Павловский**; заведующий кафедрой экологической геологии ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор **И.И. Косинова**

Р е ц е н з е н т ы :

кафедра общего землеведения и гидрометеорологии БГУ;
профессор кафедры географии и природопользования
УО «БрГУ имени А.С. Пушкина», доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент НАН Беларуси, профессор *М.А. Богдасаров*

Инженерная геоморфология : учебное пособие / А.Н. Галкин
И62 [и др.]. – Витебск : ВГУ имени П.М. Машерова, 2022. – 257 с.
ISBN 978-985-517-988-8.

В учебном пособии рассматриваются вопросы практического использования знаний о рельефе в процессе хозяйственной деятельности человека.

Предназначено для студентов, обучающихся по специальности магистратуры «География». Будет полезно студентам и преподавателям других специальностей учреждений высшего образования, занимающимся изучением систем взаимодействий между компонентами природной среды и инженерно-хозяйственными объектами.

УДК 551.4(075.8)
ББК 26.823.71я73

ISBN 978-985-517-988-8

© ВГУ имени П.М. Машерова, 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНУЮ ГЕОМОРФОЛОГИЮ	8
1.1. О содержании понятия «инженерная геоморфология»	8
1.2. Главные направления в оценке рельефа для инженерных целей	11
1.3. Современные подходы к инженерной оценке рельефа	15
Вопросы для самоконтроля к главе 1	21
ГЛАВА 2. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА И ЕГО РОЛЬ В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ...	22
2.1. Морфометрический анализ как метод геоморфологии	22
2.2. Морфометрический анализ рельефа и картография	23
2.3. Основные положения теории морфометрии	25
2.4. Задачи, решаемые при морфометрических исследованиях	26
2.5. Оценка исходных материалов и выбор стратегии проведения морфометрических исследований	31
Вопросы для самоконтроля к главе 2	38
ГЛАВА 3. МОРФОЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ...	39
3.1. Свойства горных пород и их роль в рельефообразовании	39
3.2. Рельеф и образование рыхлых отложений	41
3.3. Состав пород терригенно-питающих провинций и рельеф	44
3.3.1. Магматические породы	45
3.3.2. Метаморфические породы	47
3.3.3. Породы осадочного происхождения	50
3.4. Рельеф и рыхлые отложения	51
3.4.1. Гранулометрический состав рыхлых отложений	55
3.4.2. Минеральный и химический составы рыхлых отложений	64
3.4.3. Структура и текстура рыхлых отложений	69
3.4.4. Физические свойства рыхлых отложений	72
3.4.5. Гидрофизические свойства рыхлых отложений	81
3.4.6. Теплофизические свойства дисперсных горных пород	92
3.4.7. Физико-механические свойства рыхлых отложений	97
3.5. Возможность геоморфологической индикации свойств пород при проектировании строительства	106
Вопросы для самоконтроля к главе 3	108
ГЛАВА 4. МОРФОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЕГО ОЦЕНКА В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ	109
4.1. Основные аспекты инженерно-геоморфологической оценки динамики рельефа	109
4.2. Рельеф и геологическая структура	111
4.3. Рельеф и эндогенные процессы	114

4.4. Рельеф и экзогенные процессы	120
4.4.1. Склоновые процессы	121
4.4.2. Флювиальные процессы	129
4.4.3. Карстовый процесс	138
4.4.4. Суффозионный процесс	149
4.4.5. Переработка берегов водоемов	155
4.4.6. Просадочность лессовых пород	169
4.4.7. Затопление	175
4.5. Рельеф и геоморфологические системы	179
Вопросы для самоконтроля к главе 4	184
ГЛАВА 5. АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ	185
5.1. Рельеф и ландшафт	185
5.2. Антропогенное рельефообразование и его влияние на ландшафт	199
Вопросы для самоконтроля к главе 5	203
ГЛАВА 6. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВА- НИЯ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДАХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ	204
6.1. Гидротехническое строительство	204
6.2. Строительство линейных сооружений	215
6.3. Градостроительство	219
6.4. Сельское хозяйство	223
6.5. Мелиорация	226
Вопросы для самоконтроля к главе 6	233
ГЛАВА 7. МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ	234
7.1. Предварительный анализ проекта строительства и проектирова- ние геоморфологических исследований	235
7.2. Полевые геоморфологические исследования	236
7.3. Заключительные камеральные исследования	237
7.4. Инженерно-геоморфологическое картографирование и райо- нирование	238
Вопросы для самоконтроля к главе 7	247
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	248



ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебная дисциплина «Инженерная геоморфология» является составной частью плана образовательного процесса специальной подготовки студентов-географов учреждений высшего образования Республики Беларусь. В этом плане наряду с фундаментальными дисциплинами значительное место занимают курсы прикладного характера. Их цель – привить навыки практической работы будущим специалистам-географам при решении задач, связанных с интересами народного хозяйства страны. Связь любой науки с практикой оказывается успешной лишь в том случае, когда специалист достаточно глубоко знает не только собственный предмет и методы исследований, но и понимает, как результаты его труда будут использоваться в дальнейшем при решении тех или иных практических задач.

Учебная дисциплина «Инженерная геоморфология», базирующаяся на теоретических основах дисциплин «Геология», «Общее землеведение», «Геоморфология», «География почв с основами почвоведения», «Гидрология», «Метеорология и климатология», «Картография», «Ландшафтоведение», «Геохимия», «Геофизика», направлена на рассмотрение вопросов практического использования знаний о рельефе в процессе хозяйственной деятельности человека, включая и рассмотрение вопросов антропогенного влияния на преобразование дневной поверхности, развития современных геоморфологических процессов, формирования техноформ и охраны рельефа. При этом основной акцент в изучении «Инженерной геоморфологии» делается на анализе исследований рельефа местности при промышленном и гражданском строительстве, сооружении объектов гидроэнергетики, землеустройстве и ведении сельского хозяйства, равно как и на геоморфологическую оценку развития нежелательных последствий хозяйственного освоения территорий.

Целью данной дисциплины является углубленное знакомство студентов с теоретическими основами инженерной геоморфологии и современными методами решения практических геоморфологических задач, связанных с интересами народного хозяйства страны в области сооружения инженерных объектов и комплексов различного назначения, их рационального строительства, эффективной эксплуатации и реконструкции.

Настоящее учебное пособие отражает особенности современного этапа географического образования в условиях внедрения государственного образовательного стандарта нового поколения. Оно написано в соответствии с учебным планом и учебной программой учреждения высшего образования для специальности высшего образования второй ступени (магистратуры) 1-31 80 02 География.

Пособие состоит из семи глав. Первая глава – вводная. В ней рассматриваются место инженерной геоморфологии в системе фундаментальных и прикладных наук о Земле, задачи инженерно-геоморфологических исследо-

ваний, научная концепция и современное состояние инженерной геоморфологии, главные направления в оценке рельефа для инженерных целей и современные подходы к этой оценке.

Во второй главе излагаются представления о морфометрическом анализе рельефа и его роли в инженерно-геоморфологических исследованиях. Здесь приводятся основные сведения о морфометрическом анализе, его связи с картографией, рассматриваются основные положения теории морфометрии, цели и задачи, решаемые при морфометрических исследованиях, а также оценка исходных материалов и выбор стратегии проведения данных исследований.

Третья глава посвящена морфолитологическому анализу рельефа в инженерно-геоморфологических исследованиях. В ней подробно изложены сведения о составе и свойствах горных пород, слагающих рельеф, а также охарактеризована роль рельефа в образовании рыхлых осадочных отложений и формировании их свойств.

В четвертой главе освещены вопросы, связанные с оценкой динамики рельефа в инженерно-геоморфологических целях. Особенностью излагаемого материала является то, что описание рельефообразующих процессов дается с позиций инженерной оценки. При этом выбраны те из процессов, анализ которых необходим для инженерно-геоморфологического заключения о возможности или невозможности строительства.

В пятой главе с точки зрения инженерно-геоморфологического анализа рассматриваются вопросы антропогенного рельефообразования на фоне взаимодействия природного рельефа и ландшафта в целом, а также его отдельных компонентов.

Важное место занимает шестая глава, в которой излагаются основы инженерно-геоморфологических исследований при планировании и строительстве объектов гидроэнергетики, линейных сооружений, жилых и производственных объектов в городах, мелиорации, землеустройстве и ведении сельского хозяйства.

Рассмотрению методов инженерно-геоморфологического анализа, вопросов инженерно-геоморфологического картографирования и районирования посвящена седьмая глава. В краткой форме изложены основные этапы инженерно-геоморфологических исследований, существующие принципы и методики составления общих и частных инженерно-геоморфологических карт.

Особо следует выделить вопросы для самоконтроля, находящиеся после каждой главы, которые должны помочь студентам оценить уровень своих знаний и осознать требования, предъявляемые к специалисту в области инженерной геоморфологии.

В конце пособия приводится список использованной литературы, отдельные источники в котором могут быть весьма полезными при самостоятельном изучении дополнительного материала.

Учебное пособие адресовано студентам, обучающимся на второй ступени получения высшего образования по специальности 1-31 80 02 География. Оно может быть полезно студентам и преподавателям других специальностей учреждений высшего образования, занимающимся изучением систем взаимодействий между компонентами природной среды и инженерно-хозяйственными объектами.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность рецензентам – профессору кафедры географии и природопользования Брестского государственного университета имени А.С. Пушкина, доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту НАН Беларуси, профессору М.А. Богдасарову и заведующему кафедрой общего земледелия и гидрометеорологии Белорусского государственного университета, кандидату географических наук, доценту Ю.А. Гледко, замечания и рекомендации которых способствовали совершенствованию данного пособия.

Отзывы и пожелания авторам издания, которые будут с благодарностью приняты, можно направлять по адресу: 210038, г. Витебск, Московский проспект, 33, кафедра экологии и географии ВГУ имени П.М. Машерова.



Глава 1

ВВЕДЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНУЮ ГЕОМОРФОЛОГИЮ

1.1. О содержании понятия «инженерная геоморфология»

Инженерная геоморфология – одно из прикладных направлений геоморфологии. Ее объектом являются рельеф и рельефообразующие процессы, изучаемые в интересах инженерно-хозяйственной деятельности человека. Она призвана решать следующие задачи: 1) изучение системы взаимосвязей и выявление показателей между рельефом и хозяйственным объектом; 2) определение оптимальных геоморфологических условий для решения различных хозяйственных задач; 3) установление по геоморфологическим данным технических условий решения практических задач; 4) изучение влияния географической среды на изменение оптимальных геоморфологических условий и показателей связей; 5) разработка систем геоморфологического расчета и экономического выражения геоморфологических данных; 6) разработка методов инженерно-геоморфологического прогноза; 7) создание системы информации и регистрации прикладных геоморфологических данных; 8) составление рекомендаций для принятия инженерных решений.

Инженерная геоморфология включает в свой арсенал сведения и методы из геологии, физической географии, гидрологии, климатологии, топографии и подчиняет их единой цели – анализу рельефа с точки зрения условий его использования, устойчивости, динамичности и прогноза эксплуатации. Применяя теоретические основы общей и региональной геоморфологии, инженерная геоморфология тесно взаимодействует с антропогенной и экологической геоморфологией. *Геоморфологические знания служат для обоснования прогнозных оценок при планировании, строительстве и эксплуатации различных инженерных сооружений, а также помогают выяснить характер воздействия сооружений на окружающую природу и функционирование соседствующих сооружений.*

Инженерная геоморфология как прикладная область знаний занимает пограничное положение между инженерной географией и инженерной геологией. С последней она связана самым тесным образом, поскольку еще на ранних этапах становления инженерной геологии (30-е годы XX столетия) анализу строения рельефа придавалось большое значение. При этом следует заметить, что роль и значение геоморфологии для инженерно-геологических исследований в то время понимались по-разному. Вначале инженеры-геологи видели назначение геоморфологии, главным образом, во внешнем описании форм рельефа, которое давало общее представление о возможных строениях строительства сооружений и рациональном размещении разведочных скважин (Макеев, 1936; Николаев, 1937; Саваренский, 1939). Примерно в те же годы впервые был введен в употребление термин «прикладная геоморфология» (Каменский, 1934; Макеев, 1936). Позже, начиная с 1950-х годов,

геоморфологическим условиям стали придавать значение решающего фактора формирования инженерно-геологических условий местности. Так, в частности, Н.И. Николаев (1950, 1962) отнес рельеф к одному из ведущих факторов при инженерно-геологическом районировании территорий для гидротехнического строительства. Им было проведено геоморфологическое районирование территории СССР, которое позволило выделить типы территорий, характеризующиеся различными инженерно-геологическими условиями. По характеру рельефа ученый выделил два крупных элемента – равнины и горные страны, которые, в свою очередь, подразделил на области, характеризующиеся однородными формами рельефа, определенными их сочетаниями и взаимоотношениями, а также определенными связями с геологическим строением и геологическими процессами. Следует подчеркнуть, что речные долины Н.И. Николаев обособил особо в каждом из вышеназванных крупных элементах рельефа (речные долины равнинных рек и речные долины горных рек), подчеркнув этим, что каждый из выделенных типов долин характеризуется различными инженерно-геологическими условиями.

Большое значение изучению рельефа и истории его формирования при проведении инженерно-геологических исследований придавал также И.В. Попов. Он считал (Попов, 1959), что геоморфологическое изучение территории, с одной стороны, является существенным элементом изысканий, подготавливая данные для проектирования инженерных сооружений, а с другой – одним из средств анализа инженерно-геологических условий территорий, особенно на первых этапах изысканий, поскольку признавал существующую прямую их связь и с генезисом поверхностных отложений, и с геологическими процессами.

В настоящее время, когда содержание инженерной геологии понимается геологами весьма широко, геоморфологические и другие физико-географические исследования стали занимать здесь не меньшее место, чем, к примеру, грунтоведение. Крупные разделы инженерно-геологической науки – инженерная геодинамика, инженерно-геологическое картографирование – в значительной части приобрели геоморфологическое и даже географическое содержание. Общая задача инженерно-геоморфологических исследований состоит не столько в оценке рельефа с точки зрения инженерно-геологических условий, сколько в более широкой комплексной инженерно-географической оценке территории строительства. При этом специалисты-геоморфологи изучают в основном естественный рельеф и природные процессы на первых стадиях проектирования инженерных сооружений, когда составляется общий план размещения сооружений, намечаются несколько вариантов и выбирается один из них. На этих стадиях (технико-экономическое обоснование и проект) рельеф оценивается с точек зрения общего плана размещения сооружений и технических условий проектирования, природных рельефообразующих процессов, влияющих на устойчивость сооружений и их эксплуатацию, и действия инженерных сооружений на природные процессы. Базовые положения инженерной геоморфологии

были изложены Т.В. Звонковой в монографии «Изучение рельефа в практических целях» (1959), а после и в учебном пособии по прикладной геоморфологии (Звонкова, 1970). Ей же принадлежит и сам термин «инженерная геоморфология» (вместо «прикладная геоморфология»).

Ю.Г. Симонов и В.И. Кружалин (1993) основные положения концепции Т.В. Звонковой сформулировали в виде восьми основных тезисов.

1. При изучении рельефа для инженерной оценки местности прежде всего необходимо установить взаимные связи между рельефом и инженерными сооружениями.

2. Инженерное сооружение, попадая в природную обстановку после ввода его в эксплуатацию, само начинает оказывать влияние на окружающий ландшафт.

3. Решающими факторами, определяющими характер действия природной обстановки на инженерное сооружение, оказываются рельеф, грунты и климат.

4. При оценке рельефа как одного из условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений в качестве критерия оценки должны быть приняты показатели, определяющие зависимость стоимости строительства и эксплуатации инженерных сооружений от тех или иных свойств рельефа.

5. Наиболее благоприятными следует признать такие условия, которые обеспечивают гармоничное сочетание ведущих природных факторов и технических условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Дисгармония вызывает увеличение расходов на строительство и эксплуатацию. При дисгармонии в ходе строительства человек вынужден создавать искусственный рельеф.

6. Важнейшей проблемой инженерной оценки рельефа является изучение инженерных свойств природных процессов – процессов образования оврагов, оползней, карста и других, которые в динамической геологии называются физико-геологическими, в инженерной геологии – инженерно-геологическими, а в географии – экзогенными процессами.

7. Наряду с инженерно-геологической устойчивостью территории следует изучать устойчивость различных генетических и морфологических типов рельефа. В первую очередь надо оценивать устойчивость склонов. На основании изучения устойчивости рельефа можно судить об инженерных свойствах грунта.

8. Необходима система экономических оценок геоморфологических условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

В своей монографии Т.В. Звонкова приводит конкретные нормативные данные и анализирует отдельные оценки рельефа при проектировании дорог, гидротехнических сооружений, портов, трубопроводов и городов.

После работ Т.В. Звонковой долгое время крупных работ по инженерной геоморфологии не появлялось. Лишь в 1980-х годах А.Т. Леваднюк (1983) обосновал принципы регионального инженерно-геоморфологического анализа, предложил концепцию инженерно-геоморфологического

картографирования. Возможность решения проблем региональной инженерной геоморфологии он показал на контрастных примерах равнин Молдавии и Туркмении. В эти же годы методическими проблемами данного научного направления занимался А.Л. Ревзон (1984). Им разработана теория использования космических снимков для решения инженерно-геоморфологических задач (космоиндикационный анализ). В конце 1970 – начале 1980-х годов появились и новые учебные пособия для географических специальностей высших учебных заведений: «Поисковая и инженерная геоморфология» Э.Г. Палиенко (1978), «Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек и на берегах морей» С.В. Лютцау и Г.А. Сафьянова (1983). С конца 1980-х годов инженерная геоморфология стала развиваться достаточно быстро. Выпущен ряд учебных изданий и научных работ, где обсуждаются теоретико-методологические проблемы инженерной геоморфологии, включая рассмотрение объектно-предметной сущности данного направления, вопросов совершенствования его теории, методов инженерно-геоморфологических исследований, картографирования и др. Это работы В.М. Фирсенковой (1987), Л.Л. Розанова (1990), Т.В. Николаевой, В.Ф. Шувалова (1992), Ю.Г. Симонова, В.И. Кружалина (1989, 1990, 1993), Н.В. Скубловой (1999), А.И. Жирова (2005), Э.А. Лихачевой, Д.А. Тимофеева (2001, 2005), Д.В. Лопатина, А.С. Макарова (2012) и др. Несмотря на то, что в настоящее время многие теоретические и методологические разработки данного прикладного направления геоморфологии активно применяются для решения сложных задач инженерного проектирования, строительства, сельскохозяйственного освоения земель, прогноза чрезвычайных ситуаций, связанных с проявлениями экзогенных процессов, и т.д., инженерная геоморфология как самостоятельная область научного знания, по нашему мнению, находится еще в процессе становления, поскольку ее содержание требует уточнения своей предметной области, своего понятийного аппарата и методики исследований.

1.2. Главные направления в оценке рельефа для инженерных целей

Одной из важнейших задач инженерной геоморфологии является выделение главных направлений развития ее теории. В настоящее время можно обозначить **три главных направления** в оценке рельефа для инженерных целей: морфометрическое, морфолитологическое, морфодинамическое.

Морфометрический анализ рельефа для оценки его пригодности под те или иные инженерные сооружения включает в себя сопоставление топографии дневной поверхности с требованиями, определяемыми особенностями строительства и эксплуатации сооружений. К примеру, спокойный, ровный рельеф местности благоприятен для размещения одних сооружений и неблагоприятен для других. Ровная поверхность способствует уменьшению строительных затрат на выравнивание строительной площадки (по вертикальной планировке), позволяет наиболее компактно разместить функционально связанные между собой части промышленного комплекса. При значительных

уклонах местности увеличивается расход строительных материалов, часть производственных площадей теряется из-за увеличения подвальных и полуподвальных помещений, на первых этажах промышленных зданий ухудшаются санитарные условия. Поэтому при выборе места для промышленного строительства нередко выровненный рельеф предпочитают любому другому. Особенно влияет рельеф на размеры эксплуатационных расходов. Для нормальной работы и строительства инженерных сооружений требуется некоторый *«оптимальный» рельеф*. Для промышленных сооружений он будет зависеть от специфики самого производства. Так, например, на крупных современных машиностроительных заводах (автомобильных, сельскохозяйственных машин и др.) протяженность главного конвейера может достигать многих сотен метров. Их оптимальный производственный рельеф окажется близким к горизонтальной поверхности. Для горно-обогатительных фабрик, в основе производственного цикла которых лежит флотационное или гравитационное обогащение руды, наоборот, благоприятен некоторый уклон местности. По этой причине большинство таких фабрик строится на склонах гор. Оптимальный производственный рельеф для промышленных сооружений в значительной мере определяется внутризаводским транспортом. Для других объектов он может быть рассчитан исходя из нормативов строительства инженерных сооружений.

Учет морфометрии рельефа важен при оценке местности еще и по другим соображениям. Для того чтобы обеспечить эксплуатацию некоторых сооружений и создать нормальные условия работы и жизни людей, необходимо определить освещенность и затененность территории, ее проветриваемость и защиту от задымления – иными словами, следует оценить влияние рельефа на микроклимат застроенных территорий. Ответ на эти вопросы связан с изучением распределения на местности склонов различной крутизны и экспозиции, с сопоставлением ориентировки речных долин и главных направлений ветров, с определением котловинности рельефа и т.п. (Симонов, 1979). Результатом геоморфологической работы этого направления может быть *набор или серия морфометрических карт, составленных по программе нормативов оптимального производственного рельефа*. Это по существу является первым вкладом геоморфологов в оценку условий строительства.

На стадии *морфолитологического анализа* рельефа устанавливается его связь с комплексом горных пород, рыхлых и литифицированных, выходящих на дневную поверхность. Эти породы нередко оказываются в сфере хозяйственной деятельности человека. В них прокладываются подземные коммуникации, они служат основаниями фундаментов зданий. Свойства горных пород, их инженерная оценка – объект изучения инженеров-геологов и, строго говоря, инженерная оценка несущих свойств пород не входят в компетенцию геоморфологов. В то же время успешное применение аэрофотографических и космических методов в инженерной геологии показывает, что свойства коренных пород можно определять по различным физиономическим чертам ландшафта, и прежде всего по растительности и рельефу.

Это позволяет рассматривать *рельеф как возможный индикатор некоторых свойств пород*. Необходимо тщательно анализировать рельеф там, где уже проведены инженерно-геологические исследования. Вероятно, наиболее просто получить эти сопоставления для рыхлых пород, поскольку при образовании экзогенных форм рельефа одновременно образуются и рыхлые отложения того же возраста и происхождения. Свойства коренных пород, как известно, часто также отражаются в проявлении избирательного выветривания и денудации. Зная свойства коренных пород и соответствующий им рельеф, можно надеяться на успех индикационных исследований. Так, например, широко известна пространственная связь эрозионных и других линейно вытянутых форм рельефа (линеamentов) с тектонической трещиноватостью коренных пород. Изучая пространственное размещение линеamentов, можно решить вопрос и о неравномерности трещиноватости горных массивов. Известно также, что оценка несущих свойств целых массивов горных пород в инженерной геологии является проблемной задачей. Геоморфология может здесь прийти на помощь. Однако для решения задач морфолитологического направления нужна совместная работа геоморфологов и геологов или по крайней мере учет того опыта, который накоплен инженерами-геологами при изучении горных пород. Результатом работ этого направления служат *карты морфолитологических комплексов и карты линеamentов*. Сопоставление этих карт с картами морфометрической оценки позволяет уточнить условия строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

Не менее важным аспектом инженерно-геоморфологических исследований является *морфодинамический анализ* или изучение современных рельефообразующих процессов. Некоторые из них протекают медленно, почти незаметно для наблюдателя. Однако за многие десятилетия могут накопиться столь существенные изменения, которыми, учитывая продолжительный срок службы многих, наиболее дорогостоящих инженерных объектов, пренебрегать нельзя. Естественно, в первую очередь исследователей должны интересовать те *процессы, которые, изменяя рельеф земной поверхности, способны угрожать жизни людей*. Но определенный интерес представляют их последствия, выраженные образованием различного рода деформаций земной поверхности. Как правило, на практике стремятся устранить последствия опасных явлений, в то время как надежнее и в конечном счете дешевле бороться с причинами, порождающими эти явления. Особенно важно это иметь в виду там, где человек, возводя сооружения, нарушает один из элементов ландшафта, не подозревая, что тем самым может вызвать цепочку необратимых явлений. Особенно осторожность следует проявлять в условиях, где природа находится в неустойчивом равновесии и легко нарушаема. Таковы тундра, аридные области, крутые склоны гор. Здесь нарушение одного из элементов ландшафта (растительного покрова, изменение термического режима или степени увлажнения грунтов) могут вызвать рост оврагов, активное таяние мерзлых грунтов, образование селей или других нежелательных явлений.

Таким образом, инженерная геоморфология – одно из прикладных направлений современной геоморфологии, призванное давать заключение о целесообразности возведения и эксплуатации инженерных сооружений в определенных геоморфологических условиях. *Под геоморфологическими условиями понимают ту среду, в которой строятся и эксплуатируются инженерные сооружения.* Изучая эти условия, мы исследуем совокупность элементов рельефа и сопряженных с ними рыхлых отложений, а также комплекс современных рельефообразующих процессов. Изменяясь во времени и в пространстве, они способны оказывать влияние на строительство, эксплуатацию и сохранность промышленных объектов и гражданских строений, мостов и плотин, дорог всех видов, а также различных наземных и подземных коммуникаций (водопроводная и канализационная системы, трубопроводы, линии электропередач и т.п.).

Инженерная геоморфология в повседневной работе опирается на *общий геоморфологический анализ*. Наряду с обычными геоморфологическими методами в инженерно-геоморфологических исследованиях широко используются *ландшафтно-индикационные методы, методы микроклиматических, гидрогеологических, почвенных, геоботанических и других специальных географических и геологических исследований*. Очень полезна для этих целей геофизическая и геохимическая информация. В практике инженерно-геоморфологических изысканий заметное место занимают горные работы: бурение, рытье шурфов и канав, а также наблюдения за уровнем режимом вод. Большое значение имеют характеристики влажности грунтов, их изменение во времени и в пространстве, а также места разгрузки подземных вод. Места разгрузок подземных вод интересны также тем, что к ним нередко приурочены области распространения оползневых явлений, просадок и т.п.

При сравнении инженерно-геоморфологических исследований с другими видами изучения рельефа можно видеть и некоторые их отличия. Они заключаются прежде всего в *специфике работы потребителей инженерно-геоморфологической информации*. Проектировщики-строители нуждаются в таких сведениях о рельефе, которые могли бы быть измерены и представлены в виде системы объективных параметров. А следовательно, геоморфологические утверждения при инженерных оценках должны быть приведены в систему расчетов и доказательств, подтверждающих как положительные, так и отрицательные выводы. Обоснованность заключений повышает требовательность к сбору фактического материала, его количеству и качеству. В зависимости от видов строительства, а также условий эксплуатации этих сооружений виды инженерно-геоморфологических работ могут существенно меняться. Так, инженерно-геоморфологическая оценка побережий при выборе места для строительства молов, причалов и берегозащитных сооружений будет заметно отличаться от геоморфологических изысканий при выборе мест для строительства гидроэлектростанций в речных долинах или

трасс железных и шоссейных дорог в горах. По этим причинам в инженерной геоморфологии можно выделить два стратегических направления ее развития: 1) специализация по различным типам инженерных сооружений (оценка рельефа для промышленного, транспортного, гидротехнического строительства, мелиоративная геоморфология и т.п.); 2) специализация по типам природных обстановок, влияющих на размещение комплекса инженерных сооружений различного профиля (инженерная геоморфология речных долин, склонов, берегов, горных стран, вулканических областей, аридных, гумидных, полярных стран и т.п.). Наряду с типологическим подходом можно обозначить и региональный, например, инженерная геоморфология Беларуси или инженерная геоморфология европейской части России и др.

1.3. Современные подходы к инженерной оценке рельефа

Инженерные сооружения выполняют самые различные функции, отличаются большим разнообразием, характеризуются разной степенью сложности и возводятся на различные, но строго установленные сроки в соответствии с их назначением. Наряду с относительно простыми объектами, порой даже временного характера, существуют дорогостоящие чрезвычайно сложные сооружения, призванные стоять многие десятилетия и века. Эти сложные сооружения требуют больших затрат, и перед строительством их тщательно проектируют. При этом стремятся обеспечить оптимальные условия строительства и эксплуатации, уделяя особое внимание вопросам взаимодействия инженерного сооружения и окружающей его геологической среды. При проектировании инженерных сооружений проводятся конкретные мероприятия, уменьшающие вероятность проявления нежелательных последствий строительства и функционирования инженерного объекта. Современное состояние науки и техники позволяет проектировать и строить достаточно сложное и надежное сооружение даже в самых неблагоприятных условиях. *Для этого необходимо искусственно создать условия, обеспечивающие строительство и функционирование сооружения.* Однако и в этих случаях следует тщательно изучать природные условия места возведения планируемого объекта. Еще большая необходимость в таком изучении природных условий имеется при массовом строительстве стандартных сооружений, когда требуется строить быстро, экономично и удобно.

Каждое инженерное сооружение имеет определенное назначение и собственную конструкцию. Вполне понятно, что жилой дом отличается от железнодорожного моста: каждый из объектов проектируется отдельно и по-разному. Но, как правило, они существуют не изолированно друг от друга, а образуют систему совместно функционирующих инженерных сооружений. Такая система предъявляет более жесткие требования к природным особенностям места строительства, так как некоторый лимит у одной из конструкций (одного элемента системы), совершенно необязательный

для другого, все же лимитирует возведение всей системы как целого. Самыми сложными инженерными объектами являются современные крупные города с их промышленностью, жильем, транспортом и рекреационными зонами. Они растут и совершенствуются, отражая как уровень развития употребляемых технологий, так и степень воздействия на окружающую среду. Изучая опыт современного градостроительства, можно видеть, что во многих случаях идет поиск разумного сочетания принципов, идущих от технологии, и принципов, идущих от природы.

Функционально-технологический (нормативный) подход к инженерной оценке рельефа. В современной технике многое уже определено. Строители стремятся стандартизировать значительные узлы инженерных сооружений. Это надо прежде всего для индустриализации их выпуска. Технологи и конструкторы создают свои объекты на типовых узлах, выпускаемых промышленностью. Отсюда возникает необходимость при выборе критериев инженерно-геоморфологических оценок территории под строительство руководствоваться функционально-технологическими нормами строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

Оценка рельефа, идущая «от технологии к рельефу», должна опираться на ряд *положений, следующих из главной концепции инженерной геоморфологии*, основные черты которой были сформулированы Т.В. Звонковой.

1. Необходимо оценить каждый элемент технических сооружений и их комплекс с точки зрения их отношения к рельефу в стадии проектирования, строительства и эксплуатации.

2. Рассмотреть основные функции и тип функционирования сооружения и установить влияние различных свойств элементов рельефа на ход функциональных процессов.

Для каждого типа сооружений этот набор может оказаться неодинаковым. По отношению к рельефу все виды технических сооружений можно разделить на три категории: точечные, линейные и площадные. Каждый из этих типов отличается характером взаимодействия с элементами рельефа. Например, опора линии электропередач (точечный объект) обычно намного меньше отдельных элементов рельефа; дорога (линейный объект) пересекает множество элементов, и в силу этого важно отметить неоднородность (анизотропность) геоморфологического пространства (набор элементов рельефа и рельефообразующих процессов меняется с изменением возможного направления дороги); промышленная площадка (площадной объект), на которой размещается комплекс сооружений, территория города. Естественно, что геоморфологический анализ территории для каждого объекта складывается неодинаково.

Типология объектов может быть проведена и по другим принципам, например, по их назначению: сооружения для жилья, производства, транспортных целей, сельскохозяйственной деятельности, рекреации. Оценки рельефа для каждого из типов сооружений будут неодинаковы и могут формироваться под влиянием различного вида норм, включающих

затраты: на вертикальную планировку; на обеспечение устойчивого функционирования сооружения на заданный срок (защита агрегатов, защита от вредных явлений и др.); на функционирование систем водоснабжения, энергоснабжения, канализации, на соблюдение техники безопасности и санитарных норм.

Оценка рельефа может быть проведена с точки зрения функционального соответствия геометрии рельефа, в связи с наличием определенных связей рельефа и рыхлых отложений, а также с морфолитодинамикой.

Индикационный подход к инженерной оценке рельефа. Анализ рельефа при инженерной оценке местности следует проводить по четырем основным направлениям: 1) изучение морфологии и морфометрии рельефа в соответствии с нормами строительства инженерных сооружений различного типа; 2) оценка рельефа при антропогенном преобразовании ландшафта; 3) оценка влияния на рельеф особенностей геологической среды в разных структурно-геологических условиях; 4) оценка влияния геодинамических условий на ход строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Последние два по своему существу и составляют основу геоморфологической индикации в инженерной геоморфологии и могут быть реализованы в рамках индикационного подхода. Возможности любой индикации определяются наличием определенных генетических связей между явлениями. Эти связи могут быть прямыми, и тогда они раскрываются сравнительно легко. Косвенные связи раскрываются в индикации труднее. Оценка особенностей инженерно-геологической среды в разных структурно-геологических условиях геоморфологическими методами достаточно обоснованная, поскольку с момента ее зарождения в качестве главной прикладной области геоморфология имела геологическую съемку, поиски полезных ископаемых и т.п. Уже в работах В.М. Дэвиса (1962) и В. Пенка (1961) подчеркиваются разнообразные связи между рельефом и геологическим строением территории. Последний из них в качестве главной цели своего геоморфологического анализа видел выявление геодинамических механизмов, определяющих развитие структурно-тектонических элементов земной коры. В современной геоморфологии это направление получило развитие в рамках теории структурной геоморфологии.

Не менее известны связи рельефа с образованием рыхлых осадочных пород. В концепции выдающегося литолога Н.М. Страхова (1962) рельефу наряду с климатом уделяется большое внимание. По его мнению, главные факторы литогенеза – климат и тектоника. Причем последняя проявляет себя через рельеф. Связь рыхлых отложений с рельефом давно уже изучается геоморфологами. И нет сомнений в том, что экзогенные формы рельефа и рыхлые отложения тесно связаны друг с другом. Они образуются одновременно, в одних и тех же условиях и под действием одних и тех же факторов. Это хорошо подтверждается и в существующих генетических классификациях рыхлых осадков. Так, геоморфологи выделяют рельеф флювиального происхождения, литологи – отложения флювиального генезиса (аллювиальные, делювиальные, пролювиальные). Есть морской рельеф,

и ему можно сопоставить морские отложения. Это перечисление легко продолжить. Хронологические и генетические совпадения в формировании рельефа и рыхлых отложений объясняются тем, что экзогенный рельеф формируется в процессе перемещения по поверхности Земли определенных видов потоков вещества, образованных в ходе разрушения горных пород, выходящих на дневную поверхность. Свойства вещества характеризуются свойствами исходных горных пород. А потоки возникают в результате гравитационной неустойчивости рыхлых образований на земной поверхности из-за наличия на ней неровностей разного порядка, т.е. благодаря наличию рельефа земной поверхности. Потоки могут быть собственно грунтовыми (I тип), когда движение обломочного материала представляет собой самопроизвольное гравитационное их перемещение. В другом случае (II тип) это могут быть водно-грунтовые, воздушно-грунтовые, снежно- и ледово-грунтовые потоки. Рыхлые породы осаждаются преимущественно из потоков второго типа, фиксируя моменты преобразования особенностей их движения. Любое осадконакопление вызывает изменение рельефа. Зарождение грунтовых потоков приводит к денудации пород и их срезанию. При зарождении потоков возникает денудационный рельеф.

Отношения и связи между рельефом и рыхлыми отложениями хорошо изучены. Информация о свойствах и возрасте рыхлых отложений используется в геоморфологическом анализе. Наиболее полно их связь прослеживается между современным рельефом и молодыми отложениями. По мере удаления от современности в древние века она становится менее надежной, поскольку часть геологической информации уничтожается. В ходе потери этой информации претерпевает изменения и рельеф. Так, к примеру, аккумулятивный рельеф может смениться денудационным и наоборот. В силу этого геоморфологу часто приходится восстанавливать утраченные черты рельефа. Наличие определенных связей между рельефом и рыхлыми отложениями позволяет по сохранившимся геологическим образованиям восстанавливать рельеф. Так же как и наиболее устойчивые черты рельефа позволяют восстанавливать среду осадконакопления. Благодаря наличию этих связей в геоморфологии возникло направление, совместно изучающее процессы формирования рельефа и рыхлых отложений, которое получило название «морфолитогенез».

Менее изученными остаются взаимосвязи между процессами рельефообразования, с одной стороны, и свойствами осадков, возникающими на поздних стадиях превращения осадков в горные породы (стадия диагенеза), а также катагенеза и метаморфизма, – с другой. Все эти изменения связаны с уплотнением осадка и преобразованием его вещества под действием давления вышележащих пород, высоких температур и физико-химических процессов. Преобразование вещества, так же как и уплотнение пород, связано с изменением их объема. Сумма этих изменений не может не сказаться на положении земной поверхности, т.е. на рельефообразовании. Вероятно, в геоморфологии может возникнуть и соответствующее научное

направление, объектом которого мог бы стать морфопетрогенез, или же он в качестве особого раздела войдет в уже развивающееся морфолитогенетическое учение. Использование знаний о законах морфолитогенеза в инженерной геоморфологии могло бы стать базой для индикационного геоморфологического анализа, который активно развивается А.Л. Ревзоном (1984) и другими исследователями. В центре внимания пока находится анализ дистанционных материалов, дешифрируя которые, можно по экзогенным формам рельефа восстанавливать структурно-тектонические условия его образования. Или же, наоборот, выявляя на аэрофотоматериалах и космических снимках линеаменты, определяются места возможного появления нежелательных экзогенных процессов. Анализ многочисленных опубликованных работ позволяет выделить три главных предмета геоморфологической индикации: 1) свойства горных пород различного состава и происхождения; 2) структурно-тектонические особенности территории и 3) ареалы активно действующих экзогенных процессов.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что инженерно-геоморфологический анализ должен включать в себя и соответствующие разделы, раскрывающие связи между рельефом и геологическими особенностями территории. При выборе предмета индикации в этом случае следует обратить внимание на перекрытие задач инженерной геоморфологии и инженерной геологии. Известно, что оценка инженерно-геологических условий строительства, в том числе анализ свойств горных пород, служащих фундаментом сооружений, и структурно-тектонических и геодинамических условий строительства является прямой задачей инженерной геологии. В ходе развития этой отрасли геологической науки накоплен достаточно большой объем знаний, разработана научная концепция, создана специальная методика исследований и, самое главное, накоплен опыт общения между геологами, инженерами-проектировщиками и строителями. При этом последние две категории специалистов выступают в роли потребителей инженерно-геологической информации. Можно подумать, что для геоморфологических оценок свойств пород собственного места не осталось. Однако если детально проанализировать сложившуюся ситуацию, то можно увидеть, что это не так. Ведь в инженерной геологии в настоящее время активно внедряется использование аэро- и космических съемок, материалов других видов дистанционного зондирования. Известно, что на снимках можно распознать рельеф, растительность и водные объекты, сами же отложения не видны. Тем более увидеть какие-либо изменения их свойств не представляется возможным. Отсюда следует, что при инженерно-геологическом картографировании геологи вынуждены проводить анализ рельефа. И конечно же, совместными усилиями инженеров-геологов и геоморфологов можно добиться значительных результатов в понимании связей между рельефом и свойствами горных пород. В инженерной оценке рельефа территории анализ этих связей может иметь и самостоятельное значение.

Геоморфологические и геологические оценки территории, как правило, совпадают. Но не исключено, что они могут разойтись. В существующей практике приоритет обычно отдается геологическим заключениям. Однако целесообразнее, чтобы любое расхождение в оценках, полученных с помощью независимых методов, фиксировалось и служило объектом специального рассмотрения. Ведь причины расхождений могут быть весьма различными, а совместный анализ одних и тех же причин может дать важные и, главное, более обоснованные сведения для практических рекомендаций. Расхождение заключений, полученных разными методами, – явление обычное в науках о Земле. Так, к примеру, хорошо известна неоднозначность многих геофизических заключений. Однако они более широко, по сравнению с данными геоморфологического анализа, используются для инженерных оценок. Отчасти в этом виноваты и сами геоморфологи, все еще весьма редко пользующиеся результатами анализов физико-механических свойств горных пород. И здесь следует подчеркнуть, что только тесное взаимодействие и совместная работа геоморфологов и инженеров-геологов должны обогатить и науку, и практику, сделав геоморфологические исследования более количественными и физически полно обоснованными.

Достижению этой цели в инженерно-геоморфологических исследованиях должно способствовать развитие инженерно-геоиндикационного направления. По своей сути *геоморфологическая индикация заметно отличается от геоморфологического объяснения, у которого в центре внимания лежит происхождение рельефа*. С его помощью выясняется, насколько в образовании данной формы рельефа (или комплекса форм) проявляют себя свойства горных пород, новейшая тектоника или меняющиеся в пространстве и во времени ландшафтно-климатические условия. Геоморфологическая же индикация решает как бы обратную задачу. Она должна определить, *какими могут быть свойства пород, если рельеф имеет те или иные особенности*. Аналогичные заключения геоморфолог обязан дать и в том случае, если он по рельефу восстанавливает структурно-тектоническое строение территории.

Большинство обратных задач не имеет однозначного решения. Иногда даже кажется, что оно невозможно. Вместе с тем известно, что некоторые из обратных задач могут быть решены лишь при определенных начальных и граничных условиях. В геоморфологическом анализе обратные задачи четко не выделяются, но они, конечно же, существуют. Если исследовать сначала свойства горных пород, новейшие тектонические движения и ход экзогенных процессов, а затем рельеф, то можно получить представление о причинах разнообразия рельефа. Это и означает «решение прямых задач». Суть же обратных задач состоит в том, что, *зная рельеф, можно дать заключения о свойствах горных пород, о тектонике и т.д.* Отсюда индикационные геоморфологические задачи можно отнести к числу обратных. И, если это так, то геоморфолог, решая их, должен указать начальные и граничные условия, в пределах которых решение окажется правильным.

Поскольку геоморфологические задачи не записываются в виде уравнений, то и сами понятия – прямая и обратная задачи – отсутствуют. Для того чтобы давать инженерно-геоморфологические рекомендации на геоиндикационной основе, если предметом индикации выступают свойства пород, необходимо сначала тщательно проанализировать все прямые связи рельефа с процессом формирования и преобразования рыхлых отложений (диагенез, метаморфизм). Если предметом индикации является тектоника, то вначале следует выяснить все связи между тектоникой и рельефом. Это служит основанием для реализации индикационного подхода в инженерно-геоморфологических исследованиях (Симонов, Кружалин, 1993).

Вопросы для самоконтроля к главе 1

1. Для решения каких задач проводятся инженерно-геоморфологические исследования? Какие базовые положения лежат в основе инженерно-геоморфологических исследований?
2. Какие главные направления выделяют в развитии теории инженерной оценки рельефа?
3. В чем заключается суть термина «оптимальный» рельеф для грамотного строительства и функционирования инженерных сооружений?
4. Что является результатом морфометрического анализа рельефа для инженерных целей?
5. Почему морфолитогенный анализ рельефа позволяет решать вопросы индикации некоторых свойств пород?
6. Какие карты являются результатом морфолитологических исследований?
7. Для решения каких задач необходимо изучение рельефообразующих процессов в инженерно-геологических изысканиях?
8. Какие методы исследований применяются при инженерно-геоморфологических изысканиях?
9. В чем заключается отличие инженерно-геоморфологических исследований от других видов изучения рельефа?
10. Какие стратегические направления можно выделить в развитии инженерной геоморфологии?
11. На какие принципы опирается функционально-технологический (нормативный) подход в инженерной оценке рельефа?
12. В чем отличие геоморфологической индикации от геоморфологического объяснения? Почему индикационные геоморфологические задачи можно отнести к обратным?



Глава 2

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА И ЕГО РОЛЬ В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

2.1. Морфометрический анализ как метод геоморфологии

Анализ вклада рельефа в проектирование и строительство различных инженерно-хозяйственных объектов во многом обусловлен его количественными характеристиками. Получить эти характеристики позволяет морфометрический анализ, основанный на изучении размерностей рельефа с помощью специальных измерений. Как правило, измеряют абсолютную и относительную высоту отдельных форм рельефа или их комплексов, углы наклона, длину склонов и их экспозицию, площади, занятые положительными и отрицательными формами рельефа, и некоторые другие. Полученные данные обрабатываются по определенной программе, после чего вычисляется ряд морфометрических показателей и коэффициентов, описывающих рельеф изучаемой территории. Измерения проводят по топографическим или иным тематическим картам. Реже в морфометрических целях используют аэрокосмические материалы. Не исключено, что для некоторых видов морфометрических работ могут проводиться специальные полевые измерения. Но это скорее исключение, чем правило. Обычно их производят тогда, когда изучают нано- и микрорельеф. Большие возможности для дальнейшего развития морфометрического анализа предоставляют широко вошедшие в употребление в географических науках цифровые модели местности. Для их использования и обработки созданы специальные процедуры анализа географически привязанных данных, получившие название ГИС-технологий.

Морфометрический анализ – один из камеральных методов исследований. Его чаще всего относят к вспомогательным. Главными же методами геоморфологии принято считать полевые. Это справедливо лишь отчасти. Такое деление методов на основные и вспомогательные исходит из практики предыдущих лет, когда данные о происхождении и истории развития рельефа получались в основном при проведении полевых работ. В ходе этих работ не только составлялись геоморфологические карты, но и изучались разрезы грунтовых толщ, а также отбирались пробы из поверхностных отложений для определения их возраста и вещественного состава. Именно благодаря этому материалу полевые исследования становились незаменимыми для генетической индикации рельефа и определения истории его развития. Однако при этом практически полностью исчезали из поля зрения исследователя такие важные вопросы, как влияние литологии и проявлений новейшей тектоники на формирование облика рельефа. Из геоморфологии постепенно исчезал круг вопросов, который еще совсем недавно составлял

основную сущность в изучении процессов рельефообразования. Морфометрический анализ как бы возвращает нас к этим проблемам. Любое морфометрическое исследование не обходится без измерений. Измерение ставит целый ряд проблем, которые прежде не решались. А их решение приближает наши инженерно-геоморфологические исследования к исследованиям точных наук. С ними в практику постепенно входят такие строгие критерии качества исследований, как их точность и доказанность полученных результатов. С измерениями связана проблема создания специальных геоморфологических мер, позволяющих отличить одну форму рельефа от другой. Внедрение в геоморфологию культуры измерений – важная задача теории морфометрии (Симонов, 1999). И наконец, морфометрические исследования сопровождаются большим объемом, как правило, сравнительно простых вычислений. Степень сложности вычислительных работ постепенно нарастает. Но большинство этих операций в той или иной мере автоматизировано. Внедрение ГИС-технологий способно еще более облегчить этот труд. Но зато возникают другие достаточно сложные проблемы, так как исследователи некоторым образом отстраняются от анализа сущности процедур выбранных ими вычислений. Поэтому ни сами исследователи, ни потребители информации не знают, насколько использованные методы обработки количественных характеристик рельефа соответствуют требованиям самой геоморфологии. Иногда, прежде чем менять сложившиеся традиционные представления о сущности изучаемых свойств рельефа на новые, полученные с помощью морфометрического анализа, полезно оценить, насколько они реальны и не являются ли они «игрой» самих вычислений в процедурах обработки данных (Симонов, 1998).

2.2. Морфометрический анализ рельефа и картография

Морфометрический анализ тесно связан с картографией и, главным образом, с картографическим методом исследований. Специалист-геоморфолог, приступая к морфометрическому анализу, должен постоянно помнить о том, что *карта – это не сам объект, а только его отображение – картографическая модель местности*. Из этого следует, что на конечный результат морфометрического анализа могут оказать влияние не только свойства самого рельефа местности, но и характер тех преобразований, которые заложены при выборе картографической модели и способа отбора картографируемого материала. При изображениях рельефа большое значение имеет масштаб карты, а для мелкомасштабных карт – и вид картографической проекции, определяющей характер и степень тех обязательных плановых искажений, которые заложены в математической сущности используемой картографической сетки. Как известно, такие искажения определяются способом переноса ситуаций со сферической поверхности Земли на плоскость карты. Они, конечно, создают определенные трудности,

но не исключают возможности проведения самого анализа. Если морфометрические исследования проводятся не по топографическим, а по каким-либо тематическим картам, то кроме сказанного следует иметь в виду, что составляли эту карту специалисты определенного профиля. У них может существовать и свой собственный взгляд на изображаемые ими объекты. Составленная карта, как правило, представляет собой результат специального научного анализа, направленного на решение выбранных составителями задач и достижения некоторых целей, и геоморфолог должен учитывать некоторую субъективность в изображении моделей местности. Характеризуя картографический метод в целом, и в частности его коммуникативные, оперативные и познавательные функции, К.А. Салищев (1982) обращает внимание на то, что при его использовании обычно проводят: визуальный анализ, картометрические работы, графический анализ, математическое моделирование и анализ объектов с помощью математической теории информации. Последние два вида работ, хотя и входят как составная часть в картографический метод, собственно к картографическим не относятся. Здесь важно обратить внимание на то, что в геоморфологию методы математического моделирования входят чаще всего с помощью методов картометрии.

В инженерной геоморфологии применяются практически все перечисленные методы картографического исследования. Даже визуальный анализ карт, методика которого разработана недостаточно, дает очень много. Это особенно заметно для тех территорий, которые характеризуются большими контрастами условий рельефообразования (современных или прошлых этапов его истории). Геоморфологи используют в первую очередь ту информацию, которая как бы бросается в глаза. Иногда, чтобы выявить ту информацию о рельефе, которая содержится в его изображении (но улавливается не сразу) на топографической карте, исследователю приходится ее преобразовывать, как бы подготавливая к дальнейшему визуальному восприятию (Симонов, 1999). Так, например, с помощью не очень сложных преобразований обычная топографическая карта превращается в карту морфоизогипс (Философов, 1975), где рельеф предстает перед исследователем в преобразованном виде. При визуальном анализе этой преобразованной карты более видимой становится структурно-тектоническая предопределенность рельефа.

Для развития морфометрии оказалось полезным то, что многие картометрические процедуры картографы отрабатывали на примерах познания особенностей рельефа. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что темпы составления топографических карт длительное время превышали темпы создания всех остальных видов тематических карт. К тому же, рельеф имел количественные характеристики, что открывало широкие возможности для развития картометрии. Многие геоморфологи (за некоторым исключением) к составлению морфометрических карт в начале XX века потеряли интерес. Однако этого не случилось с картографами. С их стороны сделано несколько важных теоретических обобщений в морфометрии. В частности, А.М. Берлянт (1984) дает определение морфометрии как отрасли знаний.

По его мнению, геоморфологическая морфометрия (морфометрия рельефа) – это отрасль знания, находящаяся на стыке геоморфологии и картографии, ее предмет составляет разработка теории и методов количественного анализа структуры и форм рельефа (в том числе и палеорельефа) и других планет. Он указывает, что очень быстро растет число различных морфометрических коэффициентов, и из множества морфометрических показателей рельефа выбирает 7 главных, объединяя их в четыре группы: 1) абсолютные и относительные высоты; 2) глубина и густота расчленения; 3) уклоны и градиенты; 4) форма (конфигурация) элементов гидрографии. Согласно мнению ученого, морфометрия все чаще начинает обращаться к методам теории вероятностей и математической статистики, при этом он замечает, что в последнее время картометрический и морфометрический методы изучения рельефа настолько сблизились, что между ними не делают различий. Сам он эти различия видит и предлагает выделять три направления в морфометрическом исследовании: картометрию (с ее помощью выявляются такие характеристики, как размер, ориентировка элементов и форм рельефа), морфометрию (получение характеристик формы плотности и расчлененности элементов и форм рельефа: вытянутость, извилистость, кривизна, общие очертания, густота, концентрация, равномерность, соседство, вертикальное, горизонтальное и общее расчленение) и статистический анализ. Нетрудно заметить, что в этом подходе морфометрия и картометрия оказываются как бы параллельными направлениями картографического метода исследования. В числе важных итогов морфометрических работ последнего времени он обращает внимание на способы выделения различного рода геоморфологических «аномалий» и соответственно «фона», а также указывает на большое значение для морфометрии изолинейных карт. А.М. Берлянт подчеркивает системность современных морфометрических исследований и формулирует современные проблемы этого анализа. Среди последних он выделяет разработку теории и методов морфометрии, автоматизацию и алгоритмизацию морфометрических работ, оценку надежности морфометрического анализа, системность морфометрических исследований и их стандартизацию (Берлянт, 1984).

2.3. Основные положения теории морфометрии

Морфометрия – научное направление геоморфологии, исследующее количественные (геометрические) свойства рельефа земной поверхности с целью их выявления и описания. Своими методами она способствует изучению происхождения и истории развития рельефа, создает основу для морфологического анализа, необходимого для познания основных закономерностей формирования и развития рельефа земной поверхности. Для этих целей она использует любую количественную информацию о рельефе изучаемой территории. Это могут быть не только результаты картометрических

работ, но и данные профилирования территории (нивелирные ходы, профили эхолотирования, бурения, различных видов геофизического зондирования и др.). Морфометрия представляет собой научное направление, продолжающее на новом уровне морфологические исследования.

Для решения практических задач, в том числе инженерно-геоморфологических, специалисту, ведущему морфометрические исследования, приходится собирать информацию не только о самом рельефе, но и о факторах и условиях его образования. Этим определяется предметная область или область интересов морфометрии. Эта область может расширяться или сужаться в зависимости от цели и задач конкретного исследования. *Базовой теоретической концепцией современной морфометрии является представление о том, что рельеф земной поверхности возникает вследствие перемещения вещества земной коры и что различные виды и способы этого перемещения должны отражаться и некоторое время сохраняться во внешнем облике рельефа.* Свои суждения о происхождении и возрасте тех или иных форм рельефа морфометрия строит на принципах актуализма, сопоставляя ранее созданные формы рельефа с теми из них, которые формируются на глазах наблюдателя.

Значительной опорой для формирования суждений о происхождении рельефа являются результаты физического моделирования. *Физическое моделирование дополняет визуальный анализ местности, создавая возможность для исследователя наблюдать изменение геометрических свойств рельефа в его динамике.* Для получения достоверных данных и верификации своих выводов морфометрия использует весь арсенал знаний, накопленных геоморфологией. Поскольку морфометрия основывается на количественных методах исследования, то в отличие от других разделов геоморфологии, она четко определяет исходные положения анализа, определяет последовательность процедур измерения и обработки полученных данных. Если весь набор и процедуры выбранных операций не противоречивы, то установленные следствия не могут быть ошибочными. В противном случае существует многовариантность предложенной процедуры измерений и получения выводов. В силу этого выводы кажутся надежными, если они опираются на систему геоморфологически непротиворечивых положений. Сам ход исследования приобретает смысл доказательства определенной гипотезы. Этим морфометрический анализ заметно отличается от традиционных геоморфологических исследований.

2.4. Задачи, решаемые при морфометрических исследованиях

При описании рельефа могут быть использованы как качественные, так и количественные характеристики. Последние могут быть вставлены просто в текст или сведены в таблицы. При достаточном объеме эти сведения служат основанием для составления специальных геоморфологических карт. При описании рельефа специалист-геоморфолог обычно использует

целый ряд количественных параметров. В дальнейшем на их основании проводится классификация элементов и форм рельефа или проводится районирование. С их помощью исследователь стремится подчеркнуть сходство или различие в происхождении и развитии рельефа. От того, как планируется применение количественных данных, зависит их состав и объем (Симонов, 1999). В текстовой характеристике рельефа приводятся отдельные числа, органически включенные в текст. Если таких цифр много, их сводят в таблицы. Так, в региональной характеристике рельефа обычно даются сведения о максимальных и минимальных высотах, о типичных средних превышениях, горизонтальной расчлененности и др. Единичные цифры специалист считывает прямо с карты, то есть не столько измеряет, сколько использует результаты топографических измерений. А вот создание различного рода таблиц, как правило, требует проведения минимального объема морфометрических работ. В том случае, если для описания рельефа должна быть составлена таблица, то в этом случае морфометрические исследования обретают как бы конкретную (промежуточную) цель или подцель. В случае составления таблиц при описании рельефа, морфометрические исследования обретают как бы конкретную (промежуточную) цель или подцель. Выделить их необходимо, поскольку после этого становится очевидным характер использования морфометрических работ. Ниже приведены примеры некоторых из конкретных целей для составления морфометрических таблиц: а) найти среднюю и максимальную высоту территории; б) определить площадь водосборного бассейна и др.; в) найти наиболее часто встречающиеся углы наклона склонов; г) составить таблицу морфометрических характеристик отдельных форм рельефа и т.п.

Из предложенных формулировок можно видеть, что для достижения каждой из целей необходимы свой собственный набор исходных материалов, объем и состав измерений. В свою очередь, они определяют процедуру обработки полученных данных и способ представления полученных данных в тексте. Количественные характеристики рельефа при его описании могут быть представлены не только в виде таблиц, но и в виде профилей или графиков иного типа.

Обычно создавая профиль, стремятся показать типичные черты рельефа и все возможные его варианты. Типичность черт изображаемого на профиле рельефа может быть определена приблизительно (визуально) или доказана строго математически. Для строгих доказательств может оказаться необходимым построение вспомогательных морфометрических карт и специально ориентированный комплекс измерений с последующей статистической обработкой полученного массива данных.

При построении профилей (одного или серии) можно выделить несколько промежуточных целей: 1) подобрать наиболее естественное соотношение горизонтального и вертикального масштабов; 2) найти на карте направление профиля, наиболее полно раскрывающее морфологические особенности территории.

Третьим видом морфометрических работ для целей описания рельефа является составление морфометрических карт. Наиболее часто составляются карты: гипсометрическая, углов наклона или уклонов склонов (тангенсов углов наклона), густоты речных русел, относительных превышений, порядков речных долин и др. (рисунок 2.1).

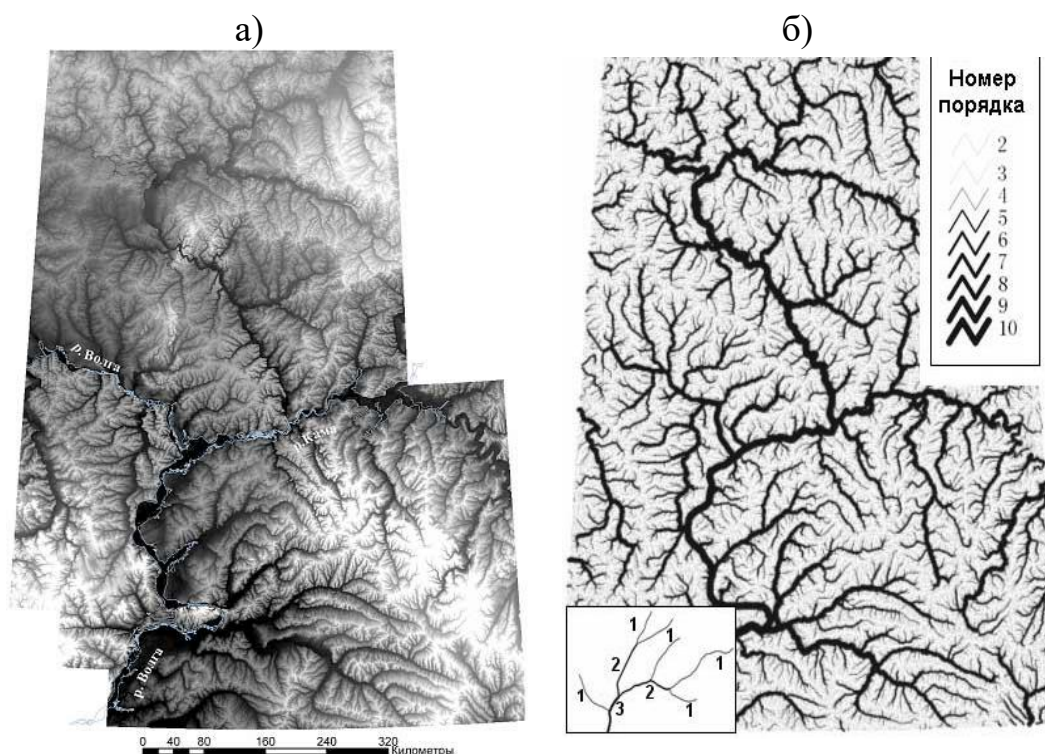


Рисунок 2.1 – Морфометрические карты: а) гипсометрическая, б) порядков речных долин (по И.Ю. Черновой и др., 2005)

Перед началом работ для составления морфометрических карт необходимо: выбрать объект измерения и определить шкалу количественных градаций для разбиения объектов на группы или классы. Цели морфометрических исследований в этом случае можно определить, например, так: 1) выбрать морфометрический показатель, характеризующий те или иные свойства рельефа; 2) определить наиболее информативный способ получения морфометрических данных; 3) найти интервалы значений морфометрического показателя, наиболее полно раскрывающие те или иные свойства рельефа; 4) доказать целесообразность представления морфометрических данных в той или иной картографической форме. Морфометрические карты обычно помещаются в текст в виде иллюстраций и могут быть предметом визуального анализа или дальнейших морфометрических исследований. Из приведенных примеров видно, что в данном случае цели совершенно иные (по сравнению с перечисленными выше), и поэтому новым целям должен соответствовать свой собственный вид, объем и состав работ.

Четвертой формой морфометрических работ при описании рельефа является получение данных, позволяющих: 1) определить форму изучаемых

объекта в плане (форму линий или плоских фигур); 2) вычислить объем аккумулятивных или денудационных форм; 3) провести математическое описание профилей (графиков) или рельефа изучаемой территории и др. Целью морфометрических работ в этом случае будут: 1) определить ту или иную характеристику рельефа (высоту, длину, площадь, угол наклона, объем и др.); 2) найти набор морфометрических характеристик, описывающих форму того или иного объекта (группы объектов); 3) найти функцию, описывающую данный профиль или график; 4) найти двумерную функцию, описывающую рельеф (высота как функция широты и долготы); 5) построить гипсографическую кривую; 6) найти тренд (тенденцию изменения в пространстве) того или иного свойства, характеризующего рельеф и др. (Симонов, 1999).

Сущность рельефа раскрывается при изучении его происхождения, возраста и истории развития. При объяснении особенностей рельефа с помощью характеристики его генезиса и истории развития обычно используются материалы, полученные при решении вышеуказанных описательных задач. При этом нередко оказывается, что ранее выполненные описания не содержат морфологической информации необходимой и достаточной полноты. В то же время не обязательно все начинать сначала – сделанное ранее можно дополнить новыми данными, специально собранными для решения задачи объяснения, для установления причин образования тех или иных свойств рельефа. Объяснение всегда опирается на строго определенную концепцию, исходя из которой выдвигается и морфометрически анализируется некоторая гипотеза. Так, геоморфологи в настоящее время основываясь на том, что современный рельеф зависит от условий и факторов рельефообразования. В числе последних обычно называют действие эндогенных и экзогенных факторов, а также время. Последнее особенно важно при анализе саморазвития рельефа.

При определении происхождения и истории развития рельефа морфометрические данные нередко выступают как средство доказательства влияния того или иного фактора на ход рельефообразования или как доказательство его отсутствия. Так, например, рассматривая тот или иной участок территории, можно в поле распространения пород определенного типа (например, гранитов) увидеть некоторое сочетание морфометрических характеристик рельефа. А там, где выходят другие породы, морфологический облик может измениться в одном случае заметно, а в другом почти не изменяться. С помощью морфометрических методов можно оценить, насколько эти изменения определены литологическими различиями, и тем самым установить степень участия литологии горных пород в рельефообразовании. Описывая особенности выбора цели при решении задач объяснения, т.е. происхождения, рельефа, необходимо обратить внимание на то, что само объяснение включает в себя сравнение двух видов информации. Это может быть информация о геометрических свойствах рельефа (например, об углах наклона склонов, их длине форме поперечного профиля и пр.) или о свойствах факторов и условий рельефообразования (распространение пород различной противоденудационной стойкости, распределение тепла и атмосферных

осадков, территориальная дифференциация направленности и силы тектонических процессов и т.д.). В этом случае специалист-геоморфолог должен проводить измерения по топографической и одной из тематических карт. Исследователь, выдвигая гипотезу о том, какие именно факторы и условия в данном конкретном случае оказывают влияние на морфологические особенности рельефа территории, одновременно как бы определяет набор тематических карт, которые ему потребуются для проведения намеченного морфометрического анализа. Так цель исследования и в этом случае определяет требования к объему и качеству исходного материала.

Если все необходимые материалы в распоряжении исследователя имеются, то кроме названных выше целей морфометрического анализа (насколько каждый фактор или условие образования рельефа влияют на его количественные характеристики), могут быть определены и другие цели: 1) какой из факторов оказывает большее влияние, какой – меньшее; 2) какая комбинация факторов и условий однозначно определяет то или иное свойство элементов рельефа или их закономерное сочетание. Решению задач объяснения происхождения тех или иных свойств рельефа будет способствовать выделение подцелей и определение порядка их решения (Симонов, 1998).

Морфометрические работы при решении задач прогнозирования проводятся редко. Можно сказать, что опыт их проведения в настоящее время почти отсутствует. И если считать, что прогноз всегда строится на знании механизмов, причин и условий рельефообразования, его морфометрическим обоснованием будут те же карты, о которых писалось выше в связи с решением задач объяснения рельефа. Кроме того, вероятно, будут необходимы карты возможного развития условий и факторов рельефообразования на прогнозируемый период (карты вероятных сценариев развития), а также карты, обеспечивающие верификацию (оценку точности) составляемого прогноза. Содержание подобных карт еще нуждается в разработке. Прогнозно-геоморфологические карты должны опираться на объяснительные и описательные и позволять проводить оценку вероятности развития прогнозируемого процесса.

К морфометрическим работам, обеспечивающим получение геоморфологических прогнозов, близки работы, связанные с палеогеоморфологическими реконструкциями. В этом случае геоморфолог должен восстановить погребенный рельеф или рельеф, уничтоженный денудацией. Для восстановления погребенного рельефа обычно требуются данные бурения или различного рода геофизические материалы, которые, как правило, менее надежны. Для восстановления уничтоженного рельефа морфометрические реконструкции – это единственный источник информации о прошлом рельефе. И в том, и в другом случае кроме фактических данных геоморфолог выдвигает гипотезы и проверяет их (для случая погребенного рельефа) или доказывает правомерность оснований, положенных в процедуры восстановления уничтоженного рельефа. Важным моментом в работах палеогеоморфологического содержания является выбор современных аналогов. Аналогии могут быть пространственными или пространственно-временными.

Из прогнозных методов чаще всего используются методы морфологического членения, методы аналогий и экспертных оценок (Симонов, 1982). Количественные же оценки, вытекающие из выдвинутых гипотез, требуют статистического анализа, иногда аналитических (детерминированных) подходов и моделирования. Гипотеза, которая выдвигается при восстановлении погребенного или уничтоженного рельефа, обычно вытекает из изучения особенностей современного рельефа, т.е. опирается на принципы актуализма.

2.5. Оценка исходных материалов и выбор стратегии проведения морфометрических исследований

После того как специалист убедился в том, что для решения геоморфологической задачи необходимы морфометрические исследования, и выбрал их цель, важным этапом его работы становится оценка исходных материалов. Для морфометрического анализа исходными являются тематические карты различного содержания и среди них, в первую очередь, – топографическая. В зависимости от выбранной цели набор карт может достаточно сильно варьировать. Для одних задач (главным образом, описательного характера) бывает достаточно одной топографической карты. Для других необходим строго определенный набор карт соответствующего масштаба и содержания. Поэтому первый вид оценки исходных материалов – оценка их достаточности по полноте набора опорных карт. Если набор базовых материалов оказался неполным, то недостающее следует досоставить или дособрать. При оценке полноты исходных материалов следует обратить внимание и на наличие морфометрических карт. Если они отсутствуют, то их следует составить в первую очередь. Чаще всего в дальнейшем анализе используются: гипсометрическая карта, карта углов наклона и экспозиции склонов, густоты расчленения, глубины эрозионного расчленения и некоторые другие (Симонов, 1999).

Вторым видом оценки исходных материалов является оценка их качества. Для ее проведения проверке подлежат: 1) соответствие картографических проекций разных тематических карт (желательно, чтобы все карты были составлены в одной проекции); 2) соответствие масштабов (все карты должны быть приведены к одному масштабу); 3) соответствие степени генерализации изображаемых на карте объектов (уровень генерализации объектов на всех картах, подлежащих в ходе морфометрического анализа сравнению, должен быть примерно одинаковым). Последнее существенно при использовании мелкомасштабных карт. При оценке качества тематических карт следует помнить, что объект, изображенный на карте, не является точной копией существующего в природе его прототипа. *Карта – это всегда некоторая модель местности, на которой по тем или иным правилам опущены детали и подчеркнуты главные особенности существующего в природе объекта.* Например, на геологической карте обычно показаны далеко не все дизъюнктивные нарушения. Их отбор для изображения на карте проведен по правилам, принятым в геологическом картографировании.

Есть строго конкретные требования к их показу, которые определены назначением карт и характером дальнейшего их использования. Требования, идущие от этих потребителей, далеко не всегда учитывают интересы геоморфологии, в том числе и интересы морфометрического анализа (Симонов, 1998).

Так, если для решения поставленной задачи необходимо ответить на вопрос, совпадает ли положение и ориентировка речных долин с разломами земной коры, исследователь обычно накладывает топографическую карту на геологическую и оценивает количественно это совпадение. В итоге сопоставления возникают четыре возможных варианта: 1) направление разлома совпадает с тальвегом эрозионной формы; 2) направление разлома совпадает с простиранием долины, но приходится на ее борт; 3) на карте есть разлом, но ему не соответствует ни одна из эрозионных форм; 4) на топографической карте есть эрозионные формы, число которых значительно превышает число показанных на геологической карте разломов. Последний вариант встречается особенно часто.

Если на основании сопоставления этих двух карт специалист сделает вывод о том, что только малое число эрозионных форм предопределено разломами, он может совершить ошибку. Однако это не дает еще оснований для общего отрицательного суждения о пользе сопоставления друг с другом различных тематических карт и не стоит думать, что такое сопоставление вообще не дает научных результатов.

В морфометрическом анализе такие сопоставления необходимы, поскольку с их помощью могут быть получены геоморфологически значимые результаты. Вместе с тем, делая те или иные выводы о взаимосвязях, всегда необходимо помнить об указанных особенностях тематических карт и, проводя те или иные измерения, учитывать их в выборе способов измерения, критериев необходимой и достаточной точности и при обработке полученных данных.

Самые большие трудности в морфометрическом анализе возникают из-за генерализации тех или иных свойств изображенных на тематических картах объектов. В картографии выделяют два вида генерализации: *геометрическую генерализацию*, вызванную тем, что объект на карте показан с определенным уменьшением, определяемым масштабом карты, и *тематическую генерализацию*. В ходе геометрической генерализации картограф старается до известного момента сохранить метрическое подобие природного объекта и его картографического аналога (длины, площади, конфигурацию и др.). На этом пути и возникает определенный предел уменьшения объекта с сохранением его подобия. При его достижении картограф стоит перед выбором: 1) отказаться от показа объекта или 2) оставить его на карте, показав его с принятыми для данных объектов искажениями. При тематической генерализации на картах мелкого масштаба нередко случается, что геометрическое подобие сохранить не удастся, и тогда идут на искажения для сохранения географического подобия карты по отношению к изображенной на ней местности. В силу этого в морфометрии неизбежно встает вопрос

об оценке потерянной информации. Это особенно важно делать при средне- и мелкомасштабных морфометрических исследованиях.

Оценка объема потерянной информации выдвигает проблему возможности ее восстановления. Такое восстановление принципиально возможно, хотя оно может быть и неполным. Одним из самых главных условий восстановления потерянной информации является знание законов генерализации изображения. На различных тематических картах потери информации будут различны. Существуют эти потери и на топографических картах; они могут относиться и к показу рельефа. Важная задача оценки потери информации – определение числа пропавших форм в мелкомасштабном их изображении, их размеров и их формы в плане, а также наиболее вероятного их местоположения. Для оценки качества исходных материалов необходимо учитывать особенности изображения рельефа на мелкомасштабных картах и, в частности, объекта предполагаемых измерений. Чтобы определить полноту набора тематических карт, которые могут потребоваться для решения поставленной задачи, следует провести перебор логически возможных связей между геометрическими свойствами объекта исследований с различными факторами и условиями рельефообразования.

Путь морфометрического исследования может быть различным. Как правило, он диктуется *целью и набором исходных материалов*. Если набор достаточно полон, то все определяется целью исследования. По топографической карте проводятся измерения свойств рельефа, а на тематических картах иного содержания оценивается распространенность выбранных для анализа форм рельефа в соответствующих условиях. Для исследования этого типа можно выделить несколько последовательных этапов морфометрических работ. Сам ход анализа (его последовательность) рассматривается как одна из стратегий морфометрического анализа. В качестве первой стратегии можно выделить вариант морфометрического анализа, когда в распоряжении специалиста *есть полный набор необходимых ему материалов*. Вторым вариантом организации исследования является случай, когда у исследователя имеется всего *лишь одна топографическая карта*, а исследователю необходимо решать задачи по определению происхождения рельефа и истории его развития. Набор процедур здесь окажется иным, и этот путь исследования можно рассматривать в качестве второй стратегии морфометрического анализа.

В первой стратегии при анализе топографической карты можно выделить пять этапов: 1) выделение объекта для измерения; 2) измерение и документация его результатов; 3) оценка ошибки измерений; 4) обработка полученных результатов; 5) получение геоморфологически значимых сведений. Каждый из этапов содержит свой набор и последовательность операций. При работе с тематическими картами иного содержания к указанным выше этапам прибавляются: а) выделение объектов на анализируемых картах и согласование проведенных границ; б) определение способов измере-

ния на каждой из карт; в) измерение параметров и документация полученных результатов с представлением объекта в виде многомерного массива данных; г) определение ошибок измерений; д) обработка многомерного массива данных; е) получение геоморфологически значимых результатов.

При проведении работ по второй стратегии у геоморфолога имеется только одна карта, а необходимо установить происхождение рельефа или высказать суждение о будущем его развитии – ситуация, когда возникает необходимость решения сложных задач при недостаточном объеме исходного материала. Главной особенностью второй стратегии становится последовательное выдвижение серии гипотез и их проверка. Результат проверки каждой из них является основанием для выдвижения очередной их серии. И так до тех пор, пока не будет получено искомое решение.

Отсутствие необходимых материалов могут компенсировать только накопленные наукой знания о том, каков должен быть рельеф в том или ином варианте сочетания действующих причин. Иногда решение задач такого уровня сложности только морфометрическими методами может казаться невозможным. Но это не так, и для получения ответов на поставленные вопросы требуется лишь вспомнить, что сам рельеф может нести информацию о сформировавших его факторах и о тех условиях, в которых он возник и развивался. В самом исследовании можно выделить три основных этапа: а) подготовительный, во время которого создается серия вспомогательных морфометрических карт; б) основной, в течение которого проводится их сопоставление; в) заключительный, когда формулируется окончательное решение. Особенно ответственным и сложным оказывается подготовительный период. Главной его задачей является выделение количественных характеристик рельефа, которые могли бы служить индикаторами условий его образования. Это могут быть показатели вертикальной и горизонтальной расчлененности, изменение крутизны склонов в зависимости от экспозиции и высотных интервалов или какие-либо другие количественные характеристики рельефа. При первой стратегии исследователь выбирает эти условия и соответственно подбирает тематические карты, при второй – выбираются свойства рельефа, в этом заключается главное различие стратегий. Когда эти свойства выбраны, составляют соответствующие карты (карты уклонов, расчлененности рельефа и др.). Чтобы эта часть работы не оказалась бесполезной, исследователь должен представлять себе характер логически возможных связей между рельефом и причинами его образования. Например, можно считать, что новейшие тектонические движения должны находить прямое отражение в распределении абсолютных высот. Это будет первой гипотезой, на основании которой кажется необходимой гипсометрическая карта. Однако известно, что в распределении абсолютных высот решающая роль может принадлежать не тектонике, а литологии горных пород, в частности распространением пород с различной противоденудационной стойкостью.

Поэтому выдвигается вторая гипотеза и строится вторая карта, которая могла бы помочь разделить влияние литологии и тектоники на формирование рельефа. Допустим, что принято предположение, что таким индикатором может служить крутизна склонов. Таким образом, принята вторая гипотеза и составляется соответствующая карта (карта крутизны склонов). Когда она составлена, в распоряжении исследователя имеются уже две карты – гипсометрическая и карта углов наклона. Если их сопоставить друг с другом, то можно использовать комбинацию признаков. Для этого разобьем амплитуду высот на три части, выделив на территории три их интервала: низкий (H_1), средний (H_2) и высокий (H_3). Аналогичным образом разделим амплитуду значений углов наклона склонов на пологие (C_1), средней крутизны (C_2) и крутые (C_3). Теперь возможно уже девять сочетаний выбранных морфометрических признаков. Эти сочетания дают дополнительную информацию. Так, например, высокие территории с крутыми склонами и территории низкие с пологими склонами должны рассматриваться в качестве антиподов. Их местоположение будет уже более надежно отделять поднятые территории от отстающих в поднятии. Если составить морфометрическую карту с указанными комбинациями градаций высот и углов наклона, то можно более уверенно выделять территории с разным режимом новейших тектонических движений.

Для принятия окончательного решения по этому вопросу полезные сведения может дать пространственный анализ полученного массива данных. Он позволит увидеть характер переходов от территорий одного типа к другим. Например, если на территории происходят сводовые поднятия и пространства, занятые сводами, разделены синклинальными впадинами, то на карте переход от области поднятий к областям относительного опускания будет постепенным. Иную картину можно получить, если территории представлены горстами и грабенами.

Наряду с указанными пространственными сочетаниями, логически понятными, исследователя должны заинтересовать местоположения таких вариантов их сочетаний, которые с точки зрения проверяемой гипотезы кажутся невозможными. Такими ненормальными объектами должны быть участки территории, высокоподнятые с пологими склонами и низкие с крутыми. Объяснить их происхождение одной тектоникой не удастся. Для одного из вариантов объяснения причин таких сочетаний существенное дополнение может дать анализ их пространственного положения.

Так, высокоподнятые пологосклонные поверхности могут быть фрагментами поднятой древней поверхности выравнивания. Не исключено, что они являются и результатом гольцового выравнивания или, наконец, они могут быть и бронированными вершинными поверхностями. Помочь разделить эти предположения и позволить сделать более обоснованный вывод может лишь тщательный пространственный анализ. Так, бронированные вершины должны быть ограничены уступами. В карте сочетаний абсолютных высот

и углов наклона склонов эти уступы будут высокоподнятыми и крутыми. Кроме того, их полосы будут окаймлять поднятые пологосклонные территории. Иногда двух морфометрических карт может не хватить для генетических реконструкций. И тогда выдвигаются новые гипотезы, в соответствии с ними строятся новые морфометрические карты. Это могут быть карты густоты и глубины расчленения территории, карты типов морфологической структуры, географического соседства и другие. При получении ответа на поставленный вопрос полезным может оказаться не только сопоставление морфометрических карт попарно, но и сравнение более сложных их сочетаний.

Большое число признаков, отобранных для проверки гипотез, сразу же вызовет увеличение объема морфометрических работ. При недостаточно продуманном их выборе сочетания карт не будут давать дополнительной информации и, значит, не будут приближать решение задачи. Поэтому подходы к выбору индикационных гипотез должны быть взвешенными. При рациональном их отборе для решения поставленной задачи обычно бывает достаточно 3–4 гипотезы и соответствующее им число карт. Можно также сказать, что использование второй стратегии в морфометрическом анализе требует соответствующего опыта и геоморфологической квалификации специалиста.

Рассмотрев различие стратегий в проведении морфометрического анализа, следует вернуться к выделению этапов его проведения. Каждому из этапов соответствует некоторый блок процедур. В обоих вариантах стратегий первым этапом является *выделение изучаемого объекта на топографических картах*. В этих вариантах первый этап является самым ответственным, так как насколько правильно выделен объект, настолько правильно будут сделаны и конечные выводы. Ошибку в выделении объекта нельзя потом исправить никакими последующими операциями. Ее даже нельзя обнаружить. Хотя, если почему-либо специалиста-геоморфолога не устроит конечный результат морфометрического исследования, то следует вернуться к началу работ и проверить – правильно ли выделены объекты измерений. Выделение объекта на карте практически всегда начинается с проведения его границ на карте. Как было уже отмечено, проведение границ объекта всегда содержит определенную ошибку.

После того как объект (объекты) выделен, начинается измерение их свойств и ведение документации результатов измерений. Это также весьма ответственный момент всей работы, так как ошибки измерения, если они не будут оценены специально, в ходе дальнейшего выполнения процедур морфометрического анализа исключить не удастся. Прежде всего, это необходимо для самоконтроля, но может быть полезным и для будущего пользователя данных морфометрического исследования. В точных науках без подобных описаний процедур измерений полученные результаты или вообще не принимаются, или вызывают сомнения. В геоморфологии такие требования пока не установлены. Особенно важно обратить внимание на документацию измерений. Она должна быть простой, не требовать больших

трудозатрат и, главное, при необходимости должна создавать возможность повторного обращения к цифровым данным с минимальными затратами времени. В настоящее время существуют возможности создания банков морфометрических данных, в которых процедура ведения документации продумана и полностью отработана. Полная документация особенно необходима, если к одним и тем же морфометрическим характеристикам рельефа приходится обращаться неоднократно или это делает не один, а группа специалистов. Поиск нужных сведений обычно облегчается, если корректно сделана их адресная часть. Обычно она состоит из некоторых комбинаций цифр и букв, своеобразных кодов получаемой информации. При машинном способе хранения этой информации способы кодирования должны учитывать возможности соответствующей ЭВМ и тип языка, транслятор которого имеется в используемой машине.

Следующим этапом в проведении работ является определение ошибок измерения. Его выделение в самостоятельный этап вызвано тем, что эта процедура совершенно необходима, и нельзя ее пропускать. Сама процедура выявления ошибок измерений состоит из некоторой цепочки действий: 1) выборочное измерение; 2) оценка его ошибки; 3) определение необходимого и достаточного объема измерений; 4) дополнительные измерения; 5) оценка ошибки измерения для более полного объема выполненной работы.

Четвертый блок процедур морфометрических исследований включает в себя обработку полученных данных. При решении задач описательного характера обработка не представляет больших сложностей, так как обычно требуется получить лишь некоторую количественную характеристику рельефа. Обработка данных в этом случае может включать в себя: 1) вычисление средних значений измеренного параметра; 2) получение морфометрических показателей и коэффициентов; 3) определение степени сходства и различий параметров изучаемых объектов; 4) нахождение функций, описывающих массивы чисел.

Для этого могут быть полезны функции плотностей вероятности или функции аналитической аппроксимации пространственно распределенных количественных характеристик, в том числе и трендов различных порядков. При описании рельефа используются и некоторые коэффициенты, вычисление которых представляет собой один из наиболее простых видов обработки численных массивов. Среди них обычны коэффициенты густоты точек, густоты эрозионной сети, сложности рельефа или определенных комбинаций его элементов. Сюда же можно отнести и все коэффициенты, характеризующие форму изучаемого объекта (коэффициент формы, коэффициент изометричности формы и др.).

Получение геоморфологически значимых результатов, хотя его не просто отделить от других видов обработки массивов чисел, заслуживает выделения в самостоятельный этап. Он важен, поскольку, по существу, это итог всего морфометрического исследования. Так, например, измерив соответствующим

образом на какой-либо территории площади по высотным интервалам, специалист строит гипсографическую кривую. Ее можно рассматривать как некоторый способ подготовительной работы и относить этот вид работ к статистической обработке массива чисел, так как с ее помощью можно легко найти и медиану массива, и его моду. Сравнение гипсографических кривых, построенных для нескольких территорий, потребует дополнительных вычислений. Только после этого будет получен геоморфологически значимый результат. Но можно видеть в составлении гипсографической кривой и способ получения конечного результата, так как она может быть использована для иллюстрации каких-либо суждений в тексте заключительного геоморфологического отчета. Геоморфологически значимые результаты морфометрических работ всегда ставят новую серию вопросов. Главным из них является вопрос о причине обнаруженного сходства или различий. Вместе с тем известно, что любой массив данных (например, информация о площадях по высотным интервалам) можно обработать не одним каким-либо единственным способом, а несколькими, за каждым из которых могут следовать свои геоморфологические выводы.

Вопросы для самоконтроля к главе 2

1. Какие новые технологии применяются при морфометрических исследованиях?
2. Вспомните определение морфометрии А.М. Берлянта как отрасли знаний. Какие морфометрические показатели рельефа выделяются им как главные?
3. Какие основные направления выделяются в морфометрических исследованиях?
4. Какое представление о рельефе является базовым в теоретической концепции современной морфометрии?
5. В чем заключается суть физического моделирования рельефа?
6. Самые большие трудности в морфометрическом анализе возникают из-за генерализации тех или иных свойств объектов изображенных на тематических картах. Перечислите виды морфометрических генерализаций используемые для инженерного описания рельефа?
7. Каким образом морфометрические характеристики рельефа могут выступать как средство доказательства влияния различных факторов на ход рельефообразования?
8. Почему палеогеоморфологические реконструкции важны при получении геоморфологических прогнозов?
9. На основании каких материалов осуществляется выбор стратегии морфометрического анализа рельефа?
10. Какие трудности в морфометрическом анализе возникают из-за генерализации различных свойств, изображенных на тематических картах объектов?



Глава 3

МОРФОЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

3.1. Свойства горных пород и их роль в рельефообразовании

Изучение рельефа невозможно без четкого представления о составе и свойствах слагающих его горных пород. Известно, что земная кора сложена горными породами разного генезиса и разнообразного химического и минерального состава. Эти различия находят отражение в свойствах пород и, как следствие этого, в их устойчивости по отношению к воздействию внешних сил. Различают породы стойкие и нестойкие, податливые и неподатливые. В первом случае обычно имеют в виду *стойкость пород по отношению к выветриванию*, во втором – *к воздействию на них текучих вод, ветра и других экзогенных сил*. Различные генетические группы горных пород по-разному реагируют на воздействие внешних сил. Так, осадочные породы являются довольно устойчивыми по отношению к выветриванию, но многие из них весьма податливы к разрушительной работе текучих вод и ветра (пески, суглинки, мергели и др.), а магматические и метаморфические породы оказываются слабо податливыми по отношению к размыву текучими водами, но сравнительно легко разрушаются под воздействием процессов выветривания. Объясняется это тем, что магматические и метаморфические породы образовались в земных недрах в определенной термодинамической обстановке и при определенном соотношении химических элементов. Оказавшись на поверхности Земли, они попадают в новые условия, становятся неустойчивыми и под воздействием различных процессов (окисления, гидратации, растворения, гидролиза и др.) начинают разрушаться. *Интенсивность разрушения определяется как физико-химическими свойствами пород, так и конкретными физико-географическими условиями, поскольку в разных природных зонах характер процессов выветривания и сноса продуктов выветривания имеет свои специфические особенности* (Леонтьев, Рычагов, 1979).

Из числа кристаллических пород более устойчивы по отношению, например, к физическому выветриванию породы мономинеральные, мелко- и равномерно зернистые, светлоокрашенные, с массивной текстурой. Так, гранит – полиминеральная порода – разрушается быстрее, чем кварцит – мономинеральная порода. Крупно- и неравномерно зернистые граниты с более темной окраской в сходных условиях менее устойчивы, чем светлоокрашенные мелко- и равномерно зернистые граниты. Гнейс – порода, сходная по структуре и минеральному составу с гранитом, но имеющая иную текстуру (параллельно сланцеватую или тонкополосчатую), подвержен более быстрому разрушительному воздействию выветривания, чем гранит, характеризующийся массивной текстурой. Основные и ультраосновные магматические

породы при прочих равных условиях под воздействием выветривания разрушаются быстрее, чем породы кислые и средние.

Существенное влияние на интенсивность процессов физического выветривания оказывают такие свойства горных пород, как *теплоемкость* и *теплопроводность*. Чем меньше теплопроводность, тем большие температурные различия возникают на соседних участках породы при ее нагревании и охлаждении и, как следствие этого, большие внутренние напряжения, которые и способствуют более быстрому ее разрушению.

Большое морфологическое значение имеет *степень проницаемости горных пород для вод атмосферных осадков*. Легко проницаемые породы, поглощая воду, дают возможность быстрому переводу поверхностного стока в подземный. В результате участки, сложенные легкопроницаемыми породами, характеризуются слабым развитием эрозионных форм, а склоны этих форм вследствие незначительного поверхностного стока долгое время могут сохранять большую крутизну. На участках, сложенных слабопроницаемыми породами, создаются благоприятные условия для возникновения и развития эрозионных форм, для выполаживания их склонов. Залегание водоупорных пластов в основаниях крутых склонов долин, берегов озер и морей содействует развитию оползневых процессов и специфического рельефа, свойственного районам развития оползней. Проницаемость пород может быть обусловлена либо их строением (рыхлым – пески, галечники; пористым – известняки-ракушечники, различные туфы, пемза), либо их трещиноватостью (известняки, доломиты, магматические и метаморфические породы). Следует отметить, что трещиноватость горных пород, способствуя заложению и развитию эрозионных форм, часто определяет рисунок гидрографической сети в плане, особенно в ее верхних звеньях (Рычагов, 2006).

Большое морфологическое значение имеет такое свойство горных пород, как *растворимость*. К числу легко- или относительно легкорастворимых пород относятся каменная соль, гипс, известняки, доломиты. В местах широкого развития этих пород формируются особые морфологические комплексы, обусловленные так называемыми карстовыми процессами.

В рельефе находит отражение и такое свойство горных пород, как *просадочность*. Этим свойством, выражающимся в уменьшении объема породы при ее намокании, обладают лессы и лессовидные суглинки. В результате просадки в областях распространения этих пород обычно образуются неглубокие отрицательные формы рельефа.

Существует ряд других свойств, определяющих морфологическое значение пород и степень их устойчивости к воздействию внешних сил. В конечном счете *совокупность физических и химических свойств горных пород приводит к тому, что устойчивые породы образуют, как правило, положительные формы рельефа, менее стойкие – отрицательные*. Следует еще раз подчеркнуть, что относительная устойчивость породы зависит не только от ее свойств, обусловленных химическим и минеральным составом. В значительной мере она определяется условиями окружающей среды. Одна и та же

горная порода в одних условиях может выступать как стойкая, в других – как податливая. Поэтому, как справедливо отмечает И.С. Щукин, если надо учесть морфологическое значение тех или других пород в формировании рельефа исследуемой территории, необходимо взвесить каждое из свойств и совокупное их выражение в условиях конкретной физико-географической обстановки (Леонтьев, Рычагов, 1979).

3.2. Рельеф и образование рыхлых отложений

Одним из сложных природных процессов, протекающих на земной поверхности, является формирование рыхлых отложений. Свойства этих образований не остаются постоянными. Они меняются в ходе их зарождения, миграции и осадконакопления. *Приповерхностная часть земной коры, в которой происходят эти изменения, получила название «зона гипергенеза» (Ферсман, 1953). Установлено, что свойства рыхлых отложений зависят от: 1) состава исходных горных пород; 2) процессов выветривания; 3) условий возникновения, миграции, переотложения и накопления осадков.*

Наличие исходных материнских (коренных) горных пород – основное условие возникновения рыхлых осадков, определяющее их свойства. Рыхлые отложения в момент образования являются по существу измельченным аналогом материнских пород. Влияние их особенно заметно в местах образования, где сходство рыхлых отложений с исходными коренными породами особенно велико. С течением времени, если считать его от начала образования, это сходство уменьшается под воздействием процессов выветривания, характер которых в свою очередь приобретает новые качества при изменении ландшафтно-климатических условий (Симонов, Кружалин, 1993).

Перемещение рыхлого вещества происходит в поле сил тяготения из-за наличия неровностей поверхности Земли, ее рельефа. Движение рыхлых образований, как уже отмечалось, имеет вид грунтовых потоков различного типа и может быть самопроизвольным или вынужденным. В первом случае гравитационное воздействие направлено прямо на обломок или их группу, и они приходят в движение в том случае, если преодолевают силы внутреннего трения и трения о подстилающую поверхность. Вынужденное движение связано с тем, что обломки могут быть захвачены движущимися средами: водой, ветром, снегом или льдом. В этом случае образуются смешанные потоки вещества: водно-грунтовые, воздушно-грунтовые, грунтово-снежные и ледово-грунтовые. Иногда могут возникать и более сложные их комбинации. Эти потоки где-то зарождаются, движутся, где-то останавливаются. В первых двух случаях наблюдается снос, а в третьем – накопление осадков. Остановка потока может быть временной, и тогда говорят о промежуточных коллекторах, отличая их от конечных. В ходе сноса и накопления рыхлого вещества неминуемо преобразуется и рельеф. Со временем сильно пересеченная местность и ее рельеф, который определяет места сноса, пути

транзита и области накопления рыхлого материала, может очень измениться. Морфологические контрасты исчезнут, и это наложит отпечаток на весь процесс формирования вещества. Поэтому рельеф наряду с исходными материнскими породами является важнейшим фактором и условием формирования рыхлых отложений. Поскольку два процесса – образование рельефа и рыхлых отложений – тесно связаны друг с другом, то их можно изучать либо раздельно, либо совместно и во взаимосвязи. В таком случае следует говорить о трех разновидностях этих процессов: литогенезе, морфогенезе и морфолитогенезе.

По условиям образования и превращения осадков практически на любой достаточно большой территории можно выделить три области: 1) *область преимущественного сноса*; 2) *область преимущественного транзита* и 3) *область преимущественного накопления (постоянного или временного)*. Область сноса в рельефе занимает, как правило, возвышенные участки, крутые склоны, а иногда и верхнюю треть относительно пологих склонов. На большей части склонов осуществляется транзит, а в понижениях и во впадинах, в долинах средних и малых рек – накопление. Одним из самых главных видов воздействия рельефа на грунтовые потоки является то, что с изменениями рельефа связаны переходы от сноса (размыва) к транзиту, от транзита к накоплению и наоборот. В транзите из-за изменений рельефа обычно меняется скорость движения потока, что приводит к дифференциации перемещаемого вещества на более и менее подвижные компоненты.

Область, откуда осуществляется снос, в литологии принято называть терригенно-минералогической, или питающей провинцией. Границы разных питающих провинций определяются границами распространения отличающихся по составу коренных пород, а также и рельефом, разграничивающим области сноса и бассейны накопления. Сходство и различие терригенно-минералогических провинций, обнаруживаемое в свойствах рыхлых отложений, часто сглаживается процессами выветривания, которые наряду с материнскими породами и рельефом составляют важное условие и фактор морфолитогенеза. Правда, оно не является необходимым, поскольку существуют такие области сноса, где на поверхность выходят рыхлые нелитифицированные породы. Для начала их перемещения выветривание необязательно. Но и в этом случае их роль достаточно велика. Разрушая некоторые из обломков, они как бы усиливают те свойства обломочного материала, которые облегчают его мобильность (Симонов, Кружалин, 1993).

Территория, охватывающая ту или иную терригенно-питающую провинцию, обладает различным рельефом. Он может быть горным или равнинным. В пределах питающей провинции заметно изменяются глубина и густота расчленения рельефа, и крутизна склонов. В ее пределах можно выделить множество линий тока, которые следует рассматривать как потенциальные траектории движения вещества. Рассматривая траектории движения потоков, которые, как правило, начинаются у водораздельных линий,

можно заметить, что по их падению располагается целая цепочка – звенья взаимосвязанных, но часто не похожих друг на друга процессов преобразования вещества. Свойства исходного вещества в каждом из звеньев претерпевают изменения. Они возникают и формируются под воздействием тех факторов и условий морфолитогенеза, которые присущи каждому звену в отдельности. Но вместе с тем процессы звеньев высокого уровня оказывают влияние на ход процессов, расположенных на более низких гипсометрических уровнях. Звенья морфолитогенеза между собой достаточно хорошо связаны и образуют комплексы, получившие название «парагенетические». Можно говорить о том, что *каждому осадку соответствует строго определенный парагенетический комплекс звеньев морфолитогенеза*. Чем больше размеры территории, тем большее число звеньев этого комплекса принимает участие в ходе формирования свойств рыхлых отложений, тем сложнее их пространственно-временная структура. По пути следования осадка от мест его образования как потока к месту накопления свойства рыхлых отложений изменяются под влиянием все новых и новых факторов. При этом лишь в верхнем из звеньев существует возможность наблюдать в чистом виде всю совокупность факторов и условий морфолитогенеза: а) коренные (или исходные) породы; б) факторы, преобразующие их свойства; в) условия, в которых протекает этот процесс. Ниже расположенный участок суши – следующее от приводораздельного звено в морфолитогенезе – получает уже в какой-то мере измененное вещество, дальнейшая эволюция свойств которого протекает в других условиях и нередко под действием иных факторов. Конечно же, и в следующем звене может возникнуть новое вещество (свежий обломочный материал), которое будет менять свои свойства под влиянием только местных условий, не испытав преобразований, характерных для верхнего звена морфолитогенеза, и, как правило, обломки, поступившие в поток из питающей области второго звена, в парагенетическом комплексе моложе. Любой грунтовый поток, если он по пути своего следования обогащается все новыми и новыми обломками, представляет собой некоторую разновозрастную совокупность. В ее составе всегда можно видеть частицы, пришедшие в движение одновременно, начав свой путь из разных частей питающей провинции.

Рассматривая какой-нибудь комплекс рыхлых отложений, нужно иметь в виду, что конкретный разрез раскрывает историю их образования только в месте наблюдения. Как правило, описывая осадки различного происхождения и возраста, выделяют отдельные слои или их последовательность. При этом следует исходить из того, что каждый лежащий выше слой занимает определенное место во временной последовательности событий и располагается в разрезе по принципу «чем выше – тем моложе». Внутри слоя, при анализе составляющих его частиц, временных различий не делают, поскольку изучают процесс слоеобразования как более или менее одновременное геологическое событие. Хотя очевидно, что слоеобразование может

охватывать различный промежуток времени. Обычно его продолжительность изменяется от долей секунды до нескольких дней и даже месяцев, иногда образование одного слоя охватывает и значительный промежуток времени. Свойства каждого слоя (гранулометрический, петрографический, химический составы образующих его пород, их пористость и другие свойства) по времени связываются с моментом (отрезком времени) слоеобразования. *В палеогеоморфологическом анализе специалисты, чаще всего, решают обратную задачу – по свойствам осадка пытаются восстановить условия осадконакопления.* Для совершенствования решений этих палеогеографических задач следовало бы обратить внимание на то, что слой, прослоек, линза рыхлых осадочных пород состоят из некоторого набора обломков, каждый из которых прошел свой собственный путь или траекторию движения, вступив в него в строго определенное время. И «время жизни» обломка в транзите (от момента его зарождения до момента образования слоя) может существенно отличаться от времени слоенакопления. В каждом прослое могут существовать долго- и короткоживущие обломки. Возраст обломков может существенно отличаться от возраста слоя и достигать нескольких порядков величин.

Рельеф терригенно-питающей провинции, определяя скорость движения обломков, сильно влияет на возрастную и генетическую однородность вещества каждого слоя. Свойства отдельных обломков, как это будет показано ниже, оказывают заметное влияние на свойства сформированных линз, слоев и даже толщ. Так, рельеф территории, определяя особенности образования, транзита и накопления рыхлых отложений, влияет и на процесс формирования отдельных частиц и их гетерохромных, кажущихся генетически и исторически однородных комбинаций.

Вещественный состав рыхлых отложений тесно связан с набором типов горных пород, выходящих на дневную поверхность в пределах терригенно-питающей провинции. Однако эта связь не является прямой. Вещественный состав рыхлых отложений тем ближе к составу исходных материнских пород, чем меньше размер области сноса и чем энергичнее этот снос происходит. Чем обширнее территория питающей провинции, тем больше эти различия. Образующийся при выветривании материал меняет свой состав в ходе его транзита и многократного переотложения (Симонов, Кружалин, 1993).

3.3. Состав пород терригенно-питающих провинций и рельеф

Коренные породы, выходящие на дневную поверхность, и рельеф тесно связаны между собой. Формирование горных пород, их свойства и пространственное размещение определяются особенностями возникновения и развития основных геологических структур. Последние в значительной мере определяют и ход процессов рельефообразования. Поэтому на поверхности Земли постоянно встречаются закономерные сочетания

строго определенных комплексов горных пород и форм рельефа земной поверхности. Такие сочетания часто называют морфоструктурами. В настоящее время нет единого понимания этого термина. Его основоположник И.П. Герасимов (1946) предлагал морфоструктурами называть относительно крупные формы рельефа, созданные в результате взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов при ведущей роли последних. Это определение вызвало много возражений и породило дискуссию в научном сообществе. Более правильным можно считать определение, предложенное Г.И. Худяковым (1977), который в морфоструктурах видит объемные образования – тела, внешнее ограничение которых характеризуется дневной поверхностью и ее рельефом. *Каждому типу морфоструктур свойствен определенный комплекс горных пород.* Он может быть представлен магматическими, метаморфическими и осадочными породами, в числе последних встречаются и рыхлые накопления. Свойства этих пород формируются в ходе их образования. Некоторые из этих свойств определяют и морфологический облик рельефа земной поверхности.

3.3.1. Магматические породы являются как бы исходными для всех остальных типов горных пород. Можно выделить принципиальную схему кругооборота явлений и их литологических следствий, состоящих из пяти основных звеньев (Симонов, Кружалин, 1993): 1) *породы магматического происхождения → выветривание → рыхлые образования;* 2) *рыхлые образования → транспорт обломков → осадконакопление → рыхлые осадки;* 3) *рыхлые осадки → диагенез → осадочные породы;* 4) *литифицированные осадочные породы → метаморфизм → метаморфические породы;* 5) *метаморфические породы → переплавление → породы магматического происхождения.*

Все породы магматического происхождения принято разделять на группы, каждой из которых свойственны определенные пороодообразующие минералы, которые составляют основную массу вещества породы. Ниже эти данные сведены в таблицу (таблица 3.1).

Магматические породы характеризуются множеством тонких переходов от одной разности к другой. Выделяют много промежуточных их групп, например гранодиориты, граносиениты, трахибазальты, трахиандезиты. Такие переходы характеризуют постепенность изменения условий образования этих пород, различные соотношения глубин их образования, давления и температуры, наличия летучих компонентов, водяного пара и др. Но главное – они отличаются друг от друга в зависимости от типа магматических расплавов и стадии их эволюции.

Каждая группа магматических пород в рельефе земной поверхности выражена своеобразно. Селективное выветривание и денудация основных горных пород при достаточном расчленении, глубина которого достигает первых сотен метров, подчеркивают структурную и петрографическую их неоднородность.

Таблица 3.1 – Классификация магматических пород и их главные минеральные ассоциации (по А.В. Миловскому, 1979)

Группа	Породы	Главные минералы	Второстепенные минералы	Вторичные минералы
Ультраосновные	Перидотиты, дуниты и пикриты Пироксениты Кимберлиты	Оливин, пироксен (энстатит, гиперстен) Пироксены (диопсид, энстатит, бронзит) Оливин, диопсид, флогопит	Роговая обманка, основные плагиоклазы Оливин, магнетит, хромит, ильменит Пироп, авгит, магнетит, апатит	Серпентин, тальк, хлорит, магнезит, хризотил-асбест, уралит, брусит
Основные	Габбро Базальты, диабазы, долериты Анортозиты	Основные плагиоклазы, моноклинный пироксен Плагиоклаз, авгит Основные плагиоклазы	Оливин, авгит, биотит, гиперстен, апатит, сфен Оливин, ромбич. пироксен, роговая обманка, магнетит Кварц, ильменит, биотит	Эпидот, цоизит, альбит, серицит, уралит, тальк, хлорит
Средние	Диорит – андезит Сиенит – трахит	Средние плагиоклазы, пироксены, роговая обманка Плагиоклазы, биотит, пироксены	Кварц, биотит, ортоклаз, апатит, ильменит, циркон Гранат, ортоклаз, апатит, сфен, флюорит, циркон	Каолинит, хлорит, карбонаты Каолинит, кальцит, серицит
Кислые	Гранит Липариты, риолиты, кварцевые порфиры	Кварц, ортоклаз, микроклин, плагиоклазы, биотит, пироксен, мусковит Кварц, плагиоклаз, ортоклаз, биотит, санидин, роговая обманка	Магнетит, ильменит, апатит, циркон, пирит, сфен Апатит, циркон, кордиерит, тримидит, кристобалит	Гранат, турмалин, топаз, флюорит, мусковит, серицит, каолинит
Щелочные	Нефелиновый сиенит	Калиевый полевой шпат, нефелин, пироксены, амфиболы	Циркон, титанит, апатит, магнетит	Серицит, каолинит, хлорит, цеолиты

Доминирующее в рельефе местности положение занимают самые прочные породы. *Их противоденудационная стойкость (или прочность) в значительной мере зависит от устойчивости к процессам физического и химического выветривания образующих эти породы минералов. Однако определяющую роль в характеристике их стойкости будут играть пористость и трещиноватость.* Последняя в значительной мере зависит от положения этих пород в системе тектонических структур. При прочих равных условиях молодые породы являются более прочными по отношению к породам того же состава, но более древним по возрасту; тонкозернистые породы прочнее крупнозернистых; темноцветные быстрее разрушаются, чем светлоокрашенные. Наличие таких минералов, как слюды, сульфиды, флюорит и некоторые другие, снижает прочность породы. На прочность пород оказывает большое влияние их положение в рельефе. У основания крутых склонов и в вершинном поясе гор породы испытывают дополнительное напряжение, и поэтому они более трещиноватые и менее прочные.

Состав минералов, образующих магматические породы, определяет и их химический состав. В силу этого и минеральный, и химический составы рыхлых отложений, образованные из магматических пород, сильно зависят от их типа. Так, ультраосновные и основные породы будут давать обломочный материал, совершенно не похожий на материал, который образуется из средних и кислых пород. Приведем типичное соотношение химического состава горных пород по наиболее распространенным группам его элементов (таблица 3.2).

Таблица 3.2 – Средний химический состав главных типов магматических пород, % (по Р.А. Дэли, 1936)

Оксиды	Гранит (546)	Сиенит (50)	Грано- диорит (40)	Диорит (70)	Габбро (41)	Диабаз (90)	Дунит (10)
SiO ₂	70,18	60,19	65,05	56,77	48,24	50,48	40,49
TiO ₂	0,39	0,67	0,56	0,84	0,97	1,45	0,02
Al ₂ O ₃	14,47	16,28	15,94	16,67	17,88	15,34	0,86
Fe ₂ O ₃	1,57	2,74	1,74	3,16	3,16	3,84	2,84
FeO	1,78	3,28	2,65	4,40	5,95	7,78	5,54
MnO	0,12	0,14	0,07	0,13	0,13	0,20	0,16
MgO	0,88	2,49	1,91	4,17	7,51	5,79	46,32
CaO	1,99	4,30	4,42	6,74	10,99	8,94	0,70
Na ₂ O	3,48	3,98	3,70	3,39	2,55	3,07	0,10
K ₂ O	4,11	4,49	2,75	2,12	0,89	0,97	0,04
P ₂ O ₅	0,19	0,28	0,20	0,25	0,28	0,25	0,05
H ₂ O	0,84	1,16	1,04	1,36	1,45	1,89	2,88

Примечание. В скобках указано число анализов, из которых выведено значение

3.3.2. Метаморфические породы возникают за счет преобразования осадочных и изверженных пород в результате процессов метаморфизма – твердофазного минерального и структурно-текстурного изменения горных пород под воздействием температуры и давления (литостатического и ориентированного – стресс) в присутствии химически активного флюида или газа, выделившихся из внедряющейся магмы или поступающих с больших глубин из мантии.

Метаморфические изменения заключаются в распаде первичных минералов, перегруппировке и образовании новых, устойчивых к новым условиям, минеральных видов. При этом следует отметить, что для каждого минерального вида имеется свой диапазон устойчивости как по температурам, так и по давлениям.

Метаморфические процессы весьма разнообразны по форме проявления и характеру преобразования горных пород. Они классифицируются с учетом роли отдельных факторов, термодинамических, физико-химических и геологических условий. Выделяют следующие основные типы метаморфизма: региональный, ультраметаморфизм, контактовый, динамометаморфизм, метасоматоз.

Региональный метаморфизм – широкомасштабный процесс, охватывающий огромные территории в пределах подвижных поясов земной коры. Главными его факторами являются температура и давление, а также воздействие воды и углекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. Преобразование горных пород, происходящее на глубине без существенного плавления и метасоматоза

(замещения минеральных комплексов), сопровождается перекристаллизацией и развитием новых минералов в условиях расплющивания и пластического течения вещества, что приводит к появлению характерной для метаморфических образований ориентированности (параллельному расположению) минеральных зерен. Процесс регионального метаморфизма может иметь прогрессивную или регрессивную направленность.

Прогрессивный метаморфизм направлен на появление все более высокотемпературных минеральных ассоциаций. Представителями продуктов этого процесса являются сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, эклогиты и др.

Регрессивный метаморфизм (или диафторез) характеризуется замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными. Например, хлоритовые сланцы, образовавшиеся из гранато-амфиболовых сланцев. Подобные продукты метаморфизма называются диафторитами.

При определенных геологических и физико-химических условиях (большие глубины, высокая температура и т.д.) в обстановке регионального метаморфизма возникает *ультраметаморфизм* – процесс преобразования горных пород, сопровождающийся частичным, избирательным выплавлением из метаморфических пород низкотемпературного кварц-полевошпатового расплава (анатексис) и полным переплавлением пород субстрата, приводящим к возрождению гранитной магмы (палингенез). Расплавы, которые образуются при ультраметаморфизме, проникают во вмещающие породы, вследствие увеличения объема при разогреве. Происходит как бы инъекция расплавленного магматического материала во вмещающие породы и образование смешанных пород (состоящих из материала исходной породы и расплава). Поэтому ультраметаморфизм называют также инъекционным метаморфизмом. Смешанные породы, образующиеся при этом, получили название мигматиты.

Контактный (контактово-термальный) метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, излучаемого остывающим магматическим расплавом при относительно низких давлениях без существенного привноса и выноса вещества, т.е. носит изохимический характер. Температурный интервал, в пределах которого происходит типичный контактовый метаморфизм, 300–1000°C. В пределах ореола контактового изменения пород выделяются зоны термального метаморфизма – от наиболее высокотемпературной, в непосредственном контакте с интрузивом, к все более низкотемпературным – по мере удаления от него. Ширина самого ореола в наибольшей мере будет зависеть от размеров интрузивного тела, воздействующего на вмещающие породы. Чем оно крупнее, тем шире будет ореол, в котором проявлен метаморфизм. Основными продуктами контактово-термального метаморфизма являются роговики: биотитовые, роговообманковые, пироксеновые, известково-силикатные и др.

Динамометаморфизм (катакластический метаморфизм) чаще всего связан с подвижками вдоль разрывных нарушений, и его проявления в этом

случае приурочены непосредственно к узким вытянутым приразломным зонам. В связи с этим его также можно назвать приразломным метаморфизмом. Реже динамометаморфические изменения развиваются в относительно широких (шириной в километры, иногда десятки километров), но также протяженных зонах, в пределах которых горные породы целиком подвержены интенсивному смятию. Фактор динамометаморфизма – давление. При этом температурный фон, на котором возникает область повышенного давления, может быть различным. Поэтому динамометаморфические процессы бывают как низко-, так и высокотемпературными. Продукты динамометаморфизма – катаклазиты, милониты и различные сланцы.

Метасоматоз – процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава пород. В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов осуществляется почти одновременно без существенного изменения объема породы при сохранении ее твердого состояния. Главными агентами при метасоматозе являются химически активные растворы и газы, имеющие в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью. Продукты метасоматоза – метасоматиты. К ним относятся фениты, альбититы, скарны, грейзены, листовениты, березиты и многие другие породы.

Иногда в проявлениях метаморфизма выделяют фации – совокупность метаморфических горных пород различного состава, отвечающих определенным условиям образования по отношению к основным факторам метаморфизма, участвующих в метаморфических реакциях между минералами. В основу современного подразделения метаморфических пород положен принцип метаморфических фаций, разработанный П. Эскола (1915): *в любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, их минеральный состав определяется только химическим составом исходной породы*. Для того чтобы отнести метаморфическую породу к той или иной фации метаморфизма, единственным критерием является то, что в горной породе одинакового химического состава при одинаковых условиях развивается одна и та же минеральная ассоциация. Выделяются фации контактового и регионального метаморфизма – санидинитовая, роговиковая, пренит-пумпеллитовая, зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая. Существует много петрологических сеток и схем фаций метаморфизма, одна из которых приводится ниже (рисунок 3.1).

На дневную поверхность метаморфические породы выходят редко – в основном в пределах древних щитов, реже молодых платформ, типичны для высоких возвышенностей равнинных территорий. Встречаются они и в горных странах, особенно в активизированных горных системах областей древнего байкальского, каледонского и герцинского горообразования. Могут встречаться и в молодых горах (низко- и среднетемпературные фации), а также в контактных зонах, примыкающих к разновозрастным интрузиям.

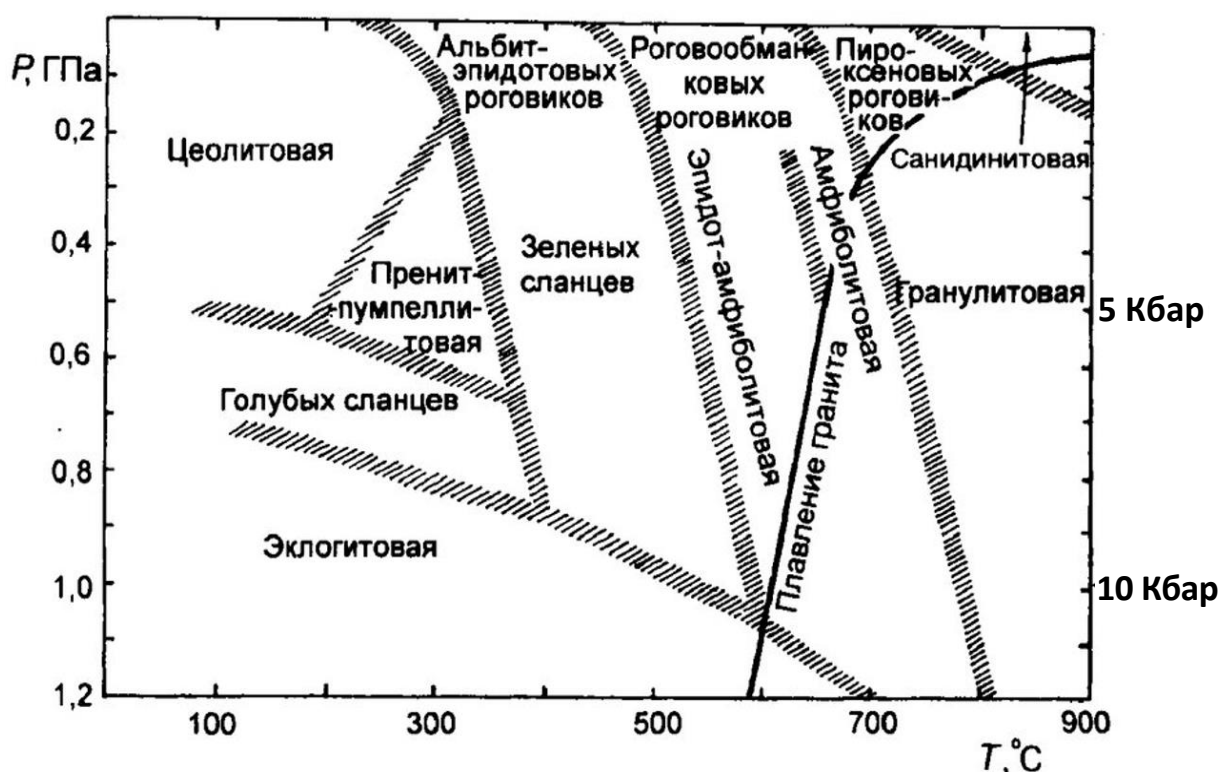


Рисунок 3.1 – Минеральные фации метаморфизма (по А. Филпоттсу, 1990)

В рельефе метаморфические породы выражены по-разному. *Плотные, массивные, крупнокристаллические породы обычно слагают возвышенные части горных массивов; сланцы, особенно слюдистые, разрушаются быстро, и их поверхность в рельефе представлена понижением.* Окварцевание, плавление пород на горячих контактах приводят к упрочнению пород, и они образуют положительные формы рельефа. Ослабленными и выраженными отрицательными формами рельефа часто оказываются зоны гидротермально измененных пород. Выраженность их в рельефе в значительной мере зависит, как и у горных пород магматического происхождения, от трещиноватости. В областях развития пород, измененных глубоким региональным метаморфизмом, многие мелкие трещины оказываются «залеченными». И это находит свое отражение в рисунке гидрографической сети и в уменьшении густоты горизонтального расчленения.

3.3.3. Породы осадочного происхождения залегают на поверхности Земли, занимая до 75% ее площади. Их образование происходит примерно по следующей схеме: *разрушение ранее существовавших (материнских) пород → перенос продуктов разрушения → накопление (осаждение) перенесенных продуктов в виде воздушного или водного осадка → преобразование первичных осадков в горную породу, называемое диагенезом.* Эти процессы протекают в поверхностных частях земной коры и на самой поверхности при невысоких температурах и давлении, близком к атмосферному, под влиянием физико-химических агентов атмосферы, гидросферы и литосферы, и при

участии организмов. По условиям формирования выделяют морские и континентальные осадочные породы, которые в зависимости от происхождения и исходного вещества подразделяются на обломочные, хемогенные и органо-генные. Их происхождение и свойства сильно зависят от ландшафтно-климатической обстановки, рельефа территории и времени их образования.

Свойства осадочных пород в значительной степени определяются их минеральным составом, а также структурой и текстурой. Первый признак является определяющим при описании хемогенных и органо-генных пород. В обломочных породах могут присутствовать обломки любых минералов и горных пород. При этом по форме обломков различают окатанные и неокатанные породы. Окатанность материала свидетельствует о длительности транспортировки или времени формирования осадка. По величине обломков породы подразделяются на крупнообломочные (псефиты), песчаные (псаммиты), пылеватые (алевриты) и глинистые (пелиты).

Обломочные породы могут быть сцементированными и рыхлыми. Сцементированные окатанные псефиты называются конгломератами, а неокатанные – брекчией. Сцементированные псаммиты, алевриты и пелиты называются соответственно песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Цемент может быть карбонатным, глинистым, железистым, фосфатным, кремнистым и т.д. Наиболее прочным является кремнистый цемент, наименее прочный – глинистый. Если цементирующая масса преобладает, цемент именуется базальным, если преобладают обломки – поровым.

Осадочные горные породы встречаются преимущественно на равнинах, но нередко они и в горах. Их прочностные свойства различны и зависят как от свойств пород и минералов, образующих обломки, так и от состава цемента. В рельефе они занимают самое различное положение. Прочностные свойства осадочных пород изменяются от места к месту. Нередко друг на друге залегают слои пород различной прочности. В этом случае в рельефе хорошо видны структурные его формы или их сочетания: куэсты, ступенчатые плато, структурные террасы, отпрепарированные ядра складок и др.

Различия в прочностных (противоденудационных) свойствах магматических, метаморфических и осадочных пород создают основу для их геоморфологической индикации. Однако, прежде чем перейти к анализу ее возможности, следует рассмотреть свойства рыхлых отложений и проанализировать, как и каким образом они возникают и формируются.

3.4. Рельеф и рыхлые отложения

Рыхлые отложения обычно характеризуются происхождением, возрастом и вещественным составом; они возникают одновременно с рельефом и под воздействием одних и тех же факторов. Между рельефом и рыхлыми отложениями прослеживают два вида отношений: корреляция и конформность (совпадение).

Коррелятные отношения возникают между рельефом области сноса и отложениями, которые были вынесены из области сноса и накопились в смежной области аккумуляции. Такие отложения называют коррелятными. По коррелятным отложениям восстанавливают не только ход их накопления, но и последовательность событий в области денудации. Так, например, овраг – это денудационная форма рельефа. Проллювиальные отложения конуса выноса коррелятны оврагу, поскольку формируются за счет выноса материала, возникающего в ходе его роста.

Иные отношения имеют место в пределах форм рельефа аккумулятивного происхождения. В них каждое действие накопления осадка одновременно же является действием рельефообразования, т.е. они совпадают и в пространстве, и во времени. Накопившийся слой осадка меняет одновременно и форму поверхности. Такие отношения называются конформными.

Конформные отношения могут возникать между рельефом и литифицированными осадками. Они обычны в областях денудации. Это становится особенно заметным тогда, когда *рельеф препарирует геологические тела, подчеркивая в своей пластике морфологический облик геологической структуры*. В этом случае мы чаще говорим о структурном рельефе, подчеркивая, что это вариант пассивного приспособления рельефа к структуре субстрата. Представляется, что избирательная денудация, создающая конформный структурный рельеф, может выделять не только черты пассивной геологической структуры, выявляя литологическое разнообразие в противоденудационных свойствах пород. Податливыми к денудации могут быть и тектонически ослабленные зоны, представленные разнообразными сочетаниями зон дробления, трещиноватости и др. В этом случае пространственная локализация элемента рельефа определена дизъюнктивной тектоникой. Однако процессы избирательной денудации обнаруживают их с помощью тех же механизмов, что и при ускоренной денудации литологически непрочных пород. И наконец, есть еще одни вид конформных отношений между рельефом и геологической структурой. Так, к примеру, в ходе активного препарирования геологической структуры возникают своды – складки большого радиуса. Они могут находить прямое отображение в рельефе. Поэтому в рамках конформных отношений в областях денудации можно выделить три типа морфоструктур (Симонов, Кружалин, 1993): *литоморфоструктуры – их подчеркивают структурные формы рельефа; тектолитоморфоструктуры – выражены линеаментами – формами рельефа, заложившимися вдоль зон дизъюнктивов; тектоморфоструктуры – обусловлены тектоническими формами рельефа*.

Рельеф областей денудации и аккумуляции, как правило, разделен зоной транзита и образованием промежуточных коллекторов. Свойства рыхлых отложений в областях денудации, транзита и аккумуляции заметно отличаются. Это связано с процессами выветривания и многократного переотложения наносов. В результате неоднократного переотложения из потока

рыхлого вещества выпадают относительно крупные и тяжелые обломки преимущественно стойких горных пород. Более мелкие выносятся быстрее и дальше, опережая менее подвижный крупнообломочный материал. Химически нестойкие минералы переходят в растворы и осаждаются лишь при определенных геохимических условиях. Эти процессы часто накладываются друг на друга, сглаживая главную тенденцию изменений свойств рыхлых отложений на разных этапах рельефообразования.

Выветривание и сортировка рыхлых отложений – это два главных процесса, которые связывают свойства рыхлых отложений с рельефом. Молодой, резко расчлененный рельеф создает возможность для переноса больших масс рыхлых отложений. В ходе своего транзита обломки в этом случае не успевают сильно измениться под воздействием физических и химических преобразований исходного вещества, а высокие скорости денудации и транзита неблагоприятны для сортировки. Однако этот процесс контролируется выветриванием. Если его скорость невелика и запасы рыхлого вещества отсутствуют, то массового перемещения не образуется. Отсюда можно сделать вывод о том, что один лишь рельеф еще не обеспечивает возникновения тех или иных свойств рыхлых отложений. Выветривание зависит от свойств коренных пород и от их состава, от ландшафтно-климатических условий и от рельефа, который перераспределяет по поверхности тепло и влагу и обеспечивает скорость обновления экспозиции горных пород (Симонов, Кружалин, 1993). Таким образом, рельеф может оказывать влияние, прямо или косвенно регулируя процессы разрушения исходных материнских пород.

В ходе процессов выветривания формируются обломки определенного размера, которые непосредственно будут зависеть от его типа. Выветривание принято разделять на физическое и химическое.

Физическое выветривание – это исключительно механическое разрушение (или дробление) пород, и причины его многообразны: суточные и сезонные колебания температуры воздуха, замерзание воды, кристаллизация солей в порах и трещинах, давление корней деревьев и т.п. Ю.Г. Симонов (1972), проводя исследования в условиях Забайкалья, выделил в данном типе выветривания несколько его видов, отличающихся между собой механизмом и продуктами разрушения: камнеобразование, хрящеобразование, пескообразование и пылеобразование.

Камнеобразование – это процесс, при котором крупные обломки граненой (ребристой) формы получают путем раскрытия плоскостей трещин, созданных главным образом тектоникой. Раскрытие трещин, как показали исследования Е.В. Шанцера (1966), происходит под воздействием пленочной воды, а затем и других факторов разрушения.

Хрящеобразование («хрящ» – гравий, обломки камня) – процесс возникновения средних по размерам обломков за счет сочетания сферических и радиальных трещин. Этот процесс требует дальнейшего изучения. В числе

причин, с которыми они могут быть связаны, следует назвать длительное нагревание или охлаждение. Возникновение трещин и начальная стадия этого процесса приводят к образованию «гнилого камня». Иногда этот процесс называют процессом сапролитизации.

Пескообразование – это преобразование мелких обломков из полиминеральной монолитной породы или ее частей в зернистую рыхлую породу. В конце этой фазы каждое зерно имеет мономинеральный состав. Разрушение мелких зерен не может иметь термоупругую природу.

Пылеобразование – дробление мономинеральных зерен.

Рассматривая физику каждого из этих процессов, необходимо сопоставлять упругие свойства минералов, термические и другие напряжения, возникающие в ходе дробления.

В результате *химического выветривания* образуется глина. В ходе химических превращений особенно существенны процессы *окисления, восстановления, гидролиза, гидратации* и более сложный – *гипергенный метасоматоз*. Химическое выветривание и его интенсивность зависят от соотношения тепла и влаги и подчиняются географическим закономерностям.

Подготовленный выветриванием материал может длительное время оставаться на месте, принимая участие в формировании элювия и коры выветривания, или вовлекается в движение различными агентами денудации. Исходный вещественный состав, возникающий в процессе выветривания, претерпевает некоторые изменения. В ходе перемещения материала происходит его сортировка в две фазы. Первая приходится на начало движения. Наиболее удобно проследить этот процесс в ходе перемещения материала водными потоками. Известно, что конкретный лоток обладает строго определенной в каждый момент времени скоростью и способен перемещать наносы лишь определенной крупности. Если в результате процессов выветривания возник материал полифракционный, то в зоне его контакта с водным потоком осуществляется сортировка. Тонкий материал вовлекается в движение и переносится далее как взвешенный, полувзвешенный или влекомый. А более грубый остается на месте, формируя отмостку, или перлювий, что предохраняет подстилающий его материал от дальнейшего размыва. Таким образом, в первую фазу сортировка приводит к разделению продуктов выветривания на две части: транспортабельные и нетранспортабельные наносы.

Вторая фаза сортировки осуществляется в зоне аккумуляции материала. В этой зоне сортировка и степень ее совершенства зависят от темпов падения скорости потока. Если скорость течения падает постепенно, то сортировка происходит также постепенно и имеет более совершенный характер. Из потока постепенно извлекаются фракции различной крупности: вначале выпадают более грубые обломки, затем все более тонкие. Текучая вода распределяет их по наклонной плоскости в виде зон осадков различной крупности. Если скорость падает резко, то сортированность полученного

(выпавшего из потока наносов) материала будет несовершенной и рядом с крупными обломками будут находиться более тонкие частицы. Может так случиться, что поток наносов сгружает весь материал в бассейн со стоячим характером вод (озеро, залив, море). Тогда в вертикальном столбе жидкости сортируются наносы по их крупности. В соответствии с законами Стокса более крупные частицы опустятся на дно несколько раньше, чем тонкие. Произойдет разделение по крупности частиц на разные фракции. Однако оно может оказаться недостаточно полным, если столб воды (глубина водоема) окажется небольшим. Отложения неглубоких водоемов обычно характеризуются малой сортированностью (Симонов, Кружалин, 1993).

Рыхлые отложения других генетических типов образуются по той же схеме, осуществляя сортировку в два этапа: 1) в момент его захвата и 2) в момент его отложения. Совершенство сортировки зависит от ряда факторов: степени сортированности исходного материала; скорости движения среды; ее вязкости и плотности вещества среды и обломков. Можно предположить, что чем больше сортирован исходный материал, тем совершеннее сортированы и его производные. Скорость движения среды оказывает влияние на тип движения. Сортированность материала, сохраненного ламинарным потоком, будет совершеннее, чем у турбулентного. Для турбулентного движения характерна пульсация скоростей. Это обязательно скажется в понижении степени сортированности.

Вязкость сортирующей среды определяет скорость выпадения осадков. Большая вязкость ухудшает степень сортированности: плотность вещества той среды, в которой осуществляется сортировка, на степень сортированности влияния не оказывает.

Сортированность осадка определяет наряду с другими его свойствами сопротивление рыхлых отложений дальнейшему размыву, т.е. оказывает влияние на устойчивость территории. В частности, особенно заметно влияние сортированности на такие свойства грунтов, как пористость, плотность, которые в свою очередь определяют водно-физические и механические свойства осадков (Симонов, Кружалин, 1993).

3.4.1. Гранулометрический состав рыхлых отложений. Гранулометрический, или механический, состав характеризует осадочные рыхлые породы в отношении их дисперсности, т.е. размеров слагающих частиц. Он выражает процентное содержание в породе групп частиц (фракций) различных размеров, взятых по отношению к массе абсолютно сухой породы. Размер фракций, слагающих ту или иную породу, выражают обычно в миллиметрах.

Глинистые породы состоят в основном из частиц размером $<0,002$ мм. Однако в виде примесей и включений в них могут встречаться также частицы и обломки более крупные и грубые. Песчаные и другие грубообломочные породы состоят из частиц, размер которых измеряется преимущественно десятками долями миллиметра, единицами, десятками и сотнями миллиметров. Они могут иметь примеси и более мелких частиц – пылеватых

(алевритовых) и глинистых (пелитовых). В инженерно-геологической практике при классификации обломочных пород по гранулометрическому составу различают фракции, показанные в таблице 3.3.

Таблица 3.3 – Классификация фракций грунтов (по ГОСТ 25100–2020)

Фракция	Размер фракции, мм
Валуны и глыбы:	
крупные	>800
средние	800–400
мелкие	400–200
Галька и щебень:	
очень крупные	200–100
крупные	100–60
средние	60–40
мелкие	40–20
Гравий и дресва:	
крупные	20–10
средние	10–4
мелкие	4–2
Песчаные частицы:	
грубые	2–1
крупные	1–0,5
средние	0,5–0,25
мелкие	0,25–0,10
тонкие	0,10–0,05
Пылеватые частицы:	
крупные	0,05–0,1
мелкие	0,01–0,002
Глинистые частицы:	
грубые	0,002–0,001
тонкие	<0,001

Из приведенной классификации видно, что к глинистым (пелитовым) относятся частицы размером менее 0,002 мм. Выделение глинистых частиц производят обычно отмучиванием, по скорости падения частиц в воде, для определения которой используют формулу Стокса:

$$v = \frac{2}{9} \cdot g \cdot r^2 \frac{\rho_s - \rho_w}{\eta},$$

где v – скорость падения частиц в воде, см/с; r – радиус частиц, см; ρ_s – плотность частиц, г/см³; ρ_w – плотность воды, г/см³; g – ускорение свободного падения, см/с²; η – коэффициент вязкости воды, в пуазах (1 П = 0,1 Па×с в системе СИ).

Эти глинистые частицы от остальных более крупных резко отличаются по форме и минеральному составу. Преобладающую роль в их составе играют глинистые минералы, представляющие собой особую группу водных силикатов. Форма таких частиц, как правило, пластинчатая, чешуйчатая и листоватая. Следовательно, при отнесении к глинистой фракции частиц размером менее 0,002 мм тем самым выделяют частицы не только определенного размера, но и особого минерального состава и формы. Кроме того, многими исследователями (В.В. Охотин, С.С. Морозов и др.) доказано, что именно у частиц размером менее 0,002 мм наиболее резко проявляются характерные «глинистые» свойства: увеличиваются емкость поглощения и гидрофильность, повышаются влагоемкость, пластичность, липкость, высота капиллярного поднятия, уменьшается водопроницаемость и т.д. (Ломтадзе, 1984).

Таким образом, для глинистых частиц характерны не только определенные размер, форма и особый минеральный состав, но и своеобразные свойства. Естественно, что чем больше в глинистой породе содержится глинистых частиц, тем большим своеобразием состава и свойств она обладает.

Пылеватые (алевритовые) частицы размером 0,002–0,05 мм по своему составу и свойствам существенно отличаются как от глинистых, так и от песчаных. В их минеральном составе обычно преобладает кварц, а мелкопылеватые частицы целиком состоят из обломков кварца. Форма пылеватых частиц приближается к сферической, в зависимости от условий образования они имеют различную степень окатанности, но в большинстве случаев плохо окатаны, угловаты. Глинистые свойства у пылеватых частиц выражены слабо. Они обладают значительно меньшей связностью, капиллярностью и пластичностью, слабовлагоемки и от глинистых фракций отличаются заметной водопроницаемостью. Самое главное свойство пылеватых частиц состоит в том, что при увлажнении они легко теряют свою незначительную связность и приобретают подвижность. Поэтому пылеватые породы всегда легко размокают и быстро переходят в плывунное состояние, а при промерзании весьма склонны к пучению. Эти отрицательные свойства, которые приобретают породы при повышенном содержании в их составе пылеватых частиц, приводят к необходимости даже при классификации подчеркивать их пылеватость.

Песчаные, или псаммитовые (размером 0,005–2 мм), а также гравийно-галечные и другие крупнообломочные, или псефитовые, частицы состоят из обломков минералов и пород. В зависимости от условий образования они могут быть окатанными или угловатыми, по своим свойствам резко отличаются как от пылеватых (алевритовых), так и особенно от глинистых (пелитовых); невлагоемки, обладают хорошей водоотдачей, водопроницаемы и сильно водопроницаемы. Капиллярные свойства и влагоемкость в сравнительно слабой степени проявляются только у песков тонко-, мелко и отчасти среднезернистых.

Следует отметить, что классификация фракций в литологии основывается на принципах, несколько отличных от принципов классификаций,

принятых в инженерной геологии. В литологических классификациях границы фракций в большинстве случаев устанавливаются условно, но диаметры частиц отдельных фракций находятся в определенном математическом соотношении. Так, например, широко известны десятичные схемы. Согласно этим схемам к пелитовым фракциям относятся частицы диаметром менее 0,01 мм, к алевроитовым – от 0,01 до 0,1 мм, к псаммитовым – от 0,1 до 1,0 мм, к гравелистым – от 1,0 до 10 мм и т.д. Естественно, что такой подход упрощает классификацию, но он не может считаться правильным. Классификация, построенная на таком принципе, не учитывает существующую связь между размерами частиц, их формой, минеральным составом и свойствами (Ломтадзе, 1984).

В природе редко встречаются глинистые, песчаные и галечные породы, состоящие из одной фракции, в большинстве случаев они состоят из смеси различных фракций. В зависимости от относительного содержания в породе тех или иных фракций можно говорить о степени ее однородности или неоднородности, а также соответствующим образом классифицировать. В инженерно-геологической практике при классификации глинистых пород по гранулометрическому составу учитывают содержание в них глинистых, пылеватых, песчаных и гравийных фракций. Для глинистых отложений четвертичного возраста наиболее часто применяется данная классификация (рисунок 3.2, таблица 3.4).

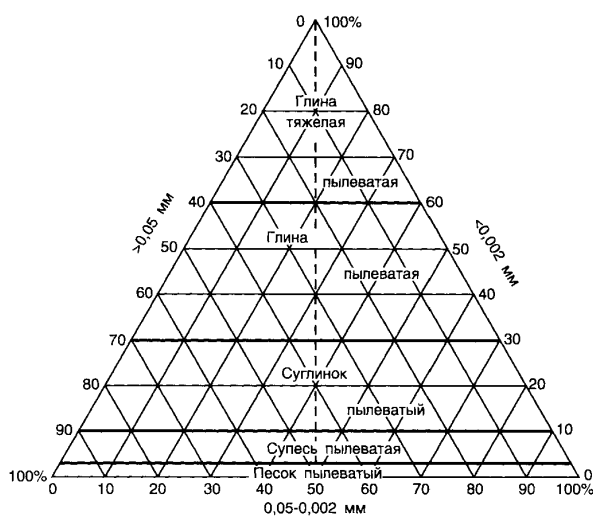


Рисунок 3.2 – Диаграмма-треугольник гранулометрического состава глинистых пород с классификацией по В.В. Охотину (1933)

нии породы становятся гравелистыми и классифицируются согласно рисунку 3.3 и таблице 3.5, например, глина гравелистая, суглинок тяжелый гравелистый и т.д.

Классификация коренных глинистых пород представлена в таблице 3.6. В этой таблице под термином «глина» подразумевается порода,

Следует заметить, что в этой классификации термины «суглинок» и «супесь» определяют не только относительное содержание тех или иных фракций в глинистой породе, но и их стратиграфическую принадлежность к образованиям четвертичного возраста. Поэтому классификацию, представленную в таблице 3.4, можно применять только для четвертичных отложений (Ломтадзе, 1984). Номенклатура пород учитывает содержание гравелистых фракций не более 10%. При более высоком их содержа-

не только содержащая в своем составе те или иные фракции, но и претерпевшая некоторую степень литификации, уплотнения. Когда глины достаточно уплотнены и сцементированы, они превращаются в аргиллиты, а глины песчаные, пылеватые – в алевролиты.

Таблица 3.4 – Классификация глинистых пород по гранулометрическому составу (по В.В. Охотину, 1933)

Название пород четвертичного возраста	Содержание частиц, %		
	глинистых (<0,002 мм)	пылеватых, (0,002–0,05 мм)	песчаных (0,05–2 мм)
Глина тяжелая	>60	–	больше чем пылеватых
Глина тяжелая пылеватая	>60	больше чем песчаных	–
Глина	30–60	–	больше чем пылеватых
Глина пылеватая	30–60	больше чем песчаных	–
Суглинок тяжелый	20–30	–	больше чем пылеватых
Суглинок тяжелый пылеватый	20–30	больше чем песчаных	–
Суглинок средний	15–20	–	больше чем пылеватых
Суглинок средний пылеватый	15–20	больше чем песчаных	–
Суглинок легкий	10–15	–	больше чем пылеватых
Суглинок легкий пылеватый	10–15	больше чем песчаных	–
Супесь тяжелая	6–10	–	больше чем пылеватых
Супесь тяжелая пылеватая	6–10	больше чем песчаных	–
Супесь легкая	3–6	–	больше чем пылеватых
Супесь легкая пылеватая	3–6	больше чем песчаных	–
Песок	<3	–	больше чем пылеватых
Песок пылеватый	<3	больше чем песчаных	–

Примечание. Во всех рассматриваемых породах содержание гравийных частиц $d > 2,0$ мм составляет менее 10%.

Коренные глинистые породы редко классифицируются только по гранулометрическому составу, так как они в большинстве случаев уплотнены, в какой-то степени сцементированы и могут быть отнесены к породам полускальным. Минеральные частицы, их слагающие, большей частью сцементированы в микроагрегаты. Поэтому только один гранулометрический состав коренных глинистых пород для их классификации недостаточен. Такие породы следует классифицировать по комплексу петрографических признаков, т.е. по внешнему виду, структурным и текстурным признакам, по минеральному и химическому составу.

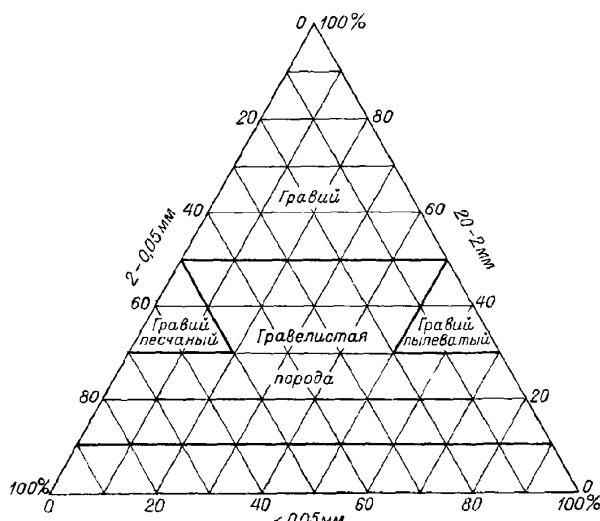


Рисунок 3.3 – Диаграмма-треугольник гранулометрического состава гравелистых пород (по В.Д. Ломтадзе, 1984)

Гранулометрический анализ таких пород необходим для определения степени агрегативности частиц, прочности и устойчивости микроагрегатов, а также для изучения минерального состава частиц, составляющих микроагрегаты и породу в целом. Таким образом, при инженерно-геологическом изучении свойств коренных глинистых пород гранулометрический состав используется как дополнительный признак.

Песчаные породы следует классифицировать по содержанию преобладающей фракции согласно таблице 3.7. Такой принцип классифицирования позволяет даже макроскопически давать довольно точное определение песков, согласующееся, как правило, с результатами гранулометрических анализов. Кроме того, эта классификация наиболее полно отражает важнейшие свойства песков – прочность, сжимаемость, капиллярность, размываемость и др. Следовательно, гранулометрический состав песков в данном случае хорошо согласуется с их свойствами.

Таблица 3.5 – Классификация гравелистых пород (по Н.Н. Иванову, 1956)

Породы	Содержание фракций, %	
	гравийных (2–20 мм)	песчаных (0,05–2 мм)
Гравелистая порода (песок, супесь и т.д.)	10–50, но меньше, чем песчаных или пылевато-глинистых, отдельно взятых	–
Гравий песчаный	30–50, но больше, чем песчаных или пылевато-глинистых, отдельно взятых	Больше, чем пылеватых и глинистых
Гравий пылеватый	то же	Меньше, чем пылеватых и глинистых
Гравий	>50	Больше, чем пылеватых и глинистых

Кроме рассмотренных классификаций для песчаных и крупнообломочных пород используется классификация ГОСТ 25100–2020, которая нашла широкое применение в изыскательской и строительной практике (таблица 3.8).

Таблица 3.6 – Классификация коренных глинистых пород по гранулометрическому составу (по В.Д. Ломтадзе, 1984)

Породы	глинистых (0,002)	Содержание фракций, %	
		пылеватых (0,002–0,05)	песчаных (0,05–2,0)
Глина тяжелая	>60	–	Больше, чем пылеватых
Глина тяжелая пылеватая (алевритовая)	>60	Больше, чем песчаных	–
Глина	30–60	–	Больше, чем пылеватых
Глина пылеватая (алевритовая)	30–60	Больше, чем песчаных	–
Глина песчанистая	20–30	–	Больше, чем пылеватых
Глина песчанистая пылеватая (алевритовая)	20–30	Больше, чем песчаных	–
Глина песчаная	15–20	–	Больше, чем пылеватых
Глина песчаная пылеватая (алевритовая)	15–20	Больше, чем песчаных	–
Глина сильнопесчаная	10–15	–	Больше, чем пылеватых
Глина сильнопесчаная пылеватая (алевритистая)	10–15	Больше, чем песчаных	

Для определения гранулометрического состава пород производят гранулометрический анализ. Наиболее часто применяемые методы этого анализа могут быть разделены на прямые и косвенные (таблица 3.9). Первые позволяют непосредственно выделять отдельные фракции, взвешивать их и определять процентное содержание в породе, а также использовать выделенные фракции, например, для изучения минерального состава. Вторые не предусматривают разделения породы на фракции, они основаны на изучении некоторых свойств исследуемого образца, по изменению которых можно судить о содержании в нем тех или иных фракций. Описание методов дается в соответствующих руководствах (ГОСТ 12536–2014).

Гранулометрический анализ производят поэтапно. Различают следующие операции: 1) подготовка образцов к анализу; 2) проведение анализа; 3) обработка результатов анализа. Результаты гранулометрического анализа выражаются в форме таблиц или наглядно графически в виде интегральных (кумулятивных) или дифференциальных кривых содержания частиц, гистограмм распределения частиц по фракциям, а также в виде круговых циклограмм и треугольных диаграмм (треугольника Фере) и др. (рисунок 3.4).

Предложены также иные способы выражения гранулометрического состава пород в виде различных обобщенных параметров: уравнений интегральных кривых, эквивалентных диаметров, а также статистических характеристик распределений частиц по размерам, среди которых выделяются: 1) среднеарифметический (средневзвешенный) диаметр, характеризующий крупность образца; 2) среднеквадратическое отклонение, характеризующее степень однородности гранулометрического состава породы; 3) показатель асимметрии,

характеризующий асимметричность или симметричность кривой распределения; 4) показатель крутизны, характеризующий степень отклонения распределения от нормального.

Таблица 3.7 – Классификация песчаных пород по гранулометрическому составу (по Е.М. Сергееву, 1973)

Песок	Содержание фракций (мм), %					Примечание
	1–2	0,5–1	0,25–0,5	0,1–0,25	0,05–0,1	
Грубозернистый	>70					
Крупнозернистый		>70				
Среднезернистый			>70			
Мелкозернистый				>70		
Тонкозернистый					>70	
Крупно-грубозернистый	>70					преобладает грубозернистая фракция
Грубо-крупнозернистый	>70					преобладает крупнозернистая фракция
Средне-крупнозернистый		>70				то же
Крупно-среднезернистый		>70				преобладает среднезернистая фракция
Мелко-среднезернистый			>70			то же
Средне-мелкозернистый			>70			преобладает мелкозернистая фракция
Тонко-мелкозернистый				>70		то же
Мелко-тонкозернистый				>70		преобладает тонкозернистая фракция
Крупный	суммарно преобладают					
Мелкий				суммарно преобладают		

Таблица 3.8 – Классификация крупнообломочных грунтов и песков по гранулометрическому составу (по ГОСТ 25100–2020)

Разновидность крупнообломочных грунтов и песков	Размер частиц d , мм	Содержание частиц, % от массы
Крупнообломочные:		
– валунный (при преобладании неокатанных частиц – глыбовый)	>200	>50
– галечниковый (неокатанный – щебенистый)	>10	>50
– гравийный (неокатанный – дресвяный)	>2	>50
Пески:		
– гравелистый	>2	>25
– крупный	>0,50	>50
– средней крупности	>0,25	>50
– мелкий	>0,10	≥75
– пылеватый	>0,10	<75

Примечание. В крупнообломочных грунтах необходимо указывать вид и процентное содержание заполнителя. При наличии в крупнообломочных грунтах песчаного заполнителя более 40% или глинистого заполнителя более 30% общей массы воздушно-сухого грунта в наименование крупнообломочного грунта включают наименование вида заполнителя и указывают характеристики его состояния (влажность, плотность, показатель текучести). Вид заполнителя устанавливают после удаления из крупнообломочного грунта частиц крупнее 2 мм.

Таблица 3.9 – Методы определения гранулометрического состава пород

Методы	Название метода	Способ определения содержания фракций
Прямые	Ситовой	Рассеивание на ситах
	Сабанина, пипеточный и др.	Отмучивание с помощью воды
Косвенные	Визуальный	Глазомерный
	Ареометрический	Изменение плотности суспензии
	Кондуктометрический	Размеры частиц определяются по изменению электрического поля электролитов

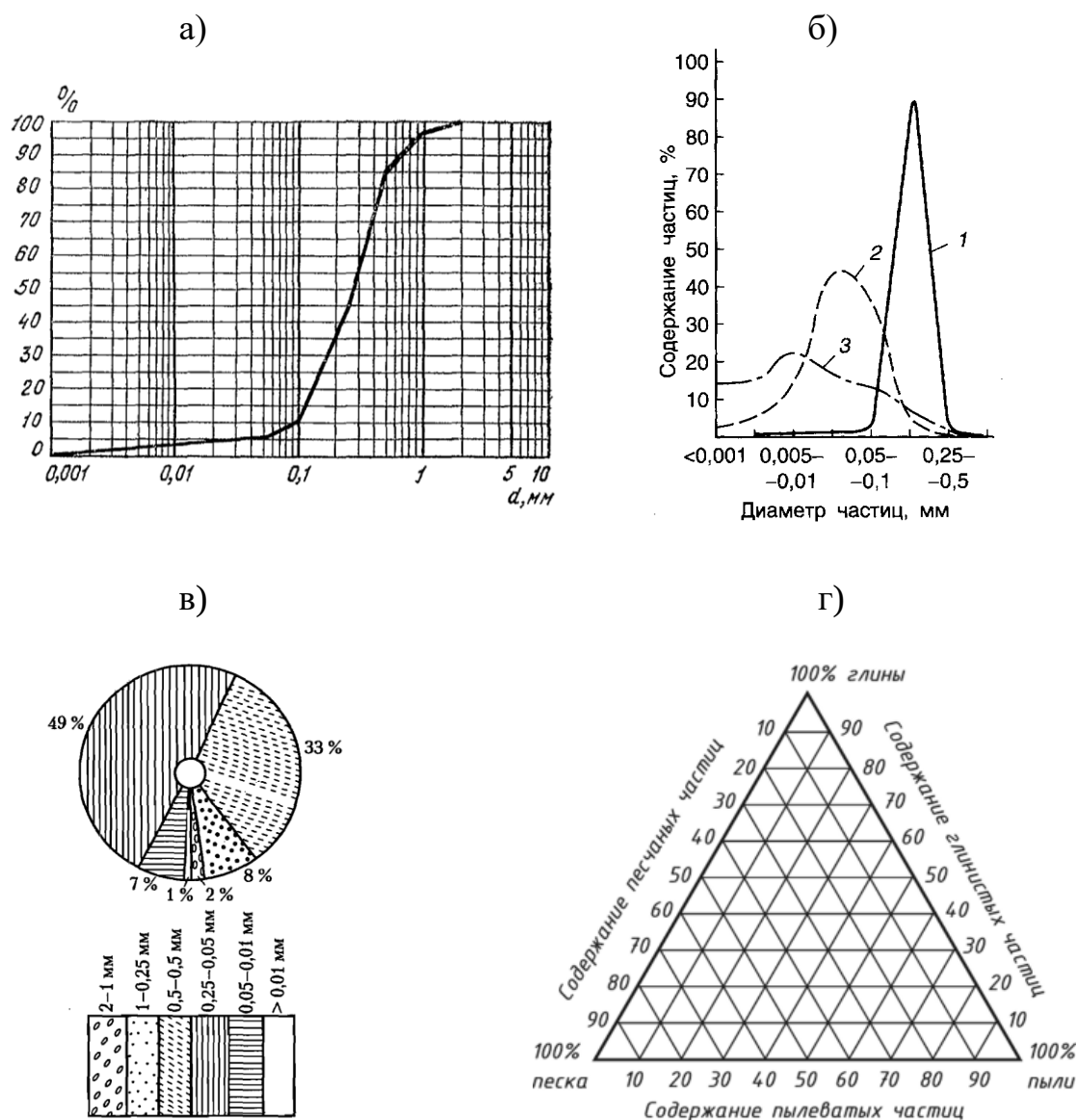


Рисунок 3.4 – Графическое представление результатов гранулометрического состава пород в виде: а) интегральной кривой; б) дифференциальной кривой; в) круговой циклограммы; г) треугольника Фере (по Грунтоведение, 2005)

Наиболее часто гранулометрический состав графически изображают в виде *интегральных графиков* (рисунок 3.4, а). Форма кривых на этих графиках отражает все особенности распределения частиц в породе по размеру, включая и ее отсортированность. Неравномерное (или равномерное) содержание различных фракций в породе характеризуется ее неоднородностью, или отсортированностью. Пологий характер интегральных кривых свидетельствует о плохой отсортированности породы, а крутой наклон – о хорошей.

Количественно неоднородность пород оценивается по результатам гранулометрического анализа *коэффициентом неоднородности* (по Хазену) $K_n = d_{60} / d_{10}$, где d_{60} и d_{10} – диаметры частиц, меньше которых в породе содержится соответственно 60 и 10% по массе частиц. Диаметр d_{10} называют действующим, или эффективным, а d_{60} – контролирующим. Для образца, состоящего из частиц одной фракции, $d_{10} = d_{60}$ и, следовательно, $K_n = 1$. Но чем разнороднее порода по размерам частиц, тем больше значение коэффициента неоднородности. При $K_n > 3$ для песков и $K_n > 5$ для глин породы считаются неоднородными. Возможные изгибы и горизонтальные участки на интегральных кривых свидетельствуют о неравномерном содержании или даже отсутствии каких-либо фракций в породе.

Количественной мерой отсортированности песчаных пород также являются, по П.И. Фадееву, *коэффициент отсортированности*: $K_{of} = d_{90} / d_{10}$, где d_{90} и d_{10} – диаметры частиц, составляющих в данном образце соответственно по массе менее 90 и 10%, и, по Траску, так называемый *квартильный коэффициент*: $K_{от} = d_{75} / d_{25}$, где d_{75} и d_{25} – соответственно диаметры частиц менее 75 и 25%. Чем больше величины этих показателей, тем хуже отсортирован песок.

В США по «Унифицированной системе классификации» (USC) используется следующий коэффициент для характеристики отсортированности грунтов:

$$K_{usc} = (d_{70}/d_{40}) \cdot (d_{70}/d_{90}) = (d_{70}^2/d_{40} d_{90}),$$

который основан на учете содержания частиц трех характерных диаметров d_{40} , d_{70} и d_{90} .

О степени неоднородности отложений можно судить и по *дифференциальным* кривым гранулометрического состава. Например, моодисперсные породы характеризуются дифференциальными кривыми с одним высоким максимумом (рисунок 3.3, кривая 1), тогда как полидисперсные, или неоднородные, грунты имеют пологие дифференциальные кривые, иногда с несколькими максимумами. В соответствии с этим к моодисперсным породам относят те, в которых содержание одной фракции превышает 70%, к бидисперсным – породы с содержанием двух смежных фракций более 70% и т.д.

3.4.2. Минеральный и химический составы рыхлых отложений зависят от состава пород, выходящих на дневную поверхность в пределах терригенно-питающей провинции, а также от процессов сортировки вещества

в ходе его перемещения и накопления, от процессов химического выветривания и гипергенного метасоматоза, приводящего к аутигенному минералообразованию – процессу формирования минералов на месте их нахождения.

Минеральный состав рыхлых отложений можно рассматривать как некоторый показатель, характеризующий не только терригенно-питающую провинцию, но и динамику рельефообразующих процессов и ту ландшафтно-климатическую обстановку, в которой происходит рельефообразование. Среди большого разнообразия природных минералов (более 5300) лишь небольшая их часть (несколько десятков) участвует в образовании горных пород. К числу этих минералов, называемых *породообразующими*, относятся оливины, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, кварц, карбонаты, глинистые минералы и др. Одни минералы отличаются высокой прочностью, твердостью и химической прочностью, например кварц, другие имеют незначительную прочность, недостаточную химическую стойкость, способны поглощать воду; отдельные минералы легко расщепляются по плоскостям (например, слюды), понижая тем самым прочность породы, в состав которой они входят. Данные свойства в значительной степени сказываются и на транзите обломочного материала, который образуется из этих минеральных соединений. Чем дальше происходит удаление от области питания, тем с более легкими и устойчивыми минералами в осадках приходится встречаться. Это определяет, в частности, то, что в конечных бассейнах стока заметно преобладание накопления кварцевых мелкозернистых песков. В промежуточных областях к ним добавляются светлые слюды, ближе к источникам питания появляются полевые шпаты, амфиболы и темноцветные слюды, а затем и пироксены. Оливины в рыхлых осадочных породах не встречаются (Симонов, Кружалин, 1993).

Двигаясь от областей накопления к областям сноса, можно наблюдать постепенный переход от мономинеральных рыхлых обломочных пород к полиминеральным их разновидностям. Наиболее важными на этом пути являются: 1) кварцевые пески, состоящие в основном из кварцевых обломков; 2) аркозовые пески, в которых наряду с кварцем содержится не менее 25% полевых шпатов; 3) граувакки – осадки, в которых содержится большое количество обломков горных пород, в том числе и основного состава. Последние всегда являются показателями большой близости источников питания.

По мере удаления от источников питания может сформироваться последовательность осадков, отличающаяся гранулометрическим, минеральным и химическим составами: галечники – гравийные отложения – пески – алевриты – глины. Для крупнообломочных отложений (галька, гравий) характерно, что они обычно образованы обломками пород, а не минералов, как многие пески и алевриты. Петрографический состав обломков может быть различным в зависимости от состава исходных пород. В минеральном составе песков и алевритов преобладают обломки первичных (реликтовых)

минералов – кварца, полевых шпатов, карбонатов и др. Для песков характерно также незначительное содержание глинистых частиц (менее 3%). Как примеси и включения в них встречаются обломки пород, в соответствии с чем выделяют пески гравелистые, щебенистые, валунные и др. Пески и алевроиты часто служат заполнителем галечников и других крупнообломочных пород. По минеральному составу пески подразделяют на мономинеральные, т.е. весьма однородные (например, кварцевые), олигомиктовые, например кварц-полевошпатовые, и полиминеральные. Важно характеризовать пески также с точки зрения содержания примесей, например, выделять пески слюдистые, глауконитовые, пылеватые (алевритовые) и др.

Алевриты обычно мономинеральные (кварцевые) или олигомиктовые с доминирующей составной частью из кварца.

Каждая из гранулометрических фракций несет собственную информацию о своем происхождении. Однако для изучения минерального состава обычно берется шлиховая фракция (размер обломков 0,1–0,25 мм), характеризующаяся максимальным минеральным разнообразием. В ней выделяют соответственно легкую и тяжелую фракции. Легкая фракция состоит преимущественно из кварца, кислых полевых шпатов, мусковита и серицита. Состав тяжелой фракции более разнообразен (амфиболы, пироксены, ильменит, циркон, эпидот, биотит, лимонит, магнетит, турмалин, апатит, рутил, ставролит, дистен, сфен, лейкоксен, силлиманит, топаз, монацит и др.). Минералы, входящие в эту фракцию, отличаются высокой плотностью, магнитными и электромагнитными свойствами. Спектр минералов тяжелой фракции обычно хорошо характеризует питающую провинцию с точки зрения формирующих ее горных пород.

Исследуя минеральный состав и его изменения в пространстве, можно воспользоваться мерами однородности, сортированности, аналогичными тем, которые были описаны для гранулометрического состава. Особенно это важно для изучения динамики осадкообразования и его связи с рельефообразующими процессами. Менее сортированные образования формируются в малых водосборных бассейнах. Они типичны для отложений ледникового происхождения, селей и, в меньшей мере, горных обвалов и осыпей, поскольку минеральное разнообразие контролируется петрографическим единством пород питающей провинции. С удалением от источников питания однородность минерального состава сначала уменьшается, а затем растет.

Для анализа минерального состава рыхлых отложений самостоятельное значение имеет анализ глинистых и аутигенных минералов. Глинистые минералы являются продуктом химического выветривания коренных горных пород, а также тонких фракций вулканических пеплов, поступающих в атмосферу при извержениях вулканов и оседающих на Землю в виде аэрозолей.

Кроме того, на поверхность в областях денудации выходят и зоны гидротермально измененных пород, где глинистые минералы могут иметь и эндогенное происхождение. Поступая в кругооборот веществ на поверхности,

глинистые минералы эндогенного происхождения смешиваются с глинистыми частицами другого генезиса и в рыхлых осадках становятся трудно-различимыми (Симонов, Кружалин, 1993).

Обычно принято считать, что состав глин зависит от ландшафтно-климатических условий. Предполагается, что при климатических изменениях от холодных и влажных условий к теплым и влажным происходит смена комплексов глинистых минералов. Главное направление смен выглядит так: породообразующие алюмосиликаты коренных пород – гидрослюда – минералы группы монтмориллонита – минералы группы каолинита – гидрокислы железа и алюминия. Многочисленные исследования грунтоведов и литологов не подтверждают такой простой линии изменений, так как на влияние климатической зональности сложно накладываются временные последовательности и влияние вещественного состава материнских пород. Основные породы чаще дают глинистые породы монтмориллонитового состава, а гранитоиды – каолиновые глины, хотя наибольшей распространенностью обладают гидрослюда и монтмориллонит. Преобладание гидрослюд и монтмориллонита сохраняется для всех глинистых пород мезозоя и кайнозоя, хотя, как известно, климат в течение большей части этого времени оставался достаточно теплым и резко изменился лишь в плейстоцене. Занятно, что для этого же отрезка геологической истории отмечается тенденция слабого накопления каолинита во времени. Больше всего его оказалось в глинах плейстоценового возраста (Грунтоведение, 1971).

Аутигенные минералы наиболее полно соответствуют физико-химической обстановке осадконакопления и ее постседиментационной эволюции. Часто среди них обнаруживаются минералы, которые возникают в связи с выпадением сульфидов и сульфатов, карбонатов, кремнезема, их некоторых комбинаций иногда в сложных органоминеральных сочетаниях. Они образуются в порах и трещинах в виде мелких крупинок, а иногда достаточно крупных конкреций, но обычно встречаются в виде пленочек или своеобразных присыпок на поверхности минералов терригенного происхождения. Среди сульфидов в качестве аутогенного минерала чаще всего встречаются пирит, который обычен в глинах морского происхождения; среди сульфатов – гипс; карбонаты представлены кальцитом; окислы – окислами кремния и железа. Аутигенные минералы обычно приурочены к тем или иным геохимическим барьерам, на которых резко изменяются рН и Eh, что сказывается на мигрантах и приводит их к избирательному осаждению. Аутигенные минералы могут быть синхронными осадочным образованиям, могут быть эпигенетическими.

Детально изучены аутигенные минералы морских толщ, для которых типичны железомарганцевые конкреции, сульфиды, глауконит, фосфориты и др. В обстановках осадконакопления на шельфах в распределении аутигенных минералов отчетливо видна широтная климатическая зональность: сульфиды железа – на севере; в умеренной зоне – соединения железа

и марганца; в аридных условиях встречаются хемогенные карбонаты и га-логенные образования. Изучение аутигенных минералов позволяет восста-навливать палеоклиматические обстановки на шельфе, смену солености и окислительно-восстановительного потенциала, изменение количества ор-ганики и др. (Симонов, Кружалин, 1993).

В континентальных осадках аутигенные минералы чутко реагируют на смены ландшафтно-климатических условий и фациальных обстановок. Здесь также мы встречаемся с аутигенными минералами, о которых уже было написано выше. Для гумидных обстановок типоморфными являются гидроокислы железа и марганца; для аридных – кальций, гипс (Доброволь-ский, 1966; Судакова, Воскресенская, Немцова, 1987).

Аутигенное минералообразование тесно связано с геохимическими особенностями ландшафтов, химическим составом коренных горных пород, типами грунтовых вод, определяющими характер геохимического процесса. Согласно А.И. Перельману (1985), выделяется три типа грунтовых вод, ха-рактеризующих три типа геохимических обстановок: 1) кислородные воды и окислительные обстановки; 2) глеевые воды и восстановительные обста-новки; 3) сероводородные воды и восстановительные сероводородные об-становки. Тип вод и геохимических обстановок определяют вид процесса: сернокислый, кислый, нейтральный, щелочной, хлоридно-сульфатный. С этими процессами и связано аутигенное минералообразование. При этом вновь образовавшиеся минералы могут быть либо остатками выщелачива-ния, либо результатом их осаждения на геохимических барьерах. А.И. Пе-рельман выделяет восемь основных типов физико-химических барьеров: кислородный, сероводородный, глеевый, щелочной, кислый, испаритель-ный, сорбционный, термодинамический. Сочетание трех типов вод и четы-рех типов щелочно-кислотных условий он объединяет в двенадцать классов вод, которые могут поступать к одному из выделенных физико-химических барьеров. В зависимости от типа барьера и типа природных вод и происхо-дят те процессы, которые определяют вид аутигенных минералов.

Химический состав рыхлых отложений тесно связан с их минералогич-ескими особенностями. Он в значительной мере отражает распространен-ность химических элементов в породах земной коры. Для анализа их обычно делят на катионную и анионную группы. В составе катионов наибольшую распространенность имеют Na, K, Ca, Mg, Fe, Al, нередко встречаются Ti, Mn, Li. Кислотные основания обычно создает кремнекислородная группа, дающая начало всем, без исключения, силикатам и алюмосиликатам. Широко представлены также анионы угольной и серной кислоты. В результате в при-роде наиболее часто встречаются соли сильных и слабых кислот: силикаты, алюмосиликаты, карбонаты, сульфаты, реже – хлориды, сульфиты, нитраты и некоторые другие соединения. В природных растворах эти соединения рас-творяются или гидролизуются. Большую роль в химических превращениях играет деятельность организмов и особенно микроорганизмов.

На поверхности Земли встречается большое разнообразие природных геохимических остановок, определяющих подвижность, условия накопления и формы существования тех или иных химических элементов. Для инженерно-геоморфологического анализа наибольший интерес представляют процессы гидролиза и гидратации, а также сорбции минералов. В частности, большое значение имеет состав поглощенных оснований, влияющий на многие из свойств рыхлых отложений, а через них – и на процессы рельефообразования.

Рельеф прямо не оказывает большого воздействия на химический состав рыхлых отложений, хотя, как показали исследования К.К. Маркова, *каждому или почти каждому генетическому типу рельефа свойствен и определенный химический состав рыхлых отложений*. Данная связь прослеживается через минеральный состав коррелятных и конформных осадков. В то же время можно назвать справедливым заключение Б.Б. Полюнова, который установил, что на бесконечно длинном склоне в поглощенном комплексе оснований наблюдается определенная закономерность их смены от вершин к подножиям. В этом закономерном ряду располагаются: сверху – трехвалентные катионы, ниже – двухвалентные, еще ниже – одновалентные.

3.4.3. Структура и текстура рыхлых отложений. Осадочные горные породы, как и другие генетические типы пород, представляют собой сложные системы, с определенным строением. При этом термин «строение» применяется в широком смысле, характеризуя все составные части или компоненты породы (твердую, жидкую, газообразную и биотическую) как единую систему.

Взаимосвязь, взаиморасположение компонентов породы, ее строение и устройство принято характеризовать структурой и текстурой. Последние тесно связаны с химико-минеральным и компонентным составом, условиями образования и являются главнейшими генетическими признаками. Вместе с тем же время структурные и текстурные особенности горной породы определяют и ее свойства.

Строение горной породы – это совокупность структурных и текстурных признаков, отражающих взаимоотношение всех слагающих породу компонентов (твердой, жидкой, газовой и биотической). Поэтому, когда количественно характеризуют соотношение и взаимоотношение всех компонентов породы, говорят о ее строении, а при непосредственной характеристике лишь твердых структурных элементов – о структуре породы. В соответствии с этим под структурой породы следует понимать совокупность внешних признаков, определяемых размерами, формой, характером поверхности частиц и количественными взаимоотношениями всех компонентов породы. При этом размеры или крупность частиц определяется с помощью гранулометрического анализа. Форма обломков описывается рядом параметров: симметричность (асимметричность), окатанность, ребристость, шероховатость и др. Набор признаков для описания формы в настоящее время не является общепринятым.

В зависимости от соотношения главных осей (А, В и С) среди обломков можно выделить следующие морфологические группы (таблица 3.10).

Пользуясь величинами А, В и С, можно установить степень удлиненности и уплощенности обломка, а при более детальном изучении степень его дисимметрии, анизометричности, сферичности. Степень уплощенности и удлиненности определяется при помощи специальных коэффициентов уплощенности (K_n) и удлиненности (K_d), для вычисления которых существует несколько систем оценки и формул. Наиболее приемлемы формулы: $K_n = B/C - 1$; $K_d = A/B - 1$ (Вассоевич, 1958).

Таблица 3.10 – Морфологические группы обломков (с некоторыми изменениями по Н.Б. Вассоевичу, 1956)

I. $A=B=C$	Шар, куб и прочие близкие к ним изометричные формы
II. $A > B \geq C$ при $C \geq 1/2 B$	Призматические, цилиндрические и близкие к ним формы, изометричные в поперечном сечении или неравновеликие по всем трем осям
III. $A > B > C$ при C от $1/2$ до $1/5 B$	Уплощенные формы, в том числе дисковидные
при $C < 1/5 B$	Сильно уплощенные формы

Степень сферичности обломков, по Х. Уэйделлу (Wadell, 1932, 1936), определяется отношением S/S_1 , где S – площадь поверхности данного обломка, S_1 – поверхность шара равновеликого объема. Степень сферичности устанавливается также сопоставлением коэффициентов изометричности и окатанности.

Коэффициент анизометричности (Вассоевич, 1958) вычисляется по формуле: $K_a = K_n + K_d$, т.е. $K_a = B/C + A/B - 2$.

Дисимметрией называют несоответствие очертаний обломка по каким-либо осям (например, по С относительно А). При любых определениях и измерениях, связанных с формой обломков, следует предпочитать вариант, соответствующий гидравлическим природным условиям переноса с учетом положения центра тяжести обломка.

Важно правильно представлять и количественно оценивать взаимные связи и разностороннее взаимное влияние стадий и особенностей развития окатанности и формы обломков. *Под окатанностью понимается степень сглаживания, обтачивания первоначальной неправильной формы обломка.* Она характеризует изменение формы зерна вследствие истирания под влиянием его движения в среде седиментации. Степень окатанности изменяется в зависимости от изменения степени изометричности, угловатости и округленности.

Окатанность оценивают либо визуально, разбивая на классы окатанности, либо путем замеров с вычислением соответствующего коэффициента. Наибольшей популярностью пользуется система, предложенная А.В. Хабаковым (1933). Для визуального определения степени окатанности он выделяет пять классов обломков, оцениваемых в баллах: 0 – неокатанные – с сохранившейся первоначальной формой обломков, с незакругленными или почти с незакругленными тупыми и (или) острыми ребрами; I – слабо окатанные – с закругленными гранями и отчетливо выраженной исходной формой обломков; II – умеренно окатанные – с ясными следами первоначальной угловатости и умеренно выраженными следами исходной формы обломков; III – хорошо окатанные – с еще сохранившимися следами угловатости и даже первоначальной формы исходных обломков; IV – прекрасно окатанные – лишенные угловатости и вогнутости на отдельных участках поверхности (эллипсоидальные или яйцевидные).

Для установления коэффициента окатанности подсчитывается число зерен по каждому классу окатанности в пробе, каждое число перемножается на цифру своего класса, и полученный итог выражается в процентах к наибольшей возможной окатанности, т.е. к сумме подсчитанных по каждому классу зерен, приравненной к 25%. При таком подсчете окатанности породы, состоящей сплошь из обломков III класса, соответствует 75%, II класса – 50% и I класса – 25%. Количественные оценки окатанности зерен одинаковых пород в разных выходах одной толщи и по разрезу дают возможность устанавливать направление переноса обломков (судя по тому, куда увеличивается окатанность), относительную длительность окатывания, прогрессирующее преобладание перебива прежде отложенных обломочных толщ или свежего размыва коренных массивов (судя по тому, возрастает или падает вверх по разрезу окатанности пластов при аналогичных составе и размерах обломков).

При наблюдениях над обломками горных пород и минералов псефитовой размерности рекомендуется исследовать характер их поверхности. В ряде случаев эти исследования могут дать ценные указания о фациальной обстановке их образования.

Текстурные особенности рыхлых обломочных пород определяются прежде всего наличием или отсутствием слоистости и ее характером, взаимным расположением обломков, их пространственной ориентировкой. Существуют первичные и вторичные текстуры. Первые, возникшие в процессе осадконакопления, отражают состояние среды в момент накопления осадочного материала и результаты ее взаимодействия с осадком, и связаны с явлениями слоистости. Они могут трансформироваться в постседиментационные стадии. Вторичные текстуры возникают в уже сформировавшейся горной породе при процессах ката-, мета- и гипергенеза.

Текстура в значительной степени предопределяет физические свойства породы, в том числе неодинаковые в различных направлениях образца. Изучают текстуры в основном визуально, иногда под микроскопом.

Обломочные рыхлые породы различного генезиса, как правило, отличаются друг от друга по своим структурным и текстурным признакам. Геоморфологи часто используют эти признаки для диагностики происхождения тех форм рельефа, с которыми генетически связана изучаемая порода. По структуре и текстуре обычно удается восстановить условия осадконакопления и тем самым восстановить детали механизмов рельефообразования. Но и рельеф как одно из условий осадконакопления оказывает влияние на возникновение тех или иных элементов структуры и текстуры. Поскольку структура рыхлых отложений в значительной мере зависит от их гранулометрического состава, то отношения между рельефом и структурой определяются спектром процессов выветривания, дальностью места образования осадка, интенсивностью склоновых и русловых процессов, чаще всего осуществляющих транзит частиц от мест их образования к местам осаждения и накопления. Текстуры рыхлых отложений сильно зависят от динамических характеристик тех рельефоформирующих потоков вещества, с которыми связано их образование. Быстрое накопление малоблагоприятно для сортировки, и поэтому в обвалах, грязекаменных потоках, в озерных и морских осадках, в зонах, испытывающих воздействие волнения, создаются плохо отсортированные осадки без признаков слоистости. Иногда быстрота переформирования отложений фиксируется границами размыва, разными видами косой слоистости. Все это в той или иной мере контролируется рельефом.

3.4.4. Физические свойства рыхлых отложений. Главнейшие физические свойства осадочных дисперсных пород – плотность, пористость и влажность. Эти свойства взаимозависимы и в целом выражают их физическое состояние как в условиях естественного залегания, так и в земляных сооружениях (плотинах, дамбах, насыпях и др.). По основным физическим свойствам можно косвенно судить о прочности, деформируемости и устойчивости рыхлых осадочных отложений, а также об их измененности под влиянием геологических процессов или искусственных факторов.

Плотность – это физическое свойство горной породы, количественно оцениваемое величиной отношения ее массы (m) к занимаемому объему (V). Она определяется составом структурных элементов породы и степенью их упаковки в единице объема. По величинам плотности и пористости судят о степени литификации пород, условиях их образования и последующих изменениях в ходе геологической истории. Показатели плотностных свойств применяют в качестве классификационных, а также при расчете устойчивости оползневых склонов и откосов, осадки сооружений, распределения напряжений в грунтах основания под фундаментами, при определении объема земляных работ и др.

При инженерно-геологических исследованиях используют следующие характеристики: плотность твердых частиц (минеральной части) породы, плотность породы (или плотность влажной породы), плотность скелета (сухой) породы, плотность породы под водой и др. Наиболее употребительными являются первые три показателя.

Плотностью твердых частиц (твердой компоненты, твердой фазы) породы (ρ_s) называется масса единицы их объема. Численно она равна отношению массы твердой компоненты породы к ее объему, измеряется в г/см³ или кг/м³. Она определяется минеральным составом пород и выражает среднюю плотность слагающих их минералов. Плотность главнейших породообразующих минералов рыхлых отложений изменяется в сравнительно небольших пределах, вследствие чего и плотность минеральной части большинства этих пород изменяется мало. Так, например, у легких, сильнопесчаных разностей глинистых пород, супесей и песков среднее значение плотности минеральной части равно 2,65 г/см³, у среднепесчаных (суглинки) – 2,70 г/см³, у тяжелых разностей глин – 2,75 г/см³. В зависимости от содержания примесей она может уменьшаться (примеси растительных остатков, торфа, гумуса и др.) или увеличиваться (примеси тяжелых и рудных минералов) (Грунтоведение, 2005).

Плотность породы (ρ) – это масса единицы ее объема с естественной влажностью и ненарушенным сложением, измеряется также в г/см³ или кг/м³. Она определяется плотностью минеральной части, пористостью и влажностью породы. Обычно чем выше плотность минеральной части, тем выше и плотность породы, чем больше пористость, т.е. чем более рыхлую упаковку имеют частицы в единице объема породы, тем меньше ее плотность. При увеличении влажности при данной пористости порода становится тяжелее, плотность ее повышается. Установлено, что плотность глинистых и песчаных пород может изменяться в довольно широких пределах (Ломтадзе, 1984 и др.). Она характеризует их физическое состояние, степень уплотненности. Чем более уплотнена порода, тем меньше ее плотность отличается от плотности минеральной части.

От плотности породы отличают *плотность ее скелета (ρ_d)*, под которой понимают массу единицы объема ее минеральной (твердой) части естественного сложения, т.е. это масса единицы объема сухой породы естественного сложения. Она, как и плотность породы, выражает степень ее уплотненности. Чем она выше, тем выше плотность скелета, тем меньше она отличается от плотности породы в целом. Плотность скелета пород служит контрольным показателем степени их уплотнения в теле земляных сооружений (плотин, дамб, насыпей и др.). Численно плотность скелета породы равна отношению массы сухой породы (массы ее скелета) к ее объему (ко всему объему породы естественного сложения). Так же как и плотность породы в целом ее выражают в г/см³ или кг/м³.

Плотностью скелета породы определяется экспериментально или чаще вычисляется по величинам плотности грунта (ρ) и его влажности (w) по формуле: $\rho_d = \rho / (1 + w)$, где w – весовая влажность в долях единицы. Ее также можно определить по номограмме В.А. Приклонского (1955). В практике инженерно-геологических изысканий определения плотностных

характеристик горных пород выполняются в соответствии с действующими нормативными документами (СП 50-101–2004, ГОСТ 5180–2015 и др.).

Другим важным физическим свойством осадочных рыхлых горных пород, выражающим их физическое состояние, т.е. плотность упаковки частиц, является **пористость**. Она характеризует объем пор в единице объема породы и вычисляется по формуле: $n = 1 - V_s = 1 - (\rho_d / \rho_s) = (\rho_s - \rho_d) / \rho_s$, где V_s – объем твердых частиц в единице объема породы (см^3), ρ_d – плотность скелета породы (г/см^3), ρ_s – плотность твердой фазы (г/см^3). Пористость выражают в долях единицы или в процентах от полного объема породы. Надо заметить, что такое выражение пористости не всегда удобно. Например, при расчете изменения объема породы под действием нагрузки надо учитывать изменение пористости, так как практически только за ее счет возможно уплотнение. Но пористость относится к полному объему породы, который сам изменяется при уплотнении и, следовательно, является величиной переменной. Это и составляет неудобства при расчетах.

Более удобной характеристикой пористости пород является коэффициент пористости e , равный отношению объема пор к объему твердой части породы, остающемуся постоянным при уплотнении, $e = n / V_s = (\rho_s - \rho_d) / \rho_d$. Его выражают в долях единицы. Через коэффициент пористости можно определять объем пор и объем твердой части породы в единице ее объема: $n = e / (1 + e)$ и $V_s = 1 / (1 + e)$.

Пористость и коэффициент пористости – показатели емкостных свойств породы, так как поры являютсяместилищем, емкостями для других компонентов породы. С учетом оценки изолированности пор выделяют общую (n), открытую (n_o) и закрытую (n_z) пористость, которые связаны соотношением: $n = n_o + n_z$. Открытая пористость (n_o) породы обусловлена сообщающимися порами, закрытая – изолированными, а общая учитывает оба вида пор. Открытая пористость обуславливает транспортные свойства породы – ее способность пропускать сквозь себя жидкости или газы. Закрытая пористость в процессах переноса вещества прямо не участвует (Грунтоведение, 2005).

Пористость рыхлых обломочных пород тесно связана с гранулометрическим составом. Как правило, более тонкозернистые отложения обладают большей пористостью. Кроме того, большое влияние на пористость оказывает скорость осадконакопления. Чем быстрее накапливается осадок, тем более рыхло он сложен и тем больше его пористость. Менее пористые породы образуются при спокойном и медленном их накоплении. Скорость накопления осадков, естественно, связана с расчлененностью рельефа и напряженностью процессов рельефообразования. Пористость осадков уменьшается с их возрастом. Это позволяет предполагать, что генетический тип рельефа и его возраст должны быть связаны с пористостью коррелятивных ему отложений.

Пористость оказывает большое влияние на ход многих рельефообразующих процессов. Прежде всего следует обратить внимание на то, что она оказывает большое влияние на водопоглощение и фильтрацию. В пористые породы легко проникает вода. На склонах в связи с этим сокращается поверхностный делювиальный смыв и возрастает угроза суффозионных и оползневых процессов. В силу наличия пористости при периодическом увлажнении меняется и вес пород. С пористостью связаны просадочные явления и глинистый карст в лессовидных суглинках (Симонов, Кружалин, 1993).

Физическое состояние и свойства рыхлых осадочных пород в значительной степени зависят и от их *влажности*. Она характеризуется количеством воды, заполняющей их поры. В зависимости от степени влажности рыхлые, особенно глинистые отложения могут находиться в различном физическом состоянии, в соответствии с которым изменяются их прочность, деформируемость и устойчивость. Численно влажность пород (w) выражают отношением массы воды (m_w), заполняющей поры породы, к массе сухой породы – твердой фазы (m_{sk}): $w = (m_w / m_{sk})$, в долях единицы или в процентах от массы сухой породы.

Влажность, которую имеет порода в условиях естественного залегания, называют естественной влажностью.

Влажность пород может быть охарактеризована также через объемную влажность (w_n), под которой понимают объем воды (V_w), содержащейся в единице объема породы (V_{tot}): $w_n = (V_w / V_{tot})$.

Влажность осадочных рыхлых отложений в условиях естественного залегания может изменяться в сравнительно широких пределах. Так, например, естественная влажность песков в зоне аэрации нередко достигает 4–5%, в зоне капиллярного увлажнения и насыщения – 27–30%, а влажность мелкозернистых и тонкозернистых песков в этой зоне может достигать 35–40%. Естественная влажность глинистых пород изменяется в более широких пределах. Так, например, в современных глинистых осадках озер и морей она достигает 80–90% и более, в глинистых породах малой и средней степени литификации (глины, уплотненные глины) изменяется от 12–15 до 50–60%, а в породах высокой и предельно высокой степени литификации (аргиллиты) снижается до 3–5%. Естественная влажность песков при прочих равных геологических условиях изменяется в зависимости от их гранулометрического состава, наличия примесей глинистых частиц и органического вещества и от плотности сложения. Естественная влажность глинистых пород изменяется в зависимости от степени их дисперсности, т.е. степени глинистости, минерального состава тонкодисперсной части, емкости поглощения и состава обменных катионов, примесей органики и степени литификации. Следует отметить, что песчаные и глинистые породы в зависимости от влажности могут иметь различное физическое состояние, т.е. быть абсолютно сухими (в лабораторных условиях), воздушно-сухими, слабовлажными или насыщенными водой. Это изменение состояния определяется

влажностью и степенью насыщения. Для характеристики степени насыщения пород водой служит коэффициент водонасыщения (или степень влажности), выражающий отношение объема воды (V_w) к объему пор породы (V_n), т.е. $S_r = V_w / V_n$. Величина S_r выражается в долях единицы, ее значение может изменяться от 0 до 1. В зависимости от коэффициента водонасыщения породы подразделяют на маловлажные (0–0,5), влажные (0,5–0,8) и насыщенные (0,8–1,0).

Коэффициент водонасыщения пород является важной их характеристикой. Так, по строительным нормам и правилам нормативные давления на песчаные породы, используемые в качестве естественных оснований для зданий и сооружений, выбирают в зависимости от значения S_r .

Коэффициент водонасыщения характеризует также фазовый состав песчаных и глинистых пород. Здесь надо различать следующие случаи (Ломтадзе, 1984).

1) $S_r = 0$. Порода абсолютно сухая, состоит из двух фаз – твердой (скелета породы) и воздуха, заполняющего поры. Такие породы можно получить только в лабораторных условиях высушиванием в термостате при температуре 105–110 °С до постоянной массы.

2) S_r немного больше нуля, составляет сотые доли единицы или 0,1–0,2. Порода воздушно-сухая, состоит из трех фаз – скелета породы, воздуха, заполняющего поры, и физически связанной воды, адсорбированной на поверхности частиц породы. Содержание воды зависит от влажности воздуха и гигроскопичности породы. Такие породы встречаются, например, в зоне аэрации, с поверхности земли, на песчаном пляже. В лабораторных условиях эти породы можно получить высушиванием на воздухе. Воздушно-сухие песчаные породы рыхлые, сыпучие, а глинистые отличаются наибольшей прочностью связностью и твердостью.

3) S_r изменяется от 0,1 до 0,5. Порода маловлажная или слабовлажная, состоит из трех фаз – скелета породы, воды, физически связанной на поверхности частиц и незначительно заполняющей поры породы, и воздуха. Такие породы в природе встречаются часто в зоне аэрации и иногда в зоне капиллярного увлажнения. Слабовлажные песчаные породы имеют кажущуюся связность, которая быстро исчезает при испарении влаги. Глинистые породы обычно находятся в твердом, полутвердом, тугопластичном или вязкопластичном состояниях. Связность и прочность их повышены, но могут быть и высокими в зависимости от их плотности, влажности и степени литификации.

4) $0,5 < S_r < 0,8/0,95$. Порода влажная или сильновлажная, состоит из трех фаз – скелета породы, воды, заполняющей ее поры, и воздуха, адсорбированного на поверхности частиц или защемленного в порах. Такие породы распространены в природе очень широко на различных глубинах и в разных зонах. Физическое состояние их может изменяться в широких пределах в зависимости от плотности, влажности, степени литификации.

Например, глинистые породы повышенной или высокой степени литификации (аргиллиты) могут иметь значительную степень заполнения пор водой, коэффициент водонасыщения их может приближаться к единице, но общая влажность при этом остается небольшой. Поэтому они сохраняют твердое, полутвердое или тугопластичное состояние, повышенную связность и прочность. Глинистые породы малой степени литификации влажные или сильновлажные обычно находятся в явно- или скрытопластичном, мягкопластичном или вязкотекучем состоянии. Связность и прочность их обычно понижены, особенно они уменьшаются при нарушении естественного сложения – структурных связей.

5) $S_r=1$. Порода водонасыщена, состоит из двух фаз – скелета породы и воды, полностью заполняющей поры. Такие породы в природе распространены очень широко на разных глубинах, например в зоне капиллярного насыщения, в пределах водоносных горизонтов и т.д. Полностью водонасыщенными являются, как правило, породы, залегающие ниже уровня грунтовых вод. Физическое состояние таких пород, как и в предыдущем случае, может изменяться в широких пределах в зависимости от их плотности, влажности, степени литификации.

В условиях естественного залегания песчаных и глинистых пород наблюдаются следующие закономерности изменения степени их влажности с глубиной. В самых верхних горизонтах земной коры – в зоне аэрации – степень насыщения обычно неполная и непостоянная в различные периоды года в различных географических областях. В области избыточного увлажнения мощность зоны аэрации незначительная, а степень увлажнения пород наибольшая. В областях переменной влажности мощность зоны аэрации обычно больше, а степень влажности пород меньше. В областях недостаточного увлажнения – полусухих и сухих – мощность зоны аэрации наибольшая, а степень влажности пород наименьшая. Ниже зоны аэрации, в зоне насыщения горных пород подземными водами, степень увлажнения их полная и постоянная во времени, хотя с увеличением плотности с глубиной их естественная влажность постепенно уменьшается.

Очень важной дополнительной характеристикой физического состояния глинистых пород служит их *консистенция*, т.е. физическое состояние при определенной влажности. Термин «консистенция» употребляется главным образом для глинистых пород, которые при той или иной влажности при воздействии внешних усилий приобретают определенную подвижность (деформируемость) и могут занимать промежуточное положение между жидко- или вязкотекучими и твердыми телами. Степень подвижности глинистых пород определенной влажности или, точнее, степень подвижности частиц, составляющих эти породы, при воздействии внешних усилий и характеризует их консистенцию, которая зависит от вязкости породы, т.е. внутреннего сопротивления перемещению в ней частиц.

При вязкости $\eta \rightarrow \infty$ порода приобретает полутвердую или твердую консистенцию, при $\eta \rightarrow 0$ она становится текучей. Вязкость и соответственно консистенция пород проявляются только при их деформации. Консистенция глинистых пород при действии на них одинаковыми стандартными внешними усилиями, но при различной влажности может быть текучей, пластичной или твердой (таблица 3.11).

Следовательно, физическое состояние глинистых пород, так же как и других пород, зависит от их напряженного состояния. Степень деформируемости глинистых пород естественной влажности заметно, а иногда и значительно изменяется при нарушении их естественного сложения. По причине того, что в глинистых породах действуют структурные связи разной прочности и водостойкости, их консистенция может быть скрытопластичной или скрытотекучей. При нарушении естественного сложения глинистые породы становятся явнопластичными или явнотекучими. В соответствии с этим при нарушении естественного сложения глинистых пород изменяются их прочность, деформируемость и устойчивость, хотя влажность остается неизменной. Все это показывает, что характеризуя и оценивая физическое состояние глинистых пород, надо учитывать как их влажность, так и сложение (Ломтадзе, 1984).

При различной консистенции глинистые породы характеризуются различной плотностью, прочностью, деформируемостью и устойчивостью. В зависимости от консистенции и естественной уплотненности, определяемой коэффициентом пористости, выбирается нормативное давление на такие породы (свод правил СП 22.13330.2016). Поэтому определение консистенции глинистых пород имеет первостепенное значение для оценки их строительных качеств.

Обычно она характеризуется определенными влажностями. Эти влажности принято называть пределами консистенции. Наиболее важными из них для определения физического состояния глинистой породы являются предел текучести и предел пластичности.

Предел текучести соответствует такой влажности, при незначительном превышении которой глинистая порода нарушенного сложения из пластичного состояния переходит в текучее и становится вязкой жидкостью.

Предел пластичности соответствует влажности, при которой глинистая порода также нарушенного сложения из полутвердого состояния переходит в пластичное. Соответственно при пределах текучести и пластичности происходит резкое изменение внутреннего сопротивления глинистых пород деформациям – их прочности. Между пределами текучести и пластичности глинистые породы обычно находятся в пластичном состоянии, т.е. в таком, когда под действием внешней силы они могут принимать различную форму и сохранять ее после устранения этой силы, не изменяя при этом своего объема.

Таблица 3.11 – Форма консистенции глинистых пород (по В.Д. Ломтадзе, 1984)

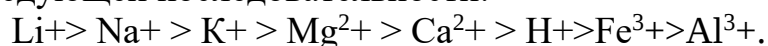
Консистенция	Состояние консистенции	Название по СНиП	Признаки консистенции	Пределы консистенции
Текучая	Жидкотекучее	Текучая	Порода растекается тонким слоем под влиянием собственного веса	Предел текучести
	Вязкотекучее	Текучепластичная	Порода растекается толстым слоем под влиянием собственного веса	
Пластичная	Липкопластичное	Мягкопластичная	Порода под действием внешней силы легко принимает различную форму и сохраняет ее после устранения усилий, не изменяя при этом своего объема, но прилипает к посторонним предметам	
	Вязкопластичное	Тугопластичная	Порода под действием внешней силы принимает различную форму и сохраняет ее после устранения усилий, не изменяя при этом своего объема, и не прилипает к посторонним предметам	
Твердая	Полутвердое	Полутвердая	Порода под действием внешней силы после явно выраженных пластических деформаций покрывается трещинами, нарушается ее сплошность, происходит хрупкопластическое разрушение	Предел пластичности
	Твердое	Твердая	Порода под действием внешней силы после явно выраженных упругих деформаций хрупко разрушается, раскалывается с нарушением сплошности	Предел усадки

Интервал влажности, в пределах которого глинистая порода находится в пластичном состоянии, называется числом пластичности. Чем оно больше, тем большей пластичностью обладает порода. Это число в значительной мере характеризует степень глинистости породы. Поэтому его используют для ориентировочной классификации глинистых отложений. Если число пластичности $>17\%$, то порода высокопластична и ее классифицируют как глину, при числе пластичности $7-17\%$ порода среднепластична – суглинок, при числе пластичности $1-7\%$ порода слабопластична – супесь. Однако эта классификация иногда не согласуется с классификацией глинистых пород по гранулометрическому составу, так как их пластичность может повышаться или понижаться также в зависимости от минерального состава тонкодисперсной части, присутствия или повышенного содержания различных примесей (пылеватых частиц, органики, солей и др.) и других факторов. Поэтому, используя число пластичности как простейший показатель при массовых

определениях, необходимо в порядке контроля для ограниченного числа типичных образцов пород производить гранулометрический анализ и уточнять их классификацию и характеристику (Ломтадзе, 1984).

Многочисленные исследования в грунтоведении показали, что пластичность глинистых пород зависит главным образом от минерального состава их тонкодисперсной части, т.е. частиц размером менее 0,002 мм. Глинистые монтмориллонитовые породы всегда более пластичны, чем гидрослюдистые, а последние обычно более пластичны, чем каолинитовые. Важное значение при этом имеет как общее содержание глинистых минералов в породе, так и разнообразие их состава и строения в каолинитовой, гидрослюдистой и монтмориллонитовой группах. Поэтому для каждого типа глин пределы и число пластичности изменяются в довольно широких интервалах. Однако тип глины, определяемый по преобладающим глинистым минералам в породе, во всех случаях проявляется в их пластичности довольно резко.

Пластичность глинистых пород существенно зависит также от состава обменных катионов и емкости поглощения. По своей способности увеличивать пластичные свойства глин наиболее часто встречаемые катионы располагаются в следующей последовательности:



Среди одновалентных катионов особенно большое влияние оказывают Li^+ и Na^+ . Поэтому, например, Na-глины всегда более пластичны, чем Ca-глины. Эта закономерность соответствует изменению содержания слабосвязанной воды и дисперсности глинистых пород, которая наблюдается при замещении одних катионов на другие. Влияние на пластичность обменных катионов в пределах одной валентности определяется их гидратационной способностью. Чем больше степень гидратации катионов, тем в большей мере проявляется пластичность глинистых пород. Пластичность повышается также при увеличении емкости поглощения глин.

Существенное влияние на пластичность глинистых пород оказывают состав и минерализация воды, насыщающей породы. Согласно исследованиям И.В. Попова, присутствие значительного количества солей понижает пределы пластичности глинистых пород, причем особенно сильно у высокодисперсной породы (монтмориллонит). Число пластичности каолиновой и монтмориллонитовой (асканглина) глин значительно ниже при использовании в качестве дисперсионной среды трехнормального раствора NaCl, чем при определении с помощью дистиллированной воды. Это наблюдалось во всех случаях независимо от состава обменных катионов.

С повышением концентрации раствора уменьшается толщина гидратных оболочек вокруг частиц и снижается пластичность пород, и, наоборот, с понижением концентрации водных растворов пластичность породы повышается. При этом влияние концентрации растворов на пластичность проявляется только у пород с высокой физико-химической активностью. Породы неактивные (инертные) в физико-химическом отношении мало реагируют на изменение минерализации окружающей среды.

Для определения пределов пластичности применяют различные методы, которые можно подразделить на прямые и косвенные. Первые основаны на непосредственном измерении величины пластических деформаций породы, вторые – на определении диапазона влажности, в котором проявляются ее пластические свойства (ГОСТ 21216–2014). В настоящее время наиболее широко применяются косвенные методы. Применительно к этим методам разработаны классификации глинистых пород по пластичности и консистенции, вошедшие в нормативные документы (ГОСТ 25100–2020).

3.4.5. Гидрофизические свойства рыхлых отложений. Основными свойствами, определяющими отношение рыхлых, особенно песчаных и глинистых пород к воде, являются водоустойчивость, влагоемкость, капиллярность и водопроницаемость. При оценке осадочных рыхлых отложений эти свойства имеют весьма важное значение, особенно при изучении склонов. Однако роль каждого из них при этом неодинакова, что зависит от состава пород. Неодинаково их значение и при решении различных практических задач.

Водоустойчивость. Определение водоустойчивости (или водопрочности) наиболее важно при оценке рыхлых пород, особенно глинистых, которые под воздействием воды теряют связность, изменяют консистенцию, размокают, распадаются на отдельные куски, обломки или бесформенную песчано-глинистую массу, либо размываются, вынося частицы породы водным потоком.

Под *размокаемостью* пород понимают их способность при замачивании в спокойной воде терять связность и превращаться в рыхлую массу с полной потерей прочности. Размокают дисперсные породы (особенно лесовые, глинистые, супесчаные), а также слабосцементированные осадочные породы с растворимым, неводостойким или глинистым цементом.

Размокаемость зависит от химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, влажности, плотности породы, состава и концентрации взаимодействующего с породой водного раствора. Все рыхлые осадочные горные породы, характеризующиеся наличием водно-коллоидных связей, относятся к группе размокаемых. На скорость и характер размокания этого типа пород огромное влияние оказывает гранулометрический состав, определяющий в значительной степени порометрические характеристики пород и, следовательно, их водопроницаемость. На основании работ В.В. Охотина (1933), проводившего изучение скорости размокания в воде воздушно-сухих образцов рыхлых осадочных пород, можно выделить следующие их виды: *легкие суглинки* – водопрочность в спокойной воде ничтожна; *средние суглинки* – размокаемость зависит от величины и характера пор и содержания глинистых частиц: при малой пористости размокаемость уменьшается с увеличением содержания глинистых частиц, при большой пористости она не зависит от содержания в них глинистых частиц; *тяжелые суглинки и глины с большой пористостью* – размокаемость увеличивается

с увеличением содержания в них глинистых частиц; *глины с малой пористостью* – величина водопрочности приближается к максимальному значению; *тяжелые глины* – размокаемость уменьшается с увеличением содержания в них глинистых частиц; *лессы* – весьма значительная скорость размокания.

Размокаемость зависит от характера сложения пород. Макропористые, легко водопроницаемые и обладающие обычно слабыми структурными связями породы характеризуются большой скоростью размокания. Тонкопористые, маловодопроницаемые и плотные породы с повышенной величиной структурного сцепления отличаются большой водопрочностью и медленным размоканием (Галкин, 2020). Очень большое влияние на размокаемость связанных грунтов оказывает величина исходной влажности, при которой грунты вступают во взаимодействие с водой. Сухие грунты или грунты, имеющие незначительную влажность, как правило, размокают значительно быстрее, чем водонасыщенные разности. Согласно В.А. Приклонскому (1955), для каждого типа глин характерна некоторая «критическая» влажность, по которой можно судить о водопрочности грунта. Если их влажность ниже критической, то грунты размокают; грунты с более высокой влажностью (выше критической) практически не размокают. Величина критической влажности грунтов возрастает пропорционально росту их емкости обмена (у монтмориллонитовой глины она около 50%, у каолинитовой – около 25%).

Под *размываемостью* пород понимают их способность разрушаться под влиянием движущейся воды, воздействующей на грунтовую толщу. В зависимости от характера и направления водного воздействия различают: 1) поверхностную размываемость пород при действии текучих вод вдоль поверхности породы (по касательной); 2) лобовую (волновую) размываемость, обусловленную фронтальным действием воды на породу; 3) суффозионную размываемость – при выносе частиц породы из массива водным потоком.

Поверхностный размыв пород происходит при действии текучих вод на склонах (плоскостная эрозия), а также вдоль постоянных водотоков, например речных (боковая и донная эрозия).

Для его характеристики используют следующие показатели: 1) размывающую (или критическую) скорость водного потока (v_k), представляющую собой среднюю скорость потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и волочение их по потоку; 2) интенсивность размыва (I_r) – отношение средней толщины размыва слоя породы (Δh) при данной скорости размыва к длительности размыва (Δt), т.е. $I_r = \Delta h / \Delta t$; 3) интенсивность смыва (I_s), характеризующую потерю массы смываемых частиц породы (Δm) в единицу времени с единицы площади смыва и определяемому отношением: $I_s = \Delta m / \Delta t S$, где Δt – время размыва; S – площадь, на которой происходит смыв частиц. Предварительно допускаемые неразмывающие средние скорости потока для однородных рыхлых отложений при содержании в них глинистых частиц менее 0,1 кг/м³, имеющих $\rho_s = 2,65$ г/см³, можно принимать по таблице 3.12.

Таблица 3.12 – Допускаемые неразмывающие скорости потока однородных рыхлых грунтов (по СНиП 3.07.03–85)

Средний размер частиц грунта, мм	Допускаемые неразмывающие средние скорости потока, м/с, при глубине потока, м			
	0,5	1	3	5
0,05	0,52	0,55	0,60	0,62
0,25	0,37	0,39	0,41	0,45
0,50	0,41	0,44	0,50	0,52
1,00	0,51	0,55	0,62	0,65
2,50	0,69	0,75	0,86	0,90
5,00	0,87	0,96	1,10	1,17
25,00	1,46	1,65	1,93	2,12
75,00	2,01	2,35	2,89	3,14
100,00	2,15	2,54	3,14	3,46
150,00	2,35	2,84	3,62	3,96
200,00	2,47	3,03	3,92	4,31
300,00	2,90	3,32	4,40	4,94

Поверхностная размываемость пород зависит от большого числа взаимодействующих и взаимосвязанных факторов, главнейшими из которых являются состав и характер структурных связей в породе. Размываемость нерастворимых пород с жесткими кристаллизационными связями обусловлена, главным образом, их тектонической нарушенностью и действием процессов выветривания. Размываемость растворимых в воде пород определяется прочностью структурных связей ионного типа, которые под воздействием воды растворяются, способствуя выносу слаборастворимой их части. Плотные глины и суглинки, не размокающие в воде, при длительном воздействии текущей воды в связи с их слабой литификацией размываются. Размокаемые связанные глинистые породы размываются наиболее быстро, причем их размываемость во многом обуславливается сопротивлением размоканию. Размываемость глинистых пород зависит от химико-минеральных особенностей, пористости, влажности, пластичности, консистенции, размокаемости, сцепления и ряда других характеристик. В общем случае, чем выше прочность структурных связей и их водостойкость, тем выше критическая размывающая скорость, а следовательно, меньше размываемость породы. Размываемость несвязных грубообломочных и песчаных грунтов обусловлена в основном гидравлической крупностью частиц (таблица 3.12).

Между размываемостью глинистых пород и их размокаемостью существует четкая связь: в большинстве случаев быстро размокаемые породы обладают и высокой размываемостью. Сопротивление их размыву несколько возрастает с увеличением содержания частиц диаметром менее 0,05 и 0,001 мм. Размываемость пород в большой степени зависит от их структурно-текстурных особенностей.

В частности, сопротивление глинистых отложений размыву возрастет при уменьшении пористости. В слоистых толщах размываемость по напластованию обычно в 1,2–1,5 раза ниже, чем в направлении, перпендикулярном

к нему. Сопротивление размыву пород с нарушенной структурой значительно ниже по сравнению с породами ненарушенного сложения.

Волновой (лобовой) размыв пород происходит при фронтальном действии воды на грунтовый массив. Он широко распространен в природе в зоне действия прибоя по берегам морей, озер, водохранилищ (абразия). Оценка волнового размыва пород проводится при прогнозе переработки берегов водохранилищ. Основным показателем водопрочности пород по отношению к волновому размыву является коэффициент сопротивления пород волновому размыву (K_c), рассчитываемый по формуле: $K_c = \Sigma E_b / V$, где ΣE_b – суммарная энергия волн (за опыт или период наблюдения); V – объем размыва (удаленного) грунта.

Механизм *суффозионного размыва (суффозия)*, который иногда называют также фильтрационной водопрочностью пород, состоит в гидромеханическом воздействии на частицы, ослаблении структурных связей и выносе отдельных частиц из породы вместе с фильтрационным потоком. Суффозия может быть механической или сопровождаться растворением и выщелачиванием породы (химическая суффозия). Часто встречается и смешанный тип суффозии. Определение суффозионной осадки оснований водимых инженерных сооружений проводится в соответствии со СНиП 2.02.01–83 (СП 22.13330.2016).

Процесс суффозии развивается лишь тогда, когда фильтрационные воды приобретают способность к разрушению структурных связей и изменению гранулометрического состава горных пород при наличии или образовании некоторого свободного пространства, куда выносятся разрушенные породы или их отдельные частицы (Хоменко, 2003). В соответствие с этим для развития суффозионного процесса необходимы: 1) определенная неоднородность породы, при которой возможно передвижение более мелких частиц среди более крупных и их вынос; 2) определенные градиенты потока, вызывающие образование повышенных скоростей фильтрации воды или определенная величина гидродинамического давления в породе; 3) наличие области выноса, разгрузки грунта от мелких частиц (Ломтадзе, 1977).

Суффозия развивается преимущественно в породах, у которых коэффициент неоднородности гранулометрического состава больше 20, а гидравлический градиент больше 5, т.е.

$$K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20; J > 5,$$

где d_{60} – контролирующий диаметр частиц; d_{10} – действующий или эффективный, диаметр частиц.

Так как суффозия возникает при повышенных скоростях движения фильтрационного потока или при повышенном гидродинамическом давлении в породе, то при оценке и прогнозе развития этого процесса одни исследователи отдают предпочтение определению скоростей фильтрации потока –

размывающих скоростей, другие – определению величины градиентов потока, в зависимости от которых находится величина гидродинамического давления ($D_{гд} = J \rho_v$). При оценке влияния скоростей потока на условия развития суффозии часто пользуются данными, приведенными в таблице 3.13. В этой таблице за расчетный диаметр частиц в неоднородном грунте принимается диаметр частиц, с выносом которых и более мелких при соответствующей скорости потока начинается суффозия.

Таблица 3.13 – Размывающие скорости водного потока, при которых начинается суффозия (по Д.Д. Джастину, 1936)

Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин	Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин
5	13,23	0,1	1,83
3	10,37	0,08	1,67
1,0	5,91	0,05	1,31
0,8	5,3	0,03	1,04
0,5	4,18	0,01	0,59
0,3	3,08		

Для определения начальной скорости потока $v_{раз}$, при которой начинается суффозия, нередко пользуются формулой Зихарда:

$$v_{раз} = \frac{\sqrt{K_{\phi}}}{15},$$

где K_{ϕ} – коэффициент фильтрации породы, м/с.

Для вычисления скорости, отвечающей началу выноса частиц из слоя, сложенного более мелкозернистыми песками, в смежный слой, представленный более крупнозернистыми разностями, при фильтрации воды снизу вверх применяют формулу С.В. Избаша (1933), экспериментально уточненную Л.И. Козловой (1934):

$$v_{кр} = 0,26 d_{60}^2 \left(1 + \frac{1000 d_{60}^2}{D_{60}^2} \right), \text{ см/с}$$

где d_{60} , D_{60} – контролирующие диаметры частиц первого и второго смежных слоев соответственно, мм.

Для определения критических градиентов фильтрационного потока используют практически идентичные формулы К. Терцаги (1933) и Е.А. За-марина (1954). Согласно этим формулам, разрушение пород восходящим фильтрационным потоком может начаться при градиентах:

$$J_p = (\rho_s - 1) (1 - n) \text{ или } J_p = (\rho_s - 1) (1 - n) + 0,5n,$$

где ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³; n – пористость грунта, доли единицы.

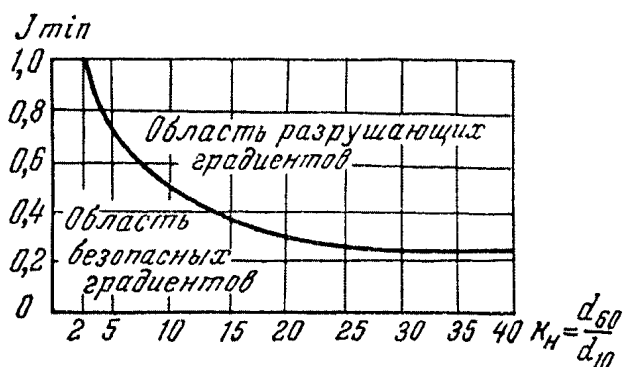


Рисунок 3.5 – График зависимости минимальных (безопасных) градиентов от степени неоднородности грунта при фильтрации снизу вверх (по В.И. Истоминой, 1957)

На основе экспериментальных исследований В.С. Истомина выявила зависимость минимальных (безопасных) градиентов фильтрационного потока (при фильтрации, направленной снизу вверх) от степени гранулометрической неоднородности породы (рисунок 3.5). Анализ кривой, аппроксимирующей эту зависимость, показывает, что чем больше степень неоднородности гранулометриче-

ского состава породы, тем при меньших градиентах фильтрационного потока начинается суффозия (Бондарик и др., 2007).

Для определения водопрочности пород проводят специальные полевые наблюдения, лабораторные работы и моделирование.

Размокаемость пород чаще всего определяют на образцах определенного размера и формы при различной их влажности. Обычно при этом образец увлажняется со всех сторон. Однако условность таких схем очевидна, так как трудно себе представить, чтобы какой-нибудь объем породы в массиве мог увлажняться в результате проникновения воды со всех сторон и при этом распадаться на структурные элементы во все стороны. Поэтому данные о скорости и характере размокания лишь в известной степени могут характеризовать водопрочность пород.

Водонеустойчивые породы размокают быстро, в течение минут или десятков минут, и превращаются в песчано-глинистую массу. Типичным примером таких пород являются лессовые, которые легко и быстро размокают, размываются, часто катастрофически быстро и сильно уплотняются и деформируются при увлажнении без увеличения внешних усилий. Породы мало- или средневодоустойчивые разрушаются в воде в течение нескольких часов или первых суток. Породы водоустойчивые сохраняются в воде десятки суток и даже месяцы, не обнаруживая значительных разрушений.

Многочисленные наблюдения показывают, что если глины были подсушены на воздухе, они быстро и значительно разрушаются в воде, тогда как эти же глины естественного сложения и влажности довольно водоустойчивы (Ломтадзе, 1984). Особенно понижается водоустойчивость глинистых пород при многократном подсушивании и увлажнении, что связано с необратимым нарушением в них структурных связей и, соответственно, с изменением их монолитности. На водонеустойчивых породах на склонах и откосах обычно образуется мощная элювиально-делювиальная зона, которая способствует развитию оползневых явлений. Некоторые разности глини-

стых пород при увлажнении сильно набухают, причем объем их увеличивается на 25–30%, а нагрузка, сдерживающая набухание (сила набухания), может достигать 0,1–1,1 МПа.

Набухание пород, т.е. увеличение объема, связано с их гидрофильностью, коллоидной активностью, со способностью активно сорбировать влагу. Замечено, что, чем меньше в составе пород песчаных фракций и больше пылеватых, тем сильнее они набухают.

Набухание обычно происходит до определенного значения влажности, выше которого приращение объема породы прекращается.

Как показывают наблюдения, влажность набухания, т.е. влажность, соответствующая моменту полной стабилизации процесса набухания породы, имеет определенную связь с влажностью, соответствующей пределу ее пластичности (Ломтадзе, 1984). Так как интенсивное набухание глинистых пород происходит только в начальный момент увлажнения, то по пределу пластичности можно качественно оценивать склонность пород к набуханию. Если их естественная влажность выше предела пластичности или влажности набухания, то нет основания ожидать значительного набухания. Согласно ГОСТ 25100–2020 к набухающим относятся глинистые породы с относительной деформацией набухания $\varepsilon_{sw} > 0,04$. Поэтому величина набухания глинистых пород, влажность и давление набухания характеризуют их отношение к воде, т.е. водоустойчивость.

Изменение свойств глинистых пород происходит не только при увлажнении. Высыхание влажных глинистых пород иногда сопровождается их растрескиванием, изменением монолитности, шелушением и, следовательно, изменением прочности, деформируемости, устойчивости и водопроницаемости. В результате этих явлений в основании крутых склонов, сложенных глинистыми породами, образуются осыпи и конусы осыпей. В подземных выработках и котлованах такие изменения свойств глинистых пород происходят в связи с уменьшением их объема при высыхании (*усадка*) и возникновением вследствие этого внутренних напряжений (Ломтадзе, 1984).

Наибольшей усадкой обладают породы гидрофильные, активные в физико-химическом отношении. Изменение объема пород при усадке происходит до определенного предела влажности (предела усадки), ниже которого объем пород не изменяется. Чем ниже влажность при пределе усадки, тем больше изменяется объем породы, т.е. тем больше усадка.

Влагоемкость. Под влагоемкостью породы принято понимать ее способность вмещать и удерживать определенное количество воды. В соответствии с этим различают породы влагоемкие (глины, суглинки), средневлагоемкие (супеси, пески мелко- и тонкозернистые, пылеватые) и невлагоемкие (пески средне-, крупно- и грубозернистые, гравелистые и щебенистые породы и галечники). Применительно к породам невлагоемким следует говорить об их водоемкости, т.е. о способности вмещать определенное количество воды.

У влагоемких пород различают влагоемкость полную, капиллярную и молекулярную. Полной влагоемкости соответствует полное насыщение породы водой, т.е. заполнение всех ее пор. Сравнивая естественную влажность породы с влажностью, соответствующей полной влагоемкости, судят о степени ее водонасыщения. Капиллярной влагоемкости соответствует не полное насыщение породы водой, а такое, когда водой заполнены только капиллярные поры. Так как у глинистых пород поры преимущественно капиллярные, то для них капиллярная влагоемкость равна или близка полной влагоемкости.

Под молекулярной влагоемкостью (или наименьшей) понимают способность пород удерживать определенное количество физически связанной воды, т.е. воды, не заполняющей пустоты и поры, а лишь находящейся на поверхности или в межпакетных пространствах частиц породы в виде гидратных или сольватных оболочек. При этом то максимальное количество физически связанной воды, которое может удержать порода на поверхности своих частиц, определяет ее максимальную молекулярную влагоемкость. Физически связанная вода связана с частицами породы значительными поверхностными сорбционными силами. Поэтому при свободном стоке воды из насыщенных песчаных пород некоторое количество ее остается и определяет их максимальную молекулярную влагоемкость (Грунтоведение, 2005).

При уплотнении глинистой породы малой степени литификации, насыщенной водой, определенное количество воды из нее выжимается вначале сравнительно быстро и легко, соответственно и процесс уплотнения имеет свободный характер. При влажности породы, равной максимальной молекулярной влагоемкости, скорость и характер ее уплотнения резко изменяются, поскольку отжатие физически связанной воды сопряжено с затратой больших усилий. Следовательно, влажность при максимальной молекулярной влагоемкости отражает такое состояние глинистой породы, при котором резко изменяются ее свойства и деформируемость. На основании многочисленных исследований можно утверждать, что максимальная молекулярная влагоемкость – это один из важных показателей свойств глинистых пород, служащий мерой изменения их качеств в процессе уменьшения влажности при уплотнении. Замечено, что для многих глинистых пород она равна или близка влажности на пределе пластичности (Ломтадзе, 1984).

Таким образом, при изучении влагоемкости глинистых пород для оценки их состояния и свойств необходимо определять полную и максимальную молекулярную влагоемкость. Эти показатели в известной мере зависят от вещественного состава пород и характеризуют их гидрофильность. Сопоставляя значения названных показателей с естественной влажностью глинистых пород, можно судить не только о степени насыщения их водой, но и о преобладающей категории воды (свободной иммобилизованной или физически связанной).

Из песчаной породы, насыщенной водой, не вся вода может вытекать свободно, а только та часть, которая подчиняется силе тяжести, не связана

поверхностными силами с частицами породы и не удерживается капиллярными силами. Способность песчаных, гравийных, дресвяных и других обломочных пород, насыщенных водой, отдавать ее путем свободного стекания, характеризует их водоотдачу. Очевидно, что такой способностью обладают только невлагоемкие или слабовлагоемкие породы. Водоотдача пород примерно равна разности между полной их влагоемкостью (w_{sat}) и максимальной молекулярной (w_{mmw}). Она характеризует, какая часть воды (%) от общего ее содержания в породе свободно стекает. Для количественной характеристики водоотдачи служит также коэффициент водоотдачи μ_v , равный отношению объема стекающей воды к объему породы, выраженный в долях единицы.

Водоотдачей обладают в основном неглинистые песчаные, гравийные, щебенистые породы и галечники. Она зависит главным образом от состава пород и продолжительности их дренирования. Некоторое влияние оказывает также температура воды, определяющая ее вязкость.

Капиллярность. Увлажнение пород может быть обусловлено проникновением (инфильтрацией) воды с поверхности земли или поступлением ее снизу из какого-либо водоносного горизонта под влиянием гидростатического или гидродинамического напора и капиллярных сил. Последние, как известно, всегда над водоносным горизонтом образуют капиллярную зону, в пределах которой наблюдается повышенное увлажнение или насыщение пород. Мелкозернистые, тонкозернистые и глинистые породы в зоне капиллярного увлажнения обычно полностью насыщены, следовательно, эту зону можно называть зоной капиллярного насыщения. Если она достигает поверхности земли, то происходит заболачивание местности. При интенсивном испарении капиллярных вод, поднимающихся к поверхности земли, в засушливых районах обычно происходит засоление почв и подстилающих их пород, образование солончаков и т.д.

Высота капиллярного поднятия, или мощность капиллярной зоны, тем больше, чем больше поверхностное натяжение воды и чем меньше радиус капилляров и плотность воды (закон Жюрена). Известно, что максимальная высота капиллярного поднятия в тонкозернистых и мелкозернистых песках может достигать 1,5–2 м, а в глинистых породах 3–4 м. В грубозернистых породах она мала и практического значения не имеет. Скорость капиллярного поднятия в начальный момент максимальная, но затем постепенно уменьшается и при наибольшей высоте становится ничтожно малой. Капиллярные свойства пород тесно связаны с их водопрочностью.

Водопроницаемость. К числу основных водных свойств рыхлых отложений относится водопроницаемость, т.е. способность пород пропускать воду через себя воду под действием гравитационных сил или градиентов гидростатического давления. У песков, галечников и других рыхлых обломочных пород она зависит от их пористости и скважности. Глинистые породы при небольших напорах очень слабоводопроницаемы или практически

водонепроницаемы, так как размер пор в них мал. Движение воды, а также других жидкостей и газов через пористые горные породы называется фильтрацией. Следовательно, водопроницаемость песчаных и глинистых пород – это их фильтрационная способность.

Водопроницаемость любых горных пород тем больше, чем больше их скважность, т.е. чем больше размер пор, пустот и трещин. Она зависит также от напора, под влиянием которого движется вода. Например, глинистые породы при небольших напорах могут не пропускать через себя воду, а при больших становятся водопроницаемыми. Водопроницаемыми следует считать такие породы, которые при реально существующих или проектируемых напорах пропускают или будут пропускать воду. К водонепроницаемым породам относят такие, которые при действующих напорах не пропускают воду.

В обычных условиях сильноводопроницаемые крупнообломочные породы – галечники, щебень, гравий, дресва, грубозернистые и крупнозернистые пески. Водопроницаемы пески средне- и мелкозернистые, а слабопроницаемы (полупроницаемы) тонкозернистые пески и супеси. Суглинки и глины обычно слабопроницаемы или водоупорны. На водопроницаемость песчаных и других обломочных пород большое влияние оказывают степень однородности их гранулометрического состава, а также примеси глинистых частиц и хорошо разложившегося органического вещества. Так, например, чистые галечники могут быть очень сильноводопроницаемыми, а те же галечники с песчаным мелкозернистым и тонкозернистым заполнителем будут слабопроницаемыми. Если к чистому песку прибавить лишь 10% глинистых частиц, то водопроницаемость его уменьшится на 73,6%. Известно, что при добавлении к кварцевому песку 10% бентонита водопроницаемость его уменьшается в 10 000 раз. Неоднородность гранулометрического состава и особенно минеральный состав оказывают большое влияние на водопроницаемость глинистых пород. Так, например, монтмориллонитовые глины обычно в сотни и тысячи раз менее водопроницаемы, чем каолинитовые.

Весьма значительно на водопроницаемости глинистых пород сказывается состав обменных катионов. Так, к примеру, Са-почвы, Al-почвы и Fe-почвы обладают соответственно в 95, 280 и 290 раз большей водопроницаемостью, чем Na-почвы. Снижение водопроницаемости глинистых пород от присутствия обменного Na^+ объясняется его диспергирующим действием, в результате чего уменьшается размер пор. Кроме того, обменный Na^+ увеличивает гидрофильность пород, т.е. содержание физически связанной воды, и существенно уменьшает эффективную пористость, что еще больше уменьшает их водопроницаемость.

Существенно изменяется водопроницаемость пород при их уплотнении под влиянием давления вышележащих масс горных пород, а также при разуплотнении и высыхании. Многие глинистые породы при высыхании дают большую усадку, растрескиваются, отчего их водопроницаемость

сильно повышается. Водопроницаемость глинистых пород может увеличиваться в десятки раз при растворении и выщелачивании содержащихся в их составе солей или цементирующего вещества, а также при вытаивании льда из мерзлых пород. Следует заметить, что некоторые глинистые породы в отношении водопроницаемости обладают ярко выраженной анизотропностью. Так, например, ленточные типы в горизонтальном направлении водопроницаемы, а в вертикальном – практически водоупорны. Лессовые породы, наоборот, в вертикальном направлении сравнительно сильно водопроницаемы, а в горизонтальном слабо водопроницаемы.

Скорость движения воды через горные породы, и в том числе через песчаные и глинистые, в некоторой степени зависит также от ее температуры, с повышением которой уменьшается вязкость воды и повышается подвижность.

Таким образом, водопроницаемость обломочных рыхлых пород, как и любых других, зависит от их гранулометрического и минерального состава, его однородности, состава обменных катионов, степени уплотненности, скважности и размера пор, гидродинамических условий (действующий напор) и свойств воды (вязкость).

Мерой водопроницаемости горных пород служит коэффициент фильтрации. Кроме того, для этих же целей используют коэффициент проницаемости и удельное водопоглощение. В инженерно-геологической практике пользуются главным образом скоростным выражением коэффициента фильтрации: $v = K_{\phi} \text{ grad } I$, где K_{ϕ} – коэффициент фильтрации (см/с, м/сут), $\text{grad } I$ – градиент напора. Если $\text{grad } I = 1$, то $v = K_{\phi}$.

Скорость движения воды через пористые горные породы прямо пропорциональна гидравлическому градиенту, т.е. отношению действующего напора к длине пути фильтрации. Это важнейший закон водопроницаемости дисперсных пород – закон ламинарной фильтрации (закон Дарси).

По водопроницаемости и коэффициенту фильтрации среди рыхлых связных и несвязных осадочных пород выделяют (по Н.Н. Маслову), м/сут:

1. Практически непроницаемые ($K_{\phi} < 5 \times 10^{-5}$) – глины, тяжелые суглинки.
2. Весьма слабопроницаемые (K_{ϕ} до 5×10^{-3}) – суглинки, тяжелые супеси.
3. Слабопроницаемые (K_{ϕ} до 0,5) – супеси.
4. Проницаемые (K_{ϕ} до 5) – пески тонко- и мелкозернистые.
5. Хорошо проницаемые (K_{ϕ} до 50) – пески среднезернистые.
6. Сильно проницаемые ($K_{\phi} > 50$) – галечники, гравелистые пески.

Определяется коэффициент фильтрации с помощью лабораторных методов, полевых опытно-фильтрационных работ, геофизических исследований и эмпирических формул с использованием данных о гранулометрическом составе, пористости и других свойствах горных пород.

3.4.6. Теплофизические свойства дисперсных горных пород. Теплофизические свойства горных пород оказывают большое влияние на различные природные процессы (выветривание, почвообразование, сезонное и многолетнее протаивание и промерзание), а также на условия работы инженерных сооружений. При характеристике теплового режима грунтовых толщ необходимо знание таких теплофизических характеристик, как теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность пород.

Теплоемкость является одной из основных теплофизических характеристик горных пород. Обычно различают удельную и объемную теплоемкости. *Удельная теплоемкость* (C) породы численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы ее массы на 1 градус, и выражается в Дж/(г×°С) (или кДж/кг×°С, или ккал/кг×°С). *Объемная теплоемкость* (C_v), Дж/(м³×°С), ккал/(м³×°С), численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы объема грунта на 1 градус.

Эти параметры связаны между собой: $C_v = \rho C$, где ρ – плотность грунта. В инженерной геологии чаще всего используют удельную теплоемкость пород как более постоянную величину; поэтому в дальнейшем под теплоемкостью будем понимать удельную теплоемкость. Ее величина при небольших изменениях температуры (несколько десятков градусов) и давления принимается постоянной. Для горных пород она определяется теплоемкостью их твердой, жидкой и газообразной составляющих.

Теплоемкость твердой компоненты породы (и, следовательно, теплоемкость сухой породы) определяется ее минеральным составом и содержанием органических веществ и может быть рассчитана по формуле:

$$C = C_1 x_1 + C_2 x_2 + \dots = \sum_{i=1}^n C_i x_i,$$

где C_i – удельная теплоемкость минералов и органических соединений, x_i – весовое содержание этих соединений минералов в породе.

Величина удельной теплоемкости наиболее распространенных минералов изменяется от 0,50 до 1,10 кДж/кг×К, причем у большинства из них она составляет 0,70–0,95 кДж/кг×К. В соответствии с этим удельная теплоемкость сухих пород, не содержащих значительной примеси органики, также колеблется в этих пределах.

Теплоемкость органических веществ значительно больше, чем минеральных. Поэтому теплоемкость почв и торфов, высушенных при 100°С, составляет 0,80–2,10 кДж/кг×К. Наибольшую теплоемкость имеют торф и почвы, богатые гумусом. Согласно этому в почвах наблюдается закономерное уменьшение теплоемкости вниз по разрезу по мере уменьшения содержания гумуса. В случае незначительного содержания гумуса в почве величина теплоемкости с глубиной изменяется мало.

Теплоемкость горных пород зависит не только от присутствия в них органического вещества, но и от соотношения в нем глинистых и песчаных

частиц. Обычно чем глинистее порода, тем больше величина ее теплоемкости. Удельная теплоемкость воздушно-сухих песков 0,70–0,84, а глин 0,75–1,00 кДж/кг×К.

Теплоемкость влажных пород значительно выше, чем сухих, поскольку теплоемкость различных категорий воды намного превышает ее значения у минеральных и органических веществ. Так, удельная теплоемкость воды при температуре 20°C принимается за 4,19 кДж/кг×К (1 кал/г×°C). Ее величина для связанной воды в породе, по данным одних исследователей, равна 2,95 кДж/кг×К, других – равна или близка к теплоемкости свободной воды (Грунтоведение, 2005).

Величина удельной теплоемкости пористых влажных пород ($C_{вл}$ с весовой влажностью (w), не превышает 10–20%, ориентировочно может быть рассчитана по формуле:

$$C_{вл} = C(1 - w) + w.$$

П.И. Андрианов (1936) предложил следующую формулу для определения удельной теплоемкости дисперсных пород, находящихся во влажном состоянии (с учетом содержания в них связанной воды):

$$C_{вл} = 0,2x + 0,7y + (w - y),$$

где x – весовое количество минеральных частиц; y – количество прочносвязанной воды; w – весовая влажность; 0,2 и 0,7 – удельная теплоемкость твердой компоненты и прочносвязанной воды, выраженные во внесистемных единицах измерения (кал/г×°C).

Особенно сильно с ростом влажности увеличивается объемная теплоемкость грунтов. Так, при изменении степени влажности от 0,5 до 1 у торфа она увеличивается больше чем в 6 раз, глин – в 4 раза, песка – в 2,5 раза. В целом, по С.В. Нерпину и А.Ф. Чудновскому (1967), с увеличением влажности объемная теплоемкость (C_v) растет по линейному закону.

Теплопроводность мерзлых пород отлична от таковой немерзлых и талых разностей, поскольку величина удельной теплоемкости льда (2,09 кДж/кг×К) отлична от ее значений для минеральной и жидкой компонент. В общем случае удельная теплоемкость мерзлого грунта (C_m) при отсутствии фазовых превращений в нем может быть рассчитана по формуле:

$$C_m = \frac{1}{m}(m_m C_m + m_n C_n + m_l C_l),$$

где m – масса грунта; m_m , m_n и m_l – соответственно массы минеральной части грунта, незамерзшей воды и льда; C_m , C_n и C_l – теплоемкости минеральной части грунта, незамерзшей воды и льда.

Теплопроводность горной породы характеризует ее способность проводить тепло. Она оценивается коэффициентом теплопроводности (λ), который представляет собой величину, равную количеству тепла, проводимого породы в единицу времени через единицу площади при температурном градиенте, равном единице. Его измеряют в Вт/м×К (система СИ), иногда в Вт/м×°C, эрг/см×с×°C (система СГС), кал/см×с×°C или ккал/м×ч×°C (внесистемная единица измерений).

В некоторых случаях для характеристики теплопроводности пород используют величину, обратную коэффициенту теплопроводности, $\xi = 1/\lambda$, которую называют *удельным тепловым сопротивлением*. Она характеризует степень сопротивления горной породой передаче тепла.

Теплопроводность пород, являющихся многокомпонентными системами, определяется соотношением твердой, жидкой и газообразной составляющих, их химико-минеральным составом, структурными и текстурными особенностями (дисперсностью, пористостью, слоистостью и др.), влажностью, фазовым состоянием воды и температурой.

Теплопроводность большинства породообразующих минералов колеблется от 0,20 до 7,00 Вт/м×К, составляя в большинстве случаев 0,80–4,00 Вт/м×К. Более высокой теплопроводностью (до 20–40 Вт/м×К) обладают рудные минералы – гематит, магнетит, пирит и др. Теплопроводность воды 0,54–0,60, льда 2,22–2,35, воздуха 0,023 Вт/м×К. Эти значения свидетельствуют о различии теплопроводности трех основных компонентов горной породы и объясняют зависимость теплопроводности пород от их соотношения.

Теплопроводность резко возрастает по мере увеличения влажности пород, поскольку теплопроводность воздуха, вытесняемого водой из пор породы, приблизительно в 30 раз меньше теплопроводности воды. При полном заполнении всех пор водой теплопроводность породы достигает максимального значения, причем она в очень малой степени зависит от концентрации порового раствора.

Теплопроводность дисперсных пород зависит и от их гранулометрического состава. Породы с повышенным содержанием грубых и крупных частиц (валунных, галечниковых, гравийных, песчаных) характеризуются более высокой теплопроводностью (повышение λ до 50%) по сравнению с тонкодисперсными (при условии равенства их влажности, плотности др.), поскольку в последних резко возрастает количество неплотных контактов между мелкими частицами, обладающих пониженной теплопроводностью.

Теплопроводность существенно зависит от плотности и, следовательно, пористости пород. Чем ниже плотность, тем менее плотно прилегают частицы друг к другу и тем меньше теплопроводность породы. Экспериментально показано, что увеличение плотности скелета пород на 15–20% обуславливает возрастание теплопроводности примерно в два раза. Такое явление наблюдается и в почвах в интервале изменения плотности скелета от 0,6 до 2,0 г/см³. Искусственное уплотнение также приводит к увеличению теплопроводности горных пород.

Большей части слоистых и сланцеватых пород присуща анизотропия теплопроводности. Коэффициент теплопроводности в среднем на 10–30% больше вдоль напластования, чем в направлении, перпендикулярном напластованию. Это обусловлено тем, что вдоль слоистости частицы породы взаимодействуют интенсивнее, и наоборот, молекулярное движение перпендикулярно к плоскости слоистости и сланцеватости передается значительно хуже.

Анизотропия тепловых свойств наблюдается и в мерзлых породах. По данным Э.Д. Ершова (1990), она наиболее отчетливо выражена в толщах пород со шлировой криогенной текстурой. В таких породах при теплопотоке вдоль ледяных шлиров коэффициент теплопроводности обычно на 20–30% выше, чем в перпендикулярном направлении.

Влияние этих факторов обуславливает определенные диапазоны изменения коэффициента теплопроводности пород различных генетических групп. У интрузивных пород эта величина колеблется от 2 до 5 Вт/м×К, увеличиваясь от основных к кислым образованиям. Для эффузивных пород диапазон изменения этого показателя составляет 2–4,3 Вт/м×К. Метаморфические породы характеризуются более широким колебанием значений коэффициента теплопроводности (0,22–7,4 Вт/м×К), величина которого возрастает в ряду сланцы–гнейсы–кварциты. У обломочных сцементированных пород $\lambda=1,5\text{--}4,5$ Вт/м×К, а у пылеватых и глинистых сцементированных $\lambda=0,8\text{--}2,2$ Вт/м×К. Наиболее низкая теплопроводность характерна для кремнистых сцементированных грунтов – 0,8–1,7 Вт/м×К. Существенно более высокие величины свойственны доломитам (7,2–11,9), ангидритам (3,7–5,8) и мергелям (2,6). Верхний предел теплопроводности крупнообломочных пород ограничен значениями λ слагающих обломки скальных пород (до 3–9 Вт/м×К), а нижний (до 0,3–0,5 Вт/м×К) – тепловыми свойствами заполнителя из тонкодисперсных пород (Грунтоведение, 2005).

Величина теплопроводности зависит и от температуры. В первом приближении эта зависимость описывается линейной функцией:

$$\lambda_t = \lambda (1 + \beta_0 t),$$

где λ_t – коэффициент теплопроводности при известной температуре; β_0 – температурный коэффициент, близкий к 3×10^{-3} и t – температура.

Особенно сильно теплопроводность зависит от температуры у мерзлых пород, причем их коэффициент теплопроводности приближенно можно считать функцией льдистости. В большинстве случаев теплопроводность мерзлых дисперсных грунтов не превышает теплопроводности льда.

Фазовое состояние жидкой компоненты решающим образом сказывается на величине теплопроводности пород: при переходе в область отрицательных температур и переходе воды в лед коэффициент теплопроводности скачкообразно возрастает. Наиболее значительные изменения (до 25–30%) происходят при температурах от 0 до -5°C .

Э.Д. Ершов (1990) показал, что теплопроводность мерзлых пород, так же как и талых и немерзлых, при прочих равных условиях уменьшается с увеличением дисперсности в следующей последовательности: крупнообломочные – песчаные – супесчаные – лессовые – суглинистые – глины – торф. Возрастание дисперсности увеличивает количество контактных тепловых сопротивлений, а также сопровождается ростом гидрофильности и ультрапористости, повышающих относительное содержание жидкой фазы воды

с меньшей теплопроводностью, чем у льда. Такая закономерность прослеживается, как правило, во всем диапазоне температур (от +20 до –20°C), включая область интенсивных фазовых переходов влаги, и справедлива для дисперсных пород с различной влажностью.

Температуропроводность пород характеризует скорость распространения изменения температуры вследствие поглощения или отдачи тепла. Она оценивается *коэффициентом температуропроводности* (a), который численно равен теплопроводности породы с объемной теплоемкостью, равной единице:

$$a = \frac{\lambda}{C_v} \text{ или } a = \frac{\lambda}{\rho C}.$$

Эта величина измеряется в м²/с (система СИ), см²/с (система СГС), м²/ч (внесистемная единица измерений) и изменяется в сравнительно небольшом интервале от $0,31 \times 10^{-6}$ у гипсов до 40×10^{-6} м²/с у каменной соли, у большинства скальных пород $(0,60\text{--}1,2) \times 10^{-6}$ м²/с.

Температуропроводность горных пород, подобно их теплопроводности, зависит от соотношения твердой, жидкой и газообразной составляющих, текстурных и структурных особенностей пород, состояния влаги и температуры. А.Ф. Чудновский (1948) показал, что величина коэффициента температуропроводности изменяется в зависимости от влажности по закону максимума: сначала она растет и достигает максимума при определенной влажности, выше которой температуропроводность падает, стремясь в некоторых случаях к постоянному значению. Указанное явление объясняется тем, что у сухого грунта в образцах с нарушенной структурой тепловой контакт между частицами плохой, вследствие чего величина теплопроводности низкая. Присутствие связанной воды вокруг грунтовых частиц облегчает переход тепла от одной частицы к другой, что вызывает резкое увеличение теплопроводности. При дальнейшем увеличении влажности на величину теплопроводности оказывает влияние удельная теплоемкость минералов и воды. Поскольку у последней теплоемкость больше, то температуропроводность уменьшается (после определенного предела) с увеличением влажности, постоянно приближаясь к температуропроводности самой воды (Грунтоведение, 2005).

Температуропроводность зависит от текстурных особенностей грунтовой толщи: обычно вдоль напластования коэффициент температуропроводности несколько выше, чем поперек напластования.

Температуропроводность зависит от температуры: понижение температуры пород несколько повышает коэффициент температуропроводности. Его величина для мерзлых пород в 1,3–1,5 раза выше по сравнению со значениями для талых. Однако коэффициент эффективной температуропроводности в области значительных фазовых переходов в мерзлых породах сначала резко убывает с понижением температуры и лишь затем постепенно возрастает, стремясь к предельному значению.

Термическое расширение пород. Горные породы при изменении температуры способны изменять свои размеры. Это свойство пород характеризуется *коэффициентами теплового линейного и объемного расширения*, которые широко используются при расчетах в горном деле.

Если температуру t_1 образца грунта повысить до температуры t_2 , то изменение линейных размеров образца Δl определится по формуле:

$$\Delta l = \alpha l (t_2 - t_1),$$

где α – коэффициент теплового линейного расширения; l – первоначальные линейные размеры образца грунта. Отсюда коэффициент теплового линейного расширения может быть определен как

$$\alpha = \frac{\Delta l}{l(t_2 - t_1)}.$$

Величина коэффициента теплового объемного расширения горных пород (β) приблизительно в три раза выше значений коэффициента теплового линейного расширения ($\beta = 3\alpha$). Величина коэффициента теплового линейного расширения осадочных, магматических и метаморфических пород колеблется в пределе $(0,2-3,4) \times 10^{-5} \text{ 1/К}$.

Следует отметить, что слоистые грунтовые толщи обладают анизотропностью по термическому расширению. С повышением всестороннего давления коэффициенты теплового линейного и объемного расширения уменьшаются.

Теплофизические свойства пород геоморфологи должны учитывать при оценке различного рода процессов. Среди них важнейшее место занимают процессы физического выветривания и температурная составляющая, вызывающие медленное перемещение обломочного чехла на склоне. Особенно важно их учитывать при оценке явлений, связанных с периодическим промерзанием и оттаиванием пород.

Для оценки возможностей разрушения коренных пород в результате колебания температур необходимо сравнивать температурные деформации с упругими на рубеже критических давлений у предела упругости.

При оценке температурных колебаний в определении перемещения рыхлых масс на склоне следует иметь в виду, что из-за слабой теплопроводности амплитуда колебаний температуры с глубиной резко падает. Суточные колебания проникают на глубину до 0,9 м, годовые и многолетние температурные колебания – до глубины около 20 м; ниже идет зона постоянных температур. В результате можно предполагать, что этот фактор (колебания объема в связи с изменением температур) будет действовать лишь в приповерхностной зоне, захватывая слой мощностью в несколько сантиметров.

3.4.7. Физико-механические свойства рыхлых отложений играют важную роль в инженерно-геоморфологической оценке местности. В инженерной геологии они изучаются главным образом для определения несущих

свойств пород оснований фундаментов. С помощью их характеристик проводится также оценка устойчивости стенок карьеров и естественных откосов. В этой области накоплен значительный фактический материал и установлены некоторые закономерности, знание которых совершенно необходимо для геоморфологии.

Большинство пород находится под воздействием внешних нагрузок. Обычно их величина связана с весом вышележащих пород и искусственных сооружений. В песчаных и других обломочных, а также глинистых породах эти воздействия приводят к изменению внутреннего сложения и объема (уплотнению), т.е. уменьшению пористости и увеличению концентрации минеральных частиц в единице объема. Чем значительнее эти изменения пород под воздействием определенной нагрузки, тем большей деформируемостью они обладают. Когда под влиянием внешних усилий в породах возникают касательные силы, превышающие силы сопротивления сдвигу, породы начинают разрушаться, наступает потеря прочности. Следовательно, *физико-механические свойства песчаных и глинистых пород, как и любых других, характеризуются их деформируемостью и прочностью. Их выражают и оценивают деформационными и прочностными показателями: деформируемость – показателями сжимаемости (деформируемости), а прочность – сопротивлением сдвигу.*

При определении сжимаемости пород различают показатели, устанавливающие зависимость конечной деформации от нагрузки и изменение деформации породы во времени при постоянной нагрузке. К первой группе характеристик относятся: коэффициент уплотнения a , коэффициент компрессии a_k , модуль осадки e_p , ко второй – коэффициент консолидации и др. Общая характеристика сжимаемости пород как деформационного показателя определяется модулем общей деформации E .

При нагрузке на горные породы возникают деформации, протекающие во времени. Даже для неполностью водонасыщенных глинистых пород сжатие под нагрузкой происходит не мгновенно, но в ряде случаев осуществляется сразу со скоростью приложения нагрузки.

Деформация сжатия пород обусловлена при обычных в инженерно-строительной деятельности нагрузках упругим сжатием частиц и газа. Для водонасыщенных глин, особенно с нарушенными структурными связями, сжатие осуществляется при оттоке воды из пор породы, скорость которого зависит от ее водопроницаемости. Для правильного суждения о скорости осадки сооружений используют данные о консолидации грунтов. Консолидация дисперсных пород – это их уплотнение во времени под постоянной нагрузкой.

К числу факторов, определяющих сжимаемость пород, относят их гранулометрический, минеральный составы и характеристики структуры и текстуры. Дисперсность и степень неоднородности пород определяют отчасти их пористость, а тем самым обуславливают возможность их деформирования. Определенное значение здесь имеет и фильтрационная способность различных по крупности пород.

Немаловажную роль имеет и минеральный состав пород. Наличие в песках частиц слюды заметно увеличивает сжимаемость таких песков и величину обратимой деформации. Состав минералов в глинистых породах определяет размер, форму и гидрофильность частиц грунта. Пористость глинистых пород возрастает, как и возможность уплотняться при действии внешней нагрузки, с увеличением дисперсности и гидрофильности глин. Это подтверждается фактом наибольшей деформируемости монтмориллоновых глин по сравнению с другими минеральными разностями глин, на что указывают свойства монтмориллонита и его внутреннее строение.

К числу факторов, определяющих способность грунтов деформироваться, относится и морфология их частиц, формирующая в некоторой степени размер и форму порового пространства, их фильтрационную способность. Угловатые частицы с шероховатой поверхностью по сравнению с окатанными полированными обладают не только повышенной способностью адсорбировать на себе водные пленки и пленки вторичных образований различного химического состава, тем самым способствуя развитию структурных связей различного характера, но и затрудняют перемещение частиц друг относительно друга за счет естественного в таком случае повышенного трения частиц при перемещении. Наиболее характерно это для песчаных, мелкообломочных и отчасти пылеватых пород. Наличие в породах гумуса и других гидрофильных компонентов определяет степень развития структурных связей, сорбционную способность минеральных частиц. Указанный факт, толщина пленок воды, упругие и пластические свойства гумуса и других органических соединений существенно сказываются на способности пород деформироваться под нагрузкой, кроме всего прочего, за счет изменений в возможности фильтрационного отжатия воды из порового пространства. Наиболее ярко это проявляется в глинистых, пылеватых и отчасти супесчаных породах.

Установлено также, что на формирование и размер водных пленок и развитие структурных связей влияет и состав обменных катионов в поровом растворе пород. Естественно, это в определенной степени сказывается и на деформационных свойствах пород (Ананьев, Потапов, 2005).

К числу наиболее важных физико-механических свойств дисперсных пород относят их **прочность**. Прочностные характеристики пород являются определяющими при решении инженерно-геологических задач, возникающих при оценке оснований фундаментов, устойчивости искусственных и естественных откосов и т.д. Сопротивление пород сдвигу – их важнейшее прочностное свойство. Под действием некоторой внешней нагрузки в определенных зонах породы связи между частицами разрушаются и происходит смещение (сдвиг) одних частиц относительно других – порода приобретает способность неограниченно деформироваться под данной нагрузкой. Разрушение породы происходит в виде перемещений одной части грунтового массива или слоистой толщи относительно другой (к числу примеров, часто

возникающих в строительной практике, можно отнести оползание откосов строительных котлованов и других выемок, «выпор» грунта из-под сооружений).

Сопротивление грунтов сдвигу в определенном диапазоне давлений (от десятых долей до целых единиц МПа) может быть описано линейной зависимостью Кулона: $\tau = p \operatorname{tg} \varphi + c$, где τ – предельное сдвигающее напряжение, МПа; p – нормальное давление, МПа; $\operatorname{tg} \varphi$ – коэффициент внутреннего трения; φ – угол внутреннего трения, град; c – сцепление, МПа.

Величины φ и c – параметры зависимости сопротивления пород сдвигу, которые необходимы для инженерных расчетов прочности и устойчивости грунтовых массивов.

Подробное рассмотрение процессов формирования прочности различных пород на основе обобщения результатов многочисленных экспериментальных исследований привело специалистов к выводу о том, что параметры прочности (φ и c) не являются однозначными факторами в формировании сопротивления сдвигу для глинистых и песчаных пород. Так, для песков основную роль играет внутреннее трение, выражаемое коэффициентом внутреннего трения $\operatorname{tg} \varphi$, сцепление же носит подчиненный характер, главным образом, это сцепление-зацепление между отдельными частицами, вторичные цементационные связи между пленками на поверхности песчаных частиц. Сцепление в песках обусловлено, таким образом, морфоскопическими особенностями их зерен. В глинистых грунтах главная роль принадлежит сцеплению c , в силу развитых внутренних связей различного характера и природы в этих породах. Несколько упрощая вопросы формирования прочности в горных породах различного состава и строения, можно условно записать, что в зависимости Кулона в глинах коэффициент внутреннего трения $\operatorname{tg} \varphi$ стремится к нулю, а в песках, в свою очередь, сцепление c стремится к нулю.

Минеральный состав песков и глин определяет характер сопротивления их сдвигу; для глинистых грунтов характерно сопротивление их одноосному сжатию и разрыву. Содержание в песках слюд, хлорита, талька и других минералов, характеризующихся низкими показателями трения, снижает сопротивление таких песков сдвигу. Наименьшее сопротивление сдвигу и сжимаемость характерны для монтмориллонитовых глин.

Исключение составляют глины в воздушно-сухом состоянии, по изложенным выше причинам. Наибольшее сопротивление на одноосное сжатие и разрыв будет присуще тем же глинам, благодаря дегидратации, обуславливающей образование в породе максимума контактов, проявляющихся в степени развития ионно-электростатических связей.

К числу факторов, влияющих на развитие структурных связей, относятся степень дисперсности и однородности пород, их морфологические характеристики, степень развития вторичных пленок на зернах песков, количество связанной воды, состав обменных катионов, значение коэффициента трения частиц друг о друга. Указанные факторы обуславливают прочность пород по изложенным причинам при рассмотрении их сжимаемости.

К настоящему времени накоплен значительный объем результатов исследований, раскрывающие процессы формирования прочности пород и объясняющий природу трения и сцепления, которые развиваются в породах и являются основными расчетными показателями прочности, используемыми в инженерных расчетах (Ананьев, Потапов, 2005).

С углом внутреннего трения φ в некоторых случаях отождествляется угол естественного откоса α , определяемый у рыхлых пород. Углом естественного откоса называется угол наклона поверхности свободно насыпанного грунта к горизонтальной плоскости. Он зависит от сил трения, возникающих при перемещении частиц породы относительно друг друга, сил сцепления между ними и давления вышележащих слоев. При отсутствии сил сцепления предельный угол естественного откоса равен углу внутреннего трения.

На величину угла естественного откоса рыхлых отложений заметное влияние оказывают прежде всего дисперсность частиц, форма обломков, влажность, условия работы откоса (статические, динамические нагрузки, наличие выходов грунтовых вод, наличие фронта фильтрации и др.).

Воздушно-сухие породы обладают свойством держать естественный откос в пределах от 30 до 40°. Окатанность зерен способствует уменьшению угла естественного откоса α . Листоватые чешуйки (мусковит) могут обладать повышенными значениями угла α . Для фракций песка нет выраженной связи между средней крупностью и углом естественного откоса. Даже можно увидеть, что добавки крупных фракций в песчаной смеси уменьшают угол естественного откоса, однако α гравия больше α песка. Неоднородность осадков, уменьшая глубину зацепления, уменьшает угол естественного откоса.

Влажность песков до 5–10% повышает угол естественного откоса за счет действия капиллярных сил. В дальнейшем с повышением влажности угол естественного откоса уменьшается у различных пород по-разному: у сильно слюдистых песков – на 10–15°, у кварцевого окатанного песка – на 3–4°, а кварцевого неокатанного – на 5–10°. Полевые шпаты в этом отношении близки к кварцу.

Вибрация песчаного откоса под водой приводит к разжижению породы, и откос выполаживается до 5°. Фильтрационный поток, направленный в сторону откоса, уменьшает угол откоса, и он будет равен углу для спокойной воды. При обратном направлении потока будут отмечаться разжижение породы, ее оплывание и выполаживание.

При оценке физико-механических свойств горных пород следует помнить, что эти свойства могут изменяться во времени в силу воздействия процессов выветривания и многолетнего воздействия больших нагрузок. Это приводит к усталости пород, их структура расслабляется. В породах возникают деформации в виде ползучести и даже текучести. Этот процесс

называют реологическим. В результате горная порода разрушается и деформируется. В последние десятилетия этот процесс наблюдается при строительстве сверхвысоких зданий и крупных промышленных объектов.

Под **реологическими свойствами** горных пород понимают закономерности протекания деформаций и изменение прочности породы во времени. В дисперсных грунтах эти свойства проявляются в виде релаксации, ползучести и длительной прочности.

Релаксация – это процесс перехода упругой деформации в необратимую пластическую, причем процесс протекает длительно и сопровождается постепенным уменьшением напряжений.

Ползучестью называют способность пород длительно деформироваться при постоянной нагрузке, меньшей чем разрушающая.

Длительная прочность – это постепенно уменьшающаяся прочность породы при длительном действии нагрузки.

Реологические свойства зависят от структуры породы, неравномерности распределения напряжений на контактах частиц, неравнопрочности этих частиц и их агрегатов, а также от величины прилагаемых нагрузок.

При сравнительно небольших нагрузках происходит уплотнение и упрочнение породы, деформации затухают через какой-то промежуток времени. В случае значительных по величине нагрузок скорость деформации становится практически постоянной в течении длительного времени (пластическое течение). При больших, длительно действующих нагрузках прочность породы постепенно уменьшается и будет меньше, чем ее прочность при кратковременно действующих давлениях. Это падение прочности для различных горных пород может достигать 30–70% по сравнению с мгновенной прочностью.

При действии внешних **динамических** нагрузок, возникающих под влиянием техногенных факторов, землетрясений, волноприбойных явлений и т.д., в водонасыщенных осадочных рыхлых породах могут развиваться специфические явления, выражающиеся в потере прочности породы (разжижении), а затем, после прекращения воздействия, в постепенном ее восстановлении.

Разжижением породы называется ее переход в текучее состояние вне зависимости от причины такой трансформации и величины последующих деформаций. Динамическое разжижение – переход водонасыщенных рыхлых обломочных пород в текучее состояние в результате разрушения структурных связей под действием волн напряжений разного типа. По своему смыслу термин «разжижение» характеризует всего лишь одну из стадий поведения породы в динамических условиях, тем не менее, он обычно используется для характеристики всего явления в целом. Исходя из этого, под разжижением понимается полная или частичная потеря породой несущей способности под влиянием динамической нагрузки и переход ее в текучее состояние, возникающее в результате разрушения структуры породы и сопровождаемое постепенным восстановлением ее структуры и прочности

при снятии динамического воздействия. В основе этого явления лежит сложный трехстадийный процесс, включающий: а) разрушение исходной структуры породы; б) переход породы в разжиженное состояние; в) восстановление структуры и постепенное упрочнение системы. Поскольку все выделяемые стадии взаимно связаны между собой, то большинство исследователей, изучавших динамическую устойчивость дисперсных грунтов, называли его разжижением (Крамаренко, 2014).

Разжижение песков заключается в том, что с ростом частоты колебаний они начинают «течь» как вязкая жидкость после преодоления определенного порога колебаний по частоте. До разжижения, при меньшей частоте колебаний до этого порога, проявляется виброползучесть. Чаще всего разжижаются водонасыщенные мелкие и пылеватые пески, супеси. Чем больше пористость грунта, тем при меньших динамических воздействиях начинается разжижение. Причина катастроф заключается в резком повышении порового давления при сейсмических нагрузках в породах, что приводит к деформациям сдвига и объемным деформациям. Рассеивание давления у поверхности породы и осаждение частиц ведет к резким осадкам сооружений. Аналогично действуют волновые воздействия в донных и прибрежных осадках, динамические нагрузки при бурении скважин, вызывающие прихваты.

Вибрация во время динамических воздействий уменьшает силы межчастичного трения и сопротивление сдвигу. Сильные импульсные воздействия могут вызвать дополнительные осадки. При определенной частоте колебаний в сыпучих породах трение частиц может так уменьшиться, что порода приобретает свойства вязкой жидкости даже при малом количестве воды в нем. При наличии большого количества воды в породе она может не успеть покинуть поры, в которых находилась, поэтому возникает поровое противодавление, уменьшающее сопротивление сдвигу.

При динамических воздействиях в основном уменьшаются межчастичные силы трения, а в меньшей степени – угол внутреннего трения, который будет уменьшаться вследствие разрыхления породы, то есть увеличения ее пористости. При ускорениях колебаний до одного «g», как показали опыты, угол внутреннего трения практически не изменялся. Удельное сцепление после действия динамических нагрузок также может уменьшиться, однако, как правило, незначительно. Но для этого нужны достаточно интенсивные динамические воздействия, разрушающие цементационные связи. Причиной слабого уплотнения маловлажных глинистых пород является наличие большой связности у частиц и, как следствие, относительно высокая прочность агрегатов частиц породы.

Отсутствие в горной породе напряжений именно переменного знака исключает возможность разжижения песков. Статическая нагрузка не только снижает возможность разрушения структуры породы, но и уменьшает уплотняемость рыхлых отложений при динамической нагрузке.

Обобщение многочисленных экспериментальных данных, опубликованных в отечественной и зарубежной литературе, позволяет считать, что несмотря на внешнюю схожесть, динамические явления, развивающиеся в дисперсных грунтах (начиная от чистых песков и заканчивая глинами), принципиально различны по своей природе. Рассмотрение этих явлений на микроуровне дает возможность выделить и физически обосновать различия между механизмами тиксотропного, гравитационного и плавунного разжижения дисперсных грунтов.

В основе тиксотропии лежат процессы коагуляционного структурообразования, развивающиеся при определенном балансе сил притяжения и отталкивания между частицами и формировании вторичного потенциального минимума на энергетической кривой взаимодействия. Максимальное развитие тиксотропных свойств возможно при определенном энергетическом состоянии глинистых частиц, характеризующемся оптимальным сочетанием стабилизированных (преобладание сил отталкивания) и нестабилизированных (преобладание сил притяжения) участков поверхности частиц. Наличие энергетически неоднородных участков обуславливает направленную коагуляцию частиц в тиксотропных системах и формирование диспергированно-флоккулированной структуры, способной легко разрушаться в динамических условиях и постепенно увеличивать свою прочность при снятии внешнего воздействия. Разжижение типично тиксотропных систем при отсутствии внешних статических нагрузок идет без изменения порового давления, а восстановление их прочности носит обратимый характер и не сопровождается изменением влажности и плотности (Крамаренко, 2011).

Развитие тиксотропии зависит от дисперсности и состава глинистых минералов породы, а также физико-химических факторов (состава обменных катионов, концентрации солей в поровом растворе, pH, температуры), определяющих энергетическую неоднородность поверхности глинистых минералов, характер ее стабилизации гидратными пленками и величину дальнего потенциального минимума. Развитие тиксотропии в чистом виде характерно для высокодисперсных слабоуплотненных и высоковлажных глин и тяжелых пылеватых суглинков. У средних и некоторых легких пылеватых суглинков наряду с тиксотропными явлениями развиваются гравитационные процессы при явном преобладании первых. Поэтому разжижение таких пород в динамических условиях сопровождается их незначительным уплотнением и возникновением порового давления.

Разжижение чистых песков связано с наличием в нем контактов механической природы и действием гравитационных сил. Это явление характерно для песков, имеющих относительную плотность сложения $D < 1$, динамическое воздействие на которые приводит к их уплотнению, отжатию части поровой воды и изменению порового давления. При этом динамическая устойчивость песков определяется их состоянием (плотностью, влажностью), структурными особенностями (дисперсностью, однородностью,

формой и характером поверхности зерен), наличием внешней статической нагрузки, а продолжительность нахождения в разжиженном состоянии и скорость восстановления прочности – коэффициентом фильтрации и условиями дренирования отжимаемой воды. Момент разрушения структуры песка и ее полного восстановления четко фиксируется по появлению и исчезновению порового давления. Прочность вновь образованной структуры всегда выше прочности исходной структуры.

Плывучестью называется способность дилатантно-тиксотропных (пылеватых связных и несвязных грунтов, проявляющих при динамическом нагружении и степени влажности более 0,5 одновременно уплотнение, сопровождающееся отжатием поровой влаги, и слабо выраженные тиксотропные свойства) и некоторых квазитиксотропных грунтов (связных грунтов с преимущественно коагуляционными структурами, проявляющих при динамическом воздействии разупрочнение и последующее восстановление прочности в покое при неизменных объеме и влажности, в основе которых лежат тиксотропные явления, осложненные дополнительными эффектами преобразования структурных связей и порового пространства) к быстрому разжижению при небольшой интенсивности динамической нагрузки, связанной с особенностями их структуры (смешанной и метастабильной коагуляционной соответственно).

Плывуость грунтов – это наиболее сложные по своей природе явления и обусловлены одновременным развитием процессов коагуляционного структурообразования и гравитационного уплотнения. Они характерны для «переходных» (от чистых песков к глинам) разностей грунтов таких, как пылеватые пески, супеси и некоторые разности легких суглинков и связаны с разрушением в динамических условиях как коагуляционных, так и механических контактов. Причем специфический состав этих пород способствует взаимному усилению разрушения обоих видов контактов. Поэтому плывунные грунты в разжиженном состоянии обладают минимальной вязкостью (меньшей, чем у разжиженных глин или песков) и наибольшей подвижностью среди всех дисперсных грунтов. Наличие глинистых частиц препятствует быстрому развитию уплотнения системы, что наряду с низкими коэффициентами фильтрации пылеватых песков и супесей обуславливает вторую важную особенность плывунных систем – способность их к длительному нахождению в разжиженном состоянии после прекращения динамического воздействия. Обе специфические особенности плывунных грунтов делают их наиболее опасными в динамическом отношении. Развитие плывунных явлений сопровождается медленным уплотнением горной породы после снятия внешнего воздействия, небольшой ее водоотдачей и постепенным снижением порового давления. При этом идет наращивание прочности, которое может носить неравномерный характер, связанный с различной интенсивностью развития тиксотропного и гравитационного упрочнения (Крамаренко, 2011).

На плавунные свойства исключительно большое влияние оказывает состояние глинистого вещества. Наличие глинистых минералов в диспергированном виде повышает плавунные свойства за счет его «смазывающих» свойств на контактах песчаных зерен и снижения фильтрационной способности. Нахождение глинистого вещества в диспергированно-флоккулированном и адсорбированном (на поверхности песчаных зерен) состояниях снижает плавунные свойства осадочных рыхлых пород. Развитию плавунных свойств пород способствует повышение степени стабилизации глинистых частиц за счет физико-химических факторов (преобладание одновалентных катионов в обменном комплексе, низкая концентрация норового раствора, щелочная среда), присутствие высокомолекулярной органики и деятельность микроорганизмов (Осипов, 1988).

В заключении отметим, что физико-механические свойства пород играют большую роль во многих природных процессах, определяющих ход рельефообразования. Их можно оценивать, начиная с процессов физического выветривания коренных пород. Физическое изменение пород связано с образованием остаточных деформаций трещин, которые, расширяясь, отделяют частицу от основного массива. Затем отделенная частица начинает двигаться или самостоятельно (осыпание, обваливание), или в особой среде, начало движения которой совпадает с критическим напряжением, обуславливающим возникновение пластических или разрывных деформаций в среде (оплывание, пластическое течение, оползни).

3.5. Возможность геоморфологической индикации свойств пород при проектировании строительства

Большинство свойств горные породы приобретают в ходе их образования и последующего преобразования. Те из свойств, которые возникают в начальную стадию формирования осадков, наиболее полно связаны с условиями среды, а также с теми факторами, которые создают горные породы на поверхности Земли. В число этих условий непременно входит рельеф. Влияние рельефа на формирование тех или иных свойств осадочных отложений известно лишь в самых общих чертах. Несмотря на то, что наукой накоплен огромный материал, все же под этим углом зрения он проанализирован пока еще недостаточно. И это вполне понятно, поскольку инженеры-геологи изучают эти свойства, выясняя их физическую и химическую природу, ограничиваясь привлечением геоморфологических материалов только для определения происхождения грунтов. В меньшей мере их интересует возможность индикации этих свойств другими методами. Ведь сначала необходимо эти свойства выявить и изучить их природу. И только после этого можно вести поиск облегченных методов их распознавания. Кроме того, сама возможность

точного определения этих свойств геоморфологическими методами не вполне очевидна. Можно лишь предполагать, что геоморфологические методы будут выполнять некоторые из индикационных функций.

Геоморфологические методы полезны для оценки свойств пород не столько в точке, сколько в ареале распространения тех или иных генетически однородных горных пород. Вероятно, геоморфологи должны уточнить свои возможности детального анализа процессов рельефообразования и связанных с ним процессов осадконакопления. Широкому применению индикационных геоморфологических методов должно предшествовать становление новой комплексной дисциплины – учения о морфолитогенезе. Первые работы в этой области показывают, что морфолитогенетический анализ дает свои результаты лишь при проведении специальных исследований в достаточно крупном масштабе. Объектом исследования геоморфологов в этом случае должен стать микро- и нанорельеф. Степень изученности этих образований в геоморфологии остается еще низкой, и это затрудняет развитие индикационного метода в геоморфологии.

При использовании геоморфологических методов изучения литифицированных осадочных, метаморфических и магматических пород в центре внимания оказываются также массив, слой, толща, которые на поверхности образуют некоторый литологический (петрографический) ареал. Возможности распознавания свойств этих классов пород тесно связаны с углублением наших представлений об особенностях избирательной денудации. В настоящее время более изученными в геоморфологии оказались свойства трещиноватости пород и прежде всего тектоническая их трещиноватость. Малая изученность возможностей геоморфологической индикации других свойств пород объясняется тем, что до настоящего времени геоморфологи уделяли недостаточное внимание связям рельефа со свойствами пород. Учет литологического фактора в формировании рельефа остается все еще недостаточным. По всей вероятности, развитие индикационного направления в геоморфологии может обогатить наши представления о взаимосвязи между процессами рельефообразования и свойствами осадочных образований, если использовать обширные знания о свойствах горных пород, накопленные инженерами-геологами. Таким образом, развитие этого направления в инженерной геоморфологии могло бы способствовать развитию всей геоморфологии как науки.

Вопросы для самоконтроля к главе 3

1. Как называется приповерхностная часть земной коры, в которой происходят изменения горных пород (по А.Е. Ферсману)?
2. Какие свойства горных пород учитываются при морфолитологическом анализе рельефа?
3. Какие области выделяют по условиям образования и превращения осадков на любой достаточно большой территории?
4. К каким процессам осадочные горные породы устойчивы, а к каким податливы?
5. От каких особенностей зависят свойства рыхлых отложений?
6. Как называются закономерные сочетания строго определенных комплексов горных пород и форм рельефа земной поверхности?
7. Вспомните основные звенья геологического цикла формирования горных пород?
8. Какие свойства магматических горных пород определяют их противоденудационную стойкость?
9. С учетом каких факторов и какие типы метаморфизма горных пород выделяют?
10. Вспомните, как отражаются в рельефе геологические структуры метаморфических горных пород?
11. С чем связано широкое распространение пород осадочного происхождения на поверхности Земли и какую площадь они занимают?
12. Как отражаются в рельефе геологические структуры осадочных горных пород?
13. Для каких областей характерны конформные отношения между рельефом и литифицированными осадками и в чем их суть?
14. Какие три типа морфоструктур в рамках конформных отношений в областях денудации можно выделить?
15. Какие два главных процесса связывают свойства рыхлых отложений с рельефом?
16. В чем разница между диаграммой-треугольником гранулометрического состава глинистых пород с классификацией по В.В. Охотину и диаграммой-треугольником гранулометрического состава гравелистых пород с классификацией гравелистых пород по Н.Н. Иванову?
17. По какой схеме по мере удаления от источников питания может сформироваться последовательность осадков, отличающаяся гранулометрическим, минеральным и химическим составами?
18. Какие физико-механические свойства пород влияют на ход рельефообразования?
19. Подумайте, какие возможности геоморфологической индикации пород могут использоваться в инженерной оценке рельефа?



Глава 4

МОРФОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЕГО ОЦЕНКА В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

4.1. Основные аспекты инженерно-геоморфологической оценки динамики рельефа

Под динамикой рельефа понимаются направление и скорость изменений рельефа земной поверхности, плановых очертаний, высоты (или глубины) отдельных форм рельефа. Данные изменения представляют собой результат воздействия на рельеф различных процессов или их комплексов, способных механически перемещать отдельные частицы грунта или целые массивы горных пород или же воздействовать на горные породы химически. К таким процессам относятся различного рода провалы, в том числе в карстовых областях, оползни, обвалы, землетрясения, а также сели, лавины, разливы рек и др. Многие из них являются рельефообразующими. Некоторые из процессов протекают медленно, другие катастрофически быстро. Соответственно их проявление изменяет рельеф с различной скоростью. Поэтому можно говорить о *геоморфологической устойчивости местности*. Анализ, оценка ее устойчивости – один из видов инженерно-геоморфологической оценки территории (Симонов, Кружалин, 1993). Общие черты рельефа изменяются обычно достаточно медленно. Особенно благоприятны для строительства равнинные территории, хотя и в их пределах есть такие участки, где рельеф поверхности меняется в течение короткого времени – буквально на глазах. Быстро протекающие процессы часто бывают катастрофическими и вызывают не только преобразование рельефа, но и наносят огромный экономический ущерб страны, приводя иногда и к человеческим жертвам. Катастрофические процессы обычно возникают внезапно. Они трудно предсказуемы и поэтому опасны. Естественно желание определить возможность возникновения тех или иных грозных природных явлений, установить пространственные границы опасных зон, чтобы не создавать там крупных инженерных объектов, не сосредоточивать в них население, оберегая жизнь людей от опасности. А если строительство по каким-либо причинам в опасном районе необходимо, следует организовать соответствующие инженерные защитные мероприятия. В связи с этим важно являются оценивать периодичность наступления данных событий, признаки надвигающейся опасности и возможность создания инженерных средств защиты.

Закономерности проявления процессов изменения рельефа земной поверхности изучают ряд наук о Земле. Их синтез в настоящее время осуществляется в рамках динамической геоморфологии – научного направления геоморфологии, изучающего морфолитодинамику. *Описывая рельеф той или иной территории в инженерно-геоморфологических целях, полезно определить его геодинамическую устойчивость.* Ее характеристика должна

включать в себя количественную оценку как эндогенных, так и экзогенных процессов, которые изменяют положение дневной поверхности или нарушают структуру пород в приповерхностной части литосферы, что в свою очередь может стать причиной катастрофических изменений рельефа Земли.

В инженерной геологии есть научное направление, получившее название «инженерная геодинамика». В поле ее зрения находятся все современные геологические процессы, имеющие значение при оценке отдельных регионов в целях их народнохозяйственного освоения и при строительстве инженерных сооружений, а также древние геологические процессы, оказавшие определенное влияние на геологическое строение территории (Сергеев, 1982). Инженерная геодинамика призвана решать вопросы строительства сооружений в различных геологических условиях, созданных разнообразными, главным образом экзогенными и некоторыми эндогенными геологическими процессами, происходящими на поверхности Земли и в верхних горизонтах земной коры, а также выявление и прогноз возникновения геологических процессов, связанных с инженерной и хозяйственной деятельностью человека, которые в этой науке получили название «инженерно-геологические процессы».

В числе этих процессов обычно называют: подмыв и разрушение берегов морей, озер и водохранилищ (абразия); подмыв и разрушение речных берегов (речная эрозия); размыв склонов (оврагообразование); сели; заболачивание; просадки; карст; пльвуны; суффозия; оползни, обвалы; развевание и навевание песков; термокарст, морозное пучение, наледи; сейсмические явления; поверхностные и подземные деформации при искусственных подземных глубоких выработках; оседание поверхности земли при значительных откачках подземных вод, нефти и газа; вторичные засоления горных пород при орошении территорий и др. (Ломтадзе, 1977). Подобных классификаций существует большое число. Однако следует подчеркнуть, что все процессы в приведенном перечне не только инженерно-геологические, но и рельефообразующие. В силу этого они изучаются не только геологами, но и геоморфологами. Каждый из этих процессов и его проявления на Земле настолько своеобразны, что в большинстве случаев лишь только по рельефу удастся однозначно выделить тот или иной тип процесса. И чем сильнее его геодинамический эффект, тем лучше он выражен в рельефе.

Большинство этих процессов – *активные природные явления со строго определенной физико-химической природой*. В ходе их проявления образуются различные отложения – предмет исследований инженерной геологии, которые одновременно создают и определенные формы рельефа. Механизм образования тех или иных их разновидностей находит отображение в структуре и текстуре, возникающих в ходе формирования этих отложений. Но не в меньшей мере это выражается и сохраняется в современном и погребенном рельефе земной поверхности. *Совместное изучение рыхлых отложений и рельефа взаимообогащает наши представления о сущности*

этих грозных явлений природы. Поэтому геоморфологический анализ указанных выше процессов может быть использован как метод в инженерно-геологических исследованиях. И его можно рассматривать как метод инженерно-геоморфологической индикации (Симонов, Кружалин, 1993).

Общий геоморфологический анализ территории, изучение истории развития рельефа и его возраста являются базой для морфогеодинамических заключений. Следы проявления активных рельефообразующих процессов сохраняются в рельефе по-разному. Одни из них быстро уничтожаются денудацией. Другие длительное время можно «прочитать» в рельефе. Чем древнее рельеф, тем менее четко в нем выражены следы былых геодинамических катастроф. Но если они обнаружены и определен их возраст, то это сразу же даст представление и о частоте грозных явлений, и о возможной пространственной композиции их проявлений. В силу этого геоморфологическая оценка территории в инженерных целях должна включать в себя и ее морфогеодинамическую характеристику. В дальнейшем будем использовать это понятие для оценки геодинамической устойчивости, которая определяется с обязательным учетом особенностей рельефа.

Известно, что человек в своей хозяйственной деятельности меняет ход многих рельефообразующих процессов. В результате изменяются частота проявления и интенсивность природных процессов, а иногда и возникают такие разновидности, которые будучи природными в своей сущности, не могли бы возникнуть в данное время и в данном месте без участия человека. Происходят они в ареалах распространения антропогенного рельефа и характеризуют его геодинамическую неустойчивость.

В геоморфологических исследованиях указанных явлений следует предварительно разделить эти процессы на **эндогенные** и **экзогенные**, рассмотреть их сначала отдельно и лишь затем определить их взаимозависимость и взаимное влияние. При изучении эндогенных явлений геоморфолог идет по пути обнаружения этих процессов на основании анализа степени их отражения в рельефе. По существу, это и есть геоморфологическая индикация.

При изучении экзогенных процессов можно также говорить о геоиндикации. Но изучение экзогенного рельефообразования должно осуществляться как анализ «живого» действующего процесса. Для его изучения важными становятся стационарные методы исследования.

4.2. Рельеф и геологическая структура

Рельеф любой территории, как известно, развивается на некоторой литологической основе. Пространственное размещение горных пород, различных по свойствам литологических комплексов, их плановая конфигурация, соседство отражены в геологической структуре, которая сформировалась в ходе геологической истории. В зависимости от различных процессов, протекающих в земных недрах, пласты горных пород могут залегать в одних

случаях спокойно и их свойства будут сохраняться на больших пространствах, в других – они могут быть дислоцированы, смяты в складки и разбиты трещинами. В этом случае и свойства пород могут изменяться достаточно быстро, что обязательно найдет свое отражение и в рельефе местности.

Внешне однообразный спокойный рельеф может быть результатом отсутствия в пределах анализируемой местности резких, быстро протекающих рельефообразующих процессов. Но его морфологическое однообразие может определяться и особенностями геологической структуры. Часто эти две причины действуют совместно. Неспokoйный, резко меняющийся в пространстве рельеф, который внешне воспринимается как следствие проявления разнообразных процессов различной интенсивности, может оказаться достаточно устойчивым. Его многообразие может объясняться сложностью геологической структуры. Иногда в «неспokoйном» рельефе одновременно обнаруживают себя и сложная геологическая структура, и наличие быстро протекающих катастрофических явлений.

В силу этого, приступая к геодинамической оценке рельефа, геоморфолог в первую очередь должен оценить влияние на рельеф геологической структуры, т.е. разделить на две группы свойства рельефа: *1) связанные со структурой; 2) определяемые геодинамической обстановкой территории* (Симонов, Кружалин, 1993).

Типы геологических структур и процессы их образования детально описаны в учебных пособиях по динамической и структурной геологии. Поэтому в данном пособии их характеристика не приводится.

Выраженность геологических структур в рельефе неодинакова, и это связано с различными причинами. В свое время В. Дэвис (1899) обратил внимание, что геологическая структура горных пород бывает плохо выражена там, где реки глубоко врезаются, а склоны достаточно круты (стадии юности). Кроме того, структура маскируется и в выровненном рельефе денудационных равнин, прошедших длительный путь своего развития, находящихся в стадии старости. И лишь в стадии зрелости рельефа структурно-геологические особенности территории в рельефе местности заметны достаточно отчетливо.

Геологическая структура, выраженная в рельефе, может создавать отдельные формы или ее элементы. Такой рельеф получил название ***структурного рельефа***. Эти формы образуются за счет препарирования поверхностей пластов, более устойчивых по отношению к денудации горных пород. В другом виде различия в стойкости пород выражаются перегибами поверхности склонов, и ниже бровок на поверхность выходят стойкие горные породы. Структурные формы рельефа более сложного вида образуются при препарировке различного вида интрузивных тел: пластовых интрузий, лакколитов, даек и др.

Структурные формы рельефа чаще всего встречаются в предгорьях молодых складчатых гор – в их низкогорном обрамлении, а также на подня-

тых равнинах. Из подобных форм широко распространены структурные ступени, ступенчатые пластовые равнины и куэсты. В большинстве своем области широкого распространения структурного рельефа характеризуются относительно спокойной геодинамической обстановкой. Исключение представляют крутые склоны, на которых могут происходить отседание блоков, обвалы, оползни. На структурных поверхностях не исключается возможность возникновения карстовых процессов. Кроме того, в аридных условиях ареалы развития преимущественно структурного рельефа нередко прорезаются транзитными речными долинами. Их днища могут быть ареной возникновения катастрофических паводков и селей.

Особое место в геологической структуре занимают *дизъюнктивы*. В их числе обычно отмечают *трещины* и *их сгущения*. Трещины в горных породах и их массивах по происхождению могут быть тектоническими и нетектоническими. Образование тектонических трещин обусловлено проявлением тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются развитием трещин в горных породах как на небольших участках, так и на огромных пространствах. **Тектонические трещины** часто имеют большую протяженность, пересекают напластование осадочных пород и магматические тела, обычно группируются в системы, расположение которых отражает характер и направление тектонических напряжений.

Нетектонические трещины в горных породах образуются в результате изменений внутренних свойств пород под влиянием сил, проявляющихся при экзогенных процессах вблизи или на поверхности Земли. Они подразделяются на первичные, трещины выветривания, гравитационные и трещины расширения пород при разгрузке.

Первичные трещины образуются при уплотнении пород и уменьшении объема в результате потери воды и физико-химических превращений – в процессе диагенеза (т.е. на стадии превращения осадка в горную породу). Эти трещины обычно развиты в отдельных слоях и располагаются по отношению к слоистости по-разному – косо, параллельно, либо имеют изогнутые сложной формы поверхности, а на поверхности наслоения – образуют полигональную сеть. В совокупности трещины формируют разные типы отдельности в осадочных и эффузивных породах.

Трещины выветривания образуются при выветривании горных пород в результате раскрытия и расширения, ранее существовавших и образования новых трещин, в основном, за счет температурных градиентов. Их частота и количество уменьшается с глубиной, т.е. с удалением от дневной поверхности. Трещины выветривания могут наблюдаться на глубину до 10–15 м, а в некоторых случаях и до десятков метров.

Гравитационные трещины (или трещины оползней, обвалов и провалов) имеют местное происхождение. Распространены обычно локально в виде трещин отрыва в верхней части, трещин скалывания на бортах и комплекса трещин в нижней части оползней, обвалов и провалов.

Трещины расширения (или растяжения) пород при разгрузке разнообразны по своему проявлению. Они образуются в тех случаях, когда естественным или искусственным путем в локальных участках с горных пород снимается напряжение, вызванное тяжестью вышележащих пород. В горных выработках (штольнях, шахтах, штреках и т.д.), в бортах речных и овражных долин формируются трещины отрыва. У поверхности образуются трещины отслаивания, расположенные параллельно эрозионной поверхности. Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в скальные и менее прочные породы. Обычно они субпараллельны направлению долин, наклонены под углом 30–50° в сторону долины и распространены не глубже уровня реки.

Дизъюнктивные структуры, преимущественно долгоживущие, чаще всего хорошо выражены в рельефе. Особенно это относится к трещинам растяжения. Хуже выражены в рельефе зоны сжатия. Проявление дизъюнктивных зон в рельефе объясняется тем, что трещинообразование, так же как и процессы выветривания, подготавливает горные породы к их денудации.

Изучая рисунок речной сети, удастся выявить и рисунок дизъюнктивных структур. Это часто используется в структурно-геоморфологическом анализе. Протяженность разрывных структур, ширина их зон и глубина заложения – величины взаимосвязанные (Шерман, 1977). Используя эти соотношения, геоморфологический анализ дизъюнктивов по характеру выраженности в рельефе позволяет делать прогноз их поведения на глубине в недрах, что важно при различного рода оценках условий освоения недр (Лукашев, 1987): шахтного строительства, условий эксплуатации подземных сооружений (обводненности штолен, горных ударов и др.). Анализ рисунка дизъюнктивных нарушений важен и для собственно геодинамических оценок: проявлений вулканизма, тектонических движений отдельных блоков и сейсмичности.

4.3. Рельеф и эндогенные процессы

При инженерной оценке территории установление основных особенностей проявления современных эндогенных процессов представляет значительный интерес. В настоящее время достаточно хорошо изучены и установлены все области возникновения мощных землетрясений и современного вулканизма. Ведутся наблюдения за новейшими тектоническими процессами. Однако в предсказаниях проявлений эндогенных процессов исследователи сталкиваются с целым рядом трудностей. Поэтому остается актуальным использование разнообразных подходов и методов изучения таких территорий.

Геоморфологическая индикация основывается на том, что эндогенные процессы являются основными факторами рельефообразования. Рельеф в своем морфологическом облике несет дополнительную информацию о характере эндогенных процессов. Особый интерес при этом представляют

крупномасштабные геоморфологические исследования и базирующиеся на них инженерно-геоморфологические оценки (Симонов, Кружалин, 1993).

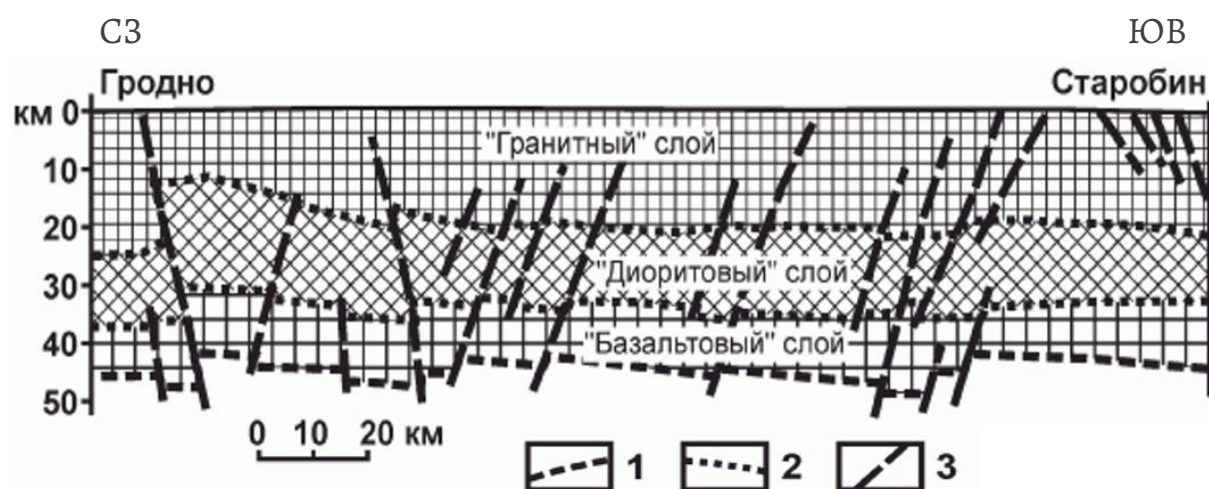
При анализе геоморфологических процессов в рельефе необходимо использовать существующие геологические материалы, раскрывающие их механизмы, а также исторические сведения. В последнем случае в виде архивных данных хранятся описания эндогенных катастроф прошлого, а иногда указываются и их даты. Однако и сам морфологический облик рельефа позволяет увидеть пространственные соотношения явлений. Надо только научиться выделять те или иные признаки рельефа эндогенного происхождения и уметь отделять их от черт рельефа экзогенной природы. Для каждого класса эндогенных процессов эти признаки неодинаковы. Подробно они описываются в соответствующих руководствах и учебных пособиях по геоморфологии. Здесь же следует обратить внимание на основной методический принцип геоморфологического анализа явлений трудно распознаваемой природы.

Все современные представления о происхождении рельефа исходят из того, что рельеф есть результат совместного проявления эндогенных и экзогенных процессов. Схематически это можно выразить в виде логической формулы: эндогенный рельеф + экзогенный рельеф = реальный рельеф. Отсюда следует, что если в современном рельефе разглядеть черты безусловно экзогенного происхождения и суметь их «вычистить» из современного рельефа, то «остаток» уже окажется более эндогенным, чем исходный рельеф.

Этот подход удастся реализовать при изучении современных тектонических процессов. В инженерной оценке современных тектонических явлений заинтересованы те ведомства, которые ведут эксплуатацию сооружений. При этом в функционировании данных объектов участвуют механизмы, требующие высокой стабильности их положения в пространстве и особой прочности фундаментов. К ним, в частности, относятся атомные электростанции, высотные здания, тоннели, шахты, предприятия химической промышленности и некоторые другие.

Для геоморфологической оценки как равнинных, так и горных областей в этом случае весьма плодотворными оказываются представления о блоковом строении верхней части литосферы (Симонов, Кружалин, 1993). Установлено, что существует некоторая иерархия блоков. Крупные разломы регионального уровня разделяют земную кору на блоки и уходят в верхнюю мантию. Несколько менее протяженные оканчиваются на границе Мохоровичича. Еще менее значимые разломы не проникают в условно базальтовый слой, а самые малые из них проникают лишь на глубину нескольких сотен метров (до первых километров) (рисунок 4.1). Каждый из этих разломов не представляет собой простую трещину, а может быть сложным сочетанием трещин, образуя в пространстве зону дробления (трещиноватости) различной ширины и протяженности. Наиболее разработанные или расширяющиеся зоны трещиноватости хорошо выражены в рельефе. В настоящее время

существует несколько методик выделения блоковых структур, отличающихся только деталями (Башенина, 1964; Волчанская, 1969; Орлова, 1968; Пиотровский, 1968; Симонов, 1966).



1 – граница Мохоровичича, 2 – границы между слоями, 3 – глубинные разломы

Рисунок 4.1 – Схема залегания слоев земной коры на территории Беларуси (по А.А. Махначу, 2004)

В основе геоморфологических методов выделения блоков лежит анализ рисунка речной сети, а также поля высот. Расположение речных долин позволяет провести «блоковую нарезку», а анализ поля высот – выявить наличие вертикальной составляющей в движении блоков. Для окончательного суждения о тектонической подвижности отдельных блоков необходим учет влияния литологии горных пород и, в частности, оценки их противодеформационной стойкости. Недоучет этого фактора может привести к ошибке. В частности, блоки, на дневную поверхность которых выходят более прочные породы, могут быть ошибочно оценены как активно поднимающиеся. При прочих равных условиях можно подумать, что наиболее высокие блоки и поднимаются наиболее активно. В большинстве случаев геоморфологический анализ позволяет сделать лишь качественную оценку интенсивности тектонических движений и их направленность. Но и эта качественная оценка, если она выполнена для достаточно большой территории, позволяет высказать определенные суждения о поле тектонической напряженности изучаемой площади. Количественные же оценки бывают затруднены из-за отсутствия временных геоморфологических реперов, которые позволяют оценить начало, а затем и скорость движения (Симонов, Кружалин, 1993). Для более точных оценок необходимы детальные историко-геоморфологические исследования. Однако надо иметь в виду, что и в этом случае количественные данные о скоростях тектонических движений становятся осредненными за весьма большой срок. Скорости современных движений, измеренные специальными приборами, как правило, оказываются более высокими (нередко на порядок величин).

Геоморфологическая оценка тектонических движений обосновывается не только полем высот, но и распределением уклонов склона, неравномерностью распределения густоты и глубины эрозионного расчленения, а также деформациями геоморфологических уровней.

Оценка и прогноз сейсмических явлений (землетрясений) геоморфологическими методами – одно из слабо разработанных направлений в геоморфологии.

Под **землетрясением** понимают сейсмическое явление, выраженное резкими и внезапными толчками и колебаниями земной коры и литосферы в целом, сопровождаемыми образованием трещин, волновых изгибов, опусканиями и поднятиями отдельных ее участков, образованием сбросов, сдвигов и других необратимых явлений (Ломтадзе, 1999). Из всех стихийных бедствий землетрясение занимает второе (после ураганов и тайфунов) место по величине материального ущерба, приносимого человечеству. Ежегодно на земном шаре регистрируется примерно 100 тыс. землетрясений, 1% которых бывает ощутимым, и порядка 100 землетрясений – как разрушительные и катастрофические. Землетрясения опасны не только своей разрушительной силой, но и внезапностью, так как неизвестны время и место возникновения сейсмического толчка. Сила землетрясения зависит от количества высвободившейся энергии и определяется как внешними признаками, так и расчетными величинами – сейсмическим ускорением и магнитудой.

Выяснение причин землетрясений и объяснение их механизма – одна из важнейших задач сейсмологии. Многие из сейсмологов, говоря о механизме землетрясений, придерживаются теории упругого высвобождения или упругой отдачи. Они связывают возникновение землетрясений с внезапным высвобождением энергии упругой деформации. В результате длительных движений в районе разлома и накопления в связи с этим напряжений, достигающих предельных для прочности пород величины, происходит разрыв или срез этих пород с внезапным быстрым смещением – упругой отдачей, вследствие чего и возникают сейсмические волны. Таким образом, очень медленные и длительные тектонические движения при землетрясении переходят в сейсмические движения, отличающиеся большой скоростью, что происходит в результате быстрой «разрядки» накопленной упругой энергии. Это разрядка происходит всего за 10–15 секунд (редко за 40–60 секунд).

При зарождении землетрясения на ограниченном участке, расположенном на определенной глубине от поверхности Земли, разрушаются породы. В связи с возникшим ослаблением происходит развитие дислокации на очаг или гипоцентральной часть области землетрясения. Разрушение возникает там, где порода наименее прочна, а это может быть в разломах между блоками. В силу определенных глубинных процессов отдельные участки коры поднимаются или опускаются. При медленном смещении в земной коре происходят пластические деформации. При более быстрых

движениях и при большем их градиенте напряжения, не успевая рассасываться, в земной коре, достигают величин, при которых в данных условиях нарушается сплошность – либо по готовому, отчасти уже залечившемуся разрыву, либо с образованием нового. С увеличением глубины возрастают всесторонние сжимающие напряжения, и поэтому возникают большие силы трения, препятствующие быстрому разрушению. Возможно по этой причине глубокофокусные (очаг глубже 300 км) землетрясения отличаются большой энергией и продолжительностью. При этом следует заметить, что подавляющая часть землетрясений возникает в верхней, относительно хрупкой части земной коры на глубине 7–30 км.

Различают две группы сейсмических волн – объемные и поверхностные. Слагающие Землю горные породы упруги и поэтому могут деформироваться и испытывать колебания при резком приложении давления (нагрузок). Внутри объема горных пород распространяются объемные волны. Они делятся на два типа: продольные и поперечные. Продольные волны в теле Земли попеременно сжимают и растягивают вещество горных пород в направлении своего движения. Волны другого типа колеблют среду, через которую они проходят, поперек пути своего движения. Собственно они-то, выходя на поверхность, раскачивают из стороны в сторону и вверх-вниз все на земле находящиеся объекты, приводя к наибольшим их разрушениям. В связи с тем, что поверхность твердой Земли является границей с гораздо менее плотной воздушной средой, эту поверхность называют свободной. На ней объемные сейсмические волны могут свободнее «разгуляться», что обычно и происходит. Этому способствует и свойства приповерхностных горных пород.

Для оценки и сравнения землетрясений используются шкала магнитуд и шкала интенсивности. Шкала магнитуд различает землетрясения по величине магнитуды, которая служит относительной энергетической характеристикой землетрясения. Существует несколько магнитуд и соответственно магнитудных шкал: локальная магнитуда (M_L); магнитуда, определяемая по поверхностным волнам (M_s); магнитуда, определяемая по объемным волнам (m_b); моментная магнитуда (M_w). Наиболее популярной шкалой для оценки энергии землетрясений является локальная шкала магнитуд Рихтера. Эта шкала содержит условные единицы (от 1 до 9) – магнитуды, которые вычисляются по колебаниям, регистрируемых сейсмографом.

По шкале Рихтера возрастанию магнитуды на единицу соответствует 32-кратное увеличение освобожденной сейсмической энергии. Землетрясение с магнитудой 2 едва ощутимо, тогда как магнитуда 7 отвечает нижней границе разрушительных землетрясений, охватывающих большие территории. Эту шкалу часто путают со шкалой оценки силы землетрясения в баллах (по 12-балльной системе), которая основана на внешних проявлениях подземного толчка. Когда происходит землетрясение, то сначала становится известной именно его магнитуда, которая определяется по сейсмограммам,

а не интенсивность, которая выясняется только спустя некоторое время, после получения информации о последствиях.

Интенсивность является качественной характеристикой землетрясения и указывает на характер и масштаб воздействия землетрясения на поверхность земли, на людей, животных, а также на естественные и искусственные сооружения в районе землетрясения. В мире используется несколько шкал интенсивности: в США – модифицированная шкала Меркалли (ММ), в Европе – европейская макросейсмическая шкала (EMS), в Японии – шкала Японского метеорологического агентства (Shindo). В Беларуси, как и в России, применяется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK-64, составленная С.В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником.

Несмотря на большую работу, проведенную учеными по предсказанию сейсмической опасности, прогнозирование землетрясений представляет собой довольно сложную проблему. Для ее решения строят специальные карты, математические модели, организуют с помощью сейсмических приборов систему регулярных наблюдений, составляют описание прошедших землетрясений на основе изучения комплекса факторов, включая и поведение живых организмов, анализируют их географическое распространение. Важный элемент в комплексе этих исследований – морфоструктурный анализ, направленный на изучение блокового строения земной коры и выделение наиболее сейсмоактивных участков территорий.

Рядом особенностей при инженерно-геоморфологических исследованиях характеризуется современный **вулканизм**. Он представляет собой совокупность процессов и явлений, связанных с движением магмы в верхней мантии, земной коре и на поверхности Земли. В результате извержения вулканов образуются вулканические горы, вулканические лавовые плато и равнины, кратерные и запрудные озера, грязевые потоки, вулканические туфы, шлаки, брекчии, бомбы, пепел, в атмосферу выбрасываются вулканическая пыль и газы. Последствия деятельности вулканов часто бывают катастрофичны. Так, 13 ноября 1985 г. свыше 200 тыс. человек пострадали от извержения вулкана Невадо-дель-Руис в Колумбии; погибли около 23000 человек и 15000 домашних животных, около 5 тыс. человек получили ранения, разрушено более 4500 домов. Несмотря на то, что само извержение было относительно небольшим, пирокластические потоки и выброс горячего расплава привели к таянию части ледникового покрова на вершине вулкана и образованию лахаров (вулканических грязевых потоков) в ущельях на склонах горы. Основные лахары шли на восток по ущельям рек Асуфрадо, Лагунильяс и Гуали. Кроме того, один лахар сошел на запад по ущелью Чинчины. Грязевые потоки вдоль Асуфрадо и Лагунильяс слились и образовали большой лахар, который практически полностью уничтожил город Армеро с более чем 20-тысячным населением, стоявший на равнине в 2 км вниз по течению от устья ущелья Лагунильяс и на расстоянии 46 км от вершины вулкана.

В настоящее время систематически изучаются современные вулканические процессы в России на Камчатке, в Японии, Южной Европе, Азии, Южной Америке и других регионах. Всего на поверхности Земли известно свыше 800 действующих вулканов. Ежегодная «производительность» всех активных вулканов планеты составляет 3–6 млрд т извергаемого вещества в твердом, жидком и газообразном состояниях.

Вулканизм играет важнейшую роль в образовании и формировании географической оболочки. Наиболее ярко его деятельность проявляется в изменении рельефа земной поверхности.

Анализ современных вулканических явлений геоморфологическими методами с целью их прогнозирования должен опираться на стационарные или полустационарные наблюдения. Известно, что перед началом вулканической активности растет сейсмическая активность, а также изменяются скорости, а иногда и направленность тектонических движений. Эффективность геоморфологической оценки должна возрасти, если она проводится на заранее составленной блоковой основе.

В состав специальных геоморфологических исследований для инженерной оценки местности в районах современной вулканической активности должны быть проведены и морфометрические исследования. С их помощью следует установить возможные пути движения лавы при повторных вулканических извержениях, а также каналы схода пеплово-каменных раскаленных туч-потоков (лахаров), которые сопровождают вулканические извержения лав кислого, а иногда и среднего состава. Одним из объектов геоморфологического анализа территорий современного вулканизма должны стать поля накопления пирокластического материала, которые определяются направлением наиболее часто повторяющихся ветров, расположением центров возможного извержения вулканов, а также уже существующего вулканического рельефа.

Специальное инженерно-геоморфологическое изучение эндогенных процессов рельефообразования – новое направление в инженерной геоморфологии. Однако широко разрабатываемые в современной геоморфологии структурно-геоморфологические и морфотектонические концепции найдут свое применение при инженерных оценках территории и, в частности, в оценках опасности геодинамических обстановок, созданных эндогенными процессами (Симонов, Кружалин, 1993).

4.4. Рельеф и экзогенные процессы

Для инженерной деятельности человека особый интерес представляют экзогенные процессы, относящиеся к категории опасных природных процессов и регламентированные нормативными документами (СНБ 1.02.01–96, СНБ 2.03.01–98 и др.). В настоящем разделе мы рассмотрим лишь наиболее важные из них, которые находят отражение в рельефе или

проявляют свою интенсивность в зависимости от особенностей его строения, и получили развитие на территории Беларуси. К таким процессам следует прежде всего отнести склоновые, флювиальные, карстовые, суффозионные процессы, переработка берегов водоемов, просадочность лессовых пород и затопления (наводнения).

4.4.1. Склоновые процессы. Изучению склонов и склоновых процессов отводится особое место в инженерной геоморфологии, поскольку на Земле практически нет абсолютно горизонтальных поверхностей, а рельеф земной поверхности состоит из сочетания склонов различной крутизны и экспозиции. На долю склонов приходится 80–90% всей поверхности суши. В геоморфологии склонами следует называть наклонные участки земной поверхности с углом наклона более $1-2^\circ$, на которых рыхлый материал образуется в результате процессов выветривания, а смещается в виде грунтового потока посредством обвала, перекатывания, сползания или смыва. Причины и механизмы перемещения склонового чехла могут быть различными и зависят от склоновых процессов, которые в свою очередь регулируются тектоникой, геологическим строением, климатом, водным режимом местности и другими факторами.

О перемещении вещества на склонах можно судить на основании непосредственных полевых наблюдений, а при малых скоростях этих процессов – на основании изучения морфологии склонов и строения склоновых отложений.

Процессы, протекающие на склонах, ведут к удалению, перемещению, а при благоприятных условиях – к накоплению продуктов выветривания, т.е. к образованию как выработанных, так и аккумулятивных форм рельефа. Склоновая денудация – один из основных экзогенных факторов формирования рельефа и поставщик материала, из которого образуются потом различные генетические типы отложений.

Существует тесная взаимосвязь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает «свежую» породу и тем самым способствует усилению выветривания. Медленная денудация склонов, напротив, приводит к накоплению продуктов выветривания, которое затрудняет дальнейшее выветривание коренных пород, но способствует интенсификации склоновых процессов. Таким образом, темп склоновых процессов в конечном счете определяет скорость денудации.

Изучение склонов и склоновых процессов имеет не только научное, но и огромное практическое значение, поскольку развитие некоторых процессов на склонах при определенном сочетании природных условий может принять катастрофический характер. По некоторым оценкам такие страны, как США, Япония, Италия, Индия, имеют ежегодные потери более 1 млрд долл. каждая только лишь от оползней. Изыскания под строительство различных инженерных объектов на склонах, их интенсивная эксплуатация и оценка устойчивости

уже построенных, борьба с эрозией почв, поиски месторождений полезных ископаемых – вот далеко не полный перечень практического использования знаний о развитии склонов.

Особенности формирования склонов отражаются, прежде всего, в морфологии, т.е. во внешних особенностях склонов: крутизне, длине, форме профиля. По крутизне склоны делят на: очень крутые ($\alpha > 35^\circ$), крутые ($\alpha = 15\text{--}35^\circ$), склоны средней крутизны ($\alpha = 8\text{--}15^\circ$), пологие ($\alpha = 4\text{--}8^\circ$), очень пологие ($\alpha = 2\text{--}4^\circ$). Такое деление имеет некоторый генетический смысл, дает возможность судить о характере и интенсивности процессов, происходящих на склонах, о возможных путях использования склонов в хозяйственной деятельности.

По длине склоны делят на: длинные ($l > 500$ м), средней длины ($l = 50\text{--}500$ м), короткие склоны ($l < 50$ м). Длиной склонов определяется количество влаги, попадающей на них во время дождей и весеннего снеготаяния, и как следствие – различная степень увлажнения склоновых отложений, а от степени увлажнения зависит интенсивность хода почти всех склоновых процессов.

По форме профиля склоны могут быть прямыми, выпуклыми, вогнутыми, ступенчатыми. Поверхность каждого из перечисленных склонов может быть осложнена повышениями и понижениями неправильных очертаний и т.д. Форма профиля склонов несет особенно большую информацию о процессах, происходящих на них, а иногда дает возможность судить о характере взаимодействия эндогенных и экзогенных сил (Леонтьев, Рычагов, 1988).

По происхождению выделяют склоны эндогенные и экзогенные. Эндогенные склоны образуются в результате тектонических движений земной коры, магматизма, землетрясений. Склоны тектонического генезиса могут возникать в результате вертикальных движений земной коры, складчатых или разрывных нарушений. Склоны могут быть обусловлены проявлением как интрузивного, так и эффузивного магматизма.

Среди склонов экзогенного происхождения в соответствии с действующими экзогенными агентами могут быть выделены склоны, созданные поверхностными текучими водами – флювиальные, деятельностью озер, морей, ледников, ветра, подземных вод, организмов и мерзлотных процессов. К этой же группе следует отнести склоны, являющиеся результатом хозяйственной деятельности человека. Нередко склоны могут быть созданы совокупной деятельностью двух или нескольких экзогенных агентов. Наконец, сами склоновые процессы могут создавать новые склоны.

Склоны экзогенного и вулканического происхождения могут быть образованы как за счет выноса, так и за счет накопления материала. В соответствии с этим они подразделяются на склоны денудационные (выработанные) и аккумулятивные. Денудационные склоны, в свою очередь, можно подразделить на структурные, совпадающие с падением и простиранием отпрепарированных стойких пластов, и аструктурные, у которых такого совпадения нет (Рычагов, 2006).

Склоны, возникающие в результате перечисленных процессов, не остаются неизменными, а преобразуются под воздействием ряда процессов. Эти процессы А.И. Спиридонов (1970) называет склоновыми в отличие от склоноформирующих (склонообразующих) процессов, в результате которых образуются исходные (первичные) наклонные поверхности. В природе эти процессы тесно взаимосвязаны. В самом начале образования наклонные поверхности подвергаются воздействию тех или иных склоновых процессов, поэтому морфологический облик большинства склонов является результатом совместного воздействия склоноформирующих и склоновых процессов. Лишь в некоторых случаях процессы образования и преобразования склонов разорваны во времени. Примером такого рода может быть образование уступа во время землетрясения и последующее его преобразование склоновыми процессами.

В зависимости от морфологических особенностей склонов, состава и мощности рыхлых отложений на склонах, а также от конкретных физико-географических условий склоновые процессы отличаются большим разнообразием. По особенностям склоновых процессов А.И. Спиридонов (1970) выделяет следующие типы склонов.

1. Склоны собственно гравитационные. На таких склонах, крутизной $35\text{--}40^\circ$ и более, обломки, образующиеся в результате процессов выветривания, под действием силы тяжести скатываются к подножию склонов. К ним относятся обвальные, осыпные, а также лавинные склоны.

2. Склоны блоковых движений. Образуются при смещении вниз по склону блоков горных пород разных размеров. Смещению блоков в значительной мере способствуют подземные воды. Существенную роль играет и гравитация. Крутизна таких склонов колеблется от 15 до 40° . К ним относятся оползневые, оплывно-оползневые и склоны отседания.

3. Склоны массового смещения чехла рыхлого материала. Характер смещения грунта зависит от его консистенции, обусловленной количеством содержащейся в грунте воды. Массовое смещение материала происходит на склонах разной крутизны: от $2\text{--}3$ до 40° . К склонам массового смещения материала относятся солифлюкционные, дефлюкционные и др.

4. Склоны делювиальные (или плоскостного смыва). Делювиальные процессы зависят от ряда факторов и в первую очередь от состояния поверхности склонов. Они наблюдаются и на крутых, и на очень пологих ($2\text{--}3^\circ$) склонах.

При этом каждый из выделенных типов склонов может быть разделен на денудационную и аккумулятивную части, сочленяющиеся полосой транзита, которая в ходе развития склонов может смещаться вверх или вниз. Эти части склона отличаются прежде всего мощностью чехла обломков. В свою очередь для разных типов склонов строение чехла склоновых отложений обладает вполне определенными характеристиками и зависит от крутизны, длины склонов и ряда других условий.

Инженерная оценка склонов предполагает их разделение по возможным результатам прямого или косвенного воздействия склоновых процессов на инженерные объекты как линейного, так и площадного (ареального) вида. В этой связи все склоны можно разделить на три основные группы (Симонов, Кружалин, 1993):

1) безопасные, или благоприятные, склоны, на которых инженерные сооружения различного типа практически не испытывают воздействия склоновых процессов. Это, как правило, пологие склоны с медленным массовым смещением чехла обломочного материала (дефлюкция и др.);

2) потенциально опасные склоны, на которых строительство и эксплуатация инженерных сооружений возможны и предполагают их защиту от негативного воздействия склоновых процессов. В эту группу входят оползневые, эрозионно-оползневые склоны, склоны оползней – сплывов, оплывные, склоны отседания, солифлюкционные. На них необходимо проводить лесопосадки, сооружать водоотводы, проводить инженерные укрепительные работы и т.п.;

3) опасные склоны, инженерное освоение которых может привести к катастрофическим последствиям. Это прежде все гравитационные склоны (обвальные, осыпные, лавинные), крутизна которых превышает 35–40°. На них могут иметь место и селевые процессы. Такие склоны практически непригодны для строительства, а для их закрепления необходим комплекс сложных и дорогостоящих мероприятий.

С позиций инженерной геоморфологии особый интерес представляет изучение склонов второй и третьей групп, для которых в развитии склоновых процессов характерна определенная стадийность. Наиболее продолжительной является первая стадия – подготовка, в течение которой происходит уменьшение устойчивости грунтовой массы на склоне. На этой стадии каких-либо внешних признаков происходящих процессов не наблюдается. Во вторую стадию происходят нарушение равновесия склона и смещение пород. Для обвальных склонов это протекает практически мгновенно, в случае оползневого процесса смещение может быть разовым или многократным, быстрым и медленным непрерывным и периодическим, кратковременным и долгосрочным, с неизменным или с увеличивающимся во времени объемом оползневых пород. В третью стадию наблюдаются стабилизация и восстановление устойчивости пород на склоне, когда склон вновь стремится к состоянию динамического равновесия.

Наиболее полно вопросы формирования склонов и развития склоновых процессов рассмотрены в работах Т.Н. Каплиной (1965), С.С. Воскресенского (1971), Ю.Г. Симонова (1972) и других авторов.

Для инженерно-геоморфологических целей большой интерес представляет проблема устойчивости зданий и сооружений на какой-либо территории. В этом контексте устойчивость можно определить как способность

грунтовых толщ, независимо, где они располагаются, удерживать сооружения. Работами инженеров-геологов и геоморфологов установлено, что в однородной геологической обстановке, но в разных физико-географических и геоморфологических условиях физико-химические свойства и несущая способность одних и тех же горных пород различны. Вместе с тем горные породы разного состава очень неустойчивы в тех или иных геоморфологических условиях и прежде всего на склонах. Таким образом, устойчивость территории можно оценивать через устойчивость рельефа, т.е. использовать геоморфологические методы.

Наиболее актуальными стали исследования устойчивости склонов, на которые опираются инженерные сооружения, такие как плотины, мосты, здания, дороги и др. Устойчивость склона и степень его деформации зависят от интенсивности процессов, воздействующих как на поверхность склона, так и на массив пород, слагающих склон.

Склоны собственно гравитационные отличаются резким и быстрым движением глыбового и щебнистого материала. Неровности рельефа склона часто усиливают воздействие обвальных и осыпных склоновых процессов на инженерные сооружения. Прежде всего это структурные ступени, которые служат своеобразным трамплином для глыбово-каменных масс и одиночных обломков. Однако в зависимости от их размеров и размещения они могут и замедлять движение рыхлого материала на тех же осыпных склонах.

Наибольшее распространение среди склонов блоковых движений занимают оползневые склоны. По возрасту и фазам развития оползни делят на древние (открытые и погребенные), современные (старые и приостановившиеся) и действующие (новые и возобновившиеся). Свежие активные оползни характеризуют неустойчивость склона. Для такого склона характерно наличие рвов отседания, бровки срыва откоса обрушения, ступенчато-глыбовой поверхности тела оползня, валов выпирания и наплыва у основания, других деформаций.

Блоковые оползни (или оползни срезания) – один из наиболее распространенных типов оползней на территории Беларуси. Они развиты в осадочных песчано-глинистых породах, например, в моренных, в искусственных намывных или насыпных образованиях и др.; формируются на относительно высоких и крутых склонах, характеризуются большой глубиной захвата пород склона. Эти оползни пользуются широким распространением на высоких склонах долин Днепра, Западной Двины, Немана и их крупных притоков, холмов и возвышенностей, глубоких оврагов (например, в Витебске, Гродно, Мозыре и др.), а также на отвалах вскрышных пород (карьер «Гралево») и насыпях (Инженерная ..., 2017).

Склоны с древним проявлением оползневых процессов можно считать относительно более устойчивыми в их естественном состоянии. Наиболее характерными морфологическими признаками таких склонов являются сглаженные оползневые террасы и бугры, крупные западины, овраги и промоины.

Оползневые склоны представляют наибольшую опасность для строительства арочных мостов, плотин, различных гидротехнических и других

сооружений, оказывающих боковое давление на склоны долин. Возможность строительства определяется и глубиной захвата горных пород оползневыми процессами. Тогда делается заглубление фундамента инженерного сооружения.

Особую опасность представляют оползни, которые могут сходить со склонов, опирающихся прежде всего на днища горных водохранилищ. Так, в итальянских Альпах в 1963 г. сошел оползень объемом 240 млн м³ и вывел из строя ГЭС, разрушив одну из высочайших арочных плотин в мире. Возникшая 100-метровая волна, переклестнувшая плотину, разрушила город Лонгарон и опустошила долину р. Пьяве (Заруба, Менцел, 1979).

Солифлюкционные склоны относятся к наиболее динамичным в совокупности склонам, характеризующимся массовым смещением чехла рыхлого материала. Они формируются в процессе медленного (или быстрого) таяния мерзлых пород, сползания дерновых блоков. Эти процессы характерны в полярных, высокогорных и гумидных областях лишь для поверхностей толщи преимущественно глинистого состава грунтов и оказывают прямое влияние на сооружения с неглубоким фундаментом.

Современное состояние склона, характер и интенсивность формирующих его процессов позволяют судить о степени его устойчивости.

Изучения склоновых процессов предполагает выполнение ряда инженерно-геологических, в том числе и инженерно-геоморфологических работ, направленных на: а) установление количественных характеристик различных процессов; б) количественную оценку и прогноз устойчивости склонов.

Первое направление ориентировано, главным образом, на получение показателей, характеризующих: 1) формы проявления склоновых процессов; 2) распространение процессов (интенсивность их проявления); 3) развитие процессов во времени, динамику или скорость (активность проявления).

Второе направление работ по изучению склоновых процессов ориентировано на количественную оценку и прогноз устойчивости склонов с учетом факторов развития того или иного процесса.

Различают локальные и региональные методы оценки и прогноза устойчивости склонов.

Локальные методы используются для оценки и прогноза устойчивости на конкретных участках в пределах изучаемых склонов. Эти методы являются основными при составлении инженерно-геологического обоснования застройки и других видов хозяйственного освоения склоновых территорий.

Региональные методы предназначены для выявления и прогноза степени распространенности склоновых процессов для значительных по площади зон (или групп участков), выделенных на рассматриваемой обширной территории, причем каждая зона (группа участков) должна иметь относительно однородный комплекс факторов возникновения этих процессов. В практике изысканий региональные методы могут использоваться для

обоснования перспективных планов хозяйственного освоения больших по площади территорий, характерных наличием склоновых процессов. В качестве вспомогательных региональные методы могут применяться также при крупномасштабном инженерно-геологическом районировании склоновых поверхностей.

Перед количественной локальной оценкой и прогнозом устойчивости склонов всегда проводится качественная оценка наличия или возможности развития процесса того или иного типа. При этом, как правило, применяются историко-геологические методы, оценка риска и методы аналогии с учетом генезиса, возраста, стадии формирования и морфологии склона.

В результате историко-геологического анализа различные склоновые поверхности районированы по степени относительной устойчивости с выделением устойчивых, условно устойчивых и неустойчивых участков; определяются основные факторы и генеральные направления защитных мероприятий. Риск оценивается по коэффициенту пораженности территории.

Наиболее простым из методов аналогий является сравнительно-геологический метод Е.П. Емельяновой, разработанный и достаточно обоснованный для областей с горизонтальным залеганием слоистых или однородных глинистых пород.

Локальная оценка и прогноз устойчивости склонов расчетными количественными методами предполагают наличие следующих исходных данных:

- геологические разрезы по наиболее характерным расчетным створам, составленным при соотношении вертикального и горизонтального масштабов 1:1; на разрезах должны быть показаны профиль рельефа, границы инженерно-геологических элементов с относительно однородными по литологии и свойствам породами; положение поверхностей и зон ослабления в массиве (тектонические зоны дробления, зоны выветривания, поверхности и зоны смещения старых оползней, контакты слоев, прослои слабых пород и т.п.); границы распространения рыхлых накоплений; положение уровня подземных вод и границы обводненных зон; сведения о типах существующих или предполагаемых склоновых процессов, положения границ потенциально опасных и опасных склоновых участков в плане;

- сейсмические условия территории;

- места приложения и величины антропогенных статических и динамических нагрузок (от зданий, сооружений, проходящих транспортных средств и т.п.);

- гидравлические градиенты и величины напоров подземных вод;

- расчетные и нормативные показатели ряда физико-механических свойств пород (естественная влажность, плотность, плотность частиц грунта; сцепление и угол внутреннего трения, определенные по методике, наиболее полно моделирующей работу грунта в природных условиях; иногда требуется определение показателей сжимаемости и прочности на раздавливание).

Для количественной оценки и прогноза устойчивости склонов блоковых движений разработаны и широко применяются расчетные методы, основанные на определенных физических моделях различных процессов с применением математического аппарата. При этом рассматриваются условия предельного равновесия, наблюдающиеся перед смещением материала на склоне и сразу после него. Существует достаточно большое число методических решений и приемов расчета устойчивости склонов, критическому обзору которых посвящены специальные работы (Методическое ..., 1968; Тихвинский, 1984).

Наиболее распространены и широко применяются в практике методы «равноустойчивого» откоса В.В. Соколовского, равнопрочного откоса (метод F_p) Н.Н. Маслова; метод, основанный на принципе кругло-цилиндрической поверхности скольжения, впервые предложенный в 1962 г. В. Феллениусом, а затем в различных модификациях применявшийся многими другими учеными (К. Терцаги, М.Н. Гольдштейном, Г.Л. Фисенко и др.); методы, основанные на предположении, что форма поверхности смещения предопределена условиями геологического строения склона (методы приклоненного откоса или алгебраического сложения сил И.В. Федорова, Н.А. Цытовича, А.М. Демина; метод горизонтальных сил Маслова – Берера; метод многоугольника сил Г.М. Шахунянца и др.).

Подавляющее большинство расчетных методов оценки устойчивости склонов разработано для плоской задачи, не учитывающей условия равновесия по боковым граням расчетных отсеков и боковым поверхностям смещения всего оползневого массива. В условиях плоской задачи рассматривается равновесие элементарного отсека шириной в единицу длины (обычно 1 м), ограниченного вертикальными поверхностями. Силы, действующие по боковым граням этого отсека, принимаются равными нулю.

Большая часть инженерных методов расчета устойчивости склонов разработана применительно к оползням скольжения (срезающим и консеквентным). Эти же методы с известными допущениями можно применять и для оползней выдавливания, некоторых подтипов оползней проседания.

Для случаев нарушения устойчивости склонов оползнями других типов (течения, выплывания, внезапного разжижения) общепринятых методов нет. Существуют лишь частные методические предложения (Тихвинский, 1984, 1988).

В качестве критерия оценки степени устойчивости склона используется количественный показатель – коэффициент устойчивости K_y (коэффициент запаса устойчивости), который определяют из отношения удерживающих сил к сдвигающим.

К сдвигающим силам наиболее логично отнести алгебраическую сумму тангенциальных составляющих веса отсеков (положительных при уклоне подошвы отсека по падению склона и отрицательных – при обратном уклоне), а также сейсмические, гидростатические и гидродинамические (фильтрационные) силы.

К удерживающим силам обычно относят сопротивление сдвигу и тангенциальные силы, действующие в отсеках с обратным уклоном линии оползневого скольжения.

Склон считается устойчивым, если $K_y > 1$; при $K_y = 1$ склон находится в условиях предельного равновесия (в начале или после завершения оползневого процесса).

При строительном освоении склона величина $K_y \geq K_{y. \text{ доп}}$, где $K_{y. \text{ доп}}$ – допускаемая величина K_y ; $K_{y. \text{ доп}} = (n_c \times K_n) / m$; n_c , K_n , m – коэффициенты сочетаний нагрузок, надежности и условий работы соответственно, которые определяются нормативными документами для проектирования зданий и сооружений, а также инструкцией по проектированию и строительству противооползневых и противообвальных защитных сооружений (СН 519–79). Допускаемый коэффициент устойчивости склона $K_{y. \text{ доп}} \geq 1,2$.

Для устойчивых склонов характерна стабильность положения склонового базиса эрозии, т.е. подошвы склона. Такие склоны пригодны для строительства различных инженерных объектов. Их устойчивость определяется не только природными процессами, но и все возрастающей хозяйственной деятельностью человека, которая, как правило, снижает устойчивость. При изучении устойчивости склонов необходимо обращать внимание на те природные и антропогенные факторы и связи между ними, усиливающие или замедляющие склоновые процессы. Так, для повышения устойчивости склонов можно провести искусственное изменение их морфологии – частных уклонов, высоты, длины, формы, выполнить работы по пригрузке его основания. Этих видов работ бывает достаточно для стабилизации устойчивого состояния склона и последующего его использования для инженерных целей. Таким образом, можно говорить о том, что специалист-геоморфолог приходит к решению проблемы управления склоновыми процессами с целью создания склонов с заданными свойствами.

4.4.2. Флювиальные процессы. Все многообразие процессов, связанных с взаимодействием текущей воды и подстилающих горных пород, представляет собой в совокупности единый эрозионно-аккумулятивный процесс, включающий три главных звена водных потоков: 1) нерусловые потоки, стекающие со склонов, производящие плоскостную эрозию и непосредственную аккумуляцию, и создающие основной тип денудации суши; 2) временные русловые потоки, осуществляющие линейную (овражную) эрозию, развитие которой представляет собой самовозбуждающийся процесс и сосредоточенную аккумуляцию в виде конусов выноса; 3) постоянные русловые потоки (реки), образующие в ходе геологической истории речные долины и осуществляющие постоянные переформирования создаваемых ими форм руслового рельефа.

Известно, что «живая сила» водных потоков пропорциональна произведению массы воды на половину квадрата скорости течения ($P_v = mv^2 / 2$).

Масса стекающей воды при прочих равных условиях зависит от водосборной площади, а скорость потока определяется высотой и крутизной склонов, т.е. величиной уклонов (i). При увеличении этих параметров закономерно увеличивается и скорость стекающей воды. Следовательно, чем больше водосборные площади, чем выше они расположены относительно местных базисов эрозии и чем выше и круче склоны, т.е. сильнее расчленен рельеф, тем интенсивнее должен развиваться эрозионный процесс. Однако верным этот вывод становится лишь при определенных инженерно-геологических условиях – наличии значительного объема размывающихся горных пород, так как, например, в горных районах в условиях «благоприятного» для эрозии рельефа темпы смыва со склонов часто опережают процессы выветривания и накопления рыхлого материала.

По законам гидравлики (закон Эра) масса (или объем) частиц, перемещаемых текущей водой, изменяется пропорционально шестой степени скорости. Так, если скорость воды удвоится, то перемещаемые ею частицы могут быть по массе или объему в 64 раза больше. Как отмечает Н.И. Сус (1949), этот закон справедлив только для идеальных условий, которых в природе никогда не бывает. Тем не менее, имеется достаточно данных, чтобы утверждать, что количество материала, которое может перемещаться водой в естественных условиях, изменяется пропорционально четвертой степени изменения скорости. Следовательно, если скорость стекающей воды удвоится, то количество сносимого материала увеличится в 16 раз. Все это указывает на ведущую роль рельефа местности в разрушительной работе эрозии.

Наблюдения показывают, что если склоны имеют крутизну до 2° , смыв рыхлого материала идет слабо. При крутизне склонов от 2 до $4\text{--}5^\circ$ смыв и размыв становятся достаточно заметными. При крутизне склонов от $4\text{--}5$ до $7\text{--}8^\circ$ эти процессы проявляются интенсивно и повсеместно. На склонах с крутизной более 8° происходит усиление линейной эрозии, а при 15° она становится преобладающей. Следует заметить, что указанные примеры имеют отношение к эрозионным процессам, вызванным временными водотоками, которые формируются за счет дождевых и талых вод и питают постоянные водотоки – реки и ручьи, для которых, в свою очередь, характерно непрерывное взаимодействие между горными породами и текучей водой в виде речной (русловой) донной и боковой эрозии. Режим движения воды в постоянных водотоках, как правило, является турбулентным, поскольку скорость течения в них превышает $0,5\text{--}2,5$ м/с (для сравнения, скорости при ламинарном течении составляют порядка $0,1\text{--}0,7$ м/с) (Иванов, Тржцинский, 2001).

Каждый из названных видов эрозионной деятельности имеет большое значение для формирования инженерно-геологических условий территорий, поэтому они изучаются в отдельности, хотя переходы из одного вида в другой

происходят постепенно, без резких границ и строгих классификационных признаков, определяя тем самым непрерывность эрозионного процесса.

В то же время эти процессы наряду с непрерывностью имеют прерывистый характер (Кондратьев и др., 1982). Их прерывность выражается в том, что они подразделяются на структурные уровни, относящиеся друг к другу как часть целого. Данные процессы качественно отличны друг от друга, поскольку охватывают разные по размеру площади, проявляют себя в рельефе за неодинаковые промежутки времени и приводят к образованию форм, различающихся по своим размерам, степени динамичности и возрасту. В таблице 4.1 приведены основные виды флювиальных процессов и их результаты.

Таблица 4.1 – Типы водотоков и результаты их эрозионной деятельности (по Динамическая ..., 1992)

Основные типы водотоков		Ведущие флювиальные процессы	Главные флювиальные формы и элементы рельефа		Флювиальные отложения
Постоянные	Русловые	Русловой	Эрозия Аккумуляция	Русла и долины постоянных водотоков. Днища долин (поймы и террасы), дельты	Аллювиальные
	Русловые	Русловой	Эрозия Аккумуляция	Русла и долины временных водотоков. Днища долин временных водотоков, конусы выноса	Проллювиальные
Временные	Нерусловые	Нерусловой (делювиальный)	Эрозия Аккумуляция	Склоны делювиального смыва. Склоны делювиального накопления	Делювиальные

Несмотря на значительные различия между отдельными видами эрозии, всем им присущи некоторые общие принципиальные черты. Все они зависят в первую очередь от геологических и геоморфологических условий, а многие факторы их проявления сходны по своему воздействию.

Согласно И.П. Иванову и Ю.Б. Тржцинскому (2001), эрозионный процесс является результатом динамического взаимодействия поверхностных водотоков и верхних горизонтов литосферы, причем первые выступают в качестве возбудителя этого взаимодействия. Воздействие водотока определяется количественным показателем – кинетической энергией (силой) движущейся воды, величина которой зависит от природной обстановки, характеризующейся конкретными геоморфологическими, климатическими и гидрологическими условиями. Однако под влиянием интенсивной инженерно-хозяйственной деятельности природная обстановка постоянно претерпевает дополнительные изменения рельефа, режима поверхностного стока и т.д.

Все природные и техногенные изменения в конечном итоге сказываются на силе возбудителя эрозионного процесса P_v , которая имеет решающее значение, так как склоны занимают 4/5 поверхности суши. Кроме того, на разрушающую способность водотока большое влияние оказывает количество взвешенных минеральных частиц.

Верхние горизонты литосферы (или геологическая среда), воспринимающая конкретное внешнее воздействие водотока, реагируют на него своими свойствами, характеризующими их устойчивость (или чувствительность) к этому воздействию, т.е. сопротивлением размыву или смыву. Как и любое сопротивление горных пород, их размываемость является интегральным свойством, зависящим от целого ряда условий и факторов, характеризующих состав, состояние и свойства размываемых пород, их залегание, доступность в обнажениях, транспортабельность и т.п. К природным условиям, формирующим сопротивление горных пород размыву в условиях их естественного залегания, относят геологические условия (состав, выветрелость, трещиноватость, плотность, структурные связи, условия залегания и др.), орогидрографию местности, определяющую доступность пород к воздействию, неотектоническую обстановку, изменяющую положение местного базиса эрозии и уклон русла водотока, а также освоенность территории и связанные с ней проблемы рационального использования и охраны земельных ресурсов. В качестве факторов, влияющих на развитие эрозии, в первую очередь следует отметить те из них, которые сказываются на изменении воздействия поверхностного водотока. При этом геологическая среда, в которой происходит эрозионный процесс, находится под влиянием этих же факторов, поскольку они вызывают изменения отдельных ее компонентов, а следовательно, и среды в целом.

Результаты различных видов эрозии также имеют некоторые общие черты. Они заключаются в следующем:

1) разрушение горных пород поверхностными водотоками с последующим выносом разрушенного материала в виде твердой минеральной фазы и растворенных соединений;

2) транспортировка и аккумуляция разрушенных горных пород в виде аллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений в системе поверхностных водотоков и в виде илов в озерах, морях и океанах;

3) формирование естественных форм рельефа территории (русел, долин, оврагов, балок, рытвин);

4) подготовка склонов различных эрозионных форм к возникновению и развитию на них гравитационных процессов в результате эрозионной подрезки;

5) резкое увеличение масштабов проявления техногенной эрозии под влиянием разнообразной деятельности человека.

Даже краткое рассмотрение общих закономерностей работы водных потоков свидетельствует об исключительном многообразии результатов

проявления флювиальных процессов, что, безусловно, находит отражение в их значимости при оценке инженерно-геологических условий территорий.

Непосредственно для инженерно-геоморфологических исследований наибольший интерес представляют процессы и явления, порожденные работой временных (оврагообразование) и постоянных (речная эрозия) русловых потоков движущейся воды.

При инженерно-геоморфологическом изучении территорий, подверженных овражной эрозии должны быть охарактеризованы: водосборное пространство, параметры оврагов – длина, ширина по верху и по низу в разных сечениях, глубина оврага в этих сечениях, боковые ответвления. Кроме того, отмечаются места размыва, разрыва дернины на склоне, уступы в русле оврага, мощность и характер овражного аллювия.

Оценку овражно-балочной интенсивности и пораженности можно провести с помощью нескольких количественных показателей. Среди них выделяют:

1. *Степень эрозионной расчлененности* (C_n , м³/га) представляет собой отношение приращения общего объема растущих оврагов за год, десятилетие или столетие к площади их водосборов, определяемых повторными аэро- или фототеодолитными съемками (Золотарев, 1983).

2. *Коэффициент овражно-балочного расчленения* $K_{об}$ (по С.С. Соболеву), или *густота овражной сети* (овражного расчленения), представляющий собой отношение суммарной длины оврагов, балок и мелких речных долин к общей площади исследуемой территории (км/км²):

$$K_{об} = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{S_o},$$

где l_i – длина эрозионных форм, км; n – количество этих форм; S_o – площадь изучаемой территории, км².

3. *Коэффициент овражно-балочной пораженности* (K_n):

$$K_n = \frac{\sum_{i=1}^n S_i}{S_o},$$

где S_i – площадь эрозионной формы по сечению на дневной поверхности, км².

4. *Объем грунтовой массы* (V_o), вынесенной оврагом, дает полное представление об интенсивности оврагообразования, поскольку для его определения используются все параметры оврага – глубина, ширина и длина (Попов, 1951):

$$V_o = \frac{1}{2n} [(a_1 + b_1)h_1 + (a_2 + b_2)h_2 + \dots + (a_n + b_n)h_n],$$

где a и b – ширина оврага по верху и по низу в разных сечениях; h – глубина оврага в этих сечениях; l_o – общая длина оврага; n – число сечений, в которых проводились измерения.

В соответствии со значением V_0 , по А.С. Козменко (1957), овраги принято подразделять на пять классов (таблица 4.2).

Таблица 4.2 – Классы оврагов по объему вынесенного грунта (по А.С. Козменко, 1957)

Класс оврага	Характеристика оврага	Объем вынесенного грунта, V_0 , м ³
I	Промоины	<50
II	Небольшие овраги	50–200
III	Средние овраги	200–1000
IV	Большие овраги	1000–6000
V	Очень большие овраги	> 6000

5. Показатель плотности овражной эрозии определяется как отношение количества эрозионных форм к площади исследуемой территории, шт/км²: $P = N/S_0$, где N – количество овражных эрозионных форм.

6. Средняя длина оврагов l_{cp} , км: $l_{cp} = K_{об}/P$.

Важной характеристикой оврагов является также их среднегодовой прирост, который служит индикатором интенсивности проявления линейной эрозии. Например, М.Н. Заславский (1979) предлагает следующую оценку интенсивности роста оврагов: 1) слабая – среднегодовой прирост оврагов до 0,5 м; 2) средняя – от 0,5 до 1 м/год; 3) сильная – от 1 до 2 м/год; 4) очень сильная – от 2 до 5 м/год; 5) чрезвычайно сильная – более 5 м/год.

Оценка овражной эрозии, количественно-временной прогноз ее развития на той или иной территории является сложной научно-технической задачей. Только целенаправленные наблюдения, накопление информации о развитии эрозионных процессов за длительные (сотни и тысячи лет) отрезки времени с учетом вероятных режимов водотоков позволяют сделать региональный прогноз. Краткосрочные прогнозы на годы и десятки лет могут основываться на материалах стационарных исследований на специальных полигонах. В этом случае используются следующие методы: метод аналогий; расчетные методы (по оценке стока и выноса частиц); натурные исследования твердого стока; данные мониторинга. Прогноз динамики оврагообразования может быть отражен на специальных постоянно действующих картографических моделях (Инженерная ..., 2013).

Для прогнозирования опасности от оврагообразования может использоваться предложенный Е.Ф. Зориной и др. (1998) потенциал оврагообразования – предельно возможное количество оврагов и максимальная протяженность овражной сети, которые определяются, исходя из расчетного числа оврагообразующих водосборных бассейнов и тех предельных параметров овражных форм, которые могут на них образоваться. Разность между потенциалом оврагообразования и его современной реализацией

можно рассматривать как опасность продолжения процесса. По Е.Ф. Зориной и др. (1998), выделяются следующие категории опасности овражной эрозии (таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Категории и показатели опасности овражной эрозии (по Е.Ф. Зориной и др., 1998)

Категории по степени опасности	Интенсивность линейного роста, м/год		Основные показатели овражной опасности					
	сред.	макс.	Плотность, шт/км ²			Густота, км/км ²		
			Совр.	Прогн.	Потен.	Совр.	Прогн.	Потен.
Опасная	3–8	500	0,11–0,5 0,51–2,0 2,1–5,0	>5 3,1–5,0 ≤3	10–5	0,02–0,1 0,11–0,5 0,51–1,3	≥3 1,1–1,5 ≤3	6–4
Умеренно опасная	1–2	250–500	≤0,1 0,11–0,5 0,51–2,0	>5 3,1–5,0 ≤3	7–2,5	0,02 0,02–0,1 0,11–0,5	5,1–3,0 1,1–1,5 ≤1,0	3–0,6
Малоопасная	0,2–0,5	50–250	<0,1 0,11–0,5	3,1–5,0 ≤3,0	5–1	<0,02 0,02–0,1	1,1–1,5 <1,0	1,5–0,1
Незначительно опасная	0,1	50	<0,1	<3,0	≤3,0	<0,02	<1,0	≤1,0

Согласно СНБ 2.03.01–98 по ряду факторов можно выделить три категории опасности, характеризующие развитие линейных эрозионных процессов: весьма опасные, опасные и умеренно опасные (таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Категории опасности проявления овражной эрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадь пораженности территории, %	–	>50	50–30	30–10
Площадь одиночного оврага, км ²	–	3,0–0,1	0,1–0,05	<0,05
Скорость развития, м/год	–	15–1	10–1	5–1

Изучение, характеристика динамики процессов речной эрозии производятся в процессе проведения натурных, включая режимные, наблюдений, а также с помощью дистанционных аэрокосмических методов. Основными количественными параметрами, характеризующими скорость боковой речной эрозии, являются скорость отступления берега (м/год), а также протяженность (в погонных метрах) эрозионных участков вдоль русла реки. Наряду с этими параметрами при оценке территорий пораженностью речной эрозией, согласно СНБ 2.03.01–98, рассчитывают: площадь поражения территории (%) и объем относительно одновременных деформаций пород (млн м³/год).

Прогнозная оценка интенсивности проявления процесса эрозии может быть осуществлена на основе использования близких по физической сущности показателей: числа Лохтина (L) и коэффициента стабильности Н.И. Маккавеева (K_c). Первое из них – *число Лохтина* – определяется по формуле: $L = d/I$, где d – крупность аллювия (донных отложений), мм; I – уклон русла, %. *Коэффициент стабильности* (K_c) рассчитывается по формуле: $K_c = d/bI$, где b – ширина русла реки, м.

С помощью этих показателей, характеризующих устойчивость русла по отношению к эрозионным процессам, разработана классификация по оценке опасности проявления русловых процессов (таблица 4.5).

Таблица 4.5 – Классификация участков рек по опасности русловых процессов (горизонтальных деформаций) и степени устойчивости русел (по Г.К. Бондарiku и др., 2007)

Степень опасности русловых процессов (характеристика устойчивости русел)	Показатель опасности, баллы	Показатель устойчивости		Скорость размыва (намыва) берегов, м/год	Максимально возможные размывы берегов, м/год
		L	K_c		
Высокая (неустойчивые русла)	4	<2	<6	>10	>50
Повышенная (слабоустойчивые русла)	3	2–5	6–15	5–10	>20
Умеренная (относительно устойчивые русла)	2	5–10	15–20	2–5	>10
Слабая (устойчивые русла)	1	10–50	20–100	<2	>5
Отсутствие опасности (абсолютно устойчивые русла)	0	>50	>100	Размыва нет	

Для общей прогнозной оценки интенсивности размыва речных берегов можно воспользоваться формулой К.М. Берковича: $C = KQ^2I/dH_6$, где C – скорость размыва берега, м/год; Q – среднегодовой расход воды, м³/с; I – уклон русла; d – средний диаметр частиц пород, слагающих берег, мм; H_6 – высота берега над меженным уровнем воды в реке, м; K – коэффициент, имеющий размерность (м³/с)⁻¹ и зависящий от размера реки: при $Q > 5000$ м³/с и ширине реки > 15000 м (крупнейшие реки) он равен $0,95 \times 10^{-5}$, при $Q < 300$ м³/с и ширине реки < 50 м (малые реки) – $5,5 \times 10^{-3}$. При отсутствии необходимых для расчета данных, характеризующих параметры процесса речной эрозии, можно воспользоваться ориентировочными оценками интенсивности процесса в зависимости от состава пород, слагающих берега рек (таблица 4.6).

Таблица 4.6 – Скорости размыва берегов рек с различным геологическим строением (по Р.С. Чалову, 2000)

Характеристика размыва	Скорости размыва берегов (м/год), сложенных			
	песками и супесями	суглинками	глинами	торфами
Очень сильный	>10	>5	>2	>1
Сильный	5–10	2–5	1–2	0,5–1
Средний	2–5	1–2	0,5–1	0,2–0,5
Слабый	<2	<1	<0,5	<0,2

Опасность русловых процессов, связанная с техногенной деятельностью, согласно Е.Ф. Зориной, оценивается в баллах (таблица 4.7).

Таблица 4.7 – Опасность русловых процессов, связанная с антропогенными изменениями русел рек (по Природные ..., 2002)

Степень опасности русловых процессов	Баллы	Малые реки	Средние и большие реки		
		Антропогенная измененность	Пораженность опасными явлениями, % длины реки	Врезание русла в нижних бьефах гидроузлов, при разработке русловых карьеров, проведении дноуглубительных и выправительных работ, см/год	Аккумуляция наносов в зонах переменного подпора и выше водохранилищ, см/год
Повышенная	3	полная	>30	>5	>5
Умеренная	2	частичная	3–30	3–5	3–5
Слабая	1	локальная	<5	<3	<3
Опасность отсутствует	0	отсутствует	0	0	0

Речная эрозия не относится к категории катастрофических ЭГП, однако ее проявления могут иметь серьезные последствия для многих инженерных сооружений. Согласно СНБ 2.03.01–98 по отдельным показателям оценки степени опасности можно выделить три категории опасности, связанные с развитием речной эрозии: весьма опасные, опасные и умеренно опасные (таблица 4.8).

Таблица 4.8 – Категории опасности проявления речной эрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	>10	5–10	<5
Протяженность берега, в пределах которого относительно одновременно происходит развитие процесса, км	–	>400	200–400	<200
Объем относительно одновременных деформаций пород, млн м ³ /год	–	0,3–0,2	до 0,08	до 0,04
Скорость развития, м/год	–	>3	3–1	1–0,1

В заключении отметим, что флювиальные процессы относятся к наиболее динамичным и требуют максимального учета и изучения при решении различных инженерных народнохозяйственных задач.

4.4.3. Карстовый процесс. Изучением карстового процесса занимаются специалисты разных направлений наук о Земле, а также строители, горняки и другие, в связи с чем существует много определений этого понятия. В настоящее время имеется более 50 определений карста, которые отражают три подхода к этому сложному природному феномену. Геоморфологи рассматривают карст как геоморфологическое явление и интересуются лишь поверхностными и подземными карстовыми формами, геологи понимают карст как полигенетический процесс, включающий растворение, размыв и обрушение пород, для инженер-геологов и гидрогеологов карст – единство процесса и явления (Инженерная ..., 2013).

В геоморфологии под термином «карст» понимают совокупность специфических форм рельефа и особенностей наземной и подземной гидрографии, свойственной некоторым областям, сложенным растворимыми горными породами, такими как каменная и калийная соли, гипс, ангидрит, известняк, доломит и др. (Рычагов, 2006). В соответствии с этим различают карст соляной, сульфатный и карбонатный. В других породах карст образовываться не может.

В пределах Беларуси среди карстующихся пород в разрезе платформенного чехла наибольшим распространением пользуются известняки, доломиты, мергельно-меловые толщи и галогенные породы, соответственно на ее территории можно наблюдать карбонатный (юго-запад и крайняя восточная часть Беларуси) и соляной (юг страны в пределах Припятского прогиба) карст (Инженерная ..., 2017).

Растворимые породы могут находиться у дневной поверхности, т.е. непосредственно обнажаться, или быть задернованными и покрытыми рыхлыми образованиями небольшой мощности, или залегать на той или иной глубине среди нерастворимых пород того же возраста, или быть перекрытыми более молодыми образованиями. В соответствии с этим в первом случае получает развитие поверхностный (открытый) карст, проявляющийся заметно, сильно, ярко в рельефе местности, во втором – глубинный (подземный) карст с характерными для него образованиями в виде пустот, каналов, пещер и других подземных форм в карстующихся породах. Может иметь место и смешанный тип карста – поверхностный и глубинный, когда условия для его развития благоприятны. Примером развития такого карста может служить Горный Крым, где карст распространяется с поверхности на глубину до 1000 м и более (Ломтадзе, 1977).

При инженерно-геоморфологической оценке территорий и условий строительства различных сооружений важно знать условия залегания закарстованных или карстующихся пород, т.е. какой тип карста – поверхностный, глубинный или смешанный (поверхностный и глубинный) – распространен в рассматриваемом районе.

Изучению карста и карстового процесса уделяется очень большое внимание. История их изучения достаточно полно освещена в ряде работ. Библиографический список публикаций по этой проблеме огромен. В этих работах отражены результаты полевых, экспериментальных и теоретических исследований, а также частично опыт строительства сооружений в карстовых районах. К крупным из них относятся работы Д.С. Соколова «Основные условия развития карста» (1962), Г.А. Максимовича «Основы карстоведения» (1968, 1969), Н.А. Гвоздецкого «Проблемы изучения карста и практика» (1972).

Наличие карста в том или ином районе всегда вызывает сомнение в устойчивости местности, проектируемых и строящихся сооружений. Карст очень часто вызывает большие осложнения при производстве строительных и горных работ, обуславливает большие притоки воды в подземные выработки и строительные котлованы или большие утечки воды под плотинами, в обход их примыканий или из водохранилищ. В карстовых районах многочисленны примеры деформаций и провалов сооружений. Защита от опасных последствий развития карста достигается осуществлением разнообразных дорогостоящих мероприятий. Все это составляет проблему особых условий строительства сооружений в карстовых районах.

Карстовые явления на отдельных участках развиваются настолько интенсивно, что постоянно наносят ущерб жизни и деятельности населения. В районе г. Дзержинска, расположенного в долине р. Оки, на площади 300 км² насчитывается более 3000 карстовых воронок. По данным И.А. Саваренского (1962), здесь с 1935 по 1959 г. образовались 54 провала. Самый крупный из них имеет глубину 28 м, диаметр – 90 м.

В Уфе и ее окрестностях ежегодно происходят 10–12 случаев карстовых провалов. Первые сведения о провалах в этом районе были получены в 1927 году, когда в основании коренного склона р. Белой, по которому проходила дорога, произошел провал глубиной – 12–14 м, площадью 1500 м² и объемом перемещенных земляных масс – 8000 м³. На его засыпку, продолжавшуюся 14 дней, потребовалось 400 вагонов балласта. Во многих районах Предуралья (ст. Чусовая, гг. Кунгур, Альметьевск и др.) провалы постоянно создают аварийные ситуации.

О провалах есть сведения и в зарубежной специальной литературе. Так, немецкий геолог F. Reuter (1980) приводит примеры оценки степени закарстованности и опасности возникновения карстовых провалов в районах гг. Магдебурга, Фрейберга и Галле (ФРГ). Американские геологи K. Chang, C. Bassnet (1997) описывают успешный опыт выявления и контурирования погребенных карстовых форм и ослабленных зон в городе Орlando, штат Флорида (США). Этот район известен многочисленными подземными и поверхностными карстопроявлениями, в том числе и провалами. Ph. R. Kemmerly (1980) изучил 30 провалов, возникших в элювии мощностью 3–21 м, покрывающем известняки нижнего карбона, на севере штата Теннесси (США).

Карст представляет большие трудности и сложности в гидротехническом и дорожном строительстве. В то же время в карстовых районах построен ряд гидроэлектростанций, например Пермская на р. Каме, Нарвская на р. Нарве, Каховская на р. Днепре, Ингурская на р. Ингури, Миатлинская на р. Сулак и др. Много гидроэлектростанций в карстовых районах возведена и в странах дальнего зарубежья, причем имеются примеры весьма неудачного строительства. Например, в Испании (Андалузия) была построена арочная плотина Монте-Хаке высотой 72 м на закарстованных юрских известняках. При наполнении водохранилища обнаружилось, что осуществить это невозможно, так как вся вода стала уходить под плотину по карстовым пустотам и каналам. Во Франции плотина Сен-Гильельм-ле-Дезер на р. Эро, основанием которой служат юрские известняки, не удерживает ни одной капли воды, она вся просачивается под сооружение (Люжон, 1936). Главной особенностью строительства гидротехнических сооружений в карстовых районах является необходимость в создании противофильтрационных завес и часто в выполнении специальных работ по подготовке основания цементацией. Завесами в большинстве случаев приходится перегораживать долины рек на протяжении сотен метров и даже нескольких километров и опускать их на глубину 60–80 и даже до 100 м.

В практике дорожного строительства известность получили примеры деформаций земляного полотна дорог в карстовых районах северо-запада Приволжской возвышенности, Приуралья в России, Донбасса, Западной Украины, Литвы и др. Так, на линии железной дороги Москва – Горький (ныне Нижний Новгород) в марте 1943 г. на одном из участков произошел провал в основании насыпи. Воронка имела диаметр до 50 м. Борт ее захватил земляное полотно на протяжении 25 м. Насыпь дала осадку до 1 м. На засыпку воронки было израсходовано 15 вагонов балласта.

В августе 1959 г. на другом участке этой же дороге под одним из барраков произошел провал. Образовалась воронка диаметром до 25 м, глубиной до 10 м. В ноябре 1960 г. на третьем участке произошел провал земляного полотна под обоими путями, движение поездов было приостановлено на несколько часов. На Горьковской же дороге на перегоне Зеленый Дол – Табаши в 1961 г. произошел провал, деформировавший земляное полотно и вызвавший перерыв движения транспорта. 15 июля 1961 г. на другом участке Горьковской дороги на перегоне Агрыз – Дружинине произошел провал с левой стороны земляного полотна в 2,5 м от пути. Глубина провала 9,5 м, диаметр 5 м. На этом же перегоне в другом месте 24 сентября 1965 г. произошел опять провал, образовалась воронка диаметром и глубиной 5 м (Ломтадзе, 1977).

На участке Куйбышевской железной дороги в г. Уфа (Уфимский косогор, 1622–1629 км), по данным Г.Г. Скворцова, с 1926 по 1945 год произошло 25 провалов. В 11 случаях они вызвали остановку движения поездов

продолжительностью от получаса до двух суток. Возникновение провалов непосредственно под линией железной дороги наблюдается и в настоящее время. Два наиболее значительных из них образовались летом 1991 г. под шпалами четного пути (1623 км) в 10 м друг от друга. Только своевременные действия работников Уфимской дистанции пути позволили избежать аварии. Провалы были оперативно ликвидированы, а скорость движения поездов по косоугору была снижена до 15 км в час (Smirnov et al., 2019).

Из приведенных примеров видно, что карст является одним из процессов, составляющим действительно большую проблему при инженерно-геоморфологической оценке территорий и условий строительства сооружений. Поэтому при проектировании любого вида строительства в карстовых районах инженерно-геоморфологическое обоснование должно быть детальным и обстоятельным. Этому постоянно учит практическая деятельность человека.

Как было уже отмечено, карст возникает в результате действия поверхностных и подземных вод на практически растворимые горные породы. Однако он может и не возникнуть или протекать очень медленно, несмотря на соприкосновение вод с растворимыми или даже легкорастворимыми горными породами. Для того чтобы коррозионный карстовый процесс возник и получил развитие, необходимы определенные причины или условия нарушения химического равновесия между действующими водами и растворяющимися породами. Основные условия возникновения карстового процесса, которые сегодня приняты всеми исследователями, впервые сформулировал Ф.П. Саваренский (1933), а Д.С. Соколов (1962) конкретизировал их: *наличие водопроницаемых растворимых горных пород и движущейся воды, способной их растворять*. При наличии этих условий развитие карста, с той или иной интенсивностью, неизбежно. Отсутствие любого из них исключает такую вероятность.

Изучая природу карста, необходимо учитывать также различные факторы, влияющие на его развитие. Основными из них являются:

- неоднородность литологического состава и строения карстующихся пород, наличие в них нерастворимых слоев и примесей, структурно-текстурные особенности;
- трещиноватость пород, в том числе генезис, пространственное расположение и раскрытость трещин;
- тектонические структуры, определяющие пути движения подземных вод;
- рельеф и наличие покрова четвертичных глинистых пород, влияющие на поверхностный сток и инфильтрацию атмосферных осадков;
- новейшая геологическая история региона, неотектоническая обстановка, определяющая базис дренирования подземных вод;
- климатические и гидрологические факторы, определяющие гидрохимический и гидродинамический режимы подземных вод;

– техногенные факторы, изменяющие природную обстановку и интенсивность действия природных факторов.

Изучение перечисленных условий и факторов лежит в основе методики выявления закономерностей развития карста и проведения мероприятий по борьбе с карстом, в том числе по мелиорации закарстованных пород (Бондарик и др., 2007).

Изучение и прогноз динамики карстовых процессов. При инженерно-геологических изысканиях в районах развития карста, согласно СНБ 1.02.01–96, необходимо получить информацию:

– о геологических, гидрогеологических и геоморфологических условиях развития карста;

– о распространении, характере и интенсивности проявления карста, истории и закономерностях его развития;

– об особенностях физико-механических свойств грунтов массива карстующихся пород (в том числе заполнителя карстовых пустот и доломитовой муки).

Эта информация должна быть достаточной для оценки устойчивости территории относительно карстовых провалов и оседаний, а также для районирования территории по условиям развития процесса, характеру и степени закарстованности пород. Результатом анализа информации являются прогноз развития карста под воздействием природных и техногенных факторов в период строительства и эксплуатации инженерного объекта, рекомендации по рациональному использованию территории и противокарстовым мероприятиям.

В карстовых районах особенно важно соблюдать принцип поэтапного проведения инженерных изысканий, когда от этапа к этапу уменьшается площадь изысканий, но повышаются требования к их точности и детальности (Бондарик и др., 2007).

Инженерно-геодезические работы выполняются с целью высотной привязки проявлений карста, составления планов и профилей отдельных крупных сложных карстовых форм рельефа, организации геодезических наблюдений за деформациями зданий, сооружений, земной поверхности. В ходе режимных инженерно-геодезических работ определяют количественные характеристики развития деформаций, выявляют причины деформаций и наличие их связи с карстовыми явлениями, оценивают степень опасности деформаций и необходимость принятия предупредительных мер для обеспечения безопасности эксплуатации сооружений. Наблюдения ведутся с помощью глубинных осадочных реперов, закладываемых в непосредственной близости к зданиям, сооружениям или под ними.

Инженерно-гидрометеорологические работы проводятся в комплексе с гидрогеологическими. Их основные задачи заключаются в: а) составлении водного и солевого баланса и оценке активности развития карста; б) выявлении и количественной оценке участков поглощения поверхностных вод подземными; в) изучении режима поверхностных вод и его влияния

на развитие карста; г) получении гидрологических параметров для прогноза развития карста, с учетом техногенных факторов.

Аэрокосмофотоматериалы используются для картирования условий (геологических, гидрогеологических, геоморфологических) развития и проявления карста; при режимных наблюдениях за развитием карста. Использование аэрофотоснимков разных лет позволяет выявить динамику развития карстовых форм рельефа. Все обнаруженные в материалах аэрофотосъемки проявления карста изучаются в натуре при выполнении полевого обследования территории.

Наземные (маршрутные) наблюдения – обязательный вид работ при инженерно-геоморфологических исследованиях. Они проводятся для решения специальных задач: изучения условий и закономерностей развития карста, характера и интенсивности его проявления.

В естественных обнажениях, карьерах, котлованах и других искусственных выработках подробно описываются строение и состав как карстующихся пород, так и перекрывающей их толщи. Особое внимание обращается на изучение рельефа кровли коренных пород и изучение древних долин. Проводится расчленение разреза пород с выделением литолого-стратиграфических горизонтов, к которым приурочен карст; фиксируются условия залегания, микротрещиноватость и микрослоистость, пористость; устанавливаются и документируются проявления карста; указываются кальцитизация, доломитизация, соленосность, пиритизация, выветрелость. Выявляются тектонические структуры, особенно линейные ослабленные зоны, к которым нередко приурочено развитие карста. При изучении трещиноватости устанавливается приуроченность карста к определенным системам трещин, их пересечениям, зонам повышенной трещиноватости.

При изучении геоморфологических условий выявляется приуроченность карстовых форм к различным геоморфологическим элементам, осуществляется историко-геологический анализ влияния тектонических движений и эрозии на формирование рельефа и развития карста. В ходе обследования местности выполняется полевое детальное картирование проявлений карста на земной поверхности – воронок, котловин, поноров, карр и других карстовых форм, а также имеющих в естественных и искусственных обнажениях подземных проявлений карста, очагов поглощения поверхностных вод, карстовых источников, карстовых озер и др. При этом выполняются зарисовки и фотографирование карстовых форм. С помощью геолого-геоморфологического метода, заключающегося в сопоставлении возраста элементов рельефа, слагающих его пород и пород, заполняющих воронку, определяют возраст карстовых воронок. С этой целью рекомендуется использовать следующую классификацию: свежие воронки – возраст до 3–5 лет; молодые воронки – от 5 до 20–50 лет; старые воронки – более 50 лет. В естественных и искусственных обнажениях документируются подземные формы проявления карста: расширенные растворением

трещины, каверны, полости; зоны разрушения и разуплотнения в карстующихся и покрывающих грунтах; сдвиги и обрушения над карстовыми полостями и упомянутыми зонами; степень и состав заполнителя полостей и другие проявления; погребенные формы палеорельефа.

В процессе наземного обследования изучаются гидрогеологические условия покрывающих, карстующихся и подстилающих отложений, параметры водоносных горизонтов, химический состав, температура, режим подземных вод, гидродинамическая и гидрохимическая зональность, условия питания и разгрузки, взаимосвязь водоносных горизонтов, их связь с поверхностными водами, агрессивность вод по отношению к карстующимся грунтам. При этом особое внимание обращается на карстовые источники, очаги поглощения поверхностных вод, карстовые озера, водотоки в пещерах и т.д.

Установленные в результате карстологического обследования формы карста наносятся на карту проявлений и прилагаемые к ней карты срезки.

Буровые и горные работы проводятся с целью изучения состава, состояния, свойств карстующихся и покрывающих толщ, их трещиноватости, кавернозности, закарстованности; выявления и оконтуривания зон разной степени закарстованности; отбора образцов для лабораторных исследований. В скважинах выполняются опытно-фильтрационные и геофизические работы.

Геофизические методы исследований (электро-, сейсморазведочные, радиоизотопные, ультразвуковой каротаж) применяют комплексно, с учетом их возможностей и особенностей для изучения карста на дневной поверхности, в горных выработках и на образцах. С их помощью исследуют залегание карстующихся пород, зон трещиноватости и тектонических нарушений, наличие древних долин и т.п.; характер погребенного рельефа на участках распространения данных пород, глубину их залегания; мощности, степени закарстованности и кавернозности карстующегося массива; местоположение и контуры карстовых полостей, разрушенных и разуплотненных зон в карстующемся массиве; изменчивость физико-механических свойств горных пород (карстующихся и покрывающих).

Режимные наблюдения ведутся за подземными водами, развитием карстового процесса и проявлениями его на поверхности. В перечень работ по изучению режима карстового процесса входят наблюдения за проявлениями процесса; гидрогеологические; гидрологические; геодезические – за состоянием зданий и сооружений.

В ходе наблюдений за развитием карста периодически проводится наземное обследование территории с целью обнаружения проявлений и активизации карстовых форм. При этом осуществляется регистрация случаев карстовых провалов и локальных оседаний поверхности.

Лабораторные работы и экспериментальные исследования включают определение состава, состояния и физико-механических свойств карстующихся и покрывающих пород, в том числе заполнителя карстовых пустот и доломитовой муки; химического состава поверхностных и подземных вод, определение их агрессивности к карстующимся породам; работы по моделированию. Последние проводятся при необходимости установления основных количественных закономерностей карстового процесса (в частности, механизма и скорости растворения пород), прогноза развития (активизации) карстового процесса во времени и пространстве при воздействии природных и техногенных вод. Они выполняются по индивидуальным программам.

На этапе *камеральных работ* производится обработка материалов, выполняется анализ условий и истории карста, описываются поверхностные и подземные его проявления, а также особенности и закономерности распространения и развития; осуществляется инженерно-геологическое районирование территории по условиям, характеру и степени развития карста; дается оценка устойчивости территории относительно провалов и оседаний земной поверхности; разрабатываются прогноз изменения инженерно-геологических условий при освоении территории (например, подтопления) и влияния техногенных факторов на развитие (активизацию) карста и рекомендации по рациональному использованию закарстованных территорий, их инженерной подготовке и противокарстовым мероприятиям (Бондарик и др., 2007).

Оценка поверхностной закарстованности проводится по результатам наземного обследования с использованием данных стационарных наблюдений. Она должна быть не только количественной, но и качественной. Закарстованность земной поверхности выражается в наличии воронок, понор, котловин, слепых оврагов и долин, полей, мульд проседаний, карстовых рвов и других поверхностных форм. Степень и характер закарстованности земной поверхности изменяются во времени вследствие образования новых и омоложения существующих карстовых форм рельефа.

Для количественной оценки поверхностной закарстованности (пораженности земной поверхности проявлениями карста) используют следующие показатели.

1. *Плотность карстовых воронок:*

$$f = N / F, \text{ шт/км}^2,$$

где N – число карстовых воронок на площади исследуемой территории F .

2. *Площадной коэффициент закарстованности:*

$$K_s = (F_k / F) \times 100, \%,$$

где F_k – площадь, занимаемая карстовыми проявлениями (например, воронками); F – общая площадь исследуемой территории.

3. *Объемный показатель карстовой пораженности* массива (по Н.В. Родионову):

$$K_v = (V_k / V) \times 100, \%,$$

где V_k – объем карстовых пустот; V – объем исследуемого карстового массива.

4. *Показатель активности карстового процесса* (по Н.В. Родионову):

$$P_{ак} = (V_{1000} / V) \times 100, \%,$$

где V – объем изучаемого карстового массива; V_{1000} – объем породы, выщелоченной из массива за 1000 лет.

5. *Коэффициент фильтрации и удельное водопоглощение* для закарстованных пород по данным опытно-фильтрационных исследований (откачек и нагнетаний). Характеристика пород по степени закарстованности по В.Д. Ломтадзе (1977) приведена в таблице 4.9.

Таблица 4.9 – Оценка закарстованности пород по гидродинамическим параметрам (по В.Д. Ломтадзе, 1977)

Характеристика горных пород	Коэффициент фильтрации, м/сут	Удельное водопоглощение, л/мин
Практически водоупорные, незакарстованные и нетрещиноватые	<0,01	<0,005
Очень слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,01–0,1	0,005–0,05
Слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,1–10,0	0,05–5,0
Водопроницаемые, закарстованные и трещиноватые	10,0–30,0	5,0–15,0
Сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	30,0–100,0	15,0–50,0
Очень сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	>100,0	>50

6. *Показатель степени устойчивости территории* (по З.А. Макееву):

$$p = N / F t, \text{ шт/км}^2 \text{ в год},$$

где N – число карстовых воронок, образовавшихся на исследуемой площади F за время t (в годах). По этому показателю территории делятся на: весьма неустойчивые – 10 воронок за один год; неустойчивые – 1–5 воронок за 1 год; среднеустойчивые – 1 воронка за 1–20 лет; устойчивые – 1 воронка за 10–50 лет; весьма устойчивые – 0 воронок за более, чем 50 лет. Следует отметить, что СНБ 1.02.01–96 использует число и размеры карстовых провалов в качестве критериев степени устойчивости этих категорий территорий (таблица 4.10). Названия категорий закарстованности в данной классификации совпадают с предложенными в классификации И.А. Саваренского (Рекомендации ..., 1967).

Основой оценки закарстованных территорий является специальное инженерно-геоморфологическое районирование. Его результаты дают возможность проектным организациям определить степень пригодности выделяемых площадей для освоения, выбрать и запроектировать наиболее эффективный комплекс защитных мероприятий.

Таблица 4.10 – Классификация закарстованных территорий по степени устойчивости (по СНБ 1.02.01–96)

Категория устойчивости	Интенсивность провалообразования, случаи / 1 км ² за год	Категория устойчивости	Средний диаметр провалов, м
I. Очень неустойчивая	>1,0	А. Очень неустойчивая	>20
II. Неустойчивая	1,0–0,1	Б. Неустойчивая	20–10
III. Недостаточно устойчивая	0,1–0,05	В. Пониженная устойчивость	10–3
IV. Несколько пониженная устойчивость	0,05–0,01	Г. Относительно устойчивая	3–1
V. Относительно устойчивая	<0,01	Д. Устойчивая	Возможность провалов исключается
VI. Устойчивая	Возможность провалов исключается		

Районирование проводится по: а) условиям развития процесса (наличию и составу растворимых пород; их проницаемости, движению в них (или контактирующих с ними) поверхностных и подземных вод и их растворяющей способности); б) степени и характеру развития карста, включая степень и характер его проявления на земной поверхности; в) оценке риска или прогнозу карстовой опасности.

По определению карстовая опасность включает характер и степень воздействий карстовых деформаций на породный массив и сооружения, которые могут привести к затруднению освоения закарстованных территорий (Толмачев и др., 1986; Толмачев, Ройтер, 1990). Ее прогноз может осуществляться различными методами: аналитическим, вероятностно-статистическим, методами физико-химического и вещественного моделирования, а также моделирования на эквивалентных материалах. Методы физико-химического и вещественного моделирования позволяют получить относительные оценки скорости растворения карстующихся пород.

Прогноз карстовой опасности может базироваться на критерии провалообразования. При этом определяются вероятность образования провалов в интересующем месте и ожидаемые размеры провалов на земной поверхности или в основании сооружений (Бондарик и др., 2007).

Один из методов прогнозирования провалообразования на базе детерминированной модели предложен Г.М. Шахунянцем. Метод основывается на расчете критической величины мощности перекрывающих пород, при которой под воздействием собственного веса и веса сооружения происходит

их обрушение в карстовую полость по круглоцилиндрической поверхности. Диаметр провала определяется по формуле:

$$d = \frac{2(C h + \gamma h^2 N \operatorname{tg} \varphi - 2 C h M \operatorname{tg} \varphi)}{P_c + P_n},$$

где h – критическая мощность перекрывающих пород; P_c – вес сооружения; P_n – вес вышележащих пород; C , φ , γ – соответственно сцепление, угол внутреннего трения и плотность пород; M и N параметры функции φ .

Вероятностно-статистические методы прогноза более надежны и целесообразны, поскольку среди причин карстового процесса всегда присутствует случайная компонента. В.В. Толмачев (1990) установил, что образование карстовых провалов во времени подчиняется закону Пуассона, в соответствии с которым вероятность образования X провалов в год составляет $P(x) = \exp(-\lambda) \lambda^x / x!$. Тогда вероятность образования X провалов за время t на площади F с интенсивностью провалов λ будет

$$P(x) = \exp(-\lambda F t) \frac{(\lambda F t)^x}{x!}.$$

Вероятность того, что на данной территории за время t не произойдет ни одного провала, т.е. $X = 0$, составит $P_0 = \exp(-\lambda F t)$. Вероятность появления хотя бы одного провала на данной территории за время t составит $P = 1 - P_0$.

Определение прогнозного диаметра d провалов производится в предположении нормального закона их распределения по выражению:

$$P(d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left\{-\frac{(d - \bar{d})^2}{2\sigma^2}\right\},$$

где σ – среднеквадратичное отклонение диаметров.

В качестве критерия карстовой опасности для наземного строительства рекомендуется использовать *надежность территории*, т.е. вероятность, что на площади F за данное время t_n не появится провал диаметром больше опасного d_r (в частном случае, $d_r > d$):

$$P_0 = \exp[-\lambda F t_n (1 - P_d)],$$

где P_d определяется по интегральной кривой распределения диаметров провалов, замеренных на данной территории или на аналогичной ей по геологическим условиям (Иванов, Тржцинский, 2001).

При изучении степени закарстованности горных пород для большей надежности необходимо применять комплекс методов, что позволяет все-сторонне осветить состояние карстующихся пород и соответственно оценить их устойчивость и условия строительства на них различных сооружений. При этом закарстованность горных пород и территорий можно характеризовать и оценивать как качественными (описательными), так и количественными сравнительными методами.

4.4.4. Суффозионный процесс. Под суффозией понимают процесс механического выноса мелких частиц из породы, заполнителя трещин и полостей фильтрационным потоком подземных вод (Бондарик и др., 2007).

Данному процессу подвержены преимущественно пылеватые и мелкозернистые пески, лессовые и реже пылевато-глинистые грунты. Кроме того, суффозия часто развивается в трещиноватых скальных и полускальных грунтах при выносе тонкодисперсного заполнителя из трещин и карстовых полостей. В глинистых породах, не имеющих крупных сообщающихся друг с другом пор, внутренний размыв породы может происходить по трещинам, образующимся в результате процесса выветривания, или по ходам землеройных животных и корневой системы древесной растительности.

На территории Беларуси суффозия один из довольно распространенных экзогенных процессов, встречается примерно на 1/4 всей площади страны. Благоприятные условия для ее развития складываются в пределах равнин и низин (Лучосской, Горецкой, Могилевской, Костюковичской, Чечерской, Стрешинской, Хойникской и др.), а также возвышенностей (Минской, Новогрудской, Оршанской, Копыльской, Мозырской и др.) с покровом лессовидных образований. Наиболее характерными ее последствиями являются западины и блюдца, представляющие собой неглубокие, овальной или грушеобразной, чаще округлой формы понижения. Они встречаются практически во всех районах распространения лессовидных отложений, за исключением Мозырской возвышенности (Инженерная ..., 2017).

Основными движущими силами, вызывающими развитие суффозии, являются либо большие скорости движения фильтрационного потока, который вымывает частицы грунта, либо возникающее гидродинамическое давление в фильтрационном потоке. Если гидродинамическое давление велико, оно может при соответствующих условиях привести в движение всю массу грунта. Если оно мало, то в движение приходят только более мелкие частицы породы (Ломтадзе, 1977).

Все суффозионные проявления можно разделить на две категории – поверхностные (или открытые) и подземные (или закрытые). Первые представляют собой, как правило, отрицательные формы рельефа, а вторые – структурные элементы массива горных пород.

Поверхностные проявления четко выражены в рельефе и легко поддаются идентификации. В зависимости от строения земной поверхности они принимают различные формы и могут быть как аккумулятивными (конусы суффозионного выноса), так и деструктивными (поноры, провалы, оседания). Склоновые поверхностные проявления суффозии подразделяются на два типа. К первому относятся различные ниши, которые часто сопровождаются аккумулятивными формами в виде шлейфов и языков. Суффозионные ниши иногда достигают крупных размеров, тогда их называют пещерами. Ко второму типу склоновых суффозионных проявлений относятся оползни, которые развиваются, чаще всего, унаследованно на месте ниш.

Наиболее типичные поверхностные проявления суффозионного процесса – оседания и провалы. Различие между ними состоит в том, что оседа-

ния, как правило, не сопровождаются нарушением сплошности земной поверхности, а провалы всегда ограничены резким уступом и имеют форму обращенного вершиной вниз усеченного конуса.

Подземные проявления – это, по сути, структурные элементы массива горных пород. Они подразделяются на четыре типа в зависимости от морфологических особенностей и происхождения: полости (пещеры, тоннели), псевдоплавунные зоны, зоны разуплотнения и зоны дезинтеграции (Хоменко, 2003).

Суффозия часто возникает на склонах речных долин и по берегам водохранилищ. Она нарушает устойчивость склона и тем самым способствует возникновению оползней.

Суффозионные процессы могут резко изменить водопроницаемость грунтов, заполнителя трещин и карстовых полостей и вызвать образование промытых путей и соответственно большие притоки воды в строительные котлованы и подземные выработки или большие потери воды на фильтрацию под плотинами, в обход плотин и т.д. Они зачастую являются причиной различных видов деформации поверхности земли в результате образования западин и воронок проседания, провалов, трещин и др. Такие деформации возникают в грунтах над подземными коммуникациями, полостями, горизонтами и т.д., в зоне которых получает развитие суффозия.

Если суффозия возникает и развивается в основании сооружений, то это может вызвать значительные и неравномерные их осадки, нарушение устойчивости, деформации и разрушения.

Суффозия нередко провоцирует формирование различных иных геологических процессов. Систематизация «постсуффозионных» процессов представлена на рисунке 4.2.

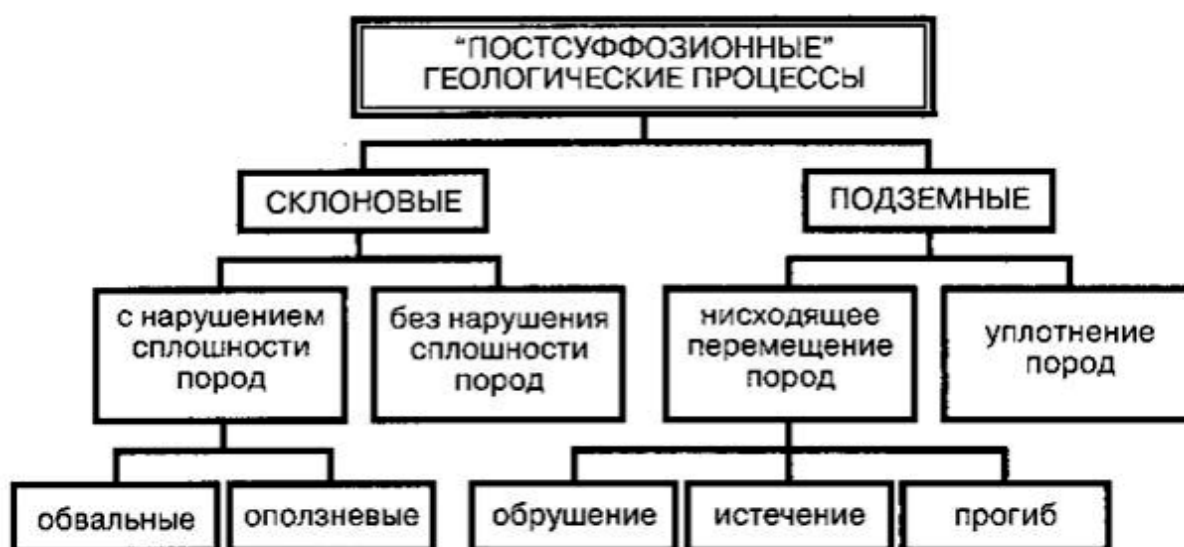


Рисунок 4.2 – Классификация «постсуффозионных» геологических процессов (по В.П. Хоменко, 2003)

Взаимодействие суффозионных процессов с объектами промышленного и гражданского строительства часто приводит к серьезному ущербу и даже к катастрофическим последствиям. Так, образовавшийся в 1983 году в г. Курган суффозионный оползень (Тихвинский, 1988), спровоцированный утечками из водонесущих коммуникаций, вызвал разрушение жилого дома и гибель людей. В 1986 г. в одном из предместий г. Бразилиа массовое провалообразование, обусловленное суффозией, привело к разрушению более 50 жилых домов (Mendonca et al., 1993). В восточных штатах США связанная с карстом суффозия, вызванная эксплуатацией подземных вод и сопровождающаяся образованием провалов, начиная с 1940-х годов постоянно разрушает жилые и промышленные здания, объекты инфраструктуры (Newton, Tanner, 1987). Только в 1980 г. ущерб от разрушения товарного склада в г. Россвилл (штат Джорджия) составил 1,4 млн долларов. Более 100 зданий в одном из жилых районов Еревана испытали в 1970-х гг. деформации в результате суффозии (Арутюнян, Манукян, 1982), причем некоторые из них пришли в аварийное состояние и были снесены.

Как отмечалось выше (пп. 3.4.5), основной причиной развития суффозионных процессов является силовое воздействие гравитационной воды, свободно движущейся в дисперсных и сцементированных обломочных горных породах и производящей разрушительную работу.

В пространственном распространении суффозионных процессов главную роль играют состав и строение грунтовых толщ. Суффозия не может протекать в скальных массивах при отсутствии в них структурных элементов, сложенных дисперсными породами. Она невозможна также в торфах, плотных водонепроницаемых глинах, многолетнемерзлых толщах. Ее развитию благоприятствуют восходящие современные тектонические движения и приуроченность территории к положительным тектоническим структурам (Хоменко, 2003).

Для суффозионных процессов неблагоприятны как недостаток влаги, так и ее избыток. При избытке влаги на слабо расчлененной поверхности начинают доминировать процессы заболачивания. По этой причине оптимальные условия для развития суффозии создаются на границе зон избыточного и недостаточного увлажнения (Казаков, 1981).

Влияние рельефа на пространственное распространение суффозионных процессов имеет более определенный характер. Обстановка для развития суффозии тем более благоприятна, чем более контрастен рельеф данной местности, особенно если такая контрастность обусловлена речной и овражной эрозией. Применительно к присклоновой суффозии эта тенденция очевидна и достаточно четко прослеживается на равнинных территориях (Инженерная ..., 2013).

Деятельность землероющих животных однозначно способствует суффозии, в то время как роль растений в ее развитии двойственна. Живые

деревья и кустарники укрепляют своими корневыми системами толщи дисперсных пород, делая их более устойчивыми по отношению к суффозионным процессам. Однако выгнивание крупных корней мертвых растений приводит к образованию каналов, подготавливающих подземную эрозию. Первая тенденция превалирует в районах с густым, вторая – с редким древесно-кустарниковым покровом.

Суффозия крайне чувствительна к различного рода техногенным воздействиям на верхние горизонты литосферы, и места ее распространения в значительной мере совпадают с местами концентрированного проявления таких воздействий. В настоящее время во всех индустриально развитых странах мира техногенная суффозия доминирует над природной (Хоменко, 2003).

Суффозия широко распространена в районах добычи полезных ископаемых. Развитие присклоновой суффозии более вероятно при открытой разработке твердых полезных ископаемых, а закрытой – при их подземной разработке (Ломтадзе, 1986). На закарстованных территориях, в пределах крупных депрессионных воронок, сформировавшихся в результате шахтного водоотлива или при эксплуатации месторождений подземных вод, часто отмечается интенсивное развитие закрытой суффозии, проявляющейся на земной поверхности в форме провалообразования (Хоменко, 2003).

Техногенный подъем уровня грунтовых вод также благоприятствует развитию суффозии. Широкое распространение суффозионных процессов наблюдается на подтопленных территориях и в районах орошаемого земледелия.

Суффозия активно развивается на берегах равнинных водохранилищ. Согласно И.А. Печеркину (1969), ее интенсивность падает с удалением от плотины вверх по течению реки и достигает максимума на ранней стадии формирования берегов водохранилища. Чаще всего это суффозия присклонового типа, но в районах покрытого равнинного карста берега водохранилищ разрушаются также и подземной суффозией (Рекомендации ..., 1986).

На территориях городов техногенная суффозия часто связана с подземной урбанизацией, со строительными работами, с утечками из водонесущих коммуникаций и с эксплуатацией подземных вод для целей водоснабжения (Котлов, 1977). Интенсивность развития этого процесса в каком-либо населенном пункте или его части находится в прямой зависимости от количества жителей, этажности зданий, насыщенности промышленными предприятиями и объектами инфраструктуры.

Изучение и прогноз динамики суффозионных процессов. В изучении поверхностных суффозионных проявлений не существует особой специфики, и здесь вполне приемлемы все известные методические и технические приемы, используемые при исследовании поверхностных проявлений других экзогенных процессов: рекогносцировочное обследование местности, инженерно-геологическая съемка, геодезические измерения разового и стационарного характера, дешифрирование топографических карт и аэрофотоснимков.

Подобные работы регламентированы СНБ 1.02.01–96 «Инженерные изыскания для строительства» и достаточно подробно охарактеризованы в справочной литературе (Инженерные ..., 1982; Справочник ..., 1981).

В связи с тем, что на застроенных территориях непосредственное обнаружение поверхностных суффозионных (и других) проявлений крайне затруднено, большую важность приобретает их косвенная идентификация по данным о состоянии различного рода искусственных покрытий, а также зданий и сооружений. Во многих случаях характер деформаций строительных конструкций позволяет делать вполне определенные выводы об их возможных причинах.

Намного сложнее обстоит дело с обнаружением подземных суффозионных проявлений. Ведущая роль здесь принадлежит геофизическим исследованиям. Перспективно также применение динамического и особенно статического зондирования для поиска зон разуплотнения, полостей, погребенных провалов и замкнутых понижений в кровле скальных грунтов (Хоменко, 2003).

Для прогнозирования суффозии очень важным является обнаружение суффозионных полостей как потенциальных источников провальной опасности, а также полостей иного происхождения, способных сыграть роль области суффозионного выноса вышележащих дисперсных пород. Эффективным решением этой задачи представляется стратегия комплексных исследований с применением набора разнообразных методов: космоаэрофотосъемки, геофизических, горных и буровых работ, опробования грунтов и др.

Оценка суффозионной опасности для определенных видов хозяйственной деятельности зависит от того, были обнаружены признаки развития суффозии или этого не произошло. В первом случае дается оценка существующей, а во втором – ожидаемой суффозионной опасности.

Оценка существующей суффозионной опасности осуществляется на основе сведений о динамике развития процесса и о его поверхностных проявлениях. Согласно СНБ 2.03.01–98 в качестве показателей, позволяющих выполнить данную оценку, выступают: 1) площадь пораженности территории, %; 2) площадь проявления на одном участке, км²; 3) объем подверженных суффозии горных пород, тыс. м³; 4) продолжительность проявления процесса, сут; 5) скорость развития процесса, сут.

Оценка ожидаемой суффозионной опасности базируется на результатах количественного прогнозирования развития суффозии, для которого используются математические и физические модели разной степени сложности. Однако корректное использование этих моделей в прогностических целях требует серьезного качественного анализа инженерно-геологических условий развития процесса, понимания его механизма и характера его взаимодействия с техносферой. С целью возможной корректировки количественный

прогноз всегда должен сопровождаться верификацией, т.е. оценкой его достоверности, за исключением случаев полного отсутствия информации о реальном протекании процесса.

В практике инженерных изысканий для промышленного и гражданского строительства хорошо известен метод прогноза развития некоторых других экзогенных процессов (карст, оползни и др.), оперирующий показателем интенсивности их возникновения. При прогнозе этот показатель экстраполируется на будущее, а его численные значения определяют в основном по данным стационарных наблюдений за формами проявления этих процессов. Подобный подход вполне применим и к прогнозу суффозии, особенно природного происхождения. Однако следует помнить, что поверхностные суффозионные проявления могут иметь в плане разнообразную форму, не всегда сводимую к кругу или точке. Поэтому в показатель интенсивности их образования на единице площади за единицу времени иногда бывает целесообразно вводить не количество форм, а их суммарную площадь в плане или даже суммарный объем. В некоторых случаях удобнее относить показатель интенсивности суффозионного процесса не к единице площади, а к единице длины склона, береговой линии или трассы линейного сооружений (Архангельский, 1987).

На уровне отдельного суффозионного проявления динамика изменения его формы и, в частности, скорость его роста представляют собой исходную информацию для локального экстраполяционного прогноза. В настоящее время существуют детально разработанные и хорошо апробированные методики получения таких данных в ходе стационарных наблюдений за развитием экзогенных процессов (Толстых, Клюкин, 1984), а также за изменениями рельефа земной поверхности и деформациями зданий и сооружений (Григоренко и др., 1992).

Расчетные методы прогноза суффозии, основанные на использовании детерминированных математических моделей, отличаются большим разнообразием, что обусловлено различиями в природе и механизме отдельных видов суффозии и постсуффозионных геологических процессов. Именно поэтому все известные детерминированные математические (геомеханические) модели суффозии разработаны не для процесса в целом, а для прогностического определения параметров его конкретных проявлений или условий протекания его конкретных генетических разновидностей.

Прогноз суффозии успешно осуществляется и с помощью физического моделирования. Опыт физического моделирования суффозионных процессов в натурных и лабораторных условиях достаточно обширен. Известно, что прогнозы, базирующиеся на натурном эксперименте, отличаются очень высокой достоверностью. Для прогнозирования суффозии натурный эксперимент используют главным образом в гидротехническом

строительстве, где его нетрудно организовать, попутно решая другие задачи (Молоков, 1985). Это связано со спецификой возведения и эксплуатации гидротехнических сооружений, которые сами по себе являются источниками интенсивных гидродинамических воздействий на горные породы. При изысканиях для других видов строительства для этой цели могут применяться как стандартные, так и специально организованные опытно-фильтрационные работы (Золотарев, 1990), стационарные наблюдения в ходе искусственного отбора подземных вод (Котлов, 1962) или исследование поведения созданных в полевых условиях крупномасштабных моделей земляных сооружений (Павчич, Балыков, 1976).

В лабораторных условиях максимально приблизиться к натуре удастся, используя для моделирования трехмерные (объемные) экспериментальные установки, вертикальные фильтрационно-суффозионные приборы, горизонтальные лотки и пр. Методики позволяют решать целый ряд научных и практических задач для моделирования различных типов суффозии (закрытого и открытого разрушения восходящими и нисходящими потоками, контактного размыва и т.д.), определения суффозионной устойчивости грунтов, их водопроницаемости.

4.4.5. Переработка берегов водоемов. Берега морей, озер и водохранилищ постоянно изменяют свои очертания под воздействием волнений, приливов и отливов, вдольбереговых и направленных течений, а также вследствие физического и химического воздействия воды и живущих в ней организмов на горные породы, слагающие берега.

Процесс изменения очертаний берегов морей и озер в результате их разрушения под воздействием, главным образом, волно-прибоя называется абразией (от лат. *abrasio* – соскабливание). Формирование берегов водохранилищ принято называть *переработкой*, поскольку до их создания берега формировались под воздействием других природных процессов, в иных естественных условиях (Ломтадзе, 1977).

Важнейшим условием, предопределяющим абразионное развитие берега, является крутизна исходного откоса прибрежной части дна водоема. Абразия создает на берегах абразионную террасу, или бенч, и абразионный уступ, или клиф (рисунок 4.3). Образующиеся при этом в результате разрушения горных пород песок, гравий, галька могут вовлекаться в процессы перемещения наносов и служить материалом для образования береговых аккумулятивных форм.

Часть материала сносится волнами и течениями к подножию абразионного подводного склона, формируя здесь прислоненную аккумулятивную террасу. По мере расширения террасы абразия постепенно затухает (так как расширяется полоса мелководья, на преодоление которой расходуется энергия волн) и при поступлении наносов она может смениться аккумуляцией (Большая ..., 1978).

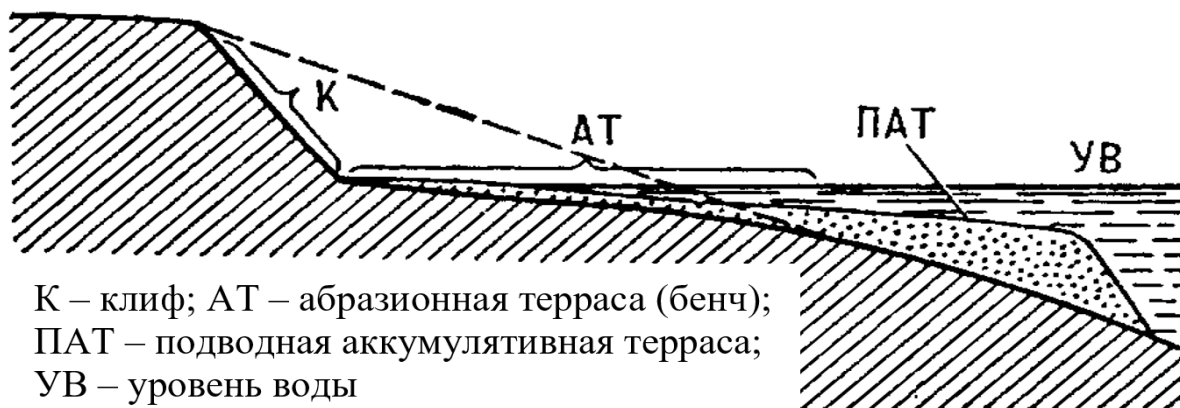


Рисунок 4.3 – Схема абразионных форм и элементов берега
(по В.П. Зенковичу, 1962)

На территории Беларуси абразию можно наблюдать на северо-восточных берегах озер Нарочь и Мясстро, на берегах водохранилищ Вилейское, Заславское, Лепельское, Осиповичское, Погост и др. По современным оценкам из 120 эксплуатируемых водохранилищ в Беларуси с суммарной длиной береговой линии около 1300 км, от 30 до 40%, а в некоторых случаях до 70% составляют берега абразионного типа. Ширина зоны переработки в зависимости от различных факторов колеблется в среднем за период эксплуатации от 5 до 20 м, достигая местами 33 м (водхр. Лепельское). При этом объемы размываемого грунта могут составлять от 4 до 57 м³ на метр погонной длины (Инженерная ..., 2017).

Среди основных факторов, определяющих динамику формирования берегов морей, озер и водохранилищ, выделяются геологические, геоморфологические, гидрологические, климатические и техногенные.

Геологические факторы, характеризующие типы, развитие и устойчивость абразионных побережий, являются основными и во многом определяют динамику развития абразионных процессов. К важнейшим из них относятся: геологическое строение берегового массива, вещественный состав пород, условия их залегания, их размываемость, прочность структурных связей, трещиноватость, наличие геологических процессов, активизирующих абразию и т.п. Склоны, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, размываются более интенсивно по сравнению с берегами, сложенными скальными и полускальными твердыми грунтами. При этом следует отметить, что глинистые грунты не только размываются, но и непрерывно увлажняются, размокают, отрываются от грунтового массива и сползают вниз.

Большое значение для динамики абразии имеет характер напластования пород в береговом массиве. В случае падения пластов в сторону берега обрушение его протекает наиболее быстро, так как вода подрезает сразу целую пачку пластов или полную мощность слоя. При горизонтальном залегании разрушение берега несколько замедляется и наиболее медленно оно протекает в случае пологого падения пластов в сторону водоема.

Прочность структурных связей грунтов играет далеко не последнюю роль при интенсивности абразии. Более легко поддаются разрушению грунты со слабыми водноколлоидными связями, такие как лессы, мергели

и др. Тяжелые суглинки, глины, которые с трудом переходят в мягкую консистенцию, а также песчаники, известняки и другие грунты с жесткими связями при взаимодействии с водой значительно лучше противостоят волновой деятельности.

Абразия может также быть парагенетически связана с целым комплексом других экзогенных процессов и явлений, которые активизируются вследствие развития абразии. К таковым относятся, прежде всего, склоновые процессы – оползни, обвалы, осыпи. Особенно интенсивно абразия развивается в регионах, испытывающих неотектонические движения.

Геоморфологические факторы связаны главным образом с характеристиками склонов. Это их размеры, высота, крутизна, генетические типы, история развития, современное состояние, включая характер поверхности (задернованная, залесенная, распаханная и т.д.), изрезанность берега боковыми притоками. Особое внимание уделяется береговой и подводной зонам, в пределах которых формируются аккумулятивные формы рельефа – пересыпи, косы, отмели, а также развиваются различные процессы. При затоплении пологих склонов и поверхностей речных террас создаются мелководные зоны, где абразия практически отсутствует, и наоборот, при сопряжении уреза водоемов с крутыми склонами абразия проявляется наиболее ярко. Возникновение крупных водохранилищ приводит к изменению морфометрии рельефа, затапливаются большинство речных террас, зеркало воды на значительных участках сопрягается с крутыми склонами, что приводит к их неустойчивости. Изменяется соотношение участков различной крутизны. Так, на Ангарских водохранилищах доля участков крутизной до 10° сократилась с 91 до 78%, в то же время существенно увеличились площади с уклонами $10\text{--}15^\circ$ (с 7 до 18%). В местах интенсивной переработки берегов образовалось множество обнажений с практически вертикальными стенками.

Гидрологические факторы относятся к ключевым определяющим природным факторам, обуславливающим особенности формирования и развития берегов. Одним из наиболее значимых среди них является волнение, развивающееся на водной поверхности под воздействием ветров. Именно ветровые волны представляют наибольший интерес, так как они обладают большей разрушающей силой по сравнению с волнами другого происхождения.

По современным научным представлениям, ветровые волны образуются под влиянием передачи энергии ветра водным частицам из-за неравномерного его давления, возникающего при турбулентном (вихревом) движении пронесшегося воздушного потока.

Ветер непрерывно пульсирует с разной скоростью и направлением, при этом пульсация усиливается с увеличением скорости ветра и ростом элементов волн, вследствие чего одновременно образуются волны с различными размерами, направлениями и скоростями распространения. Возникают сложные формы взволнованной водной поверхности, непрерывно меняющиеся во времени и пространстве.

Для расчета размеров ветровых волн различными исследователями (В.Г. Анджанов, А.П. Браславский, Н.Н. Джунковский, В.П. Зенкович, П.А. Кузнецов, О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов, В.В. Шулейкин и др.) предложены многочисленные эмпирические формулы и номограммы, довольно детально проанализированные в учебной литературе. Поэтому, не останавливаясь на их подробном рассмотрении, отметим лишь то, что высота и длина волны определяются глубиной водоема, длиной разгона (расстояние, на котором формируется волна), скоростью и продолжительностью ветров. Например, в Антарктических водоемах и в Северной Атлантике высота волн достигает 16–18 м при длине до 400 м. В дальневосточных морях, омывающих берега России, высота волн составляет 6–7 м, а длина – 100 м. Меньше высота волн на акваториях внутренних морей – Балтийском, Черном, Каспийском – до 6 м, хотя на отдельных из них (Черное) во время катастрофических штормов зафиксированы волны высотой до 12 м (Ломтадзе, 1977). Размеры волн на озерах и водохранилищах значительно меньше. На крупных озерах их высота может достигать 3–4 м, иногда 5–6 м, при длине 15–30 м (оз. Ладожское и др.). На малых водоемах, к каким относится большинство озер и водохранилищ Беларуси, в открытой их части в осенние штормы высота волны может достигать 0,5–0,7 м. Вблизи абразионных берегов в наветренной части котловин она способна увеличиваться. Обычная же высота волн колеблется от 0,25 до 0,30 м (Широков и др., 1992).

Нередко на параметры волн малых водоемов оказывает влияние конфигурация котловин. Так, на севере Беларуси распространены длинные узкие ложбинные озера, вытянутые с северо-запада на юго-восток, т.е. в направлении преобладающих ветров. Конфигурация таких озер способствует не только увеличению разгона волны, но и образованию поверхностных течений в направлении длинной оси.

Как и в любом колебательном движении, характеристика волн определяется еще и таким показателем, как период (T) – время, за которое волна проходит путь между смежными гребнями или ложбинами. Этот показатель зависит от длины волны. Мелкие, близко следующие друг за другом волны, подходящие к берегу, имеют период в несколько секунд, гребни же длинных волн в открытых водоемах могут следовать один за другим с интервалом даже до 20 с. С периодом волнового колебания связана скорость распространения волн, которая рассчитывается путем деления длины волны на ее период, т.е. $v = \lambda/T$.

В целом волнение – это сложный процесс, поскольку, как правило, на берег воздействует не одна система волн, а несколько, характеризующихся разной длиной, высотой и направлением движения. Эти разные системы, накладываясь друг на друга, интерферируют между собой, усиливаясь в случае совпадения фаз и увеличивая свою энергию. При подходе волны к берегу под углом, а это, как правило, обычный случай, происходит рефракция или преломление волны, т.е. волна на мелководье изгибается и разворачивается параллельно берегу, производя лобовую атаку на него. При этом фронт атаки

волны растягивается, и сила его концентрируется и усиливается на мысах и ослабевает в бухтах. Такой эффект рефракции волн имеет большое значение. Он должен учитываться при определении мест расположения береговых защитных сооружений и при выборе их типа (Иванов, Тржцинский, 2001).

Наряду с волнением не менее важным фактором, обуславливающим особенности формирования и развития берегов, особенно водохранилищ, является уровень режим водоемов. Его влияние определяется через амплитуду колебания уровня, скоростей его подъема и снижения, продолжительности стояния на определенных интервалах высот, годовой и многолетний ход. Именно режим уровня водохранилища определяет развитие таких неблагоприятных экзогенных процессов, как оползни, обвалы, подтопление и заболачивание прилегающих к водоемам отлогих участков побережий.

Климатические факторы также в существенной мере влияют на динамику абразии. К ним относятся температурный режим водоема по сезонам года, наличие или отсутствие льда, количество выпадающих осадков, амплитуда колебания температуры и т.п. Комплекс климатических факторов определяет тепло- и влагообеспеченность береговых массивов, влияющую на динамику абразионного процесса. Особенно сильно абразия связана количеством выпадающих осадков: с увеличением увлажненности пород происходит ослабление их структурных связей и возрастает их размываемость. Температурные колебания определяют динамику физического выветривания пород, слагающих береговые массивы; с увеличением выветрелости пород интенсивность абразии возрастает. Климатические факторы подчиняются определенной широтной зональности, поэтому данный фактор может в ряде случаев определять и широтную зональность развития процесса абразии.

На динамику абразионного процесса в не меньшей степени может оказывать влияние и деятельность человека. При этом *техногенные факторы* развития абразии по берегам водоемов связаны преимущественно с особенностями строительства и хозяйственной деятельности в прибрежной зоне. Техногенное влияние на абразию может носить двойственный характер: во-первых, человек может влиять на волновой режим водоема в прибрежной зоне, усиливая или ослабляя абразию, а во-вторых, он может оказывать ослабляющее действие на сами породы, слагающие побережья, и тем самым активизировать абразию. Так, например, строительство в акватории вблизи берега различных инженерных сооружений, снижающих энергию волн, будет приводить к ослаблению абразии. Напротив, инженерно-хозяйственная деятельность на берегу, приводящая к ослаблению структурных связей пород, к нарушению устойчивости береговых склонов, дополнительная пригрузка поверхности, нарушение гидрогеологических условий, тепловлагообеспеченности пород и т.п. могут вызвать активизацию береговой абразии (Инженерная ..., 2013).

Типы берегов водоемов. Разработка единой системы классифицирования берегов является начальным этапом для выбора правильной методики их изучения и прогноза формирования (Широков и др., 1992). Более детально береговые процессы изучались преимущественно на крупных естественных

и искусственных водоемах. Сам принцип классификации следует понимать как процедуру разделения рассматриваемого множества береговых объектов на подмножества по характерным признакам. Так, О.К. Леонтьев (1961) по генетическому признаку выделял неразмываемые, абразионные, аккумулятивные и биогенные типы берегов. В свою очередь абразия, подмывая основания склонов и нарушая их устойчивость, вызывает развитие некоторых геологических процессов, таких как оползни, обвалы, осыпи и др. Это обуславливает необходимость разделения абразионных берегов на более мелкие подтипы: абразионно-оползневые, абразионно-обвальные, абразионно-осыпные или различные их комбинации.

Для решения многих практических задач, наряду с генетическими признаками, важное значение при классифицировании приобретают гидродинамические, литологические, морфометрические и другие особенности формирования берегов. Термин «генезис берега» иногда отождествляется с генезисом слагающих его пород, или типом берегового процесса. Так, например, практика многолетних исследований процессов формирования берегов водоемов Беларуси позволяет выделить две гидродинамических группы берегов: волнового и неволнового происхождения (Широков, Лопух, 1986). Такое разграничение вызвано наличием на малых водохранилищах значительных по протяженности устойчивых к абразии берегов, формирующихся в условиях почти полного отсутствия волнового влияния. Такие динамически пассивные районы в пределах водохранилища имеются в первую очередь в верхней и средней его частях, где берега, минуя абразионный и другие типы развития, стабилизируются, а часто и полностью зарастают. Берега волнового происхождения концентрируются в динамически активной прибрежной зоне, что и характерно для озер. На основании проведенных широкомасштабных исследований береговых процессов В.М. Широковым и П.С. Лопухом (1986) выделено пять генетических групп, объединяющих 10 типов берегов озер и водохранилищ: обвальный, осыпной, оползневой, абразионно-аккумулятивный, экзарационно-аккумулятивный, аккумулятивный, денудационный, эрозионный, заболачивания, подтопления. Основным критерием для выделения генетических групп авторы определили общность признаков берегового процесса, а для отдельных типов – преобладающий вид развития берега, приуроченный к различным легко размываемым грунтам (суглинкам, супесям, пескам) или к определенному их сочетанию.

Среди берегов антропогенного происхождения выделяются укрепленные берега (бетонированные и земляные дамбы, плотины, укрепленные берега), а также берега каналов дорог, совпадающих с береговой линией озер. В отдельных случаях их протяженность может быть значительной. Так, для водохранилищ полесского типа при создании искусственных водоемов укрепленные дамбами берега могут достигать 70–80%, а иногда и 100% общей протяженности береговой линии.

Инженерно-геоморфологическое изучение береговых процессов и явлений имеет четкую научно-производственную направленность. Это обусловлено: во-первых, необходимостью оценки влияния интенсивности и размеров отмели и надводного уступа на устойчивость склонов, нарушение которой вызывает или активизирует оползни, обвалы, овражную эрозию; во-вторых, защитой ценных застроенных и осваиваемых территорий от абразии, обоснованием проектирования и строительства берегоукрепительных сооружений и осуществления других мероприятий; в-третьих, необходимостью рационального размещения и обеспечения устойчивости различных объектов на берегу и на верхней части шельфа; и, наконец, в-четвертых, характеристикой мест и интенсивности образования наносов за счет размыва пород в береговых уступах.

В инженерно-геоморфологических целях оценка переработки берегов водоемов (водохранилищ) проводится путем изучения вышеупомянутых природных и техногенных факторов развития береговых процессов на данной территории. Эти исследования нужно выполнять путем проведения геоморфологической съемки с обязательным использованием плановых и перспективных аэрофотосъемочных материалов, космических снимков. При этом следует отметить, что изучение инженерно-геоморфологических условий необходимо выполнять в комплексе с проведением инженерно-гидрометеорологических исследований (для характеристики уровня и ветроволноэнергетического режимов, течений и движения наносов).

Прогноз переработки берегов водохранилищ предусматривает предсказание в пространстве и времени темпов отступления береговой линии с определением возможной ширины зоны абразии и скорости протекания этого процесса. При его выполнении необходимо определять: 1) ширину зоны переработки; 2) скорость переработки берега, т.е. скорость перемещения береговой линии, берега и берегового уступа в сторону суши; 3) направление инженерных мероприятий для предупреждения и локализации разрушения территории.

Ширину зоны переработки можно прогнозировать на разные периоды времени, например через год после наполнения водохранилища, через 10 лет, на конечный этап переработки, когда дальнейшее перемещение берега и берегового уступа будет происходить настолько медленно, что не вызывает более практического интереса.

Соответственно с прогнозом ширины зоны переработки прогнозируют и скорость переработки, т.е. скорость перемещения границы зоны переработки в сторону суши за год, за 10 лет и т.д.

Скорость переработки позволяет оценивать опасность развивающихся явлений и соответственно предупреждать аварийное состояние сооружений или территорий, расположенных в береговой зоне.

Для прогноза переработки берегов водохранилищ необходимо построение геолого-геоморфологических разрезов по каждому типичному по инженерно-геологическим условиям участку береговой зоны. На этих

На каждом расчетном геолого-геоморфологическом разрезе с достаточной точностью, соответствующей этапу инженерных изысканий, показывают геологическое строение и гидрогеологические условия. При этом для всех горизонтов или разностей горных пород рассматриваемого участка береговой зоны составляют характеристику условий их залегания, петрографических особенностей, физического состояния (плотность, влажность, выветрелость, трещиноватость и др.) и физико-механических свойств.

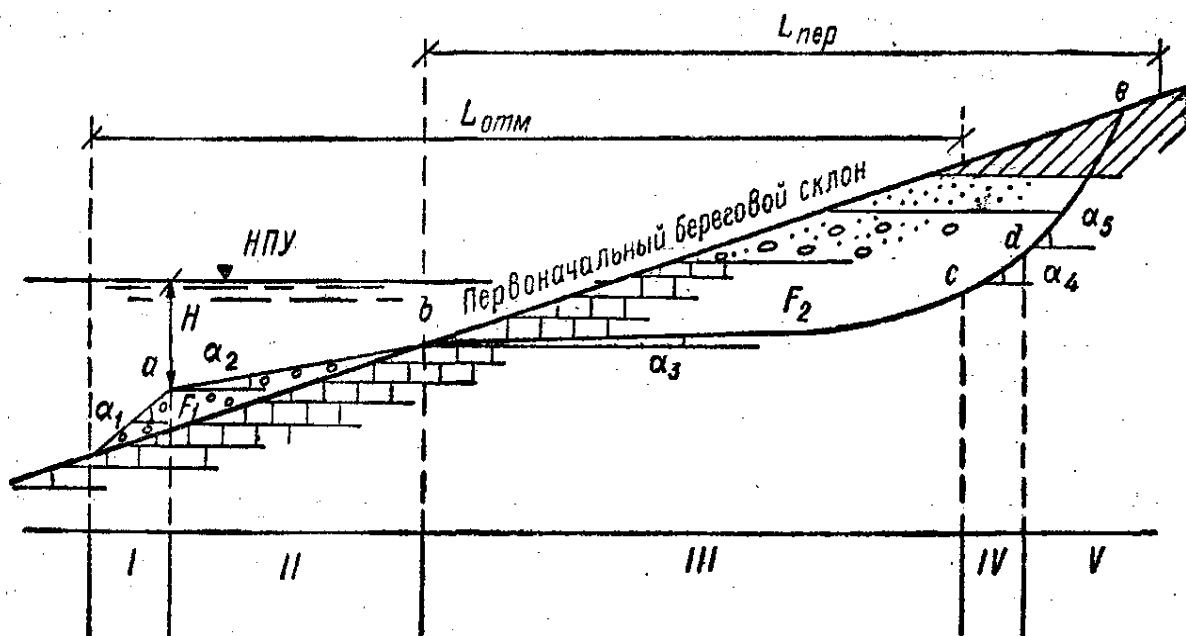


Рисунок 4.4 – Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Г.С. Золотарева (Ломтадзе, 1977)

162

Углы естественного откоса пород, слагающих береговую зону, зависят от их петрографических особенностей, гранулометрического состава, плотности сложения в надводных и подводных условиях. Величины углов естественного откоса устанавливаются на основании лабораторных исследований, полевых наблюдений или для предварительных прикидок принимаются по таблицам (таблица 4.11).

Таблица 4.11 – Углы естественного откоса, принимаемые при построении профиля прогноза переработки берегов водохранилищ, по Г.С. Золотареву и Д.Н. Раша (Ломтадзе, 1977)

Породы	Угол откоса от-мели а ₁ , град	Угол наклона отмели а ₂ и а ₃ для стадии		Угол наклона зоны паката а ₄ для стадий, град		Аккумуляция по объему, %
		10-летней	конечной	10-летней	конечной	
Пески тонко- и мелкозернистые	<10–12	1° 30'	1°	5	3	5–10
Пески разно- и среднезернистые		3°	2°	6	4	10–15
Пески крупнозернистые и гравий	<18–20	5°	3°	10	6	15–20
Галечник и щебень с песчаным заполнителем		10–12°	8–10°	18–20	15–18	20–35
Галечник и щебень с глинистым заполнителем		8–10°	6–8°	15–18	14–16	20–25
Супеси	<8–10	1° 30'	1°	4	3	3–5
Суглинки		1° 30'	1°	4	2–3	<3
Глины		2°	1° 30'	6	8	0
Лёссовые породы		1° 30'	1°	4	2	<3

Кроме геологических данных для каждого прогнозируемого участка необходимы данные гидрологические: высота волны при максимальной расчетной скорости господствующего направления ветра, высота наката волны, ее энергия и др. Все геологические и гидрологические данные должны являться расчетными, т.е. непосредственно используемыми для прогноза. Приступая к прогнозированию, необходимо установить момент, для которого будет составляться прогноз, т.е. для 10-летнего периода или на конечную стадию переработки (Ломтадзе, 1977).

Таким образом, каждый прогноз предполагает подготовку и установление: 1) расчетной схемы – расчетного геолого-геоморфологического разреза по каждому типичному участку береговой зоны; 2) расчетных данных, характеризующих свойства горных пород и параметры ветровых волн на рассматриваемом участке береговой зоны; 3) расчетного периода, для которого будет составляться прогноз. Естественно, подготовка всех этих данных

возможна только на соответствующем этапе инженерно-геоморфологических исследований, выполняемых для обоснования проекта водохранилища.

В настоящее время накоплен значительный опыт по прогнозированию переработки береговых склонов естественных и искусственных водоемов. Существует более 60 разнообразных методов, предложений и рекомендаций по расчету переработки берегов, основанных на результатах натурных и лабораторных исследований, математического моделирования, графоаналитических, энергетических, статистических и других методах.

Анализ береговых процессов, происходящих на водохранилищах бывшего СССР и за рубежом, отражались в многочисленных работах Е.Г. Качугина, Н.Е. Кондратьева, Г.С. Золотарева, Л.Б. Розовского, Б.А. Пышкина, В.Л. Максимчука, Б.С. Цайтца, В.М. Широкова, В.Н. Буровой, Д.П. Финарова, Е.К. Гречищева, Z. Pluta, M. Marchand, P.R. Winckel, Z. Dziewonski, A. Балданжавана и др. Этими авторами анализировались преимущественно крупные водохранилища. Особое внимание в данных работах уделялось ветро-волновому воздействию, характеристикам размываемых горных пород, слагающих береговой склон, а также геологическому строению берегов.

Исследованием же абразии береговой линии малых равнинных водохранилищ занимались Б.П. Власов, В.Е. Левкевич, П.М. Чистяков, Е.М. Левкевич, Г.П. Сапожников, В.Н. Юхновец, В.Ф. Саплюков, Е.С. Ленартович, Г.М. Базыленко, П.С. Лопух, В.М. Широков, В.М. Сундуков, М.Я. Прыткова, Б.Б. Богословский и др.

Наблюдения за процессами разрушения берегов, как правило, проводились разными авторами в различных физико-географических и инженерно-геологических условиях размещения водохранилищ, а также с учетом разнообразия их морфометрических, морфологических и гидрологических характеристик.

В.Л. Максимчуком (1981) выполнена классификация основных существующих методов по прогнозированию переработки берегов водохранилищ. Автором выделены основные группы: энергетические (Е.Г. Качугин, Н.Е. Кондратьев, Е.К. Гречищев и др.); метод натурных аналогий (Л.Б. Розовский, Б.А. Пышкин, Д.П. Финаров и др.); графоаналитический (Г.С. Золотарев, Б.А. Пышкин и др.); статистический (В.Е. Левкевич, Ф.А. Норкус, О.Ф. Оникиенко и др.) и другие методы. При этом каждый из них имеет свои особенности и специфику в силу преимущественного изучения отдельных сторон развития процесса переработки.

Здесь мы не будем рассматривать каждую из методик, они подробно изложены самими авторами в их публикациях, а также приводятся во многих учебниках по инженерной геологии и инженерной геодинамике (Золотарев, 1983, 1990; Ломтадзе, 1977; Маслов, Котов, 1971; Попов, 1959, и др.). В качестве примеров приведем лишь некоторые из наиболее используемых методов.

Метод Г.С. Золотарева (1969) является одним из наиболее распространенных, он применялся при прогнозировании переработки берегов ряда крупных водохранилищ – Куйбышевского, Волгоградского, Рыбинского

и др. Полученные по этому методу величины переработки берегов на ряде участков показали вполне удовлетворительную сходимость с фактически наблюдаемыми, и в то же время на других участках установлено существенное расхождение фактической переработки берега с прогнозируемой. Считается, что это один из наиболее перспективных методов, но он нуждается в некотором усовершенствовании для получения более надежного прогноза.

Метод Г.С. Золотарева основан на учете геологических, геоморфологических и гидрологических данных. Он применим для равнинных и горных водохранилищ, расположенных в разных географических условиях, и в этом отношении является достаточно универсальным. По этому методу переработку берега можно прогнозировать на два срока: через 10 лет после наполнения водохранилища и на конечный срок, т.е. когда скорость разрушения берега не будет иметь практического значения.

Сущность метода состоит в следующем. Для всех типичных в инженерно-геологическом отношении участков широкой части водохранилища подготавливаются расчетные геолого-геоморфологические разрезы (рисунок 4.4). Построение профиля прогноза на этих разрезах начинается с определения глубины расположения бровки уступа береговой отмели – точки *a*. Сразу произвольно определить местоположение этой точки трудно, поэтому построение профиля прогноза повторяют 2–3 раза, пока положение точки *a* не будет обосновано соответствующим образом, указанным ниже.

Рекомендуется для участков, сложенных легкоразмываемыми песками и суглинками, для 10-летнего срока глубину расположения точки *a* принимать равной 1,5 высотам волны 20%-й обеспеченности, т.е. повторяемостью 20 раз в 100 лет. Для конечного срока переработки глубину расположения точки *a* принимать: а) для легкоразмываемых пород равной 2,5–3,0 высотам волны 5%-й обеспеченности; б) для трудноразмываемых плотных глин, мергелей и аналогичных пород – 2–2,5 высотам волны с повторяемостью 1–2 раза в 100 лет. Для водохранилищ с малой сработкой глубину расположения точки *a* для 10-летнего срока откладывают от линии НПУ, а для конечного – от горизонта сработки безледного периода в маловодный год.

От точки *a* под углом α_1 проводят линию, намечающую уступ подводной отмели, а под углом α_2 – ее поверхность. Линию под углом α_2 доводят до точки *b* (пересечение с первоначальной поверхностью склона). От точки *b* до точки *c* (до пересечения с линией НПУ) под углом α_3 намечают поверхность абразионной части отмели. Угол α_3 определяют в зависимости от степени размываемости пород, срока прогноза и высоты волны. Выше точки *c* устанавливают зону наката волны. Высоту зоны наката вычисляют по формуле Н.Н. Джунковского ($h_b = 3,2 \times k \times h \times \text{tg} \alpha$, где k – коэффициент, зависящий от степени шероховатости откоса (для гладких бетонных поверхностей он равен 1, для набросок из рваного камня – 0,775, для поперечно-ребристых откосов – 0,655); h – высота волны, м; α – угол наклона откоса). Она равна примерно 0,3–0,4 высоты волны. Угол α_4 , т.е. угол наклона берега в зоне

наката, определяют, как отмечено выше, по данным лабораторных исследований, полевых наблюдений или по таблице.

Г.С. Золотарев рекомендует для 10-летнего срока ширину и высоту зоны наката волны принимать в 2 раза меньшими, чем для конечного срока, т.е. рассчитанной по формуле Н.Н. Джунковского. Над зоной наката между точками d и e намечается надводный откос, контур которого устанавливают по углу естественного откоса пород α_5 и форме, какую породы приобретают в естественных обнажениях. Для 10-летнего срока породы в откосе еще неустойчивы, поэтому назначают предельную крутизну откоса. Для конечного срока откос должен иметь устойчивое состояние, поэтому его крутизну определяют по аналогии с такими же природными откосами в данном районе.

Выполнив первое построение прогноза переработки берега для 10-летнего и конечного сроков, определяют соотношение площадей аккумулятивной части отмели F_1 и размываемой части склона F_2 . Если это соотношение ($F_1 : F_2$) соответствует принятому проценту аккумуляции (таблица 4.11), построение и прогноз считаются достаточно правильными. Если это соотношение не соответствует принятому проценту аккумуляции, производят повторное построение, перемещая точку a ближе или дальше от берега, добиваясь нужного соотношения площадей аккумуляции и размыва. В этом заключается обоснование расположения точки a на профиле прогноза.

Процент аккумуляции Г.С. Золотарев рекомендует устанавливать по таблице 4.11 или по данным полевых наблюдений. Для участков, сложенных легкоразмываемыми глинистыми породами, для которых процент аккумуляции равен нулю, или для участков, где рыхлый материал удаляется волнами и направленными течениями, береговая отмель обычно имеет только абразионную часть. В этом случае точку a следует располагать на пересечении с линией первоначального склона.

Таким образом, профиль прогноза составляют методом подбора. При прогнозировании профиля переработки сначала надо установить, какого типа будет подводная береговая отмель – абразионно-аккумулятивная или абразионная.

Метод Е.Г. Качугина (1959). По Е.Г. Качугину, ширина зоны размыва берегов определяется двумя параметрами: суммарной энергией волнения и способностью горных пород подвергаться размыву. Объем размытой породы при переработке берегов определяется по следующей формуле:

$$Q = EK_p K_\delta t^b,$$

где Q – объем размытой породы в метрах кубических на 1 погонный метр длины береговой линии за время t ; E – средняя многолетняя энергия волнения в тоннометрах; K_p – коэффициент размываемости горных пород, численно равный объему в метрах кубических размытой породы в первый год размыва, который приходится на единицу работы волны в тоннометрах; K_δ – коэффициент, связанный с высотой берега, при высоте берега, равной или выше

30 м $K_6 = 1$; b – показатель степени (меньше 1), зависящий от скорости затухания размыва и скопления у берега осадков.

Энергия волнения определяется для каждого расчетного поперечника. Для этого используется специальный график (рисунок 4.5), составленный с учетом высот волн, рассчитанных по методу А.П. Браславского, и данных о продолжительности действия ветра. Определение K_p производится по таблице, в которой все породы по размываемости разделены Е.Г. Качугиным на четыре класса (таблица 4.12). Как правило, геолого-геоморфологические разрезy, по которым производятся расчеты переработки берегов, представлены различными классами размываемости пород. В этом случае K_p принимается как средневзвешенная величина с учетом мощности слоев, их зон или пачек.

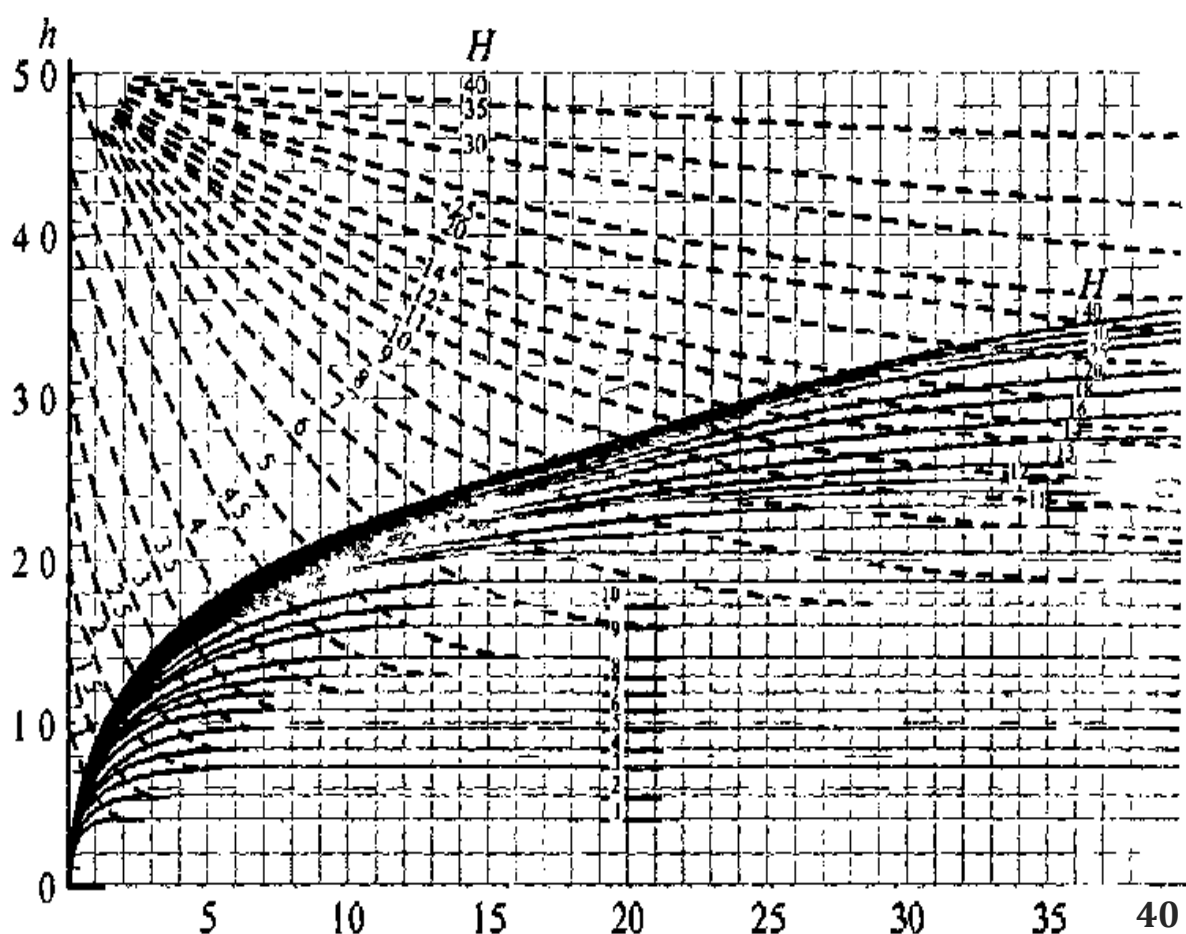


Рисунок 4.5 – Пример номограммы А.П. Браславского для определения высоты волны при скорости ветра 20 м/с (Иванов, Тржцинский, 2001)

Показатели степени b характеризуют отношение ширины абразионной части отмели к ширине всей отмели. Этот показатель колеблется от 0,95 в случае абразионной отмели до 0,45 при широкой аккумулятивной отмели.

Таблица 4.12 – Значение коэффициента размываемости K_p для различных пород (по Е.Г. Качугину, 1950)

Класс	Характеристика породы	K_p
I	Очень легкоразмываемые пески мелкозернистые, супеси легкие, лессовые породы	0 00650–0 00300
II	Легкоразмываемые пески среднезернистые и супеснорыхлые, со щебнем	0 00300–0 00100
III	Средней размываемости суглинки тяжелые, суглинки с валунами, глины и пески с гравием и галькой	0 00100–0 00050
IV	Трудноразмываемые песчаники глинистые, галечники с песком и валунами, глины с прослоями опок	<0 00050

По формуле Е.Г. Качугина рассчитывается только объем размытой породы (Q) за заданный промежуток времени (t). Ширина зоны размыва (S), т.е. тот показатель, что в первую очередь интересует специалистов, определяется с помощью графических построений (рисунок 4.6). Для этого находят положение верхнего (ВПР) и нижнего (НПР) пределов размыва и строят профиль переработки берега с таким расчетом, чтобы объем смытых пород соответствовал значению Q_t (Q_5 , Q_{25} , Q_{100}).

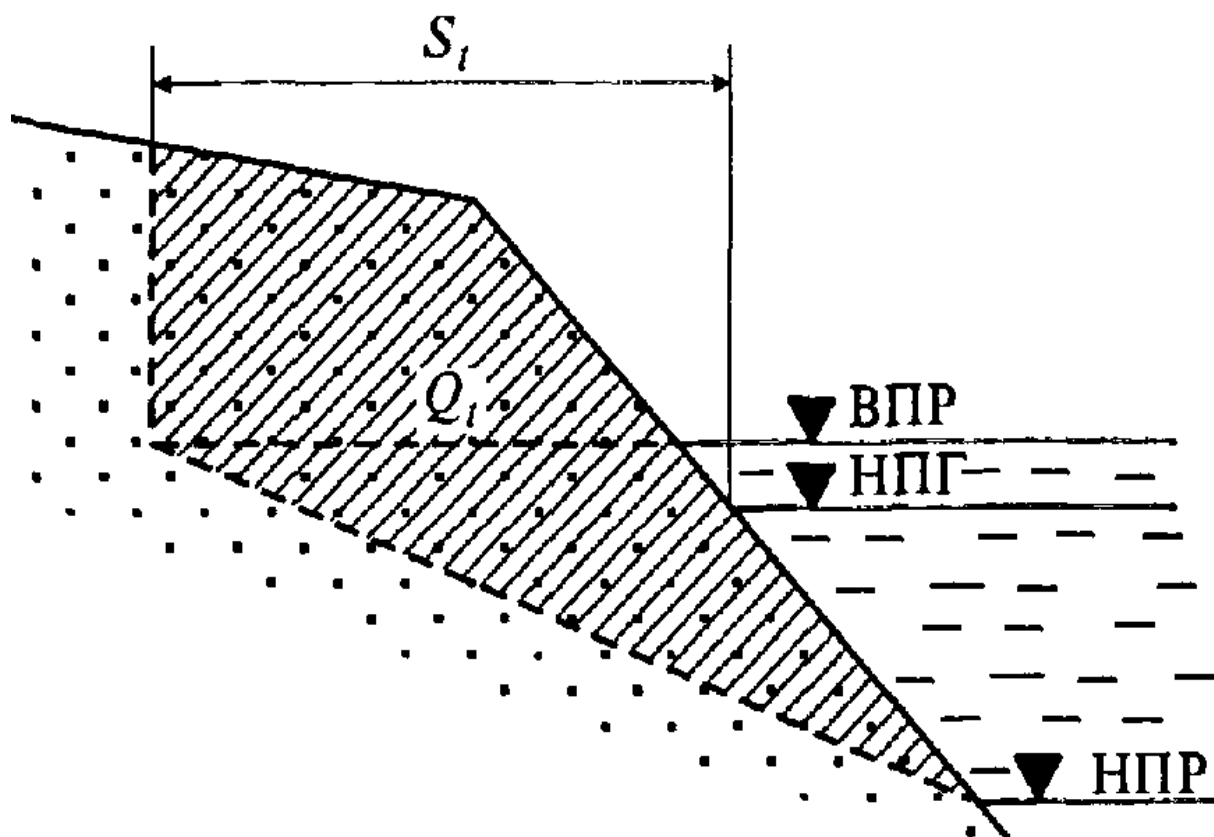


Рисунок 4.6 – Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Е.Г. Качугина (1959)

За верхний предел размыва принимается положение высокого уровня воды в водоеме 2–4 %-й обеспеченности плюс $1/3$ высоты рабочей волны. Нижний предел размыва – положение низкого уровня 96–98%-й обеспеченности в период открытой воды, сниженное на $1/3$ высоты рабочей волны.

Подводя итоги отметим, что основная задача прогнозных оценок переработки берегов состоит в том, чтобы на основе анализа всех факторов и условий найти конечную устойчивую форму нового берега, образовавшегося при изменении гидрологических условий (подъем уровня – для естественных озер; изменение обеспеченности «активных» уровней и амплитуды колебания – для искусственных водных объектов) в создаваемом или существующем водохранилище. Помочь в этом могут дать стационарные многолетние режимные наблюдения. Обоснованность их организации и использования заключается в том, что: а) в любом водохранилище при достаточно длительном периоде его эксплуатации в результате взаимодействия берега с разрушающими факторами последний приходит в соответствие с новыми гидрологическими условиями и принимает форму равновесия, соответствующую осредненному многолетнему разрушающему воздействию всех берегоформирующих факторов; б) по мере увеличения срока эксплуатации водохранилища характер процессов, возникающих в береговой зоне, будет приближаться к характеру процессов, происходящих на подобных водоемах с продолжительным процессом эксплуатации; в) при достаточно длительном периоде эксплуатации конечная форма поперечного профиля берега водохранилища (профиль равновесия) будет аналогична профилю берега существующего водоема, находящегося в сходных условиях. Аналогия будет тем ближе и точнее, чем ближе будут совпадать естественные условия объектов-аналогов.

4.4.6. Просадочность лессовых пород. Под просадочным процессом, согласно В.Т. Трофимову (2008), понимают реализацию в пространственно-временной системе просадочных свойств лессовых пород под действием их собственного веса или дополнительной нагрузки при увеличении их влажности до значений, превышающих влажность начальной просадочности, вследствие природных и антропогенных (техногенных) причин. Этот процесс часто называют *просадкой*.

В понятие «лессовые породы» различные исследователи вкладывают разное содержание. Многие, рассматривая лессовые породы, вообще не дают достаточно полной их характеристики. При изучении этих пород, как и любых других осадочных образований, прежде всего приходится характеризовать их внешние признаки. Еще В.А. Обручев (1933) обратил внимание на то, что в отличие от первичного лесса, т.е. породы, образовавшейся эоловым путем, выделяется вторичный лесс или лессовидные породы, имеющие облик лесса, но сформированные делювиальным, пролювиальным, аллювиальным и другими путями. Он дал характеристику

этих двух генетических групп лессовых пород, их внешних признаков, особенностей состава, условий залегания и т.д.

Еще в 1945 г. И.Н. Трофимов довольно подробно характеризовал лесса. По его наблюдениям, а также по наблюдениям других геологов, лессы обладают определенными и довольно устойчивыми признаками и свойствами, из которых для инженерно-геологической их оценки особенно важны следующие: 1) макропористость; 2) высокая пылеватость; 3) часто высокое содержание солей, главным образом карбонатных и сульфатных; 4) легкая размываемость и размокаемость; 5) склонность многих из них в той или иной степени к просадкам при увлажнении; 6) условия залегания в виде мощных толщ и покровов. Эти признаки и свойства являются следствием своеобразных условий образования лессового материала, его отложения и последующего изменения при литификации.

Важнейший обязательный диагностический признак лессовых пород — их макропористость. Макропоры в форме трубочек, каналцев и других видимых невооруженным глазом пустот пронизывают породу в вертикальном направлении. Если порода континентального происхождения не макропориста, то, даже если у нее имеются другие, казалось бы, характерные признаки лессовой породы (состав, окраска, отдельность и др.), непозволительно относить ее к этому типу.

Глинистые породы, обладающие признаками и свойствами лессов, но отличающиеся от них по условиям образования (например, делювиальные, пролювиальные и др.), обычно относят к типу лессовидных. Однако установление генезиса лессовидных пород часто бывает затруднительным, и поэтому отделение их от лессов практически всегда носит условный характер. Это в основном и явилось причиной существования различных точек зрения на условия их образования в тех или иных районах. В этом многие исследователи видят и подчеркивают суть лессовой проблемы.

Лессовые породы следует рассматривать как единый самостоятельный петрографический тип континентальных отложений, формирующийся при определенных диагенетических процессах в условиях недостаточного увлажнения, развития степной растительности и фауны. Степень выраженности лессовых признаков и свойств зависит от способа и условий накопления осадков, за счет которых формируется рассматриваемый тип пород. При образовании осадков эоловым путем важные и характерные признаки и свойства лессовых пород выражены наиболее резко и отчетливо. В породах, сформировавшихся из осадков делювиального и пролювиального происхождения, эти признаки и свойства менее резки и отчетливы, а из осадков аллювиальных — они выражены еще слабее.

Свойства лессовых пород, как и любых других осадочных, изменяются также под воздействием различных эпигенетических процессов, процессов выветривания, под влиянием инженерных сооружений и т.д. При инженерно-геологической оценке свойств лессовых пород и прогнозе их поведения под воздействием на них инженерных сооружений важно знать,

из какого генетического типа осадков они образовались и какова степень измененности их свойств.

Лессовые породы, как отмечено выше, водонеустойчивы, они легко и быстро размокают и размываются. Поэтому в районах их распространения широко развиты овражная эрозия быстро разрушаются берега рек, озер и водохранилищ, многочисленны оползни, сплывы, солифлюкционные подвижки и другие явления. Наиболее важная их особенность состоит в склонности многих их разностей к просадкам. При замачивании без увеличения нагрузки они нередко дают значительную дополнительную осадку (просадку) провального характера. Просадки развиваются сравнительно быстро (как бы мгновенно) и неравномерны по величине на разных участках. Поэтому при строительстве сооружений всегда возникает опасность нарушения их устойчивости и сохранности вследствие изменения влажностного режима лессовых пород. Все это создает особые условия строительства сооружений на лессовых породах.

Лессовые породы получили широкое распространение. Их можно встретить во многих странах Западной Европы, в Северной и Южной Америке, в Китае, Монголии и других странах и на континентах. Для территории бывшего СССР В.Д. Ломтадзе (1977) отмечает следующие их особенности.

1. Лессовые породы широкое распространение получили главным образом в зоне современных степей и лесостепей.

2. В области сплошного распространения лессовых пород их толщи состоят как из типичных лессов, так и из лессовидных отложений. Залегают они на четвертичных толщах, а местами непосредственно на коренных породах.

3. Условия их залегания повсеместно достаточно однообразны, они образуют покровы на различных орографических элементах независимо от их гипсометрического положения, предгорные шлейфы и толщи, часто значительной мощности.

4. Мощность лессовых пород изменяется от первых метров до 20–30 м в зависимости от их гипсометрического и геоморфологического положения. Мощные толщи наблюдаются главным образом в южных предгорных районах страны, где иногда достигают 70–100 м и более.

5. Изучение стратиграфии лессовых пород, основанное на использовании биостратиграфических, палеоклиматических и геоморфологических данных, показывает, что наиболее широко, почти повсеместно распространены голоценовые лессовые породы с остатками современной фауны и флоры; меньшее распространение имеют верхнеплейстоценовые, слагающие значительную часть разреза низких надпойменных террас и оснований склонов, содержащие соответствующую фауну и остатки человеческой культуры палеолитического облика. Еще реже встречаются лессовые породы среднеплейстоценовые.

В Беларуси занимаемая ими площадь составляет до 15% всей территории страны. Распространены преимущественно лессовидные образования, типичные лессы прослеживаются только на небольших участках. Они имеют покровное залегание, подстилаются разнообразными по строению и составу флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми, аллювиальными, озерными и другими генетическими аккумуляциями четвертичной толщи, распространены довольно крупными массивами и относительно небольшими островами в пределах самых различных геоморфологических элементов. Широкое развитие они получили в пределах пологих возвышенностей, на склонах гряд, холмов, часто встречаются на плоских водоразделах крупных рек. Мощность лессовых пород обычно небольшая и изменяется от 0,5 м на повышенных участках до 5–6 м и более в нижних частях склонов, котловинах и ложбинах стока. Основные площади лессовых пород находятся к югу от краевых ледниковых образований поозерского возраста. Преобладающие участки расположены между реками Днепр и Березина, а также Днепр и Сож. Широкое распространение они получили в пределах Минской и Новогрудской возвышенностей, Копыльской гряды. Развита лессовая порода также на северо-восточных склонах Мозырской гряды в основном на склонах, обращенных к Припяти, участками попадаются в Полесье.

По внешнему облику, структурным и текстурным особенностям, физическому состоянию и свойствам лессовые породы различных районов мира имеют между собой большое сходство. Этим подтверждается представление о том, что лессовые породы являются самостоятельным петрографическим типом континентальных отложений. Вместе с тем в каждом районе и даже в каждом разрезе при общем однообразии внешних признаков при детальном исследовании наблюдается сравнительно значительная их изменчивость.

Среди лессовых пород самых различных районов преобладающими разновидностями являются суглинки легкие и средние, хотя встречаются разности как более тяжелые, так и более легкие. Их гранулометрический состав достаточно характерен. Рассмотрение огромного числа анализов лессовых пород из самых различных районов мира приводит к выводу, что характерной особенностью их гранулометрического состава служит повышенная или высокая пылеватость. Это, как правило, пылеватые или сильно пылеватые породы. По средним данным многочисленных анализов содержание пылеватых частиц в их составе изменяется от 50–52 до 81–82%, по данным же отдельных анализов может достигать 90–95%, хотя иногда уменьшается до 50%. Содержание песчаных фракций обычно невелико – от единиц процентов до 15–20%, редко выше. Среди них преобладают главным образом тонкие и мелкие фракции; более грубые встречаются редко, как примеси и включения (Ломтадзе, 1977).

Обращая внимание на характерную повсеместную однородность гранулометрического состава лессовых пород, следует заметить, что при широком региональном распространении в их гранулометрическом составе наблюдается некоторое изменение как по простирацию, так иногда и по вертикальному разрезу. По простирацию оно проявляется главным образом в увеличении дисперсности (содержания тонкопылеватых и глинистых частиц по мере удаления от источников сноса) от предгорий к равнинам, от границ распространения ледниковых покровов в глубь перигляциальных областей. В вертикальном разрезе лессовых толщ иногда наблюдается, что базальные их горизонты имеют

более грубый состав, содержат примеси и включения песчаных частиц, гравия, щебня или галек. Такие грубые разности, переходящие в чистые пески, встречаются иногда в лессовых толщах на разных горизонтах.

Окраска лессовых пород на обширных пространствах их распространения чаще палево-желтая, реже сероватая и светло-бурая до темно-серой или коричневой. Местами она сизая или зеленовато-серая, под почвенным горизонтом часто грязно-серая, белесоватая. В разрезах лессовых толщ нередко наблюдаются охристые разводы и пятна. На отдельных участках иногда отмечаются натеки, разводы, пятна или выцветы белесоватого цвета от пропитывающих их растворов извести.

Толщи лессовых пород в разных районах достаточно однородны, слоистость выражена слабо, чаще они неслоисты или неяснослоисты. Однако все же иногда наблюдается, что отдельные их горизонты имеют различную окраску или оттенки. Окраска верхних горизонтов обычно более светлая, нижних – более темная, коричневатая или даже красноватая. Изменение гранулометрического состава и окраски лессовых толщ с глубиной позволяет подразделять их на отдельные зоны и горизонты. Этому же способствуют встречающиеся прослои песков, погребенные почвы и выраженные в той или иной степени поверхности наслоения.

Главным характерным текстурным признаком лессовых пород является их макропористость, которая выражается в виде неправильной формы трубочек и канальцев (диаметром от 0,1 до 3 мм), пронизывающих породу преимущественно вертикально. На горизонтальном срезе породы площадью 1 см² насчитывается от 3–6 до 18–20 и даже до 25 таких макропор. Наиболее многочисленны они в верхних горизонтах, особенно в зоне аэрации; с глубиной их число постепенно уменьшается. В некоторых разрезах лессовых пород высотой 6–10 м наблюдается постепенное, иногда едва заметное изменение их макропористости с глубиной. На стенках макропор нередко можно заметить глинистый налет, выцветы солей, корочки извести. Очень часто макропоры полые, иногда частично или полностью выполнены растительными остатками, глинистым веществом, известью (журавчики, дутики) и смешанным материалом.

В естественных обнажениях для лессовых пород характерна хорошо выраженная столбчатая отдельность. Вертикальные уступы, обрывы высотой от 2–3 до 4–5 м в верхней части обнажений по оврагам, в уступах террас или в бортах карьеров, в выемках, на склонах речных долин – характерный элемент рельефа области распространения лессовых пород. Иногда прослеживается сползание отдельных блоков лессовых пород вниз по склону по поверхностям отдельностей, в результате чего склон приобретает ступенчатый вид.

Структура лессовых пород типичная алевритовая и алевро-пелитовая. Микроскопические исследования этих пород из самых различных районов показывают, что они в этом отношении очень однородны. Преобладают частицы алевритовые (0,05–0,002 мм) с примесью глинистых. Грубые частицы

наблюдаются либо в виде отдельных зерен, либо в виде небольших скоплений их в общей массе породы. В минеральном составе тонкодисперсной (глинистой) части лессовых пород основную массу составляют различные глинистые минералы (монтмориillonит, каолинит, гидрослюда и их смеси); первичные реликтовые минералы встречаются в ничтожном количестве. Характерной особенностью лессовых пород является их сравнительно высокая или высокая карбонатность. Суммарное содержание извести в лессах на Русской равнине изменяется от долей процента до 22–25%, в Центральной Азии обычно оно составляет 15–25%, в других районах мира находится примерно в таких же пределах. Содержание воднорастворимых солей, главным образом сульфатов, обычно невелико – доли процента (0,6–0,8%), в некоторых районах до 1,5–2 и даже до 5%.

Оценка и прогноз просадочности лессовых пород. Просадки в лессовых породах часто хорошо выражены в рельефе в виде блюдцеобразных плоских понижений, западин, ложбин и воронок, встречающихся как отдельно, так и группами, охватывающими большие площади. Так, например, в окрестностях Иркутска широко распространены замкнутые воронкообразные понижения. Воронки встречаются то отдельно одна от другой, то группами, образуя нередко сплошные поля. Воронки имеют самую разнообразную форму и различные размеры. Форма их чаще круглая, эллиптическая, диаметр достигает 10–15 м, когда они распространены группами, и 40–50 м, когда встречаются одиночно. Глубина обычно 2–3 м, склоны крутые, плавно сливаются с дном и разделяющими их буграми. Группы воронок часто соединяются между собой радиальными понижениями, от чего приобретают трех-, четырех- и пятилучевую форму. Воронки, заполненные водой, образуют небольшие озера. В районах с широким развитием воронок рельеф приобретает характер «мелкосопочника» (Ломтадзе, 1977).

При оценке просадочности лессовых пород необходимо учитывать, что они всегда макропористы, во многих районах имеют весьма умеренную или низкую естественную влажность, общую пористость 40–45% и выше, коэффициент пористости 0,72–0,82 и более, плотность скелета 1,50–1,60 г/см³ и меньше, а коэффициент насыщения часто не превышает 0,5–0,6. Анализ многочисленных данных исследований лессовых пород показывает, что при таких значениях показателей физических свойств лессовые породы в большинстве случаев являются просадочными.

При инженерно-геологических изысканиях в районах развития просадочных пород, согласно СНБ 1.02.01–96, следует устанавливать: 1) распространение и приуроченность данных пород и специфических форм рельефа (просадочных блюдцев, воронок и т.п.) к определенным геоморфологическим элементам; 2) просадочные свойства пород, мощность просадочной толщи, тип грунтовых условий по просадочности; 3) наличие и распространение погребенных почв, карбонатных и гипсовых образований, кротовин; 4) наличие и источники древнего или современного замачивания грунтов,

характер и состояние имеющихся деформаций зданий и сооружений с учетом результатов исследований просадочных свойств грунтов и опытного замачивания на площадках с аналогичными (подобными) условиями.

К основным показателям, количественно характеризующим просадочность лессовых пород и, соответственно, указывающим на возможное развитие просадки толщи, относятся коэффициент относительной просадочности (относительная просадочность), начальное просадочное давление и начальная просадочная влажность. К этой же категории показателей относят суммарную просадку толщи лессовых пород и величину мощности просадочной толщи.

4.4.7. Затопление – это покрытие территории водой, вызванное естественными (разливы рек, обильные осадки, морские приливы и пр.) или искусственными (строительство водохранилищ, прудов и др.) причинами. Затопление само по себе не является собственно геоморфологическим процессом, а относится к категории климатических или гидрологических. Однако в результате затопления могут возникать или активизироваться комплексы экзогенных процессов, поэтому затопление многими авторами (например, А.И. Шеко и др.) рассматривается наряду с другими экзогенными процессами. Большое внимание уделяется также вопросам инженерной защиты территорий от затопления (Королев, 2004).

Различают затопление *долговременное*, при котором исключается хозяйственное использование затопляемых земель; *кратковременное*, при котором земли часто используются в сельском хозяйстве (например, заливные луга); *периодическое*, которое можно довольно точно прогнозировать (например, вызванное весенним разливом рек); *неожиданное*, вероятность заблаговременного определения которого довольно мала.

При затоплении земель почвы, находящиеся под слоем воды несколько лет, ухудшаются в результате разрушения почвенно-поглощающего комплекса, разложения дернины, оглеения; и наоборот, при кратковременном затоплении пойм рек полыми водами образуются плодородные пойменные почвы вследствие отложения осадка, богатого органическим веществом; на отдельных участках возможны также смыв почвенного покрова и заболачивание (при замедленном стекании вод). При затоплении земель морскими водами развивается засоление почв и подпочвенных горных пород (Королев, 2004).

Значительное затопление водой местности в результате подъема уровня воды в реке, озере или море, вызываемого различными причинами, называется **наводнением**. Оно возникает во время половодий и паводков, т.е. при подъеме уровня воды весной от таяния снегов и осенью вследствие ливневых дождей, от скопления льда при ледоходах, уменьшающих площадь сечения реки, от интенсивного таяния ледников и снежного покрова, расположенных высоко в горах, а также во время ветров с моря (нагонные наводнения). Кроме того, затопление может возникать в результате образования завалов или перемычек

на реках во время землетрясений, горных обвалов или селевых потоков, при воздействии гравитационных волн подводного землетрясения или извержения вулкана, а также при прорыве плотин. Негативный эффект наводнений заключается в том, что они: а) занимают 1-е место в мире по числу создаваемых стихийных бедствий (около 40%); б) удерживают 2–3-е место по числу жертв; в) постоянно находятся в первой тройке по средней многолетней и максимальной разовой величине прямого экономического ущерба (Иванов, Мазур, 2004).

В инженерно-геологическом отношении затопление вызывает существенное нарушение естественного влажностного режима массивов грунтов и гидрогеологических условий территории. Происходящее при этом водонасыщение пород ведет к ослаблению или разрушению их структурных связей (особенно неводостойких), что выражается в развитии процессов размывания и размокания пород. Одновременно с этим происходит растворение пород за счет выщелачивания водорастворимых соединений и т.п. (Королев, 2004).

Вслед за изменениями в структуре и составе затопляемых горных пород происходит активизация связанных с этим экзогенных процессов и явлений: интенсивно развиваются склоновая и плоскостная эрозия, суффозия, вдоль водотоков активизируется линейная эрозия, развиваются различные склоновые процессы: оползни, сплывы, обвалы, сели и т.п.

Затопление может формироваться как под воздействием природных (естественных) и техногенных факторов, так и от любого их сочетания.

Основными *природными факторами* развития затопления территорий являются:

- климатические особенности территории: количество и характер выпадаемых осадков, их продолжительность, приуроченность к определенным сезонам года и т.п.;

- геоморфологические особенности территории – общий уклон территории, ее расчлененность, наличие водосборных бассейнов на соседних участках и т.п.;

- орогидрография и гидрология территории – наличие постоянных и временных водотоков, их плотность, расположение и ориентировка, характер питания рек, продолжительность и особенности на них ледостава и ледохода и т.п.;

- геологические особенности – состав и характер пород, слагающих верхние части массивов на затопляемых территориях; в первую очередь влияет проницаемость пород, определяющая естественную дренированность территории.

С климатическими факторами связано обычно сезонное затопление ряда территорий. Для многих стран Европы, в том числе России и Беларуси, а также США и Канады сезонные затопления часто связаны с весенним снеготаянием и осенним выпадением осадков. Весеннее снеготаяние вызывает половодье на реках, которые часто обуславливают затопления значительной

части прибрежных территорий в речных долинах. В последнее время из-за ливневых осадков участились регулярные затопления территорий в России, Германии, Франции, Испании, Турции, Польше, Китае и многих других странах, где они имели характер стихийных бедствий. Надо отметить, что в странах Западной Европы зоны вероятного затопления при катастрофических наводнениях занимают до 4%, а в странах СНГ – порядка 3%. Так, например, в июне 2016 г. наводнение в Париже и центральных регионах Франции стало самым масштабным за более чем 30 лет, уровень воды в Сене поднялся на 6 метров, ущерб от наводнения составил более 1 млрд евро. В январе 2004 г. после сильных ливневых дождей возникло затопление значительных территорий в Германии и Франции, река Рейн поднялась на 5–6 м, в ряде мест затопление и ливни спровоцировали разрушительные сели.

Геоморфологические условия территории и ее орогидрография в явном виде определяют возможность потенциального затопления данной местности. Затоплению в первую очередь подвержены низкие участки речных долин – поймы, в редких случаях – надпойменные террасы.

Орогидрография и гидрологические особенности территории также существенно обуславливают потенциальную возможность затопления земель. Если рассматривать отдельные реки, находящиеся в пределах какой-либо одной природной зоны, то высота половодья на них будет сильно различаться в связи с местными особенностями водосборов – рельефом, почвами, растительностью, озерностью и заболоченностью и т.д. Различия будут тем больше, чем меньше водосборы. В бассейнах с густой речной и овражно-балочной сетью стекание воды происходит быстрее, чем в условиях плоского рельефа. Поэтому в расчлененных водосборах половодье проходит более интенсивно, продолжительность его меньше, а максимальные расходы больше, чем в слабо расчлененных (Важнов, 1976).

Наряду с природными факторами затопление может быть вызвано и техногенными причинами. При этом техногенное затопление земель может быть двояким:

- целенаправленным, например, при поливе и орошении земель, борьбе с засолением почв и т.п.;
- стихийным (нецеленаправленным), возникающим в результате неправильной инженерно-хозяйственной деятельности человека или вследствие катастрофических процессов на водорегулирующих инженерных сооружениях.

Целенаправленное затопление земель применяется в различных гидромелиоративных системах, главным образом в сельском хозяйстве для обеспечения орошения, повышения плодородия почв и т.п. В засушливых районах затопление земель применяют в качестве способа полива риса, для влагозарядки и промывки засоленных земель. Во всех случаях оно является кратковременным, так как длительное затопление земель ведет к их заболачиванию, гибели растительности и т.п.

Значительное по площади затопление земель происходит при строительстве водохранилищ на гидроузлах. Хотя выбор створа плотин ГЭС проводят с учетом минимизации потерь от затопления земель, тем не менее, тыловые части большинства водохранилищ вызывают существенные затопления земель и изменение инженерно-геологических условий затопляемых территорий. Неблагоприятные изменения в связи со строительством водохранилищ вызывают:

- затопление территорий городов, населенных пунктов, дорог, полезных сельскохозяйственных площадей и пр.;
- более продолжительное затопление территорий в периоды половодий и паводков, чем до строительства водохранилища;
- подтопление территорий и расположенных на них сооружений в результате развития подпора уровня подземных вод;
- заболачивание территорий или засоление почв и грунтов в результате подпора подземных вод;
- переливы через низкие водоразделы, вызывающие периодические затопления, заболачивание низких территорий и т.п.

При затоплении земель водами водохранилищ образуются мелководья (глубиной 1,5–2 м), которые можно использовать в хозяйственных целях (например, для разведения рыбы, водоплавающей птицы и др.).

Стихийные техногенные факторы затопления земель связаны в основном с неправильной гидромелиорацией или катастрофами на гидромелиоративных сооружениях. Так, например, наводнения могут быть обусловлены прорывами плотин, оградительных дамб и др. защитных гидромелиоративных сооружений.

Разрушение защитных гидромелиоративных сооружений (особенно земляных) происходит в основном в периоды наибольшего выпадения осадков, резкой смены погодных условий и т.п., когда различные факторы способствуют снижению прочности структурных связей грунтов в теле дамб или вызывают гидродинамические нагрузки на сооружения, превышающие их предельные сопротивления. В результате разрушения защитных сооружений огромные массы воды устремляются вниз по долине, вызывая затопление территории. Иногда такие прорывы плотин превращаются в техногенный сель (Галкин и др., 2017).

Изучение и прогноз динамики затопления. Изучение затопления ведется согласно ТКП 45–2.03–224–2010 «Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Строительные нормы проектирования».

В инженерно-геологических целях изучение факторов возможного затопления территорий проводят путем количественной оценки параметров различных процессов как природных, так и техногенных, вызывающих затопление данной территории. При этом изучаются климатические, гидрологические, орогидрографические, геоморфологические и геологические особенности потенциально затопляемой территории. Учет техногенных факторов затопления проводится путем анализа комплексов инженерных сооружений,

развитых на данной территории: оценивается их функционирование, устойчивость к затоплению, прочность оснований и т.п.

Важное место в изучении динамики затопления территорий имеет мониторинг. С помощью дистанционных методов, главным образом аэро- и космической спектрозональной съемки, собирается информация, позволяющая оценить динамику водного режима территорий, отдельных водоемов, речных бассейнов и т.п.

На основе анализа собранной информации, а также использования данных моделирования и мониторинга составляются прогнозы развития затопления на той или иной территории. Их может дать математическое моделирование, которое для правильного отражения процесса требует достаточно большого количества наземных данных с геодезическими и гидрологическими характеристиками исследуемой территории.

Возможен и другой подход, базирующийся на анализе многолетних рядов данных космического мониторинга. Главная задача такого анализа состоит в получении пространственно-временной характеристики потенциальной динамики зон затопления на рассматриваемой территории. Для ее решения анализируется весь многолетний временной ряд данных, полученный по результатам космического мониторинга схода снежного покрова и прохождения паводковых вод. Из него выбираются данные, содержащие зоны затопления исследуемой территории. Располагая эти данные в порядке возрастания площади зон затопления, получают пространственно-временную динамику прохождения паводков и наводнений.

Прогнозные оценки затопления позволяют наметить основные защитные мероприятия, препятствующие стихийному затоплению территорий, и на их основе принять обоснованные управляющие решения.

4.5. Рельеф и геоморфологические системы

При инженерно-геоморфологической оценке геодинамической ситуации на той или иной территории следует исходить из представлений о том, что рельефообразующие процессы в природе действуют независимо друг от друга, а образуют взаимосвязанные системы процессов рельефообразования. Наличие прямых и обратных связей между этими явлениями служит основой того, что «предоставленная сама себе» природа стремится к определенному уровню равновесия: когда действие одних факторов уравнивается действием других. Однако эта естественная уравновешенность природных явлений не может быть синонимом инженерно-геоморфологической устойчивости территории, так как достигается на различных уровнях энергии рельефообразования.

Выбирая ту или иную территорию для строительства на ней некоторого комплекса инженерных сооружений, будущий их пользователь заинтересован в том, чтобы они служили длительное время, не подвергаясь воздействию разрушительных природных процессов. Имеется в виду при этом инженерная устойчивость сооружений, обеспечивающая безопасность их

эксплуатации. *Геоморфологическая устойчивость территории – это свойство территории не изменять рельеф в течение достаточно продолжительного периода времени, не изменять и рельефообразующие процессы, на ней протекающие.* В силу этого геодинамически благоприятной в инженерном смысле окажется лишь та геоморфологическая обстановка, в которой равновесие рельефообразующих процессов достигнуто на низком уровне энергии рельефообразования.

Наличие в природе строго определенных взаимосвязей обуславливает комплексную оценку всей системы рельефообразования на каждой из исследуемых территорий. Этот комплексный подход обычно реализуется в работах по геоморфологическому районированию. Теоретической основой таких оценок должен быть выбран системный подход. Следует иметь в виду, что системный анализ в геоморфологии находится еще в стадии своего развития. Его применение в геоморфологии – это проблема, активно обсуждавшаяся в отечественной научной литературе в 80-е годы прошлого столетия и затем как бы исчезнувшая из поля зрения. В настоящее время эта тема вновь становится актуальной. Поэтому будет полезно сделать некоторые замечания о необходимости использования системного подхода при инженерно-геоморфологической оценке территории. Для этого следует рассмотреть некоторые понятия, и в первую очередь понятие «геоморфологическая система».

Термин «система» давно используется в геоморфологии в разных толкованиях от «горной системы» (несколько горных хребтов и цепей) до системы «климат – процесс» (теоретическая концепция, исследующая связи климата с геоморфологическими процессами). Особую популярность термин получил у французских и немецких представителей климатической геоморфологии. Это «системы эрозии» А. Шоллея (1959) – комплекс агентов, определяющих развитие рельефа и зависящих от ландшафтно-климатических условий. Это морфоклиматические и морфогенетические системы – комплексы экзогенных процессов морфогенеза, определяющие специфику развития рельефа той или иной территории и обусловленные климатическими условиями. Выделяют гляциальную, перигляциальную, умеренно-гумидную, семиаридную, аридную и влажнотропическую системы (Кайё, Трикар, 1959). Наконец, это геодинамические системы, объединяющие комплексы форм рельефа, генетически связанные с действием экзогенных сил, и геодинамические морфогенетические системы, обозначающие формы рельефа, созданные эндогенными силами (Demangeot, 1972). Во всех случаях слово «система» употребляется для обозначения комплексов взаимосвязанных явлений (формы и процессы, факторы и процессы), типичных для той или иной территории. Таким образом, в это понятие вкладывался тот же смысл, как позднее было предложено в общей теории систем.

Употреблялось и словосочетание «геоморфологическая система», но употреблялось по-разному, например, как единица геоморфологического районирования, в общем соответствующая области и выделяемая по морфоструктурным признакам (Czudek, 1972). В то же время Н.П. Костенко

(1985) в качестве геоморфологических систем рассматривала закономерные сочетания водоразделов, склонов и долин, которые позже стали именоваться морфологической триадой.

Первое определение геоморфологической системы в контексте теории систем дала О.В. Кашменская (1980, 1989). По ее мнению, геоморфологическая система – сложная динамическая система, которая «...определяется как тело, внутри которого происходят процессы морфогенеза. Нижней границей ее служит поверхность Мохоровичича, верхней – поверхность земной коры, контактирующая с атмо-, гидро-, биосферой. Рассматриваемая система – открытая, взаимодействующая с соседними системами путем обмена веществом и энергией» (Кашменская, 1980).

Существенно иное толкование дал Ю.П. Селиверстов: «Геоморфологическая система – это часть земной поверхности, характеризующаяся такой совокупностью взаимодействующих элементов рельефа, сочетание и взаимосвязи которых формируют целостное единство, отличное от других и с ними сосуществующих в пространстве и времени. Иными словами, геоморфологическая система – это комплекс взаимосвязанных и взаимообусловленных форм рельефа и их сочетаний определенной территории» (Селиверстов, 1990).

Приведенные выше определения не противоречат друг другу, а лишь характеризуют различные взгляды, различное понимание объекта геоморфологии: рельеф – тело или рельеф земной поверхности. Но одновременно характеризуют и различные типы геоморфологических систем – морфологические, морфолитологические, морфоструктурные.

Ю.Г. Симонов и В.И. Кружалин (1993) в контексте инженерной геоморфологии дают следующее определение геоморфологической системы: *«Под геоморфологической системой принято понимать любой четко ограниченный участок поверхности Земли, в пределах которого протекает более или менее однородный комплекс рельефообразующих процессов».*

Из этого определения следует, что главная проблема в выделении геоморфологических систем заключается в том, как понимать «однородность рельефообразующих процессов» и какой выбирать способ проведения пространственных границ этих однородностей.

Геоморфологические системы должны характеризоваться закономерным сочетанием элементов рельефа, связанных с ними рыхлых отложений и комплекса процессов, осуществляющих образование и преобразование рельефа. По существу, это динамические морфолитологические системы, и в силу этого у них есть не только латеральные границы, но и границы, отделяющие одни системы от других в разрезе. Геоморфологическая система трехмерна в отличие от рельефа, который двумерен и представляет собой неровную поверхность, размещенную в трехмерном пространстве. Геоморфологический анализ этих систем – это целевой анализ, направленный на раскрытие механизмов рельефообразования. Последнее очень важно для инженерной геоморфологии, так как знание механизмов течения тех или иных процессов позволяет правильно оценить

характер их влияния на строительство и функционирование инженерных сооружений (Симонов, Кружалин, 1993).

Геоморфологические системы бывают простыми и сложными. Примером относительно простой геоморфологической системы являются склон, вершинная поверхность, днище долины малого водотока и др. К более сложным системам можно отнести речной бассейн, состоящий из множества элементарных морфосистем. К сложным системам, естественно, будут относиться горные страны и равнины. Еще более сложной системой является материк. И наконец, вся поверхность нашей планеты представляет собой самую сложную геоморфологическую систему.

Для каждой системы важно определить ее внутреннее устройство (структуру) и внешние связи. Структура включает в себя набор некоторых элементов и наличие связей между ними, осуществляемых с помощью потока вещества и энергии. Например, морфолитосистема «склон» имеет следующее устройство. Материальными границами системы служат резкие перегибы ее внешней поверхности (бровки, ребра, шовные линии). В вертикальном разрезе границу следует проводить по внешней поверхности, разделяющей слагающие склон породы и нижние слои атмосферы. Нижняя граница отделяет подвижные слои горных пород (склоновые отложения) от неподвижных. Все границы морфолитосистемы как латеральные, так и вертикальные выполняют различные функции, главными из которых являются обмен веществом и энергией и функция пространственного ограничения. В качестве примера границ ограничения отчуждения или разделения можно привести линии водоразделов, что делят не только направленные противоположно водные потоки, но и соответствующие им потоки рыхлого материала, участвующего в рельефообразовании. В качестве границ с функцией «обмена» можно назвать шовную линию, через которую склоновый материал поступает на днище долин, т.е. в морфолитосистему уже флювиального типа. Это как бы «выход» материала из системы «склон». Ее входом служит нижняя граница склоновых отложений, через которую в результате процессов выветривания исходный материал коренных пород поступает в склоновый чехол. Внешняя поверхность склоновых отложений одновременно выполняет функции «входа» и «выхода», через которую в склоновый материал поступает вещество аэрозолей, атмосферных вод и растительного опада. Через нее же в систему попадают техногенные отходы. Но одновременно через нее же осуществляется и вынос вещества с помощью дефляции, а также биогенный поток вещества, направляемый ростом растений и прежде всего транспирацией влаги. Через верхнюю границу, как правило, осуществляется и техногенное изъятие вещества. Нижняя граница системы, если говорить строго, выполняет не только функции входа. Через нее идут нисходящие потоки вещества вместе со стоком грунтовых вод, т.е. они выполняют выходные функции.

Системный анализ предполагает тщательное исследование баланса вещества на всех границах системы. Система не остается во времени посто-

янной: в ней изменяется набор образующих ее элементов и характер протекающих в ней процессов. Эти изменения происходят в результате как внешних воздействий на систему со стороны среды, так и внутренних ее преобразований. Так, например, во время выпадения атмосферных осадков на поверхности склонов появляется еще один структурный элемент системы – слой текучей воды (при малой интенсивности он может и не появиться). Этот слой начинает взаимодействовать с подстилающими склоновыми отложениями. Часть склонового материала в виде взвешенного и влекомого потока наносов устремляется вниз. Таким путем появляется не только новый элемент структуры, но и новый процесс – делювиальный смыв. Одновременно с этим часть воды проникнет по порам и микротрещинам в верхние слои склонового чехла. При этом может измениться состояние грунта – его консистенция. Из полутвердого, практически неподвижного состояния насыщенный водой грунт может перейти в пластичное движение или даже, при определенных обстоятельствах, тиксотропное течение. И возникнет еще один процесс. После прекращения выпадения атмосферных осадков морфосистема «склон» будет еще некоторое время находиться в геодинамически неустойчивом состоянии, после чего вернется в состояние покоя. У каждой геоморфологической системы есть свой собственный набор состояний, которые сменяют друг друга, нередко циклически повторяясь в течение суток, года или более длительных промежутков времени. При инженерно-геоморфологических исследованиях необходимо выделить полный набор состояний каждой изучаемой геоморфологической системы. Особенно важны экстремальные состояния, с которыми связаны и геоморфологическая неустойчивость, и наиболее опасные для сооружений процессы.

При системном подходе необходимо изучать внешние связи систем, т.е. связи между пространственно сопряженными морфосистемами. Очень важен парагенетический анализ их отношений, так как начавшийся в одном из звеньев комплекса морфосистем процесс может быть причиной нежелательных и непредвиденных последствий в сложной, а иногда и достаточно отдаленной системе.

Одним из ключевых аспектов изучения динамики морфосистем является установление закономерностей во временной последовательности смен их состояний. Как правило, состояния закономерно следуют друг за другом. Так, в течение теплого периода года на склонах сменяют друг друга влажные и сухие периоды. Осенью появляются заморозки, и промерзание и оттаивание сменяют друг друга. А на них накладываются еще влажные и сухие периоды. Затем возникают процессы, связанные с образованием снежного покрова, его накоплением и деградацией. И наконец, весной снова сменяются процессы замерзания и оттаивания, но уже на другом погодном фоне. Каждое из состояний характеризуется своим характером структуры системы и типом ее функционирования. Знание законов смен функционирования систем во времени может быть положено в основу геоморфологического прогнозирования (Симонов, Кружалин, 1993).

Вопросы для самоконтроля к главе 4

1. Что понимают под динамикой рельефа при инженерно-геоморфологической оценке территории?
2. Можно ли рассматривать геоморфологическую анализ как метод инженерно-геоморфологической индикации?
3. Какие свойства рельефа должен в первую очередь оценить геоморфолог, приступая к его геодинамической оценке?
4. В результате взаимодействия каких процессов формируется рельеф земной поверхности?
5. Вспомните основные типы геологических структур и как они проявляются в рельефе земной поверхности?
6. Какие морфологические особенности рельефа несут дополнительную информацию о характере эндогенных процессов?
7. Какие шкалы используются для оценки и сравнения землетрясений, какие характеристики они отражают?
8. Какими особенностями при инженерно-геоморфологических исследованиях характеризуется современный вулканизм?
9. Какие экзогенные процессы получили наиболее широкое распространение на территории Беларуси?
10. Почему изучению склоновых процессов отводится особое место в инженерной геоморфологии?
11. По особенностям склоновых процессов какие типы склонов выделяет А.И. Спиридонов?
12. Какие исходные данные необходимы для локальной оценки и прогноза устойчивости склонов расчетными количественными методами?
13. Какие главные звенья включает единый эрозионно-аккумулятивный процесс?
14. С помощью каких количественных показателей можно провести оценку овражно-балочной интенсивности и пораженности территории?
15. На основе использования каких показателей может быть осуществлен прогноз интенсивности проявления процесса эрозии?
16. По каким критериям проводится районирование закарстованных территорий?
17. Что понимают под суффозионным процессом?
18. Какие факторы определяют динамику формирования берегов морей, озер и водохранилищ?
19. Какое определение в контексте инженерной геоморфологии дают Ю.Г. Симонов и В.И. Кружалин геоморфологической системе?
20. Геоморфологические системы бывают простые и сложные. Приведите примеры таких систем?



Глава 5

АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

5.1. Рельеф и ландшафт

Рельеф земной поверхности является элементом литосферы, которую в свою очередь можно рассматривать как базис географического ландшафта. Ландшафтная оболочка Земли обособилась в самостоятельное природное образование в результате сложных взаимопроникающих потоков вещества в твердом, жидком и газообразном состояниях. Существенная роль в формировании этой оболочки принадлежит живым организмам, деятельность которых неузнаваемо изменила первичную атмосферу Земли, кругооборот воды и привела к созданию почв. Солнечная и гравитационная энергии обеспечивают перемещение вещества по земной поверхности. Совокупность этих процессов обычно рассматривают как функционирование географической оболочки Земли – этой сложной системы. При этом обеспечивается относительное постоянство ее структуры, которая, изменяясь в пространстве и во времени, все же для каждой геосистемы остается достаточно устойчивой во времени. С локальным изменением структуры этой системы связано все разнообразие форм существования географических ландшафтов на поверхности Земли (малых и больших). Растительность и животный мир, приземный воздух, поверхностные и подземные воды, а также почвы – вот материализованный мир физической географии. Как видно из этого перечисления, рельеф и климат вроде бы не входят в сложные географические системы в качестве их элементов. Теперь чаще считают, что рельеф и климат являются свойствами этих систем: рельеф – это свойство поверхности литосферы, а климат – свойство динамики приземного слоя воздуха. Разнообразие рельефа раскрывается преимущественно через его геометрические характеристики. Климат характеризуется через режим процессов, протекающих в приземном слое воздуха.

Элементы географических систем связаны друг с другом путем обмена веществом и энергией. В природе реально существуют такие географически однородные участки, в пределах которых энергомассообмен осуществляется как бы по некоторому плану. Эта однородность во многом определяется известным постоянством рельефа в их пределах. Такие однородные участки отделяются друг от друга то резкими, то постепенными переходами, а многие из них пространственно приурочены к существенным изменениям рельефа земной поверхности.

Наиболее просто устроенным элементом рельефа земной поверхности является склон. Если он геометрически представлен плоскостью, то ее

можно охарактеризовать некоторым набором взаимосвязанных геометрических характеристик, важнейшими из которых являются длина, площадь, угол наклона и экспозиция (положение плоскости в пространстве и по отношению к источникам тепла в одном случае и влаги – в другом). При изменении угла наклона склона и его экспозиции обязательно меняется количество тепла и влаги, поступающих на единицу его поверхности. Это в свою очередь сказывается на поступлении солнечной энергии, которую организмы используют в ходе жизнедеятельности, в результате меняются растительность и почвы. Так рельеф изменяет соотношение элементов географической системы, и поэтому иногда его рассматривают в качестве базиса географических ландшафтов и, по крайней мере, говорят об их морфолитогенной основе (Симонов, Кружалин, 1993).

Рельеф определяет распределение атмосферных осадков на земной поверхности, нарушая закономерности, обусловленные шарообразностью планеты и распределением по поверхности Земли океанов и континентов. С ростом абсолютной высоты повышается количество атмосферных осадков. Но увлажненность территории – еще и испарение, и сток поверхностных вод. Относительно более крутые склоны из-за большой скорости стока как бы недополучают некоторое количество воды и являются более сухими. На склонах, обращенных к солнцу, также велики потери воды, связанные с высокой ее испаряемостью.

И наконец, рельеф земной поверхности как бы перераспределяет гравитационную энергию – один из главных факторов, в функционировании географических систем. Распределение высот одновременно является и распределением потенциальной энергии. От градиентов высот (уклоны склонов) в значительной степени зависят интенсивность и скорость перемещения вещества по поверхности Земли. Движение поверхностных и подземных вод, движение грунтовых масс – все определяется рельефом местности. И даже движение воздуха в приземном слое направляется рельефом местности, а иногда рельеф даже служит причиной перемещения холодного воздуха.

Рельеф земной поверхности можно рассматривать как сложную систему неровностей разных размеров, наложенных друг на друга. Обычно говорят об иерархии форм рельефа. Самыми крупными из них, как известно, являются материки и океаны с размахом высот около 20 км и площадью в десятки сотни миллионов квадратных километров. Самые маленькие элементы и формы рельефа имеют превышения в первые сантиметры – десятки сантиметров с площадью, измеряемой квадратными дециметрами; более мелкие неровности геоморфологи изучают редко. Таким образом, размах высот изменяется в пределах 6–7 порядков величин, а площадь – 16–17 порядков. Общепринятая классификация форм рельефа пока отсутствует, но большинство геоморфологов выделяет 7–8 иерархических уровней рельефа – неровностей земной поверхности разного порядка.

С разнопорядковыми элементами рельефа связаны разноранговые ландшафтно-географические системы, или природно-территориальные комплексы (ПТК). Выделенные в значительной мере по элементам рельефа, они обладают своей собственной структурой почвенно-растительного покрова, режимом поверхностных и подземных вод, а также режимом приповерхностного слоя воздуха. Основным звеном в иерархии ПТК является фация, которая в отдельных случаях делится на подфации и парцеллы. Фации, объединяясь, образуют урочища, а закономерная совокупность урочищ создает ландшафт. Поскольку природа сложна и многообразна, то в каждом конкретном случае выделяют и промежуточные иерархические уровни ландшафтно-географических комплексов – звенья, сложные урочища, полосы (стрии) и др.

Наряду с общепринятой схемой деления ПТК на разные иерархические уровни, созданной Н.А. Солнцевым, существуют и другие способы анализа пространственной организации ландшафтно-географических систем. Среди них особого внимания заслуживает бассейновый анализ, который в физической географии развивается А.Ю. Ретеюмом и некоторыми другими географами. Здесь важно подчеркнуть, что и в этом случае рельеф в выделении разноранговых ПТК играет значительную роль, влияя на поверхностный сток и приобретая тем самым особые черты. В результате возникают сложно построенные отрицательные формы рельефа – речные бассейны. Их особенностью является то, что наиболее просто устроенным элементом рельефа, а стало быть, и ПТК определенного ранга, становится склон, опирающийся на русла разных порядков. Последние образуют хорошо организованные системы, структура которых поддается формализованному описанию.

В любом ПТК независимо от его ранга рельеф выполняет определенные функции, и в системах сравнительно легко устанавливаются определенные бинарные связи: рельеф и климат; рельеф и почвенный покров; рельеф и растительный покров; рельеф и сток поверхностных и подземных вод. Рассмотрим каждую из этих пар взаимосвязанных явлений в ПТК несколько подробнее.

Рельеф и климат. Связи между рельефом и климатом многогранны. Многие черты климата Земли так или иначе связаны с рельефом ее поверхности. Вместе с тем хорошо известно, что с изменением климата определенным образом изменяется и рельеф. Это обусловлено тем, что от климата в первую очередь зависят характер и интенсивность процессов выветривания, а во-вторых – он же определяет в значительной мере и характер денудации, поскольку от него зависят набор и степень интенсивности действующих экзогенных сил. Для целей инженерной геоморфологии важно знать как прямые, так и обратные их отношения.

Климатом принято называть совокупность погодных (атмосферных) условий за многолетний (порядка нескольких десятилетий) период, которые характерны для данной местности. Это более устойчивая функция

погоды, характеризующая данную местность в силу ее географического местоположения. Погода меняется стремительно, относительно быстро, а климат – относительно медленно.

Выделяют несколько уровней географического анализа климата: макроклимат, местный климат и микроклимат.

Под макроклиматом понимается климат крупного географического района, географической зоны или области, характеризующейся данными метеорологических станций в типичных для этого района ландшафтах. Различия в макроклимате улавливаются на больших расстояниях, измеряемых сотнями, иногда тысячами километров.

Микроклиматом обычно называют местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях – в десятки и сотни метров (климат леса, долины, склона определенных крутизны и экспозиции). Мезоклимат, или местный климат, занимает промежуточное положение между макро- и микроклиматом. Еще полвека назад его объединяли с микроклиматом. Но большая стабильность местного климата по сравнению с микроклиматом, благодаря чему с ним необходимо считаться при комплексном учете физико-географических особенностей территории – ее детальном районировании (например, при планировке города, территории дорог, аэродромов и др.), побудила выделить его в самостоятельный объект исследования. В то же время разделение мезо- и микроклимата часто имеет условный характер. В таблице 5.1 представлены некоторые критерии разделения этих понятий и диапазоны горизонтальных и вертикальных масштабов возмущений, характерных для них.

В приведенных выше определениях различных уровней климата геоморфологу важно подчеркнуть территориальный аспект разделения этих понятий и некоторую неполноту территориальной смены. В науках о Земле часто употребляют и такое понятие, как климат Земли. Последний испытывает периодические изменения, и с ними связывают глобальные перестройки структуры планетарной ландшафтной оболочки, в частности смену ледниковых и межледниковых эпох, в том числе и изменения рельефа.

Отсутствие четкой территориальной иерархии климатов в климатологии объясняется тем, что границы между разными климатами на местности проводить непросто. Их нередко находят в изменениях растительности, почвенного покрова и режимов рек. Иными словами, границы климатических зон, областей и районов следует устанавливать по географическим явлениям – откликам. И, по всей вероятности, территориальная иерархия ландшафтов может служить основанием для создания иерархии климатов. Отсюда разнопорядковым элементам рельефа могут соответствовать и разнопорядковые уровни климатов (таблица 5.1). Если такую точку зрения принять, то и анализ взаимосвязей между рельефом и климатом приобретет необходимую строгость.

Таблица 5.1 – Критерии распределения мезо- и микроклимата (по Е.Н. Романовой, 1983)

Неоднородности подстилающей поверхности		Масштаб возмущений	
Тип	Характеристика	Горизонтальный	Вертикальный
Мезоклимат			
Горный рельеф	Система гор	≤100 км	≤1000 м
Холмистый рельеф	Массивы площадью ≥100 км ²		
Реки	Ширина >1 км		
Озера, моря	Площадь зеркала 50–100 км ²		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью ≥100 км ²		
Большой город	Районы города		
Микроклимат			
Горный рельеф	Отдельные участки	≤10 км	100–200 м
Холмистый рельеф	Отдельно стоящие холмы или группы холмов		
Реки	Ширина <1 км		
Озера, пруды	Площадь зеркала <50 км ²		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью <100 км ²		
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы		

Прежде чем переходить к примерам, следует обратить внимание еще на одну особенность определения понятия «климат» – это обязательная связь климата с режимом погоды и влиянием подстилающей поверхности. Режим погоды определяется, как известно, формирующими его факторами. К ним относится географическое положение: широта, долгота и абсолютная высота местности (в последней координате в неявной форме присутствует рельеф), а также особенности циркуляции атмосферы. Режим погоды выявляется наблюдениями за ходом атмосферных процессов во времени. Это хорошо видно в способах описания климата. Обычно он характеризуется его главными элементами – температурой и влажностью воздуха. Различия погоды записываются в значениях среднесуточных, среднемесячных и среднегодовых температур, а также соответствующих сумм осадков.

В этих характеристиках элементов климата в неявной форме присутствует время, его определенный срок, по которому проводится осреднение (сутки, месяц, год и др.). В науках о Земле есть и такие понятия, как климат ледниковой или межледниковой эпохи. Для их характеристики используется иной масштаб времени и вводятся такие понятия, как сезон, фаза, цикл. Однако сопряженной системы понятий, раскрывающей соотношения пространственно-временной климатической иерархии, пока нет. И это затрудняет проведение анализа взаимосвязей между климатом и элементами ландшафта.

Поскольку климат – это определенный режим погоды, и он связан с рельефом, необходимо провести анализ связей между особенностями погоды и рельефом. Инженеру-геоморфологу важно знать, что участвующие в экзогенном рельефообразовании тепло и влага преобразуются в ходе определенных физических процессов в тропосфере. При этом осуществляются приток, отдача и перенос тепловой и кинетической форм энергии, испарение, конденсация водяного пара и перенос влаги и др. Характер и интенсивность этих процессов меняются с высотой, и по этой причине в тропосфере существует несколько слоев с разными соотношениями этих процессов. Обычно климатологи выделяют приземный слой толщиной в несколько метров (до десятков метров) и слой трения толщиной порядка 1000 м. В то же время число слоев может меняться от места к месту, а также и во времени в зависимости от характера подстилающей поверхности (водная поверхность, снег, открытая почва, растительные покровы разного типа и др.) и состояния природной среды. Земная поверхность пересекает эти слои на разной абсолютной высоте, и поэтому особенности течения метеорологических процессов у земной поверхности неодинаковы. Приземный слой воздуха низменных равнин отличается от такового над возвышенными плоскогорьями. Отличаются и режим температур, и режим влажности. Именно эти различия находят свое отражение в разнообразии местных климатов и микроклиматов равнинных и горных территорий.

Следует также обратить внимание и на то, что на характер метеорологических процессов оказывает влияние тип подстилающей поверхности, который в свою очередь зависит от рельефа (наличие водоемов, распределение почвенно-растительного покрова, присутствие ледников и др.). Следовательно, *рельеф и его особенности могут оказывать прямое влияние на ход метеорологических процессов или косвенное – через другие компоненты географического ландшафта*. При анализе влияния рельефа на метеорологические процессы и смену погод нужно отметить связь рельефа с особенностями циркуляции атмосферы и балансом солнечной радиации.

Циркуляция атмосферы – сложный комплекс процессов, протекающих в атмосфере, в характере которых отражается приход-расход солнечной энергии, шарообразность Земли, ее вращение, наклон оси вращения, расположение материков и океанов на поверхности Земли. Последнее определяется наличием самых крупных форм рельефа планеты, поскольку океаны – это заполненные водой отрицательные формы рельефа, а материки – положительные формы неровностей 1-го порядка. Если изменить размеры, конфигурацию и положение материков по отношению друг к другу, изменится система океанических течений, а вместе с тем и положение барических максимумов и минимумов, которые определяют зарождение циклонов и антициклонов. Так самые крупные формы рельефа определяют климат Земли в целом и отдельных ее регионов (Симонов, Кружалин, 1993).

Солнечная радиация и рельеф. Рельеф оказывает влияние и на поступление солнечной радиации (в особенности прямой). Если бы поверхность Земли была однородной и ровной, то приход прямой солнечной радиации зависел бы лишь от широты местности и убывал от экватора к полюсам пропорционально косинусу широты. Наличие неровностей сильно усложняет эту картину, поскольку склоны, обращенные к Солнцу и расположенные перпендикулярно к его падающим лучам, получают намного больше лучистой энергии, чем остальные склоны с иными углами наклонов и экспозицией. Учитывая это, а также наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики, на Земле можно выделить три различных типа морфорационных поясов с неодинаковым распределением прямой солнечной радиации по рельефу: приполярный, умеренный и приэкваториальный.

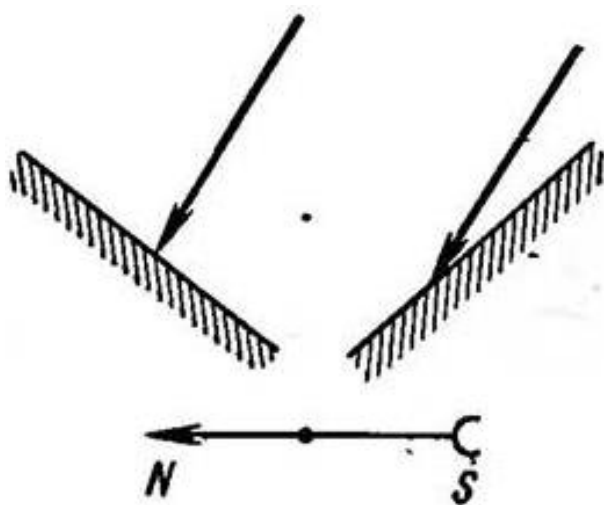


Рисунок 5.1 – Различие угла падения солнечных лучей на склоны южной и северной экспозиции (по Т.К. Горышеной, 1979)

В приполярных областях крутые склоны получают больше прямой солнечной радиации, чем пологие, при малом влиянии различий в их экспозиции. В областях умеренного пояса в равной мере играют роль как крутизна, так и экспозиция склонов, и легко можно обнаружить «солнцепечные» склоны и «сивера» (северные склоны гор в Северном полушарии). При этом максимум прихода прямой солнечной радиации приходится на склоны южной экспозиции (рисунок 5.1), а крутизна склонов с максимумом прямой солнечной радиации изменяется в течение года в зависимости

от широты местности. Наиболее контрастно в этом поясе распределение прямой солнечной радиации по склонам различной крутизны и экспозиции зимой, при самой низкой высоте Солнца над горизонтом.

И наконец, приэкваториальный тип морфорационного пояса. Здесь больше прямой солнечной радиации должны получать горизонтальные поверхности и пологие склоны. Независимо от их экспозиции с увеличением крутизны приход прямой солнечной радиации должен падать. В известном смысле приэкваториальная и приполярные области оказываются противоположными. Там распределение солнечной радиации по склонам разных крутизны и экспозиции затушевывается по ряду причин: распределением рассеянной солнечной радиации; взаимной затененностью склонов, которая определяется глубиной расчленения местности и разной ориентировкой орографических линий; суточным ходом изменения погод, с которым связаны меняющиеся во времени облачность и прозрачность атмосферы.

Распределение тепла по различным элементам рельефа зависит не только от поступлений прямой солнечной радиации, но и от других причин, в частности и от адвекции тепла и холода, которая может быть связана с циклами циркуляции атмосферы. Циркуляционные смены погод в реальной обстановке осложняются местными условиями. В причинах этих изменений большое место принадлежит рельефу. Его влияние особенно заметно при антициклональных режимах погоды. В это время ночью холодный воздух стекает в понижения, образуя «холодные озера воздуха» и «холодные потоки». С этими течениями поздней весной и ранней осенью бывают связаны заморозки, а в зимнее время, особенно в горных котловинах – инверсии температур.

Температура воздуха и рельеф. Температура воздуха характеризует теплообмен между воздухом и подстилающей поверхностью. Воздух нагревается (охлаждается), проходя над земной поверхностью, и в то же время отдает тепло, нагревая последнюю. Суточные колебания температур проникают в почву на глубину до 1 м, а в воде – до десятков метров. Годовые колебания проникают на 10–20 м. Амплитуды температур на поверхности почвы зимой колеблются в пределах 5–10°C, а летом – 10–20°C, иногда и выше. Конечно же, они изменяются в зависимости от широты и абсолютной высоты местности. В распределении температур с глубиной установлены определенные закономерности (законы Фурье): период колебаний температуры с глубиной не изменяется; амплитуда с глубиной уменьшается в геометрической прогрессии при увеличении глубины в прогрессии арифметической; время наступления максимальных и минимальных температур и в суточном, и в годовом ходе запаздывает пропорционально увеличению глубины. На глубинах 70–100 см суточная амплитуда колебания температур близка к нулю. Суточная амплитуда температуры воздуха также изменяется по широте и сезонам года. Большое влияние на ее изменения оказывает и рельеф местности: в вогнутых формах рельефа она увеличена, а над положительными формами уменьшена (закон Воейкова). В узких ущельях амплитуда температур меньше, чем в широких долинах и депрессиях. Над густым растительным покровом и над водной поверхностью она понижена. В горах амплитуда суточных температур воздуха с высотой убывает, но медленнее, чем в свободной атмосфере, на высоких обширных плато – такая же, как и в низинах.

Осадки и рельеф. Влагооборот является одним из важнейших циклов, определяющих формирование климата. Он начинается с испарения. Во влагонасыщении воздуха большую роль играет транспирация. Влагосодержание воздуха зависит от количества водяного пара, попадающего в воздух в результате испарения воды и транспирации. Влагосодержание, как известно, характеризуется упругостью водяного пара, абсолютной и относительной влажностью. С суточным и годовым ходом абсолютной и относительной влажности связано выпадение атмосферных осадков в виде дождя и снега. Выпадение осадков, их количество и режим тесно связаны с цирку-

лящей атмосферы. При этом обычно выделяют внутримассовые и фронтальные осадки. На ход осадков влияет рельеф местности, формирующий вместе с растительностью шероховатость поверхности. Причем влияние растительности, в особенности лесной, на количество осадков сказывается в двух направлениях. Во-первых, поверхность леса создает повышенную по сравнению с рядом расположенными безлесными пространствами шероховатость. Это вызывает торможение движения нижних слоев влажного воздуха; вследствие уменьшения скорости массы воздуха как бы нагромождаются над лесом; при этом возникают восходящие токи воздуха, способствующие конденсации и выпадению осадков. Во-вторых, растительный покров, в частности кроны деревьев, задерживает осадки, не допуская проникновения части их до поверхности земли.

Наиболее заметно влияние наветренных и подветренных склонов: на наветренной стороне возвышенностей и гор за счет вынужденного подъема воздуха по склонам возникают орографические восходящие вертикальные движения, увеличивающие облачность и количество осадков, а на подветренной – нисходящие движения, способствующие размыванию облачности и уменьшению количества выпадающих осадков.

С высотой изменяется и характер осадков. Выше некоторой гипсометрически определенной для каждого района мира границы осадки выпадают в виде снега. Этот уровень известен как снеговая граница в горах. Аналогично ей существует и плювиальная граница. Зимой эти границы гипсометрически снижаются, летом поднимаются.

Ветры и рельеф. Атмосфера Земли довольно неоднородна и изменчива, в ней постоянно происходит колебание температуры и содержания водяного пара, а также и других веществ. В результате изменяются плотность и давление воздуха. Например, при одинаковой температуре влажный воздух обладает меньшей плотностью, чем сухой, а холодный воздух всегда тяжелее и плотнее теплого. Это приводит к адвекции воздуха – переносу воздуха и его свойств в горизонтальном направлении, которая у дневной поверхности характеризуется ветром. Распределение воздуха с разной плотностью и температурой создает барические системы, главными элементами которых являются циклоны и антициклоны – области низкого и высокого давления. На разных гипсометрических уровнях барический рельеф неодинаков. Из этого следует, что рельеф подстилающей поверхности не может не оказывать влияния на конфигурацию и устойчивость барических систем. Так, к примеру, зимний сибирский антициклон нередко полностью «умещается» в межгорные понижения, а на уровне вершинного пояса гор антициклон может даже отсутствовать.

Элементы орографии земной поверхности оказывают большое влияние на движение воздуха в приземном слое: они создают препятствия на его пути; ветровой поток вынужден обтекать эти препятствия как с его боков, так и сверху. Чем больше сужение, через которое должен проходить воздух,

тем сильнее увеличивается скорость ветра. К тому же рельеф как бы изменяет направление ветра. Так, рисунок речных долин, горных хребтов, побережий в плане оказывает влияние на повторяемость ветров различных направлений, а вместе с тем определяет и розу ветров в приземном слое воздуха. При перетекании воздуха через вершину препятствия скорость ветра также увеличивается. Однако за препятствием скорость его ослабевает. Этот эффект фиксируется на расстоянии, равном 30–50-кратной высоте препятствия (так, по крайней мере, влияют лесные полосы).

Увеличение ветра с высотой следует рассматривать как явление нормальное. Земная поверхность обладает высокой шероховатостью, которая сильно ослабляет движение воздуха. С высотой это влияние уменьшается, и скорость ветра по мере удаления от поверхности растет сначала быстро, а затем медленнее. Это изменение удовлетворительно описывается логарифмическим законом. Ветер в сочетании с рельефом оказывает влияние на детали распределения осадков по элементам рельефа. Так, в частности, в привершинной части на наветренных склонах количество осадков падает, а в привершинной части подветренных склонов возрастает, поскольку ветер замедляется в первом случае и увеличивает во втором скорость выпадения мелких дождевых капель (Хромов, 1968).

Этих примеров достаточно для того, чтобы увидеть многообразие влияния рельефа на климат. Вышесказанное можно было бы дополнить влиянием рельефа на распределение снежного покрова и процессы, в нем протекающие. С рельефом связаны частота и пространственное распределение туманов, промерзание и оттаивание почв и другие явления.

Не менее велико обратное влияние. Климатические условия различных территорий сильно сказываются на спектре экзогенных процессов, частоте и интенсивности их проявления. Однако отношения между климатом и рельефом довольно сложны, крупные черты рельефа оказывают влияние на большой слой воздуха, малые – на более тонкий, а это в свою очередь сказывается на рельефообразовании. Региональные климатические условия, определяемые наряду с другими факторами крупными формами рельефа, являются в свою очередь условием существования и развития мезоформ рельефа, а последние устанавливают микроклимат и местный климат. Потом следующий уровень обратного влияния: местный климат и микроклимат определяют пространственную дифференциацию современных рельефообразующих процессов (выветривание, флювиальные процессы малых эрозионных форм, склоновые, нивальные процессы и др.).

Рельеф и почвенный покров. Почвенный покров является интегральным звеном в современном ландшафте. Как известно, почвенный покров формируется под воздействием трех основных факторов: 1) геологического субстрата, определяющего химический состав минеральной части; 2) органического вещества, которое поступает и преобразуется в почве благодаря жизнедеятельности растительности и животного мира; 3) климатических условий, обеспечивающих почвообразование теплом и влагой.

Рельеф выполняет при этом иные функции. Вещественный состав рыхлых отложений, на которых идет формирование почв, самым тесным образом связан с рельефом. Особенно это заметно в области распространения аккумулятивных форм, для которых типичны синхронное и сингенетическое образования рельефа и рыхлых отложений. Так, например, еще в конце 20-х годов XX века К.К. Марков показал, что формы рельефа морского и ледникового происхождения в окрестностях Ленинграда отличаются не только морфогенетически, но и по химическому составу слагающих их пород. Эти же различия в несколько меньшей степени проявляются в области распространения денудационного рельефа. Однако здесь четче прослеживается связь химического состава почвообразующих пород с возрастом, а не с генезисом рельефа. Это объясняется тем, что в областях денудации генетическое разнообразие форм рельефа невелико, а материал, испытывающий на себе воздействие процессов выветривания на разновозрастных элементах рельефа, прошел неодинаковую степень подготовки. На молодых формах рельефа состав элювия и склонового чехла претерпел, как правило, малые изменения по сравнению с исходным веществом литифицированных пород. В силу этого в его состав могут входить и относительно подвижные химические элементы. На древних формах денудационного рельефа можно встретиться со зрелым элювием и даже корой выветривания. Чаще всего из них выносятся не только щелочные элементы, но и щелочноземельные и даже в какой-то мере кремнезем. Таким образом, рельеф местности и его элементы, различные по своему происхождению и возрасту, отличаются по ряду физических и химических свойств того рыхлого чехла, который, с одной стороны, является коррелятным или конформным рельефу, а с другой – вещественным субстратом, на котором возникают и развиваются почвы. При переходе от одной формы рельефа к другой меняется не только химизм рыхлых отложений, но и ряд физических свойств. Так, часто изменяются гранулометрический состав пород и их пористость, имеющие важное значение для почвообразования.

Еще один фактор, определяющий процессы формирования почвенного покрова, – соотношение тепла и влаги – также в какой-то степени контролируется рельефом. Выше было показано, что распределение тепла меняется в зависимости от крутизны и экспозиции склонов, и два смежных участка склона могут иметь различный баланс тепла. Последнее определяет скорость химических реакций, протекающих в ходе почвообразования. В различных термических условиях по-разному идет разложение гумуса на пути от мортмассы (массы мертвого органического вещества в экосистеме) к опадку и далее к грубому и тонкому гумусу. Распределение тепла по элементам рельефа влияет на жизнедеятельность организмов, создающих запасы органического вещества и принимающих участие в цепочке трофических связей, способствующих переходу этого вещества в органические и органоминеральные соединения почвы.

Влага в почвообразовании играет не менее важную роль, чем тепло. Перемещая органические, органоминеральные и минеральные вещества в виде

истинных и коллоидных растворов, вода определяет тип почвообразующего процесса (подзолистый, дерновый, глеевый, иллювиальный и др.), а ее количество и качество – скорость формирования вертикального профиля. Поступая с поверхности почв в виде атмосферных осадков, вода частично испаряется, частично стекает по поверхности, а частично фильтруется. Соотношение этих трех статей расходной части бюджета воды контролируется рельефом. При больших уклонах и малой пористости, малых коэффициентах фильтрации большая часть воды стекает, не успевая ни испариться, ни просочиться в толщу рыхлых отложений. На пологих поверхностях склоновый сток уменьшается и возникает реальная возможность для вертикального перемещения продуктов почвообразования и формирования вертикального профиля почв. Так, подзолистые почвы умеренной зоны равнин, образованные в плакорах, переходят в слабоподзоленные, а иногда в дерново-подзолистые на склонах. Наличие уклонов местности создает обстановку для латерального взаимодействия почв разных типов, расположенных по линиям тока вод. Так, в основании делювиальных склонов зачастую возникают намывные почвы с большой мощностью гумусового горизонта, а в областях интенсивного смыва – скелетные почвы с эмбриональным характером генетических горизонтов (Симонов, Кружалин, 1993). Сильно отличаются почвы горных склонов и равнинных территорий. Почвы на склонах достаточно большой длины могут отличаться друг от друга по составу комплекса поглощенных оснований. Как правило, в пришовной части склонов в комплексе поглощенных оснований будут встречаться более подвижные химические элементы по сравнению с почвами, расположенными в верхней трети склонов.

Изменение свойств почвенных разностей в зависимости от рельефа в конечном счете объясняет и обратное влияние в системе «почва – рельеф». Почвы разного генетического типа характеризуются различной реакцией на действие рельефообразующих процессов. Они по-разному размокают, усыхают, набухают и обладают неодинаковой противоденудационной стойкостью.

Рельеф и растительный покров. Связь рельефа с растительностью в большой мере носит опосредованный характер. Растительность, как известно, тесно связана со средой обитания, растения получают свет, питание, тепло и влагу. Окружающая среда как бы состоит из ряда факторов, активно воздействующий на растительность. В экологии растений эти факторы объединяют в ряд групп, главными из которых являются: 1) климатические; 2) эдафические (почвы, рыхлые отложения, горные породы); 3) биотические; 4) исторические и др. Каждый из видов растительности характеризуется определенным типом местообитания, для которого типичным является закономерное сочетание факторов среды.

Выше было отмечено, как, каким образом рельеф оказывает влияние на климат и почвенный покров. И здесь можно сказать, что рельеф, изменяя местный климат и микроклимат, оказывает воздействие и на растительность. Иногда экологи выделяют в качестве факторов природной среды

и орографический. В этом случае описывают высотную поясность растительности в горах, влияние абсолютной высоты на растения у верхней границы леса, экспозицию, углы наклона склонов и др. Конечно, здесь можно увидеть первопричину изменения растительности в рельефе местности. Однако нетрудно заметить, что конкретной причиной, вызывающей изменения растительности, является не рельеф, а изменение соотношения тепла и влаги, освещенности–затененности, а также состава приходящей солнечной радиации (в частности, изменение доли ультрафиолетового и фотоактивного излучения). В приведенных примерах на растительность воздействуют климатические причины. Рельеф здесь – явно опосредованно действующий фактор. То же самое можно сказать и о тех случаях, когда меняющийся рельеф оказывает влияние на изменение свойств почвенного покрова. А затем уж он выступает в качестве эдафического фактора среды, оказывающего влияние на растительность (Симонов, Кружалин, 1993).

В менее четкой форме можно проследить влияние рельефа на растительность через исторический фактор среды. Известно, что каждый вид растительности ведет себя в природе как сложная система, как определенная целостность (или биоценоз). Ее главные черты не возникают сразу, многие из них имеют определенную историю. Некоторые из растительных форм могут войти в состав ценоза относительно недавно, другие представляют собой реликты и оказываются частью целого в результате процессов адаптации. Они нередко сохраняются от прошлых геологических эпох в результате особых сочетаний природных процессов, в том числе и процессов рельефообразования. Таким образом, история развития рельефа и история развития растительности могут иметь определенную общность в соотношении причин и следствий. Так, смена ледниковых и межледниковых эпох служила причиной изменения рельефа и растительности, и в определенных элементах современной флоры могут сохраняться следы былых климатических фаз похолоданий и оптимумов.

Наряду с косвенным характером влияния рельефа и рельефообразующих процессов на растительность можно обнаружить некоторые виды их прямых отношений. Экзогенные рельефообразующие грунтовые потоки могут способствовать распространению отдельных растений в виде семян и вегетативных органов. Таковы водные потоки, вдольбереговые и другие течения, ветер, склоновые потоки. Эти перемещения могут быть близкими или далекими. В последнем случае растение может оказаться в совершенно иных условиях среды произрастания и в силу этого может даже менять свои жизненные формы. В условиях быстроменяющейся внешней среды растения должны приспосабливаться к необычным условиям временного затопления на днищах долин и озер, развевания песков, схода лавин и селей. Катастрофические геоморфологические явления разрушают сложившиеся растительные сообщества и создают как бы новое пространство для пионерного освоения и последовательной смены сукцессий.

Растительность в свою очередь оказывает влияние на рельеф и ход рельефообразующих процессов. Так, например, лесная растительность нивелирует влияние экспозиции и углов наклона склонов по распределению света и тепла. Тем самым нивелируется ход процессов выветривания. Транспирация растительностью поглощенной из почвы влаги изменяет влажность грунтовых массивов и затрудняет действие ряда склоновых процессов. Растительность может стать причиной роста темпов аккумуляции наносов в руслах рек и на берегах озер и морей. С нарушением растительного покрова высока вероятность активизации современного экзогенного рельефообразования.

Рельеф и сток поверхностных и подземных вод. Как было уже показано, рельеф местности определяет закономерности выпадения атмосферных осадков. Но неравномерность увлажнения склонов зависит в большей мере от распределения атмосферной влаги в ландшафте.

Существенными факторами формирования стока подземных и поверхностных вод являются распределение снежного покрова, наличие в водосборных бассейнах ледников, многолетних снежников, многолетней мерзлоты и наледей. Пространственная локализация этих явлений, условия их возникновения и существования в конкретной местности зависят и от рельефа: от глубины расчленения, затененности, экспозиции склонов и др. В формировании стока поверхностных и подземных вод большое значение имеет соотношение испарения, фильтрации и склонового поверхностного стока. Увеличение испарения на склонах южных румбов в зоне умеренных широт Северного полушария неизбежно должно привести к потерям в стоке. Увеличение крутизны склона уменьшает время добегания, увеличивает сток поверхностных вод, вызывает увеличение амплитуды колебаний уровней и расходов воды в ручьях и реках. Однако при этом уменьшается фильтрация вод в грунты и сокращается питание подземных вод. Выполяживание рельефа приводит к увеличению доли подземного питания рек, растягиванию паводков во времени.

Изменяя режим стока подземных и поверхностных вод, рельеф местности оказывает влияние на качество вод. Так, сокращение времени добегания меняет количество растворенного вещества и рН природных вод. Измененный режим поверхностных и подземных вод в свою очередь оказывает влияние на ход флювиальных процессов, процессов суффозии и карста.

В любом ландшафте существует многообразие связей между его компонентами. В нем циркулируют и проходят различные превращения вещества и энергия. Рельеф земной поверхности оказывает заметное влияние на ход многих природных процессов, осуществляющих функционирование сложных природных систем различного иерархического уровня. Занимаясь оценкой рельефа в инженерных целях, геоморфолог не может не учитывать той сложности взаимосвязанных явлений, в которых разрушение одного звена ведет к цепочке иногда непредвиденных и нежелательных последствий.

5.2. Антропогенное рельефообразование и его влияние на ландшафт

С момента появления человека разумного на Земле его деятельность стала активным фактором или процессом преобразования ландшафтов. В первую очередь под влиянием жизнедеятельности человека (строительство оборонительных укреплений, жилищ, хозяйственных построек, подсечно-огневое земледелие) изменились растительность и почвенный покров. По мере роста производительных сил и энерговооруженности производства воздействие человека на окружающую среду приобрело весьма разнообразный характер. При этом заметно возросли и интенсивность воздействия, и широта территориального охвата. Теперь уже все элементы естественного (природного) ландшафта стали испытывать преобразующее и далеко не всегда рациональное воздействие человека. Заметно изменился и рельеф. Его естественные формы приобрели новые черты, а подчас возникли и новые формы, совершенно чуждые геоморфологическому ландшафту и нарушающие нормальный ход его функционирования.

Одной из первоочередных задач, с которыми столкнулись геоморфологи при появлении антропогенного рельефа, была необходимость его отражения на картах и в классификациях. Пока распространение форм было незначительным, и все они имели явно скульптурный облик, их относили к экзогенному рельефу в качестве одной из его категорий. По мере роста разнообразия антропогенных форм, появилась потребность в их типизации, которая нашла отражение в создании большого количества классификаций антропогенного рельефа. Согласно С.С. Черноморцу (1987), одна из первых классификаций была создана в 1949 г. В.Г. Бондарчуком, который выделил комплексы антропогенных форм, или «культурные геоморфологические ландшафты», – сельскохозяйственный, ирригационный, горнопромышленный и оборонный. Многие современные классификации продолжают эти идеи, расширяя набор комплексов и используя иные термины. Несколько иначе к этому вопросу подошел А.С. Девдариани (1954), который увидел в действиях человека не только генетически разнообразный набор типов рельефообразования, но и определенные соотношения естественных и искусственных процессов. Он разделил все формы рельефа на естественные, искусственные, одичалые, окультуренные и возбужденные.

Подробная классификация антропогенного рельефа разработана Д.Г. Пановым (1966), который различает техногенные формы, создаваемые человеком в процессе производства, и формы, связанные с преобразовательной деятельностью, с изменением ранее существовавшего рельефа. Указанные классы близки по смыслу к типам искусственных и окультуренных форм А.С. Девдариани. А.Г. Панов, кроме того, выделяет группы антропогенного рельефа – техногенный (горнопромышленный и инженерно-строительный) и агрогенный, – дополнительно указывая в них выработанные, аккумулятивные и активизированные формы. В классификации учтен как надземный, так и подземный рельеф.

В.В. Пиотровский (1961) разделяет формы на непосредственно и косвенно антропогенные. Он различает также денудационный и аккумулятивный антропогенный рельеф и отмечает возможность деления форм на молодые, зрелые и старые. В классификации А.И. Спиридонова (1967) наряду с экзогенным, эндогенным и космогенным выделяется антропогенный класс рельефа.

А.И. Спиридонов различает формы, созданные вручную, с применением простейших орудий, при помощи машин, путем взрывных работ и при целенаправленном использовании естественных процессов. В зависимости от вида деятельности населения, он выделяет рельеф, связанный: а) с производством (промышленным, добычей ископаемых); б) со строительством (промышленным и гражданским, гидроэнергетическим, дорожным и портовым); в) с прочими видами деятельности (бытовой, военными действиями). Кроме того, автор классификации подразделяет антропогенный рельеф на выработанный и насыпной. Л. Заплетал (1968) классифицирует формы по видам деятельности на аграрные, промышленные, коммуникационные, гидротехнические, связанные с разработкой ископаемых, с жилищным строительством и с захоронениями. Классификация Ю.Ф. Чемякова (1972) базируется на разделении антропогенных форм на надземные и подземные. Среди надземных выделяются: 1) созданные при разработке ископаемых; 2) возникающие при сельскохозяйственном освоении земель; 3) образующиеся в результате искусственных сооружений; 4) создаваемые для борьбы с природными явлениями. Подземные формы разделены на связанные с гражданским и военным строительством и с добычей полезных ископаемых. П.Ф. Молодкин (1975) обособляет конструктивный (выработанных и насыпной) и реконструктивный (обновленный и деградированный) антропогенный рельеф. Конструктивные формы создаются при непосредственном, реконструктивные – при косвенном воздействии на грунты.

Подвергая критике *односторонность типизации по видам деятельности и по форме объектов*, Ф.Н. Мильков (1974) считает более оправданной морфогенетическую классификацию. Он подразделяет антропогенный рельеф на горнорудный, дорожный, селитебный, сельскохозяйственный, водно-береговой и бelligеративный классы. Выделены категория прямых (целенаправленных) форм – выработанных и насыпных – и категория сопутствующих (эоловых, оползневых, термокарстовых и др.) форм рельефа. Несмотря на морфогенетический принцип построения, в классификации не проводится деление по морфологическим признакам. К. Ратьенс (1979) выделил формы рельефа, связанные с поселениями человека, сельскохозяйственным воздействием, транспортным строительством; гидротехнические сооружения; формы, возникающие в результате развития горнотехнической промышленности, военных действий и применения современных средств взрыва. З.А. Сваричевская и И.Л. Лутовинов (1981) в пределах четырех типов прямого и косвенного техногенного морфогенеза – промышленного, городского, сельскохозяйственного и транспортного – указывают основные и побочные формы морфогенеза (рельеф и процессы) и тип восстановления.

По мнению Л.Л. Розанова (1984), формы рельефа и искусственные сооружения являются объектами особого «геотехноморфогенного пространства» – специфического вещественно-морфологического образования, состоящего из взаимодействующей совокупности природных и техногенных компонентов, на которые воздействуют экзо-, эндо- и техногенные факторы. Оно представлено природными, техногенно-обусловленными формами рельефа, рельефоидами (инженерными сооружениями), рельефидами (самоходными установками) и приповерхностной частью литосферы (от первых метров до нескольких километров). Видимое ограничение этого пространства – интегральную геоповерхность образуют формы естественного, техногенно-природного, техногенного рельефа, грани рельефоподобных (стационарных и подвижно-неподвижных) техноморфообъектов (таблица 5.2).

Таблица 5.2 – Реальности интегральной геоповерхности (по Л.Л. Розанову, 2001)

Овеществленность формообразований	Морфологическое выражение
Естественная	Природные формы рельефа
Техноплагенная	Абразионные, оползневые берега водохранилищ, поверхности оседания, провалы, котловины проседания на подрабатываемых территориях, оползни подрезанных склонов, наложенные поймы, селехранилища и др.
Техноглиптогенная	Карьеры, котлованы, каналы, выемки, канавы, траншеи, воронки взрывов и др.
Технолититная	Поверхности пахотных земель, уплотненные поверхности грунтовых дорог и аэродромов, технически мелиорированные морфообразования и др.
Технолитная	Намывные и насыпные террасы, пляжи, земляные плотины, дамбы, валы, терриконы, отвалы, курганы, насыпи железных дорог и др.
Технолитонидная	Рельефоиды (жилые, гражданские, промышленные здания, инженерные сооружения), наземные рельефиды (подвижно-неподвижные устройства), асфальтированные и бетонированные поверхности поселений, автодорог, аэродромов и др.

Рельефоиды урбанизированных территорий (жилые, промышленные и другие сооружения) формируют резко расчлененную по высоте интегральную геотехноморфогенную поверхность (интегральную геоповерхность) не тождественную земной поверхности – природному образованию.

Специфичность интегральной геотехноморфогенной поверхности определяются тем, что движущими силами процесса ее изменений и преобразований выступают как техногенные, так и природные факторы. Это сопровождается изменением сложной системы потоков вещества и энергии, направленности и интенсивности рельефообразующих процессов. В исследовании территориально-пространственного ресурса на разных уровнях принципиально исходить из взаимодействия техногенных, экзогенных, эндогенных факторов в геотехноморфогенном пространстве. Интегральная геоповерхность – это технолитоморфное слагаемое окружающей среды, фундамент жизнедеятельности человека, реальность геоэкологического природопользования (Розанов, 2014).

В силу этого антропогенный рельеф, его происхождение и развитие не могут не входить в круг вопросов, которыми должна заниматься инженерная геоморфология. Еще на ранних стадиях изучения антропогенного рельефа особенно значительными должны были быть работы по его описанию и инвентаризации. Но теперь все важнее становится не только установление происхождения «рельефоидов», но и описание функционирования антропогенно-геоморфологических систем, которые накладываются и замещают в пространстве естественные геоморфологические системы. Изучать их нужно для целей прогнозирования и управления поведением природно-антропогенных систем. При этом, конечно же, важно помнить, что человека в его отношениях с природой интересуют не только рельеф и его антропогенные изменения, но и реакция всей окружающей природы, в той или иной мере вовлеченной человеком в производство. Именно здесь полезно вспомнить, что *рельеф является частью окружающей природной среды, который наряду с породами, слагающими верхние горизонты литосферы, составляет морфолитогенную основу ландшафта*. Изменяя рельеф, человек неизбежно изменяет и другие компоненты ландшафтно-географических систем, нарушает сложившиеся в этих системах связи и стационарность функционирования. Вот поэтому рельеф следует охранять, как охраняются законом воздух, воды, почвы, растительность, животный мир и недра. А все изменения рельефа должны быть согласованы с правилами рационального природопользования (Симонов, Кружалин, 1993).

Вопросы для самоконтроля к главе 5

1. Почему рельеф иногда рассматривают в качестве базиса географических ландшафтов?
2. Вспомните, что такое элементы географических систем, как они связаны друг с другом?
3. Рельеф – это сложная система неровностей разных размеров, наложенных друг на друга. Что понимают под иерархией форм рельефа?
4. Почему наиболее просто устроенным элементом рельефа земной поверхности является склон?
5. В природно-территориальных комплексах любого иерархического уровня рельеф выполняет определенные функции. Какие бинарные связи при этом возникают?
6. В чем достоинство бассейнового анализа, который позволяет выделять хорошо организованные системы?
7. На основании каких фактов появилась необходимость в создании большого количества классификаций антропогенного рельефа?
8. Какие аргументы приводит Ф.Н. Мильков, считая более оправданной морфогенетическую классификацию антропогенного рельефа?
9. Что такое, по мнению Л.Л. Розанова, геотехноморфогенное пространство?



Глава 6

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДАХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ

6.1. Гидротехническое строительство

Гидротехническое строительство обычно предусматривает комплексное использование речных бассейнов, поэтому в состав гидротехнического узла входят сооружения различного назначения. Они определяют технические требования, которые учитываются при оценке природной обстановки строительства.

В гидротехнических изысканиях рельеф приобретает значение одного из факторов, определяющих пригодность территории для постройки плотин, устройства водохранилищ, деривационных каналов. Нередко резко выраженные особенности рельефа территории становятся главными в решении вопроса о народнохозяйственной рентабельности гидротехнического сооружения.

При строительстве гидротехнических сооружений, работа которых связана с удержанием и пропуском огромных масс воды, общими и основными техническими требованиями являются устойчивость сооружений – устойчивость плотины на осадку, сдвиг в основании и у бортов долины, устойчивость берегов водохранилищ и каналов и минимальная фильтрация – под плотину и в обход ее, в днище и борта водохранилищ, каналов. В зависимости от природных условий строительства технические требования могут меняться. Например, при строительстве водохранилищ в горах важное техническое требование – их минимальное заиление, на равнинах существенны вопросы затопления и подтопления, а в пустынях – засоление вод. Общее экономическое требование – возможно меньшая стоимость всех сооружений.

Объем и характер геоморфологических работ зависят от стадии проектирования, типа и размеров гидроэнергетических сооружений, сложности рельефа и геологического строения района строительства. Согласно строительным нормам и правилам, для решения инженерно-геоморфологических задач в ходе гидротехнического проектирования и строительства необходимо:

- 1) дать оценку рельефа для расчетов общего плана размещения сооружений и для выяснения технических условий проектирования (тип сооружения, его параметры, условия затопления и подтопления). Для этого рекомендуется изучить генетические особенности, морфологию и морфометрию рельефа, этапы его формирования на основе изучения возраста древнего и погребенного рельефа;
- 2) по формам рельефа изучить характер проявления современных геоморфологических процессов, влияющих на проектирование сооружений, дать оценку роли процессов в устойчивости склонов долин и берегов водохранилищ, определить динамичность их проявления;
- 3) дать прогноз изменений природных условий в ходе строительства и в период эксплуатации

сооружений (как будут осуществляться переработка берегов водохранилищ, заиливание дна, склоновые процессы вблизи плотины). Предвидеть ход процессов и их затухание или усиление, появление новых процессов и явлений, которые не проявляли себя ранее (эрозия, оползни, просадки). Оценить влияние будущего строительства на изменение природных условий, т.е. предвидеть двустороннюю связь системы «сооружение ↔ природные условия». Для решения этих практических задач наряду с традиционными применяют количественные, математические и экспериментальные методы геоморфологических исследований. Появляется возможность для включения в программу проектировочных работ инженерно-геоморфологических исследований, создания специальных инженерно-геоморфологических карт (Палиенко, 1978).

Организация проектно-изыскательских работ для гидротехнического строительства основана на стадийности. Приняты следующие этапы проектирования: 1) предпроектные работы – схема территориального планирования (СТП) объектов в области энергетики и обоснование инвестиций (ОИ); 2) проектные работы (стадии) – проектная и рабочая документации.

Схема территориального планирования объектов должна удовлетворять различным народнохозяйственным нуждам в гидроэнергетике, водоснабжении, ирригации, транспорте и других отраслях. Изучением охватываются отдельные речные долины, иногда весь бассейн реки, а при решении таких крупных задач, как переброска стока одной реки в другую, изыскания и исследования проводят для ряда бассейнов рек. Ведутся исследования также в районах намечаемых гидроузлов.

Для обоснования экономической целесообразности и технической возможности строительства каскада гидроузлов в комплексе исследований проводят анализ геоморфологического строения. Используются в основном уже имеющиеся на данную территорию материалы. Геоморфологическая карта служит основой для предварительных заключений.

На проектных этапах инженерно-геологические условия могут быть систематизированы по основным показателям и сведены к относительно небольшому числу наиболее часто встречающихся типов. При этом появляется возможность при строительстве использовать метод аналогий. Это даст основание с необходимой для данного этапа точностью оценить несущие и фильтрационные свойства грунтов, залегающих в основании сооружений, прогнозировать влияние различных процессов.

В основу типизации оснований гидротехнических сооружений положено комплексное влияние следующих факторов: литологического состава и залегания горных пород, их состояния; характера современного рельефа и геоморфологических особенностей; подземных вод и водопроницаемости горных пород; неблагоприятных геологических процессов.

Существуют следующие типы оснований плотин: изверженные (интрузивные и эффузивные) породы, метаморфические, осадочные (морские – карбонатные, соленосные, алевролиты и песчаники, глины; континентальные – аллювиальные, ледниковые, лессовые) с их подразделениями.

Подтипы в осадочных породах могут выделяться по особенностям рельефа, например области ледниковой денудации и области ледниковой аккумуляции; последние в свою очередь делятся по возрасту ледникового рельефа.

Задачей геоморфолога при изысканиях для схемы использования реки является подбор материалов о рельефе для проведения инженерно-геологического районирования. Основанием для районирования могут служить ширина, глубина долины, характер ее склонов, состав пород ложа, мощность и состав аллювия и других рыхлых отложений, гидрогеологические условия и современные процессы. Осуществляемая на этом этапе проектирования мелкомасштабная инженерно-геологическая съемка может быть дополнена тематическими работами, в том числе геоморфологическими (изучение многолетней мерзлоты, оползней, карста).

При оценке водоудерживающей способности водохранилища и наличии неблагоприятных условий типа погребенных долин, карста, просадочных явлений часто планируются комплексные исследования по специальной программе.

Обоснование инвестиций должно показать экономическую целесообразность и экологическую возможность строительства сооружений, выбранных на основании разработанной схемы территориального планирования объектов. Выбирают участок под плотину, водохранилище, каналы. Устанавливают размеры сооружений, нормальный подпорный уровень (НПУ) водохранилища, обеспеченность строительными материалами. Из нескольких вариантов створа плотины на стадии ОИ следует выбрать один, наиболее выгодный с экономической, экологической и изыскательской точек зрения.

При геоморфологических наблюдениях изучают следующие вопросы: палеогеоморфологические элементы речной долины, геоморфологию ее склонов и речных террас, динамику современных процессов и др. Решение их несколько различно при проектировании основных элементов гидроузла – плотин, водохранилищ и др.

Стадия проектной документации сосредоточивает исследования на одном участке, обоснованном под строительство при ОИ, на котором окончательно выбирают место под плотину и водохранилище, уточняют типы и размеры сооружений, разрабатывают защитные мероприятия в пределах будущей чаши водохранилища.

Стадия рабочей документации предназначена для решения задач, возникающих в ходе проектирования и строительства конкретных узлов и деталей сооружения (типы земляных сооружений, работы в котлованах).

Инженерно-геологическая съемка и геоморфологические исследования. В ходе съемки изыскатели получают характеристики геологического строения, гидрогеологических, геоморфологических, физико-географических условий изучаемой территории. При этом геоморфологические исследования составляют значительную часть проводимых работ. Выбор масштаба съемки определяется ее назначением, геологическим строением и рельефом территории (Палиенко, 1978).

Содержанием инженерно-геологической съемки являются: геологическое картирование, геоморфологические и гидрогеологические наблюдения, изучение тектоники и свойств горных пород.

Изучение рельефа может ограничиваться использованием имеющихся карт и материалов (если территории несложные по рельефу). В случае необходимости для сложного рельефа проводят геоморфологическую съемку и составляют карты геоморфологического районирования, или инженерно-геоморфологические, соответствующие заданному масштабу. Во всех случаях геоморфологическая карта служит основой для составления инженерно-геологических карт. При наличии материалов аэрофотосъемки проводится их дешифрирование с привлечением геолого-геоморфологических материалов. Наряду с геологическим дешифрированием выявляются по морфоскульптуре геоморфологические элементы и участки неблагоприятных для строительства современных экзогенных процессов.

В горных районах с особо развитыми склоновыми процессами может проводиться теодолитная съемка, позволяющая, во-первых, точно привязать различные формы рельефа, а во-вторых, служить материалом для прогноза процессов при повторной съемке.

Общие требования к геоморфологическим наблюдениям сводятся к увязке закономерностей в строении и развитии рельефа, горных пород (особенно рыхлых, четвертичных), гидрогеологии и геоморфодинамики. Необходимо дать материал для анализа истории формирования речной долины и окружающей территории; установить мощности и состав четвертичных отложений, выявить действие геоморфологических (геодинамических) процессов и их влияние на строительство; наметить перспективы поисков строительных материалов; способствовать расшифровке тектонического строения территории и проявления новейших и современных движений земной коры. Оценка рельефа должна носить качественный и количественный характер (Палиенко, 1978).

Основной объект изучения – речная долина, ее морфология, генезис и история развития. Геоморфологическое районирование долины на генетические отрезки, выявление особенностей долины в каждом районе, оценка этих районов с точки зрения их пригодности для строительства различных элементов гидроузла – вот основная задача геоморфолога, выполнение которой намечается в ходе инженерно-геологической съемки.

В пределах речной долины изучают ее поперечный и продольный профили, их зависимость от состава грунтов и тектоники. Глубина эрозионного вреза до коренных пород, мощность аллювия в пределах разновозрастных террас, типы террасовых комплексов определяют конструкцию плотины и выбор места под водохранилище.

Изучение и картирование террас часто определяют строительные возможности. Разными будут инженерные решения для участков аккумулятивных, эрозионных и цокольных террас. Нелегко установить границы

на местности из-за их плохой выраженности, сглаженности уступов, перекрывания аллювия лессовыми породами. На отдельных участках трудно отличить развитые по всей долине цикловые террасы от локальных, встречаемых лишь на участках локальных тектонических движений, а также от псевдотеррас разного генезиса, не связанных с работой реки (структурных – в районах развития пород неодинакового литологического состава, а также оползневых, пролювиальных).

Рекомендуется группировать надпойменные террасы в комплексы – нижние террасы, верхние террасы и т.п., так как это позволяет объединить их по строению четвертичных отложений. В один комплекс попадут террасы, мало отличающиеся по высоте, строению, особенностям протекающих в их пределах процессов. В продольном профиле долины фиксируется высота террас на разных ее участках, отмечаются их деформации, участки размыва, погружения.

На современном этапе развития долины наиболее динамичны русло и пойма. Характер их переформирования необходимо знать для наиболее ответственных сооружений гидроузлов.

Палеогеоморфологическими исследованиями, проводимыми в комплексе с бурением и геофизическими методами, следует выявить наличие погребенных палеоврезов как в пределах современных долин, так и вне их, в том числе и на соседних с долиной водоразделах. Глубина таких врезов часто превышает современные во много раз. Будучи выполнены рыхлыми отложениями, погребенные долины могут значительно повлиять на строительство.

При инженерно-геологической съемке необходимо выявить районы проявления тех или иных современных процессов, фиксируемых по развитию различных морфоскульптурных комплексов. Особо опасны склоновые процессы. Определение устойчивости склонов также входит в задачу съемки (Палиенко, 1978).

Плотины. При выборе створа плотины главная задача геоморфологических исследований – выявление суженных участков речных долин и выяснение их строения и генезиса. Могут быть случаи, когда суженные участки долин по устойчивости рельефа окажутся непригодными для строительства, например, если по генезису они связаны с конусами выноса, отторженцами, оползнями, завалами. Анализ устойчивости рельефа таких участков подкрепляется геоморфологическими картами и профилями.

Размеры плотины и оценка устойчивости ее основания прямо зависят от глубины вреза речной долины. По высоте плотины бывают: низкие – до 10 м, средние – от 10 до 50 м, высокие – от 50 до 150 м, сверхвысокие – более 150 м.

Морфология речной долины и ее размеры наряду с другими факторами обуславливают строительство плотин разных типов: бетонных – гравитационных, контрфорсных, арочных и из местных строительных материалов – земляных. На равнинных реках преобладают гравитационные плотины, которые по форме напоминают треугольник. Например, плотины

Волховской, Днепровской, Братской, Красноярской и др. гидроэлектростанций (Палиенко, 1978).

В контрфорсных плотинах давление воды передается на опоры или перекрытия, поддерживающие плотину. Они создаются в глубоких долинах горных рек: Кировская ГЭС в Киргизии (высота до 90 м), Андижанская в Узбекистане (105 м), Нурекская ГЭС в Таджикистане (300 м).

В предгорьях Урала, Кавказа, гор Средней Азии в суженных участках долин обычно проектируются плотины арочного типа (приплотинные). В плане они имеют криволинейную форму, работают как арка, передавая нагрузку на берега.

Характер инженерно-геологических работ и масштаб съемки при проектировании плотин будут неодинаковыми при изысканиях для выбора варианта створа и при изысканиях на выбранном створе.

Для выбора варианта створа проводится инженерно-геологическая съемка, в состав которой входят геоморфологические наблюдения. Выбор масштаба съемки зависит от сложности геологического строения и рельефа, а также от типа проектируемого сооружения. Он колеблется от 1:5000 до 1:25000 как для схемы территориального планирования, так и для ОИ. При этом наиболее мелкий масштаб выбирается для I категории сложности территории, когда рельеф и геологические условия однообразны.

Если инженерно-геологические изыскания сосредоточены в основном узкой полосой вдоль конкурирующих створов на разобщенных участках, то геоморфологу следует изучить более широкую площадь, так как многие особенности рельефа в районе створа связаны с весьма удаленными от него участками, особенно палеogeоморфологические элементы (палеореки, палеокарст).

Ширина охвата территории геоморфологическими исследованиями диктуется также связью современных процессов с ландшафтными зонами, с определенными элементами рельефа, контурами литологически однородных пород. Чтобы предусмотреть развитие современных процессов, нужны сведения не только о долине реки, но и об окружающих водоразделах.

Изучение рельефа становится главным в изыскании створов в следующих конкретных геоморфологических условиях. В горных районах при глубоком врезе долин и большой крутизне склонов возникает возможность обвалов больших масс горных пород. При расчете устойчивости склонов, особенно при врезке котлована, наряду с другими данными необходимо знать историю развития долины, возраст отдельных участков ее склона.

Оползнеопасные склоны могут быть нерентабельными для строительства плотин. Так, при выборе створов плотин Саратовской и Чебоксарской ГЭС большим препятствием были оползни, развитые на правом берегу Волги. На строительство плотин в отдельных случаях может влиять карстообразование при наличии крупных полостей и низком базисе карстования, что усложняет условия фильтрации. При наличии участков палеодолин, vyplненных водопроницаемыми песчано-галечниковыми толщами, следует

предусмотреть возможность фильтрации и появление зон подтопления на соседних участках. Древнее переуглубление может достигать более 100 м глубины на локальных участках крупных долин. Анализ рельефа в таких случаях требует знаний о палеогеоморфологии и палеогеографии бассейна всей долины. Сейсмичность и современные движения земной коры могут предопределять выбор створа плотины в горных районах. В районах с высокой сейсмичностью рекомендуется располагать створ в пределах крупных блоков пород, не разбитых мощными трещинами, по которым могут происходить подвижки. Следовательно, здесь необходим анализ блоковой морфоструктуры и секционный анализ для выявления блоков и секций с разной подвижностью в неотектоническое время и определение унаследованности их движений на современном этапе.

Водохранилища. Проектирование и строительство водохранилищ не может быть решено только в рамках инженерно-геологических изысканий, как это имело место для плотин. Возникает множество инженерно-географических проблем, их решение затрагивает все компоненты природной среды.

При крупном гидротехническом строительстве необходимо учитывать комплексное использование различных природных ресурсов – водных, земельных, лесных, климатических, геоморфологических, горнорудных, рыбных и др.

При выборе места под водохранилище следует иметь в виду расположение долины в том или ином геоморфологическом районе. В наиболее благоприятных районах этот выбор осуществляется с одновременным удовлетворением нужд строительства плотины и водохранилища.

Наиболее целесообразны расширения долины выше плотин, приуроченных к естественному элементу рельефа – древнеозерному понижению или отрицательной морфоструктуре, например к грабену. Расширение долины может быть связано также с выходами неустойчивых к денудации пород. Глубокая долина с ясно выраженными крутыми склонами обеспечивает концентрацию вод, не занимающих больших площадей – это оптимальные условия для чаши водохранилища.

Геоморфологические наблюдения помогают в расчете следующих основных явлений: фильтрационных потерь в дно и берега водохранилища; подтопления прилегающих территорий; заполнения чаши продуктами твердого стока; переработки берегов водохранилища.

На стадиях предварительных работ и проектной документации проводится инженерно-геологическая съемка, охватывающая чашу водохранилища и прилегающие территории, на которых возможны переработка берегов и подтопление, с учетом максимально возможной отметки подпора. Масштаб съемки колеблется от 1:50000 до 1:200000 для всего водохранилища и от 1:5000 до 1:25000 на защищаемых участках. Если ожидаются потери воды на фильтрацию в соседние долины, особенно при условии более низкого базиса эрозии по сравнению с основной долиной, то наблюдения за рельефом

и съемка ведутся на всей площади неблагоприятных междуречий. Основные границы при съемке устанавливаются с геоморфологическими элементами.

Геоморфологические условия фильтрации связаны с морфологией и морфометрией водоразделов – асимметрией, шириной, глубиной вертикального расчленения; историей развития водоразделов, их устойчивостью во времени и с наличием в их пределах палеодолин и палеоврезов; геологическим строением – наклоном пластов, наличием крупных разломов; с гидрогеологическими особенностями – уровнем водораздела подземных вод, положением водоупоров, водопроницаемостью пород.

Обычно на равнинных территориях ширина водоразделов составляет несколько километров и фильтрация здесь возможна в редких случаях, например при близком расположении соседней долины или наличии погребенных форм рельефа, способствующих фильтрации (карстовые пустоты, палеодолины). В горных районах фильтрация происходит значительно чаще благодаря разной глубине вреза рек, дислоцированности горных пород и пр.

При наличии водопроницаемых пород учитывают наклон пластов: при падении пластов в сторону долины фильтрация в дальнейшем может прекратиться, а при падении пластов от долины возникает ее угроза.

Фильтрация возможна в дно водохранилища через аллювиальные толщи, если аллювий соприкасается с водопроницаемыми породами коренного ложа. Это требует знаний палеогеоморфологии долины и коренного ложа. Фильтрация может происходить также при наличии погребенных речных долин, не связанных с современной речной долиной.

Фильтрационные потери могут быть временные, идущие на насыщение пород, и постоянные. В их оценке необходим анализ рельефа и погребенных его элементов, выяснение их размеров и конфигурации.

Подтопление – это неблагоприятное явление, вызванное подъемом в прибрежной зоне уровня грунтовых вод вследствие подпора при устройстве водохранилища. Если площадь затопления определяется довольно легко по топографической карте (для этого надо знать абсолютную высоту нормального подпорного уровня – НПУ), то площадь и места подтопления рассчитать гораздо труднее.

С помощью гидрогеологических исследований производится расчет по формулам глубины стояния подземных вод в условиях подпора и прогнозируется скорость его распространения. В первые 3–5 лет после наполнения водоема до НПУ происходит подъем грунтовых вод на 60–90% величины подпора, а в дальнейшем он идет очень медленно. По этим расчетам проектируются защитные мероприятия – дамбы, дренажи или намечается перенос сооружений.

Ширина подтапливаемой зоны будет наибольшей в породах высокой водопроницаемости (например, в закарстованных известняках), гораздо меньше – в водоупорных породах (суглинках, сланцах, глинистых песках). Хорошие результаты для прогноза подтапливаемых территорий может дать

сравнительный анализ, а еще лучше – наложение друг на друга двух карт: геоморфологической, построенной по принципу картирования генетически однородных поверхностей, и гидрогеологической, где указаны глубины стояния подземных вод для разных сроков прогноза.

Определение *заиления* дна водохранилища связано с гидрогеологическими расчетами твердого стока по разным зонам водохранилища; с учетом динамики берегов и эрозии во впадающих в водохранилище долинах, с емкостью водохранилища и режимом его работы и пр. От этих основных факторов зависит скорость данного неблагоприятного процесса.

По мере приближения к плотине скорость воды значительно уменьшается и происходит аккумуляция влекомых по дну наносов. Наносы сортируются по гранулометрическому составу: крупность зерен постепенно уменьшается по направлению к плотине. Заиление приводит к уменьшению емкости водохранилища.

Кроме речных наносов учитывают объем материала, отлагающегося в водохранилище за счет обрушения берегов вследствие волновой деятельности, за счет оползней, осыпей и обвалов крутых берегов.

Срок заиления водохранилища определяют по формуле:

$$T = A / (W_1 + W_2),$$

где A – расчетная емкость водохранилища; W_1 и W_2 – средние ежегодные объемы поступающих в водохранилище земляных масс в виде наносов (W_1) и материала переработки берегов (W_2).

При этом предполагается, что все наносы остаются в водохранилище. Фактически часть из них проносится через водохранилище.

Переработка берегов и дна водохранилища – комплексная инженерно-географическая проблема, в которую входят определение устойчивости рельефа, оценка действующих геоморфологических процессов и их прогноз, разработка мероприятий по защите берегов и т.д. Задача технического вмешательства в ход природных процессов состоит не в том, чтобы рельеф остался неизменным, а в том, чтобы приблизить его динамику к стадии стойкого режима, сократить или избежать неблагоприятную стадию развития.

Переработка берегов зависит от ряда факторов (пп. 4.4.5). Основными причинами неустойчивости рельефа являются несоответствие формы затопляемой долины новым гидрогеологическим условиям, проявление стоковых течений и изменение уровня воды иногда на 10–12 м, преимущественно на 4–8, реже на 2–3 м.

Повышение базиса эрозии, т.е. поднятие уровня воды в долине реки, как бы уменьшает высоту склонов и тем самым снижает энергию расчлененности и средние углы наклона склона. Таким образом, заполнение водохранилища в определенной мере вызывает ослабление разрушительных сил, но благодаря нарушению природного режима все же начинается переработка берегов.

На переработку берегов значительно влияет форма, высота и устойчивость склонов затопляемой долины или понижения. Продольный профиль

склона (прямой, вогнутый, выпуклый, ступенчатый) определяет размеры конечной зоны переработки, особенно в первые годы после затопления водохранилища. Наименее активна переработка такого берега, который при наличии пологого склона имеет крутизну, близкую к вероятной крутизне пляжа. Если непосредственно над урезом воды поднимается крутой склон, особенно выпуклой формы, то его переработка осуществляется очень быстро.

На первых этапах абразионной переработки ровные берега однородного литологического состава превращаются в бухтовые. После срезания мысов береговая линия временно выравнивается, а в дальнейшем снова расчленяется на мысы и бухты. Такие циклы повторяются до тех пор, пока не образуется достаточно широкая отмель. Только тогда постепенно выравнивается береговая линия.

Геодинамические процессы, действующие на дно и берега водохранилища, приводят к накоплению на подводном склоне продуктов их разрушения. Эти наносы движутся вдоль берега. Рост аккумулятивной части береговых мелей и возникновение пляжевых накоплений ослабляют действие абразии.

Энергичная переработка рыхлых отложений долины приводит к быстрому (на протяжении нескольких лет) возникновению полосы мелководья вдоль берега. Частично эта полоса сложена отложениями бенча, частично – разрушенными прибоем оползневыми, обвальными и осыпными толщами, частично – продуктами абразии и принесенными вдольбереговыми течениями наносами. Наличие мелей ослабляет действие прибоя, отступление берега уменьшается. Однако мелководье не способствует рациональному использованию вод водохранилища.

Вдольбереговые потоки наносов очень быстро формируют аккумулятивные формы рельефа прибрежной зоны – бары, стрелки, косы, пересыпи. Возникающие бухты являются ловушками наносов, которые отшнуровывают их пересыпью от водохранилища, образуя лагуны. После окончания отчленения бухт возникают вдольбереговые потоки наносов значительного простираения.

На переформирование берегов способны влиять следующие геоморфологические процессы: плоскостной смыв, линейная эрозия, оползни, осыпи, обвалы, подмыв берега рекой, абразия, аккумуляция, выветривание и пр. Наряду с другими факторами они определяют соотношение участков водохранилищ с берегами разных типов (пп. 4.4.5).

Важно отметить, что заблаговременное определение ширины зоны переработки берега позволяет определить границы той территории, которая может быть разрушена. Это необходимо для проектирования мероприятий по защите промышленных и сельскохозяйственных объектов, а также для размещения по берегам водохранилищ новых предприятий, портов и пристаней. Сроки и очередность эвакуации различных хозяйственных объектов из зоны разрушения зависят от скорости отступления

берега до его проектной линии. О скорости переработки берега дают представление такие данные: за десять лет на водохранилище Днепрогэса была разрушена полоса берега от 50 до 100 км длиной в 30 км от плотины и полоса берега от 25 до 50 км в 50–60 км от плотины. Полное переформирование берегов водохранилища ожидалось здесь через 50–75 лет. В пределах активно разрушаемых берегов Цимлянского водохранилища в течение 6 лет бровка его берега отступала в среднем по 9 м в год, а на некоторых участках – до 23–40 м в год. Близкие величины скорости переработки берегов наблюдались на Камском, Горьковском и других крупных водоемах (Звонкова, 1970).

Для установления полосы отчуждения в районах городских и промышленных сооружений составляют карту зоны переработки берега водохранилища. Здесь выделяют две подзоны: интенсивного и быстрого разрушения в течение 10 лет и конечной стадии переработки, которая в ряде случаев может длиться многие десятки лет.

Как было ранее отмечено (пп. 4.4.5), существуют различные методы предсказания ширины и темпов переработки берегов водохранилищ, основанных на полевых наблюдениях, расчетах, экспериментах, графических построениях. Эти методы позволяют получить прогноз переработки прямых берегов, сложенных рыхлыми отложениями. При этом во избежание грубых ошибок необходимо тщательно учитывать местные природные особенности. По расчетам сработка берегов Куйбышевского водохранилища должна была произойти в первые десять лет. Предполагали, что за это время из сползших масс грунта сформируется пологая отмель шириной около 100–140 м от горизонта затопления. Однако образовалась узкая аккумулятивная терраса, быстро разрушающаяся при спаде воды. Поскольку на узкой полосе волна почти не гасится, то здесь сформировались высокие обрывистые берега, переработка которых происходила во много раз интенсивнее, чем это предполагалось ранее.

Не были достаточно полно учтены также направление ветра и вызываемые им береговые течения. Последние размывали сползшие массы грунта, уничтожали упоры, способствовали появлению новых и новых оползней (Белый Яр, Ульяновск). Ошибка в подсчете скоростей переработки берегов Куйбышевского водохранилища в последствии объяснялась механическим перенесением расчетов, полученных на малых и неглубоких водохранилищах канала имени Москвы, на крупное и глубокое водохранилище (Звонкова, 1970).

Геоморфологические наблюдения после заполнения водохранилища в основном носят стационарный характер. Они проводятся с целью изучения размеров и темпов береговых процессов (фиксируется разрушение берегов в штормы и паводки, проводится повторная нивелировка разрушаемых берегов, изучается режим пляжа и т.п.).

6.2. Строительство линейных сооружений

При проектировании автомобильных и железных дорог, трубопроводов изучение рельефа осуществляется примерно в одном объеме. Кроме инженерно-геологических задач, решаемых обычно на узкой полосе, здесь возникают инженерно-геоморфологические проблемы, так как обычно эти строительные объекты могут иметь большую протяженность, располагаться в разных природных зонах, с разными группами современных геодинамических процессов.

Постадийное проектирование дорог и изучение рельефа. Дорожное строительство состоит из трех этапов: проектирование, строительство и эксплуатация. В ходе постадийного проектирования ведутся инженерно-геологические изыскания (одновременно с топографогеодезическими работами), для которых осуществляются геоморфологические наблюдения.

Дорога как инженерное сооружение состоит из полосы отвода (дорожной полосы) и размещенных на ней дорожных сооружений – земляного полотна, мостов, тоннелей, насыпей, выемок, различных коммуникаций, населенных пунктов, карьеров.

Современная технология проектирования автомобильных дорог (проектная подготовка нового строительства) включает три основные стадии: 1) предпроектная документация; 2) проектная документация; 3) рабочая документация (ГОСТ 33100–2014). Количество стадий проектирования зависит от степени сложности объекта (категории дороги), условий района (природных, техногенных), объемов предстоящих работ и т.д.

Изыскания на стадии *предпроектной документации* проводятся на основании анализа имеющихся данных. Лишь в редких случаях включается поверхностное ознакомление с местностью с целью получения данных о природных факторах, которые могут повлиять на выбор направления трассы. Больше внимание обращается на участки, где намечается пересечение речных долин, возможно строительство тоннелей и пр. Для этих участков используются аэрофотосъемка и выборочные рекогносцировочные полевые наблюдения. Изучаются возможные варианты трассы с учетом их технико-экономических условий и инженерно-геоморфологической обстановки. Работы ведутся в средних и мелких масштабах порядка от 1:200000 до 1:1000000 и иногда мельче. Собираются данные о комплексе природных условий, составляются частные отраслевые и комплексные физико-географические карты. Изучаются геоморфологические особенности обширной территории, особенно условия морфологии рельефа, необходимые для выбора трассировочного хода и установления плана и профиля дороги.

В состав работ для выполнения *проектной документации* (проектного задания) входят предварительные изыскания для обоснования выбора варианта трассы и детальные по выбранному варианту трассы.

Инженерно-геоморфологические наблюдения на предварительном этапе сводятся в основном к разделению территории на районы с разной степенью сложности для возведения дорог.

По степени сложности природных условий различают районы и участки простые, средней сложности и сложные (Палиенко, 1978). Районы с *простыми* условиями отмечаются на равнинах и участках с горизонтальным или очень пологим моноклинальным залеганием слоев горных пород, более или менее однообразных по литологическому строению. Геодинамические процессы, нарушающие устойчивость сооружений, отсутствуют. В районах *средней сложности* предполагают наличие складчатости, сбросов, сдвигов, выклинивания слоев разного литологического состава. Геодинамические процессы, нарушающие устойчивость сооружений, не наблюдаются. Сюда же относятся районы с простым геологическим строением, рельеф которых расчленен флювиальными или другими процессами. На некоторых участках наблюдаются физико-географические неблагоприятные процессы. Аналогичны по сложности районы сплошной многолетней мерзлоты. Для районов со *сложными* условиями характерны сложная складчатость, сбросы, сдвиги, развитие метаморфических и магматических пород, в осадочных породах наблюдается частая смена литологического состава, рельеф расчлененный. Неблагоприятные процессы развиты, но не повсеместно. К этой же группе сложности относятся районы с широким развитием геодинамических процессов, а также районы с преобладанием ледниковых, горных и предгорных форм рельефа, островной или сплошной мерзлоты.

Оценка вариантов трассы дороги основывается на учете данных о развитии экзогенных процессов и грунтов, нарушающих устойчивость.

Для оценки рельефа и его устойчивости применяются все наблюдения, предусмотренные инженерной геоморфодинамикой, включая учет зональности процессов, их палеогеографической обусловленности, прогноза. Намечаются мероприятия по борьбе с неблагоприятными современными процессами. Наблюдения за динамикой геоморфологических процессов ведутся на всех стадиях, вплоть до стадии рабочей документации.

Работы охватывают небольшую по ширине полосу (0,3–0,5 км) вдоль трассы каждого из вариантов. Для простых районов на стадии проектного задания масштаб работ 1:50000, для сложных – 1:25000 и крупнее. На последующих стадиях масштаб укрупняется.

В результате проведенных работ получают комплект карт и отчет. В разделе отчета «Физико-географическая характеристика района работ» наряду с прочими сведениями дается описание микро-, макро- и мезоформ рельефа с указанием генезиса, морфометрии (по существу, описание геоморфологического строения), анализ геоморфологического строения речных долин, устойчивости склонов, террас и других элементов рельефа. Описание иллюстрируется геоморфологическими профилями.

Отдельно описываются геодинамические процессы на основе анализа геоморфологических, геологических и гидрогеологических условий с выделением благоприятных и неблагоприятных для строительства участков. Данные о геоморфологии также следует включать в главу об инженерно-геологической характеристике мест возведения искусственных сооружений (мостов, площадок под станции и др.).

При дорожном строительстве наибольшее значение знания о рельефе имеют при выборе профиля и плана трассы дороги, при строительстве мостов, тоннелей, крупных насыпей и выемок, при изучении современных процессов в неблагоприятных для строительства природных условиях, при ландшафтном проектировании.

Выбор трассы дороги. Из факторов, определяющих выбор трассы дороги, следует учитывать рельеф, физико-географические условия, инженерно-геологические особенности грунтов, наличие строительных материалов, экологические и экономико-географические условия. В определенных условиях каждый из них может стать ведущим.

Рельеф должен удовлетворять главному требованию к выбору трассы дороги – кратчайшему расстоянию между намеченными пунктами, оптимальному сочетанию плана и продольного профиля дороги.

План дороги – это соединение ее прямых отрезков плавными кривыми. Идеальным с точки зрения экономической выгоды является прямолинейный план дороги, однако, как правило, он нарушается условиями рельефа. Кроме того, с введением понятия «ландшафтное проектирование» не рекомендуется выбор прямолинейного плана дороги как не удовлетворяющий эстетическим требованиям к дороге. Отклонения от прямолинейного плана в виде кривых соединений будут тем больше, чем больше глубина и густота расчленения рельефа, сложнее морфология и значительней размеры возвышенных и низменных элементов рельефа, чем чаще встречаются понижения, занятые речными долинами, озерами, болотами.

Чем сложнее геоморфологические условия, тем больше длина криволинейных участков. Радиусы кривизны в горах в общем малы, минимально допустимый составляет 200 м, а на равнинах – до 4000 м, так как приходится обходить болота, озера, меандры речных долин и пр.

Продольный профиль дороги определяется крутизной полотна дороги, его уклоном и измеряется падением в метрах на расстояние в 1 км или углами уклона в градусах. Уклон дороги обусловлен углами наклона поверхности земной коры. Для его учета составляют морфометрические карты, изучается также длина и поперечный профиль склонов.

При удачном выборе профиля и плана дороги говорят о ее вписывании в рельеф. Достижение конечной цели – минимального расстояния между избранными точками – требует тщательного анализа рельефа.

От рельефа зависит выбор направлений трассы дороги, носящих название трассировочных ходов, среди которых различают: долинный, водораздельный, косогорный и поперечно-водораздельный.

Долинный трассировочный ход приурочен к речным долинам, которые зачастую являются наиболее удобным местом для дороги. Здесь сосредоточены населенные пункты, есть вода, уклоны менее значительны. Но в этом месте необходимо повторять изгибы русла, делать мосты через притоки и т.д. Особенно трудно проектировать дороги в горных долинах, поскольку здесь крутые склоны, встречаются осыпи, обвалы. Все особенности трассы долинного характера зависят от морфологического типа долины. Так, благоприятны для строительства дорог долины с широкой поймой, слабо меандрирующими руслами, а также каньоны со структурными уступами, по которым можно провести дорогу.

Неодинаковы условия строительства дорог на эрозионных и аккумулятивных террасах. Удобнее всего трассу располагать на I или II надпойменной террасе. Они менее изрезаны, чем более высокие террасы, и не затопляются, как поймы. Поймы чаще всего используются для строительства дорог в узких горных долинах.

При выборе для трассы левого или правого склона долины учитывают расположение соединяемых дорогой населенных пунктов, крутизну склонов, наличие террас, геологическое строение, геодинамические процессы.

Водораздельный трассировочный ход. Прежде всего геоморфолог оценивает тип водораздела. Это могут быть аккумулятивные равнины разного генезиса, структурные поверхности (пластовые равнины), поверхности денудационного выравнивания и т.д. Особое внимание уделяется характеру четвертичного покрова, признакам, указывающим на наличие тех или иных геодинамических процессов. При этом сопоставляют разрез водоразделов с прилегающими участками, в частности с речными долинами и оврагами.

При наличии признаков опасных процессов и явлений необходимо дать оценку устойчивости трассы, сопоставляя эти явления с геологическим строением и другими факторами.

В пределах широких водоразделов (например, на поверхностях выравнивания) трасса прокладывается длинными ходами. Здесь применяются небольшие насыпи, объем земляных работ небольшой. Выбор трассы несложен.

Ряд сложностей возникает, если трассу проводят по узким водоразделам альпийского типа. В этих случаях трассы ведут по склонам вершин, переходя с вершины на вершину по седловинам. Роль геоморфологических исследований в данном случае сводится к учету морфодинамики и морфологии ущелий, эрозионных логов для постройки через них мостов. Наблюдение за интенсивными гравитационными процессами – одна из важнейших задач.

Косогорный трассировочный ход применяется при переходе трассы с водораздела в долину реки, к берегу озера или моря. При этом особое значение имеет изучение склонов, гравитационных процессов в их пределах. При террасированности склонов определяют генезис уступов, их связь с литологией пород. Геоморфолог определяет, какие процессы участвуют в формировании склонов. Там, где склоны имеют явные признаки смещений оползневого характера, трассировка линии особенно трудная.

Изучение микроформ рельефа склонов в основном дает возможность геоморфологу судить о характере протекающих на склонах процессов. Неустойчивые склоны обычно обнажены, имеют оплывины, свежие конусы осыпания, разрывы дерновины, ступенчатость. Однако окончательно вывод об устойчивости склонов дается после исследования в лаборатории состава рыхлых отложений и гидрогеологических изысканий.

Поперечно-водораздельный трассировочный ход продолжает косогорный ход в тех случаях, когда подъем по склону долины к водоразделу завершается пересечением последнего выемкой или тоннелем. Здесь необходима оценка рельефа для выбора места пересечения хребта и особенно подходов дороги к порталам тоннеля. Задача геоморфолога – указать место наиболее короткого пересечения хребта тоннелем, определить лавино- и селеопасные районы, зоны осыпей. Учитывается возможность карста на трассе тоннеля.

Исследования поперечно-водораздельного хода ведутся на значительной площади, так как определяется несколько вариантов пересечения возвышенности. При этом широко используются методы аэрофотосъемки.

На выбор трассы дороги значительно влияют условия строительства *мостовых переходов* через речные долины, балки, овраги. При пересечении крупных долин рек возводят мосты, на мелких водотоках прокладывают мостовые переходы в виде труб.

Выбор типа моста связан с его назначением – железнодорожный, автомобильный, пешеходный. Опоры моста (береговые устои и промежуточные быки) в значительной мере зависят от геологических и геоморфологических условий, диктующих выбор типов фундамента под опоры – сплошных, свайных, опускных колодцев, кессонов.

Для выбора места под мостовые переходы исследуется участок долины иногда длиной до 100 км с изучением нескольких возможных вариантов перехода. Геоморфологические исследования для этих целей во многом подобны выбору места плотины при гидротехническом строительстве.

На стадиях предварительного проектирования для выбора мостового перехода проводится инженерно-геологическая и геоморфологическая съемки, ведутся разведочные работы и т.д. Для перехода через долину ставятся следующие условия: наименьшая ширина долины, прямолинейное расположение моста относительно русла, устойчивость склонов, отсутствие неблагоприятных процессов, особенно оползней (Палиенко, 1978).

6.3. Градостроительство

Рельеф играет важную роль при выборе и оценке строительных площадок, планировании новых городов, перепланировании и благоустройстве старых.

Современное строительство городов основывается на постадийном проектировании. Выделяют следующие стадии: 1) схема районной планировки; 2) составление генерального плана города; 3) проект детальной пла-

нировки строительства; 4) проекты отдельных зданий и сооружений. Геоморфологические исследования особенно важны в основном на первых двух стадиях. На первой стадии проектирования рассматривается, где и как рационально разместить те или иные части города: жилые кварталы, промышленные предприятия, дороги, системы водоснабжения и других коммуникаций, рекреационные зоны, пригородные селитебные территории и прочее.

Для осуществления схемы районной планировки ведутся комплексные исследования, в которых определенная роль принадлежит изучению рельефа. Его также изучают при инженерно-геологических изысканиях. Размещение гражданского и промышленного строительства, установление объема работ по вертикальной планировке склонов, устройство территории, выявление зон действия неблагоприятных процессов – для всего этого необходимо изучать рельеф. Исследуют общий план рельефа, морфоскульптурные особенности, строение речных долин, междуречий, протекающие современные процессы, морфометрические показатели территории – общие и частные уклоны, глубину и густоту вертикальной и горизонтальной расчлененности, составляют соответствующие карты. В результате геоморфологических исследований на этой стадии получают для планирования следующий материал (Палиенко, 1978).

1. Оценку территории с точки зрения распределения собственно форм рельефа с их спецификой относительных и абсолютных высот, уклонов, расчлененности и т.д. Эта оценка является исходной для выбора системы размещения промышленных предприятий, жилых массивов, а также объема работ по вертикальной планировке. Для освещения этой группы вопросов необходимы специальные инженерно-геоморфологические исследования.

2. Определение условий заложения фундаментов на разных участках территории. Эта группа вопросов решается инженер-геологами. Однако многое может дать геоморфологический анализ. Определенному комплексу форм рельефа соответствует комплекс рыхлых отложений. Отсюда следует, что, применяя геоморфологический метод, можно более определенно очертить геоморфологически однородные участки и вместе с тем однородные по условиям заложения фундаментов. Кроме того, зная историю развития рельефа и одновременно историю формирования толщ рыхлых отложений, можно заранее предсказать несущую способность грунтов оснований фундаментов и другие их свойства. Это, в свою очередь, позволит провести более детальные исследования.

3. Установление закономерностей распределения по площади экзогенных процессов, определяющих устойчивость рельефа (оползни, обвалы, осыпи, карст, овражная эрозия и др.). Решение этой группы вопросов требует ландшафтно-географического подхода.

Общий план рельефа, пространственное размещение геоморфологических элементов влияют на форму в плане городского расселения.

На первой стадии проектирования, когда оценивается несколько вариантов для выбора площадки под застройку, предусматривают максимальное

сохранение естественного ландшафта – возвышенностей, долин рек, озер, лесов. От рисунка рельефа в плане зависит компоновка жилых массивов, объединение зданий и кварталов в комплексы.

Давно подмечена закономерная форма в плане городской застройки относительно геоморфологических условий. Одиночные города возникают среди однообразных морфоскульптур равнин в пустынных и залесенных районах, которые слабо освоены, а парные города – в районах добычи: промышленный узел у месторождений полезных ископаемых, а жилые кварталы – у водоемов.

Линейно-вытянутые формы рельефа создают нерационально вытянутые города: на побережьях морей (черноморские курорты), в долинах крупных рек (волжские города). Значение рельефа особенно отражается в создании городов-спутников. Как правило, разрозненные города возникают в условиях расчлененного крупными долинами рельефа, когда площадки для строительства на междуречьях недостаточно велики. В меру роста таких городов застраиваются менее благоприятные территории, соседние города соединяются между собой и образуют крупный город-спутник (Палиенко, 1978).

На второй стадии проектирования (составление генерального плана) уточняют место развития города. Основой работ является инженерно-геологическое районирование городской территории с учетом целевого назначения отдельных районов для различных видов промышленного и гражданского строительства. В основе районирования, чаще всего, лежит геоморфологическая карта.

На этой стадии выбирают строительные площадки. По условиям устойчивости рельефа и наличию современных геодинамических процессов строительные площадки бывают простые и сложные.

Простые строительные площадки не имеют активно действующих геодинамических процессов, отличаются монотонным, слабо расчлененным рельефом, незначительными, но достаточными для устройства канализации и водопроводов уклонами, удобными подъездными путями.

Сложные строительные площадки характеризуются сравнительно расчлененным рельефом, развитием одного или нескольких активно действующих геодинамических процессов. Для их освоения необходимы специальная инженерная подготовка, а также стационарные наблюдения за динамикой процессов и их прогноз.

Выбор строительных площадок осуществляется в два этапа. Сравнительная оценка возможных вариантов размещения площадки (первый этап) включает анализ имеющихся материалов, в том числе геоморфологических, инженерно-геологическую рекогносцировку – маршрутное обследование района, проходку разведочных выработок на каждом геоморфологическом элементе; гидрогеологические и другие наблюдения.

На выбранной площадке (второй этап) изыскания проводятся с целью получения данных для составления генерального плана промышленного

предприятия или комплекса зданий гражданского строительства. На этом этапе рекомендуется учитывать прогноз возможного изменения природных условий территории в связи со строительством и эксплуатацией инженерных сооружений и городской территории.

Инженерно-геологическая съемка осуществляется на основе геоморфологической карты. При отсутствии ее геоморфологическая съемка должна предшествовать всем последующим работам. Масштаб работ в зависимости от сложности рельефа колеблется от 1:2000 до 1:10000.

На третьей стадии проектирования городов (проект детальной планировки) учитывают влияние рельефа при расположении зон жилых зданий различной этажности, при планировке улиц и кварталов, сети водопроводных и канализационных систем. Геоморфологические наблюдения на этой стадии существенной роли не играют. При значительной расчлененности рельефа и крутых углах наклона склоновых поверхностей предусматривают участки склонов, требующие вертикальной планировки, или организации рельефа, – обеспечения благоприятного транспорту и коммуникациям угла наклона поверхности, а зданиям – удобного положения. Для этого срезают крутые склоны, подсыпают их и террасируют. Отдельные понижения, овраги, балки засыпают.

На четвертой стадии – проектов отдельных зданий – используют данные о рельефе, полученные в ходе предыдущих исследований. Изучение современных геодинамических процессов на всех стадиях проектирования определяет условия строительства городов. Для оценки устойчивости рельефа важно определить количественные показатели процессов.

Во многих крупных городах современные геодинамические процессы нередко задерживают сроки строительства и эксплуатации инженерных объектов, а созданные ими формы рельефа могут занимать значительные площади. Поэтому проводят различные мероприятия по борьбе с этими процессами. Значительные успехи достигнуты, например, в борьбе с речной эрозией, паводками, затоплением. Не менее успешна борьба с оврагообразованием, заболачиванием, подтоплением. Сложнее бороться с оползнями, абразией, селями.

Под действием антропогенного фактора рельеф в пределах городов становится более сглаженным, углы наклона поверхностей более пологими, многие естественные формы рельефа исчезают, возникают антропогенные денудационные и насыпные. Человек может изменять природные процессы, действовавшие ранее на данной территории, а также вызывать к жизни процессы, которые до этого не проявлялись. Каждому из городов присущи свои специфика в организации территории и влияние на нее рельефа.

При проектировании городов часто уделяется внимание сохранению или искусственному созданию элементов ландшафта и форм рельефа. Существует целое научное направление в градостроительном проектирова-

нии – ландшафтная архитектура, занимающееся проектированием пригородных ландшафтов, крупных парковых массивов в городе и небольших ансамблей городских садов. Задача этого направления – введение природного ландшафта в городскую зону. К ландшафтной архитектуре следует относить сохранение и благоустройство природных форм рельефа, и создание искусственных. В отдельных случаях – это овраги, балки, озера, болота, холмы, склоны речных долин, иногда антропогенные формы: карьеры, терриконы, насыпные валы. Так, например, на месте заболоченных участков в городской черте можно создать водоемы с парковой зоной, как это было сделано в жилом массиве «Волотова» Гомеля. Балки и овраги в городе можно успешно использовать в создании культурных и социальных объектов, как, к примеру, Летний амфитеатр и торгово-развлекательный комплекс «Марко-Сити» в устьевой части оврага «Гапеевский» в Витебске. Кроме того, при сохранении естественной растительности эти формы улучшают микроклимат прилегающих к ним кварталов.

6.4. Сельское хозяйство

В исследованиях сельскохозяйственного назначения геоморфологи решают следующие основные задачи: 1) изучают рельеф и создают геоморфологические карты специального назначения для исходных научных материалов при планировании и организации сельского хозяйства. Такие карты давно служат основой для составления почвенных и геоботанических карт; 2) изучают действующие неблагоприятные экзогенные геодинамические процессы, влияющие на ведение сельского хозяйства, с целью сохранения и улучшения земельного фонда; 3) изучают влияние землепользования на рельеф и разрабатывают способы улучшения земель (мелиораций) в системе мелиоративной геоморфологии.

Планирование и организация сельского хозяйства нуждаются в знании геоморфологических условий территории, поскольку с этими условиями имеет самую тесную связь почвенно-растительный покров, и особенно почвы. Геоморфологические условия территории вносят определенные закономерности в распределении почв и растительности. Их учет необходим для решения различных вопросов рационального ведения сельского хозяйства: подбор культур и их сортов, выбор рационального метода землепользования, размещение лесных полос, применение типов сельскохозяйственных машин, мелиорации и рекультивации земель. Таким образом, теоретическим обоснованием практической связи геоморфологии с сельским хозяйством является тесная зависимость современных естественных и культурных ландшафтов от строения рельефа и истории его развития. Прежде всего эта связь сказывается на зависимости вертикальной дифференциации ландшафтов от ярусности рельефа. Там, где имеют место крупные различия

в абсолютных высотах этих ярусов, эта дифференциация переходит в вертикальную зональность, например в пределах разновозрастных предгорных равнин, Приволжской возвышенности и т.д.

Ярусность рельефа создает определенную дифференцированность жизненных условий для растительности, которая по отношению к географической зональности является азональной. Для выявления закономерностей в условиях жизни растений необходимо знать пространственное соотношение ярусов рельефа, генезис каждого из них, историю развития и современную тенденцию геоморфологической жизни. В пределах крупных ярусов рельефа отличия в условиях формирования почвенно-растительного покрова наблюдаются на водоразделах, в долинах рек, в пределах различных морфогенетических типов рельефа. Речным долинам свойственны более динамичные условия жизни растений, в то время как на водоразделах они однообразны, т.е. здесь существует влияние генезиса рельефа на почвы и растительность. Расчленение рельефа, разнообразие его генезиса приводит к разнообразию условий для растительности, а значит, и для растениеводства и животноводства. История развития рельефа, палеогеографические условия накладывают свой отпечаток на историю развития современных ландшафтов. Наличие зон с реликтовой морфоскульптурой – яркое тому подтверждение (например, зоны древнеледникового и криогенного рельефа, флювиальные реликты в пустынных областях и др.). Все эти закономерности рельефа отражены на картах, составленных по морфогенетическому принципу.

Согласно Д.Л. Арманд (1983), основой рационального планирования сельского хозяйства является районирование, которое должно осуществляться при учете геоморфологических условий. Сельскохозяйственное районирование выполняется в зависимости от целей и поставленных задач в мелких, средних и крупных масштабах. Районирование в мелких масштабах строится в основном по факторам, вызывающим к действию определенные геодинамические процессы, позволяет выработать мероприятия по воздействию на эти процессы. Примером может служить Карта физико-географического районирования территории СССР для целей борьбы с эрозией. При выделении на этой карте зон учитывались геоботанические и климатические особенности, ярусность рельефа, степень его вертикальной расчлененности. Карта позволяет оконтурить опасные в эрозионном отношении территории, наметить соотношение отраслей сельского хозяйства в разных районах, районировать территорию по роли агротехники, лесо- и гидролесомелиоративных методов борьбы с эрозией, по регулированию поверхностного стока. Были выявлены районы с однотипными факторными условиями для протекания эрозии, а следовательно, с однотипными комплексами по борьбе с ней. При составлении карты выполнен ряд геоморфологических работ – геоморфологические

полевые маршруты, дешифрирование рельефа на аэрофотоснимках, выбор типичных геоморфологических условий для закладки картометрических ключей.

При районировании в средних масштабах учитывают уже другие факторы, позволяющие проводить контуры карт, сопоставляемые с территориями различной сельскохозяйственной ценности либо влияющие на характер землепользования. Д.Л. Арманд выделил три основных фактора среднемасштабного районирования. Первый – горизонтальная расчлененность рельефа территории. Чем больше длина эрозионной сети на единицу площади, тем труднее и дороже использование земель, больше стоимость получаемой продукции, труднее использовать механизмы. Горизонтальная расчлененность влияет также на организацию территории, на возможности ее использования. От этого зависит средний размер полей, длина коммуникаций, например, на поливных землях. Вторым фактором среднемасштабного районирования является конфигурация гидрографической сети, от которой зависит размещение населенных пунктов, дорог, гидротехнических сооружений. Третьим фактором служит литогенная основа, влияющая на водохозяйственный баланс. От вещественного состава материнских пород, слагающих рельеф, зависит соотношение стока, испарения и инфильтрации. Учет этого фактора дает возможность регулировать водный баланс почвы. При крупных преобразованиях природы среднемасштабная карта служит материалом для сравнительного анализа развития природно-территориальных комплексов, испытывающих влияние антропоморфогенеза.

Районирование в крупных масштабах имеет ярко выраженный физико-географический аспект. Сюда входит учет типологической классификации земель, типизация всех землепользований с выделением равноценных в сельскохозяйственном отношении контуров и т.д. Главную роль здесь играют контуры почв, а дополнением служат границы элементов рельефа. Роль рельефа зависит от характера геоморфологического района – холмистого, равнинного, разной степени расчлененности. На равнинах с уклоном 2–5° сказывается влияние на землепользование экспозиции склонов: на северных или южных склонах разные сроки созревания культур, водный баланс почвы и др. Если в планировании землепользования руководствоваться только почвенными картами, можно упустить важные свойства земель и рекомендовать не ту агротехнику. В горных и холмистых районах агропроизводственные карты строятся уже не на основе почвенных, а на основе геоморфологических карт. При этом учитываются углы наклона, характер расчлененности рельефа, форма и экспозиция склонов. В настоящее время в сельском хозяйстве для различных нужд все чаще используют морфометрию и знания о рельефе. Изучение геоморфологических процессов для целей сельского хозяйства осуществляется одновременно с разработкой мероприятий по мелиорации рельефа для землепользования (Палиенко, 1978).

6.5. Мелиорация

Мелиорация – совокупность организационно-хозяйственных и технических мероприятий, направленных на изменение неблагоприятных природных условий (гидрологических, почвенных и др.) в нужном для хозяйственной деятельности человека направлении путем коренного улучшения земель. Еще полвека назад под мелиорацией понимали только осушение и орошение земель. В настоящее время выделяют несколько групп мелиораций по их производственному назначению и техническим способам выполнения (таблица 6.1).

Таблица 6.1 – Группы мелиораций и их классификация, по В.Т. Гриневецкому, П.Г. Шищенко (Палиенко, 1978)

По назначению мелиораций	По методам и способам осуществлении	По изменению особенностей природной среды	По объектам (примеры)
Сельскохозяйственные Лесохозяйственные Горнопромышленные Транспортные Промышленно-строительные Коммунально-хозяйственные Рекреационные Рыбохозяйственные	Гидротехнические Агротехнические Лесотехнические Технические	Климатические Водные Земельные Химические Биологические Рекультивационные	Мелиорации болот, речных пойм, обмелевших водоемов, засушливых территорий, прирусловых песков, развеемых песков бортовых террас, оврагов, эродированных склоновых земель, оползнеопасных склонов, берегов водохранилищ, ландшафтов антропогенного и природного бедлендов

Мелиорации, связанные с рельефом, направлены на решение задач сельского хозяйства, транспорта, строительства, горной промышленности и других отраслей хозяйства. Группа мелиораций, выделяемых по изменению особенностей природной среды, включает шесть классов мелиораций, подразделяемых, в свою очередь, на типы, а типы – на виды мелиораций. Работы по изучению рельефа для целей мелиораций проводятся с давних времен, их результаты отражены в многочисленных научных публикациях и учебных изданиях. Подобного рода работы Э.Т. Палиенко (1978) предложил называть мелиоративно-геоморфологическими. Согласно мнению автора, мелиоративную геоморфологию следует рассматривать как часть инженерной геоморфологии, изучающую влияние рельефа на преобразованные ландшафты и его изменения, связанные с деятельностью человека при проведении различных классов мелиораций. Она имеет тесную связь с мелиоративной географией, инженерной геологией и мелиоративной гидрогеологией.

Особенность методики мелиоративно-геоморфологических исследований состоит в подборе таких методов изучения рельефа, которые соответствовали бы специфике отдельных классов мелиораций и условиям проявления современных рельефообразующих процессов. Например, для водной мелиорации – это изучение ярусности строения рельефа, выявление экзогенных процессов, связанных с дифференцированностью неотектонических и современных движений земной коры, проведение палеогеоморфологического анализа. Другим будет комплекс наблюдений за рельефом при рекультивации земель, где необходимо знание инженерной геодинамики, морфометрии и др.

Можно выделить два основных направления исследований: 1) способствовать оптимальным условиям при проведении мелиораций в плане наблюдений за преобразованными ландшафтами; 2) проводить мелиорацию рельефа, его форм и элементов – склонов, речных долин, балок, оврагов, озер, золового и мерзлотного рельефа и др.

Для планирования территории по типам мелиораций и организации работ составляют специальные карты районирования по условиям мелиорации (подобно картам в мелких масштабах, составляемых для целей сельского хозяйства). Эти карты могут быть разделены на две группы: для конкретного типа мелиорации и для комплексных мелиораций по ряду типов и даже по ряду классов (Палиенко, 1978).

Направленность геоморфологических исследований зависит от типов мелиорации, сложности строения рельефа, наличия неблагоприятных современных процессов. Наиболее значительная роль этих исследований для классов водных, земельных и рекультивационных мелиораций.

К **водным мелиорациям** относят осушение, орошение и обводнение, из которых в практике решения народнохозяйственных задач наибольшему вниманию уделяется первым двум видам.

При *осушительной мелиорации*, как правило, создается система, в которую собирается и транспортируется избыток воды. Отводные и магистральные каналы направляют воду в водоприемник. Им может быть река, озеро или водохранилище.

Применяют три способа осушительных мелиораций: *открытый, закрытый (дренаж), обвалование*. Применение того или иного способа осушения наряду с учетом групп факторов зависит от рельефа, его ярусности (даже в условиях слабой вертикальной дифференциации), генетических групп рельефа и связанных с ними четвертичных отложений, от свойств грунтов, мезо- и микрорельефа.

Изучение генезиса и возраста рельефа, истории его развития должно показать различие отдельных геоморфологических районов и участков по их инженерно-геологическим особенностям, влияющим на способы осушения.

Проводится изучение микрорельефа пойм, заболоченных равнин, особенностей строения моренно-зандровых равнин. Подсчитываются отдельные количественные характеристики рельефа: горизонтальная расчлененность, заозеренность, морфометрические характеристики пойм.

Оросительные мелиорации являются эффективным способом повышения урожайности. При этом могут возникать неблагоприятные последствия орошения – подъем грунтовых вод, подтопление и вторичное засоление. Во избежание этого рекомендуется создание оросительных систем закрытого типа, автоматизации водоснабжения, дренаж, соответствующий грунтам.

От особенностей рельефа, грунтов, стока зависят способы подачи воды, среди которых различают: поверхностное орошение, дождевание, почвенное орошение. Важную роль играет рельеф при поверхностном орошении, когда вода подается на поливаемую площадь и впитывается в почву. Таким образом угол наклона поверхности и водопроницаемость горных пород будут диктовать применение разных видов поверхностного орошения: затопление, напуск или бороздовый полив.

Каждая оросительная система состоит из источника орошения (водохранилища, реки, озера), водозаборного сооружения, магистрального и распределительного каналов, временной оросительной сети на полях. Примерно также устроены осушительно-оросительные системы, только путь воды здесь иной: дренажные системы, магистральные каналы, водоприемник.

Согласно А.М. Шульгину, формой выявления ведущих природных факторов для водных мелиораций могут быть карты геоморфологического районирования, на которых выделяются районы с одинаковыми инженерно-геоморфологическими показателями. Под последними понимаются количественные характеристики связи между природными объектами (факторами) и инженерными.

Связь рельефа с оросительной сетью выражается показателями расчлененности рельефа и уклонов полей орошения всей территории, ярусностью рельефа, относительными превышениями, морфологией водоразделов.

А.М. Шульгин рекомендует составлять также геоморфологические карты, например, для установления способов полива, на которых, кроме прочего, были бы отражены микрорельеф и уклоны. Обусловлено это тем, что в условиях разных уклонов влияние микрорельефа на способ полива неодинаково. На участках с очень небольшими уклонами даже повышения в 4 см уже существенно влияют на распределение норм поливных вод по длине борозды: на повышениях микрорельефа поливная норма составляет менее $2/3$ от средней величины, а по остальной части борозды несколько превышает величину средней нормы. При больших уклонах и значительном расчленении рельефа возникает необходимость в планировке земель, объемы которой нередко достигают 1000 м^3 на 1 га. Уменьшение объема планировочных работ возможно при тщательном учете микрорельефа поливного участка, что достигается изменением направления посевов и, следовательно, поливных борозд, обеспечивающих оптимальные уклоны их дна.

Выделение благоприятных для орошения площадей зависит также от общей геоморфологической обстановки. В горных районах такими площадями являются высокие террасы, конусы выноса, межгорные долины, реликтовые поверхности выравнивания; на предгорных равнинах – преимущественно конусы выноса.

На равнинах в зависимости от генезиса рельефа выделяют районы разных типов орошения. Контуры таких районов совпадают с генетически однородными поверхностями рельефа.

Земельные мелиорации направлены на коренное изменение свойств почв от изменения гранулометрического состава и вплоть до создания нового почвенного покрова. К ним относятся различные почвозащитные, почвореконструктивные, культуртехнические и ландшафтно-рекультивационные мелиорации. Среди этих видов особого внимания заслуживают почвозащитные мелиорации, которые проводят на эродированных и эрозионноопасных землях с целью профилактики развития эрозии и защиты почв от нее.

Под эрозией почвы понимают ее разрушение, перенос и отложение поверхностным стоком временных водных потоков и ветром. Особенности развития и проявления современных эрозионных процессов дают возможность выделить нормальную и ускоренную эрозию почвы.

Нормальная (геологическая) эрозия протекает очень медленно, поэтому незначительные потери верхних слоев почвы от выдувания и смыва восстанавливаются в ходе почвообразовательного процесса. Такая эрозия протекает на почвах, поверхность которых не затронута хозяйственной деятельностью человека.

Ускоренная эрозия развивается на почвах, где нерациональная хозяйственная деятельность человека активизирует естественные эрозионные процессы, доводя их до разрушительной стадии. Ускоренная эрозия является следствием интенсивного использования земли без соблюдения противоэрозионных мероприятий (распашка склонов, сплошная вырубка лесов, нерациональное освоение степей, неурегулированный выпас скота и др.). Ускоренная эрозия оказывает существенное негативное влияние на состояние почвенного покрова и во многих случаях разрушает его полностью.

Весь комплекс изменений, происходящих при формировании эродированных почв, приводит к снижению их плодородия.

Водная эрозия. Одним из основных эродирующих факторов является действие воды, которая обуславливает развитие водной эрозии (пп. 4.4.2).

Водную эрозию почв подразделяют на плоскостную (поверхностную) и линейную (овражную). Первая наблюдается на склонах и проявляется в виде смыва верхних горизонтов почвы при стекании по поверхности почвы талых и дождевых вод. Микрорельеф почвы не бывает идеально ровным. В связи с этим поверхностный сток атмосферных вод осуществляется струйками и ручейками различной величины. Концентрированные потоки талой и дождевой воды создают промоины и водоройны, первоначально небольших

размеров. За год поле теряет из верхнего горизонта 6–12 т/га почвы; в отдельных случаях, при сильных ливнях, с гектара может смываться до 200 т наиболее плодородной почвы. При этом почвы на поле, покрытом растительностью, смываются в меньшей степени, чем на обнаженном.

В результате развития плоскостной эрозии формируются эродированные почвы. Снижение плодородия таких почв связано с постепенным удалением наиболее плодородного верхнего слоя и вовлечением в пахотный горизонт менее плодородных нижних. При этом изменяется химический состав, ухудшаются свойства и режимы почв: снижается содержание и запасы гумуса и элементов минерального питания, особенно азота; ухудшаются физические и биологические свойства почвы. Смытые почвы имеют нарушенную структуру, низкую пористость и повышенную плотность.

Среди различных форм проявления водной эрозии значительный вред окружающей среде и в первую очередь почвам приносит линейная (овражная) эрозия – размыв почвы в глубину струей воды, стекающей по склону.

Экологический ущерб от оврагов огромен: они полностью уничтожают продуктивные сельскохозяйственные земли, способствуют интенсивному смыву почвенного покрова, заиливают малые реки и водохранилища, создают расчлененный рельеф и т.д.

Понимание закономерностей развития овражных систем во многом предопределяет выбор мероприятий по борьбе с их ростом. Разрушение земельных угодий лишь в самом начале оврагообразования происходит из-за размыва. В дальнейшем большую роль начинают играть, например, гравитационные процессы на склонах. Линейный размыв приводит к усилению плоскостной эрозии на склонах водоразделов, к образованию просадочных явлений вблизи верховья оврага.

Темпы роста оврагов зависят от комплекса причин. Например, отмечено, что в большинстве географических зон наиболее сильно поражены оврагами склоны северных румбов средней крутизной 6° и длиной 750 м. Короткие, но крутые склоны, как длинные и пологие, поражаются оврагами меньше.

При выработке мероприятий по борьбе с конкретным оврагом следует учесть стадию его развития (обычно выделяют четыре стадии). При этом надо помнить, что при достаточно большой длине оврага в его долине на отдельных отрезках можно встретить все четыре стадии развития. При борьбе с овражной эрозией выделяют комплекс противоэрозионных мероприятий: организационно-хозяйственные, агротехнические, фитомелиоративные и гидротехнические. Противоэрозионная организация территории включает: научно обоснованное выделение земель под различные угодья с учетом рельефа и почв; правильное размещение на местности границ угодий, полей севооборотов, кварталов многолетних насаждений, лесных полос и особенно дорог. Агротехнические мероприятия сводятся к сокращению стока воды в овраг и смыва почвы. Они предусматривают поперечную вспашку склонов,

глубокое безотвальное рыхление, бороздование, лункование, полосное возделывание культур. Фитомелиоративные мероприятия включают в себя систему стокорегулирующих лесных и кустарниковых полос, илофильтров, буферных полос на водосборной площади оврагов, облесение крупных оврагов и приовражных участков. Гидротехнические мероприятия подразумевают устройство водозадерживающих валов, водонаправляющих валов и нагорных канав, водосборных гидротехнических сооружений, донных сооружений, запруд, земляных плотин. Как правило, все эти инженерные сооружения требуют согласования с геоморфологическими условиями.

Нередко практикуются коренная мелиорация оврагов, предусматривающая их частичную или полную засыпку или намыв, и другие виды мелиораций. При этом для засыпки рекомендуют береговые овраги, не выходящие вершинами за пределы склонов речных долин, расположенные на склонах крутизной не более 15° . Максимальная глубина не должна превышать 10 м, длина – 150 м, водосборная площадь – 5–10 га. Донные овраги с большими водосборами для коренной мелиорации не рекомендуются.

Для коренной мелиорации оврагов проводят комплекс топографических и инженерно-геологических изысканий; в инженерно-геологические изыскания включаются геоморфологические наблюдения. Большинство специалистов проводят этот вид мелиораций по распространенной схеме А.Г. Рожкова, модернизируя ее для различных условий. Для оценки влияния рельефа на смываемость почв и оврагообразование и для других видов мелиораций подсчитывают следующие морфометрические характеристики: уклон поверхности, горизонтальное и вертикальное расчленение, волнистость склонов. Их рассчитывают по формулам. Уклон поверхности, или крутизна склона, i может быть подсчитан по соотношению сечения рельефа или разности высот верхней и нижней частей склона Δh_c и заложения или длины линии стока l (в метрах), тогда $i = \Delta h_c / l = \operatorname{tg} \alpha$. Уклон в 0,1 соответствует 5° .

Горизонтальная расчлененность H характеризуется соотношением $H = \Sigma L / P$, где ΣL – длина всей гидрографической сети данной водосборной площади или площади землепользования; P – площадь водосбора или землепользования. При слабой расчлененности H равно 0,2–0,3, при сильной 2,0–2,5 км/км².

Вертикальная расчлененность A характеризуется глубиной базиса эрозии: $A = \operatorname{tg} \alpha / l$, где α – угол наклона поверхности к горизонту; l – длина линии стока. По степени вертикальной расчлененности можно судить о длительности эрозионных процессов, сопротивляемости пород размыву, опасности дальнейшей эрозии.

Волнистость склона определяют по формуле: $B = l_v / l_n$, где l_v – длина волнистой линии на данном участке склона; l_n – длина по прямой на том же участке.

Все эти сведения необходимы при качественной оценке земель – выделении типов земель, относительно равноценных по их хозяйственному использованию.

Ветровая эрозия. Под ветровой эрозией (дефляцией) понимают такое разрушение почвы, когда в качестве эродирующего фактора выступает ветер. Это выдувание, перенос и отложение мельчайших почвенных частиц ветром. Интенсивность ветровой эрозии зависит от скорости ветра, устойчивости почвы, наличия растительного покрова, особенностей рельефа и других факторов. Огромное влияние на развитие ветровой эрозии оказывают антропогенные факторы. Например, уничтожение растительности, нерегулируемый выпас скота, неправильное применение агротехнических мер резко активизируют эрозионные процессы.

Различают местную (повседневную) ветровую эрозию и пыльные бури. Первая проявляется в виде поземок и столбов пыли при небольших скоростях ветра. Пыльные бури возникают при очень сильных и продолжительных ветрах со скоростью 20–30 м/с и более, они безвозвратно уносят самый плодородный верхний слой почвы. Наиболее часто пыльные бури наблюдаются в засушливых районах (сухие степи, полупустыни, пустыни), а также на осушенных торфяниках. Пыльные бури способны развеять почвы за непродолжительный период времени, их негативное влияние на все компоненты окружающей среды проявляется в загрязнении атмосферного воздуха, водоемов, отрицательном влиянии на здоровье человека.

А.С. Скородумов рекомендует следующие основные мероприятия по защите земель от пыльных бурь. Прежде всего, агротехнические и другие мелиорации: посев озимых пшениц по улучшенным показателям, вспашка зяби поперек направления весенних ветров, создание лесных полос, полив земель. Создание форм рельефа пашни (нанорельефа) в виде борозд, пластов, валков служит преградой ветру, задерживает частицы грунта. Следует выявить ветроударные склоны и укрепить их посевами люцерны, эспарцета. При районировании территорий по степени дефляционной опасности наряду с другими факторами необходимо учесть генетически однородные поверхности, состав слагающих их отложений и развитие геоморфологических процессов, способствующих проявлению дефляции.

Рекультивационные мелиорации. Деятельность горнорудных и перерабатывающих предприятий, внезапное действие стихийных сил природы приводят к появлению новых ландшафтов, требующих рекультивации для продуктивного использования территории. *Рекультивация – это реконструкция ландшафтов, восстановление тех природных условий, которые были изменены деятельностью человека или силами природы.* В.Т. Гриневецкий и П.Г. Шищенко класс рекультивационных мелиораций разделяют на следующие типы: а) нарушение хозяйственной деятельностью (рекультивация территорий горных выработок и отвалов породы); б) повреждение внезапным действием природной стихии (рекультивация земель вследствие разрушений, нанесенных пыльными и песчаными бурями, паводками, лавинами, обвалами, оползнями, селями и другими процессами).

В новых ландшафтах появляются антропогенные формы рельефа, требующие изменения их состояния для восстановления первичных условий. Это аккумулятивные (отвалы, терриконы, хвостохранилища, шлакоотвалы, золоотвалы крупных ТЭЦ) или денудационные формы (карьеры, шахты, штольни, выемки, просадки и др.).

Выбор видов рекультиваций зависит от природных условий; один из них – засыпка отработанной породой карьеров, выемок, оврагов, балок. Наиболее эффективной считается закладка породы назад в выработанные пустоты. Это дает возможность не только не поднимать породу на-гора, но и избежать проседания грунта над шахтными пустотами. Широкое применение получил метод засыпки оврагов и создания за счет пустой породы террас на склонах широких балок (Палиенко, 1978).

Вопросы для самоконтроля к главе 6

1. Что необходимо для решения инженерно-геоморфологических задач в ходе гидротехнического проектирования и строительства?
2. Какие морфометрические показатели учитываются при составлении продольного профиля дороги?
3. Какие геоморфологические особенности территорий учитываются на разных стадиях проектирования городов?
4. Решение каких геоморфологических задач необходимо при планировании и организации сельского хозяйства?
5. От чего зависит направленность геоморфологических исследований при планировании и проведении мелиораций?



Глава 7

МЕТОДЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Как уже отмечалось, инженерно-геоморфологические исследования опираются на общегеоморфологический анализ. Он, естественно, направлен на выявление происхождения и истории развития рельефа. Его результат – карта, составленная на базе генетической, хронологической или морфогенетической основы принципов геоморфологического картографирования, и прилагаемая к ней объяснительная записка. Потребителями этой информации являются геоморфологи или специалисты другого профиля, знакомые с терминологией науки геоморфологии и обладающие навыком чтения геоморфологических карт. Потребитель инженерно-геоморфологической информации – это потребитель иного типа. Он, как правило, не владеет геоморфологическими знаниями. Такому специалисту, по большей части, строителю-проектировщику, нужна конкретная целенаправленная информация, преимущественно в количественном виде. При этом он стремится взять не всю информацию о рельефе, а лишь ту, которая может быть использована при проектировании сооружений, включая предупреждения о нежелательных геоморфологических последствиях. И наконец, самое главное требование проектировщика к геоморфологической информации – определенная степень достоверности.

Лучше, если заключения делаются с оценкой ошибок и определением вероятности наступления тех или иных событий. *Этот количественный аспект и жесткие требования к достоверности полученных данных определяют специфику инженерно-геоморфологических исследований и определяют их отличие от общепринятых в геоморфологии* (Симонов, Кружалин, 1993).

Наряду с этим, стандартный геоморфологический анализ является базовым для всех прикладных исследований, и все заключения делаются в соответствии с принятыми в геоморфологии методами. Учет специфики инженерных подходов при одновременном соблюдении правил, принятых в геоморфологических работах, и создаст те особенности в методике инженерно-геоморфологических исследований, которые делают их самостоятельными. Их специфику можно проследить на всех этапах проведения анализа рельефа: в подготовительных работах, сборе полевого материала и при составлении специализированного заключения. Сохраняя главные черты, свойственные общему исследованию рельефа, инженерно-геоморфологический анализ по форме проведения, регистрации и обработке данных должен приближаться к инженерному эксперименту.

С учетом сказанного, все исследования рельефа в инженерных целях следует разделить на **три этапа**: 1) *предварительный анализ проекта строительства и проектирование геоморфологических исследований*; 2) *основной этап работ – полевые исследования*; 3) *заключительный этап – определение оценок и рекомендаций*.

7.1. Предварительный анализ проекта строительства и проектирование геоморфологических исследований

При подготовительных работах важно провести предварительный (предполевой) анализ полученного задания. Он включает знакомство с проектом предполагаемого строительства и сбором картографических, литературных и архивных материалов по интересующей нас территории.

После изучения проекта строительства определяются *перечень и конструкции типов сооружений*: зданий, сооружений водоснабжения и канализации, транспортных объектов и др. Посредством этого перечня производится отбор нормативных требований к рельефу, что и определяет пути создания геоморфологической оценки условий строительства и эксплуатации сооружений и их геоморфологических последствий (Симонов, Кружалин, 1989).

На основании проведенных предварительных проработок определяется набор морфометрических карт, которые необходимо построить для морфометрической оценки территории (п. 1.3). Далее эти карты последовательно строятся или составляются. Очень важно, чтобы основной объем морфометрических работ был выполнен до начала полевых исследований. Для геоморфологической оценки условий строительства большинства типов сооружений базисными морфометрическими картами являются: *гипсометрическая, уклонов склонов, глубины расчленения, густоты разнорядковых водотоков, структуры речных бассейнов*. Они позволяют в дальнейшем построить карты сочетаний морфометрических комплексов и проводить инженерно-морфометрическое районирование, выделив благоприятные, менее благоприятные и непригодные участки для строительства инженерных сооружений или комплексов. Для специальных расчетов необходим более полный набор морфометрических карт.

Литературные и архивные текстовые, картографические, графические и аналитические данные, а также результаты различных лабораторных и полевых испытаний и анализов, проведенных ранее другими исследователями на выбранной территории, собираются, учитывая, что по ним в дальнейшем будут составлены предварительные карты и профили: геологические, геоморфологические, гидрогеологические и др. Для составления этих карт и профилей необходимым окажется также дешифрирование аэрофотоматериалов и данных космических фотоснимков и других видов дистанционной информации. Предварительно составленные карты и профили позволят оценить объем недостающей базовой геоморфологической и геологической информации, а в дальнейшем определить объем и характер необходимых долевых геоморфологических исследований. Кроме того, *заблаговременно составленная геоморфологическая карта послужит основой для выбора мест проложения и густоты маршрутов, объемов существенных точек наблюдений, земляных работ для выбора мест заложения профилей шурфов и скважин, а также профилей геофизического зондирования*.

Зачастую возникают ситуации, когда заказчик не оставляет необходимого и достаточного времени для проведения подготовительных работ. В этом случае следует помнить, что сметная стоимость и общий объем работ могут быть получены лишь приблизительно, и необходимо предусмотреть возможность корректировки этих важных рабочих документов. На практике обычно так и происходит. Тогда морфометрические и картосоставительские работы можно сдвинуть и на полевой период, и даже на заключительный этап работ. Вместе с тем если исследования планируются как одногодичные, то неизбежна невосполнимая потеря информации.

В целом следует стремиться к тому, чтобы подготовительный период и проектные работы были выполнены с максимальной полнотой.

7.2. Полевые геоморфологические исследования

Полевые исследования, как правило, разделяют на три этапа: 1) рекогносцировка; 2) детальные полевые исследования; 3) корректировка полученных данных. Даже тщательно проведенные подготовительные исследования не дают полного представления об изучаемом объекте. *Уточнение первых представлений и получение визуального плана изучаемой территории – вот главная цель рекогносцировки.* В ходе ее определяются объем наземных работ, пути проложения маршрутов, выбор объектов для стационарного и полустационарного исследования, устанавливается разброс (степень несовпадения) индивидуальных (субъективных) оценок объектов исполнителями работ, если полевые исследования проводят независимо не один, а несколько исследователей, и коллективно уточняются критерии оценок рельефа: где можно, а где нецелесообразно вести строительство, определяются места базирования и др.

Детальные полевые геоморфологические исследования проводятся по существующим разработанным геоморфологическим методикам. Они включают в себя полевые маршруты с описанием точек наблюдения. Число точек наблюдений на каждом контуре должно быть необходимым и достаточным, что определяется с помощью стандартных статистических методов оценки достоверности данных. Объекты с большой степенью изменчивости интересующих геоморфологов свойств рельефа должны быть охарактеризованы большим числом точек.

Если геоморфологическая карта была составлена предварительно в камеральных условиях, то полевыми исследованиями можно в начале работ обследовать лишь 10% объектов каждого выделенного типа, а затем при необходимости число некоторых контуров, обладающих большой изменчивостью интересующих исследователя свойств описываемого рельефа, может быть увеличено. Плотность и положение полевых маршрутов на местности определяются выбором объектов, намеченных к изучению.

К земляным работам, если предварительные карты были составлены до начала полевых работ, приступают сразу же после проведения рекогнос-

цировки для того, чтобы использовать все благоприятные в погодном отношении дни. При земляных работах ведется документация выработок, по-слойно описываются рыхлые отложения и отбираются образцы для проведения лабораторных исследований и проведения испытаний.

При необходимости земляные работы ведутся согласованно по геоморфологической, инженерно-геологической и гидрогеологической программам. Такой комплексный подход экономически выгоден и интересен с научной точки зрения, поскольку позволяет корректно провести сравнение результатов разнопрофильных наблюдений. Методика проведения инженерно-геологических и гидрогеологических исследований здесь опускается, и рекомендуется обращаться к соответствующим руководствам.

Геофизические исследования проводят после того, как будет выполнена хотя бы некоторая часть земляных работ.

Приступать к стационарным исследованиям следует сразу же после проведения рекогносцировки. Оборудование стационара занимает довольно много времени. Предварительные работы на стационаре сразу же за выбором объекта состоят из: 1) маркировки точек, линий, поверхностей, подлежащих наблюдениям; 2) создания базисной измерительной сети, закрепления ее на местности и топографической привязки; 3) выработки мер против намеренных и случайных повреждений меток, подлежащих наблюдению; 4) организации систематических наблюдений и обработки полученных данных. В отдельных случаях, когда наблюдения ведутся разными приборами, разными людьми и в разное время, необходимо метрологическое обеспечение используемых приборов.

Итогом полевых исследований являются откорректированные карты, отдешифрованные аэрофотоснимки, журналы описаний полевых точек наблюдения, описания горных выработок, каталоги образцов, отобранных для лабораторных исследований и испытаний. Если полевые работы проводятся в течение нескольких лет, то составляются план работ последующих лет и план обработки собранного полевого материала. Следующие за полевыми сезонами камеральных работ, если исследования носят многолетний характер, используются для обработки собранных материалов, создания промежуточных карт и профилей, написания текстов вспомогательных разделов.

Все материалы готовятся в таком виде, чтобы заказчик работ имел возможность воспользоваться промежуточными результатами исследования. Это особенно полезно, когда проектирование строительства и его геоморфологическое обоснование проводятся одновременно.

7.3. Заключительные камеральные исследования

После проведения всего комплекса намеченных работ готовится *основное заключение геоморфолога*, в котором должны быть даны: 1) *характеристика рельефа*; 2) *заключение о целесообразности строительства*;

3) заключение о возможных последствиях; 4) общие рекомендации по выбору средств защиты сооружений и минимизации вероятности проявления нежелательных последствий.

К итоговым документам могут быть предъявлены требования двух видов: 1) требования к базовым геоморфологическим материалам; 2) требования к инженерной части заключения. Первые требования идут от традиций геоморфологии. Зачастую рецензентами составленных в результате работ заключений выступают геоморфологи, по профилю своей основной деятельности весьма далекие от инженерного дела, но хорошо осведомленные в геоморфологических концепциях и методах геоморфологических исследований. Для них кажется обязательной наличие кондиционной геоморфологической карты, составленной и проанализированной по всем научным требованиям. Второй вид требований предъявляет инженерная практика. Обычно инженерам-проектировщикам исходная геоморфологическая карта не нужна. К ней они обращаются весьма редко и, главным образом в тех спорных случаях, когда геоморфологическая оценка не совпадает с их собственными решениями о возможности строительства, когда эта оценка, по их мнению, ложиться бременем на проект. Но они особенно заинтересованы в оценочных картах и требуют строгого их обоснования. По этой причине полезно и отчет, и заключение логически разделить как бы на две части. Одну из них выделить для внутреннего (геоморфологического) пользования, а другую сделать собственно для заказчика. В этой второй части должны быть четыре важных раздела: 1) морфометрическая оценка рельефа; 2) индикация свойств горных пород; 3) индикация геодинамической ситуации; 4) геоморфологическое заключение об условиях строительства и эксплуатации сооружений, а также рекомендации по защите сооружений от геоморфологических процессов и явлений и минимизации нежелательных последствий.

7.4. Инженерно-геоморфологическое картографирование и районирование

В комплексе исследований, проводимых при инженерно-геоморфологическом анализе, важное место принадлежит инженерно-геоморфологическому картографированию и районированию.

Цель инженерно-геоморфологического картографирования заключается в разработке приемов и способов составления специальных карт, характеризующих геоморфологические условия строительства и эксплуатации объектов.

Инженерно-геоморфологические карты узкого назначения служат инженерным целям в различных отраслях народного хозяйства, несут специальную, необходимую для той или иной отрасли нагрузку, отражают динамику рельефа, его качественные и количественные особенности и элементы прогноза развития.

Эти карты подразделяют на *два типа*:

1) *средне- и крупномасштабные* (1:200000–1:50000) для целей общей инженерной геоморфологии (карты районирования);

2) *целевые крупномасштабные карты* для частной инженерной геоморфологии (1:50000 и крупнее). Принципиальные особенности составления этих двух типов карт во многом сходны.

Районирование – это метод членения исследуемой территории на таксоны, которые отвечают как минимум двум критериям: 1) специфики выделяемых территориальных ячеек и 2) взаимосвязанности насыщающих их элементов.

Принято различать частное районирование, основанное на учете лишь отдельных элементов территории, и общее – основанное на комплексном, или интегральном, подходе. Результатом районирования является сетка районов, которая отражает объективную иерархичность пространственных систем. Существует типологический и региональный подходы.

Типологическое районирование предусматривает выявление и выделение определенных типов территориальных единиц того или иного порядка на основе учета общих существенных признаков, свойственных им, и отказа от учета многих частных их особенностей. При этом характеристика дается не каждому конкретному контуру, выделенному на карте, а группе контуров данного типа.

Региональный вид районирования основан на выделении территориальных единиц, каждая из которых характеризуется ясно выраженной индивидуальностью и получает персональную характеристику.

Типологическое выделение районов ориентировано, таким образом, на сходство, а региональный – на различие признаков.

Геоморфологическое районирование позволяет логично представить закономерности строения, развития и пространственного размещения рельефа Земли. Районирование систематизирует имеющиеся знания о рельефе, необходимо для решения ряда практических задач. Инженерно-геоморфологическое же районирование можно рассматривать как специальный вид геоморфологического районирования.

Под **инженерно-геоморфологическим районированием** следует понимать выделение системы территориальных элементов разного ранга, характеризующихся внутренним сходством и внешними различиями инженерно-геоморфологических условий, и описание этих систем.

Инженерно-геоморфологическое районирование должно опираться на комплекс специальных инженерно-геоморфологических карт, которые позволяют оценить геоморфологическую обстановку строительства и эксплуатации инженерных объектов. Имеющийся опыт создания таких карт говорит о том, что их содержание не может быть единым, поскольку оно определяется видами инженерно-строительной деятельности и должно основываться на особенностях морфоклиматической зональности (Леваднюк, 1983).

Известное развитие получило специальное инженерно-геоморфологическое районирование по набору определенных признаков. В качестве примера можно привести типологию долин главных рек Сибири для целей гидроэнергетического строительства (рисунок 7.1).

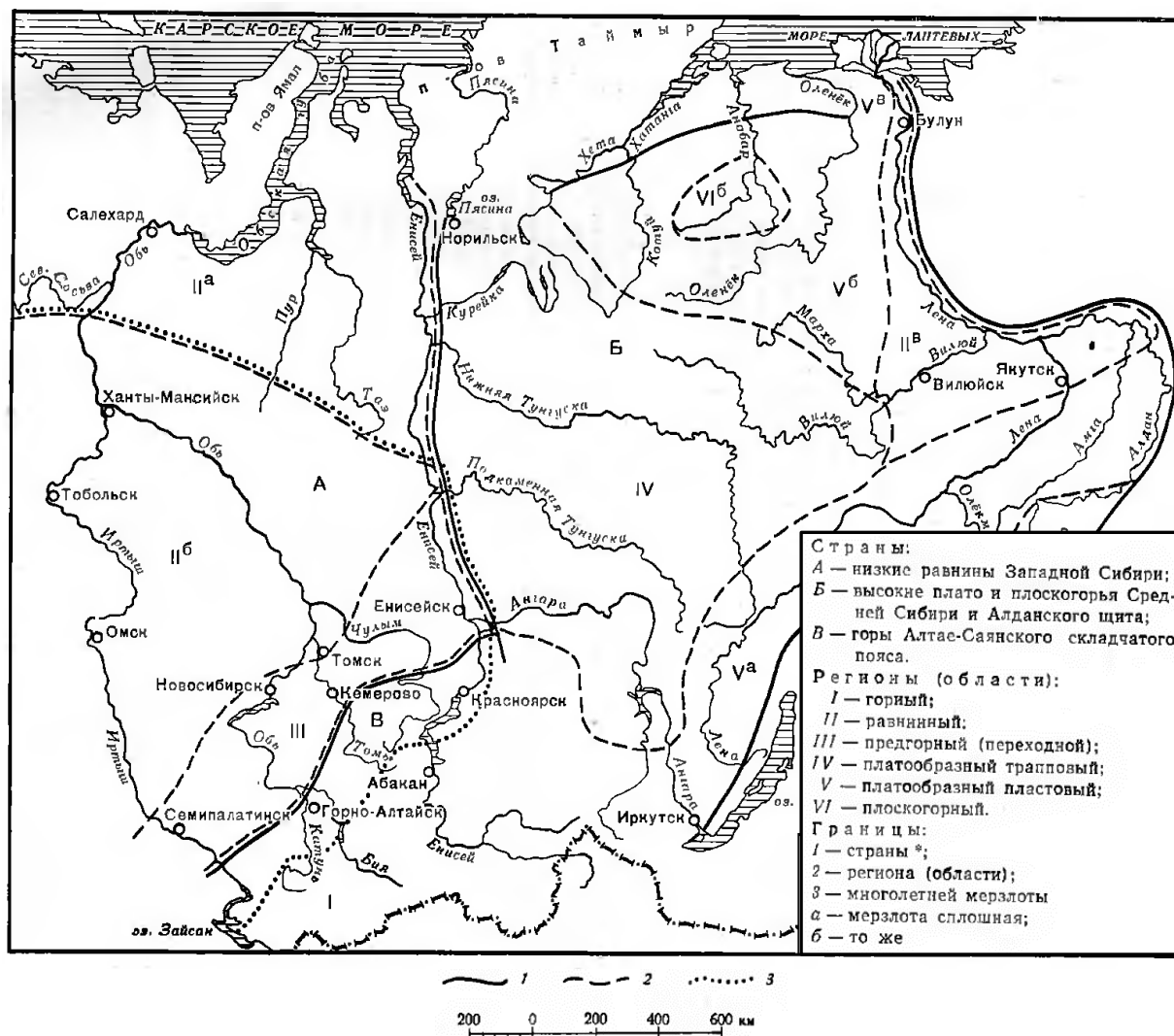


Рисунок 7.1 – Схематическая карта инженерно-геоморфологического районирования долин главных рек Сибири (по С.С. Коржуеву, 1977)

Инженерно-геоморфологическое районирование выполняется по определенным принципам на основе выбранных классификационных признаков. *Принципы – это важнейшие логические правила, методологические подходы и методические положения, которые необходимо соблюдать при проведении любого типа или вида районирования. Классификационные признаки – это те выбранные и обоснованные исследователями характеристики рельефа, на основе которых происходит деление территории при региональном районировании или типизации территориальных единиц определенного ранга при типологическом районировании.*

Анализ имеющихся предложений по вопросам районирования в дисциплинах геолого-географического цикла показал, что основные принципы наиболее полно сформулированы в многочисленных схемах физико-географического, а также инженерно-геологического районирования.

Поскольку инженерная геоморфология как пограничная дисциплина тесно соприкасается с инженерной геологией, целесообразно привести основные принципы инженерно-геологического районирования, которые наиболее полно изложены В.Т. Трофимовым (1977, 1985).

1. Районирование должно проводиться по вещественно-морфологическим глубоко инженерно-геологическим признакам, отражающим важнейшие закономерности пространственных изменений инженерно-геологических условий, обусловленных взаимодействием региональных и зональных геологических факторов.

2. Сумма выделенных при районировании территориальных единиц должна быть равна объему (площади) делимой территории при региональном виде районирования или объему классифицируемого (делимого) понятия в случае типологического и оценочного районирования.

3. При районировании должно соблюдаться требование соразмерности – территориальные комплексы, выделяемые на определенной ступени районирования, должны относиться к одному порядку (рангу).

4. Признаки, по которым проводится деление территории (или классифицируются территориальные единицы), должны выбираться так, чтобы каждая точка (территориальная единица) попадала только в одну из выделяемых категорий.

5. В пределах одной (любой) таксономической единицы все границы единиц следующего более высокого ранга должны проводиться по признакам одного порядка (должно использоваться одно основание деления по принятой в логике терминологии). Классификационный признак может изменяться от одной ступени районирования к другой.

6. Каждая граница между выделяемыми таксономическими единицами должна проводиться по одному вполне определенному классификационному признаку.

Эти принципы могут быть положены и в основу инженерно-геоморфологического районирования. На картах специального инженерно-геологического районирования территориальные единицы обособляются и оцениваются с учетом определенного вида строительства (транспортного, гидротехнического и т.п.).

Оценка рельефа для целей инженерно-геоморфологического районирования должна включать (Палиенко, 1978): анализ генетически однородных граней или поверхностей рельефа; влияние структурно-геоморфологических особенностей; связь геологического строения с рельефом; устойчивость рельефа; характер проявления и динамику современных геоморфологических процессов; количественные показатели рельефа и темпов развития

процессов. Для графического отображения полученных данных обычно пользуются картой четвертичных отложений, геоморфологической картой, составляемой по морфогенетическому принципу, морфометрическими и другими картами. Однако в отдельности эти карты не отражают конкретной взаимосвязи элементов рельефа и антропогенного покрова с инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями, в частности их трудно использовать для районирования. Возникает необходимость создания синтетической карты рельефа и его инженерных свойств, которая легко сопоставлялась бы, например, с картами гидрогеологического, инженерно-геологического и гидромелиоративного районирования и имела бы с ними близкие принципы выделения картируемых единиц.

В основу составления инженерно-геоморфологических карт положен принцип картографирования генетически однородных поверхностей, или граней рельефа. Основными картируемыми объектами являются отдельные морфогенетические элементы, формы рельефа, т.е. элементарные генетически однородные поверхности, ограничивающие простые формы рельефа.

Обычно показывают группы однородных форм рельефа или генетические категории рельефа. А.И. Спиридонов (1975) выделяет следующие категории рельефа:

- а) эндогенный – тектонический, вулканический, псевдо-вулканический; структурно-денудационный – бронированный, формы препарировки;
- б) экзогенный – комплексно-денудационный, гравитационный, делювиальный, флювиальный, карстовый, суффозионный, мерзлотный, ледниковый, оловый, озерный, морской и др.;
- в) антропогенный – денудационный, аккумулятивный.

Выделяются также элементы палеорельефа (погребенного и экспонированного). В пределах этих групп картируют элементарные генетически однородные поверхности.

Методика составления инженерно-геоморфологических карт и картируемые при этом таксоны сведены в таблицу 7.1.

Выделение наиболее крупных инженерно-геоморфологических таксонов – групп однородных форм рельефа – основано на зависимости формирования подземных вод, условий дренажа, инженерно-геологических свойств пород от ярусности рельефа. Каждый ярус отличается друг от друга генезисом рельефа, составом литогенной основы, морфологией, основными морфометрическими показателями, характером современных процессов. Элементарные грани (генетически однородные поверхности) разновозрастных ярусов рельефа сопоставляются с областями и подобластями на картах гидрогеологического и инженерно-геологического районирования. Группы однородных форм рельефа показывают соответствующим цветом, генетически однородные поверхности – оттенками этих цветов. По интенсивности и направленности новейших и современных тектонических движений и их

отражению в рельефе выделяют морфоструктуры разных порядков. Картируют структурно-геоморфологические элементы (морфоструктуры разных порядков, линии тектонических нарушений, локальные структуры и т.д.) с указанием степени их отражения в рельефе.

Таблица 7.1 – Принципы составления карт инженерно-геоморфологического районирования (Палиенко, 1978)

	Группы однородных форм рельефа	Структурно-геоморфологические элементы	Современные процессы, формы рельефа и их элементы	Морфометрические и морфологические особенности
Принцип выделения	По генезису, основным рельефообразующим факторам в пределах ярусов рельефа	По интенсивности и направленности неотектонических движений, отражению их в рельефе	По генезису отдельных форм и элементов рельефа, по характеру проявления современных процессов	По сочетанию однородных элементов рельефа, углов наклона, степени расчленения
Способы изображения на карте	Элементарные, генетически однородные поверхности, элементы рельефа – цветом	Контуры морфоструктур, тектонические зоны	Формы рельефа, интенсивность процессов в их контурах	Цифровые обозначения в контуре генетически однородных поверхностей и форм рельефа
Инженерно-геоморфологические таксоны	Тектонические, структурно-денудационные, флювиальные, морские, речные и др.	Морфоструктуры II и III порядков (положительные и отрицательные, прямые и обращенные). Локальные морфоструктуры (указать степень отражения в рельефе). Элементы структур. Зоны разрывных нарушений	Формы рельефа: структурно-денудационные, гравитационные, водно-эрозионные, карстовые, морские, техногенные. Интенсивность процессов показывается значками	Морфометрические показатели элементарных поверхностей по углам наклона, густоте и глубине расчленения и др.

При инженерно-геологическом районировании их сопоставляют с подобластями, реже – с районами. Это связано тем, что свойства грунтов, устойчивость рельефа, характер естественной дренированности и взаимосвязь грунтовых и напорных вод контролируются, в значительной мере, структурными особенностями.

Часто границы морфоструктур III порядка, локальных структур и трещинных структур служат контурами ареалов различных современных процессов. В этих случаях их следует сопоставлять с инженерно-геологическими районами. На карте структурно-геоморфологические таксоны показывают цветными (красными или оранжевыми) контурами или линиями.

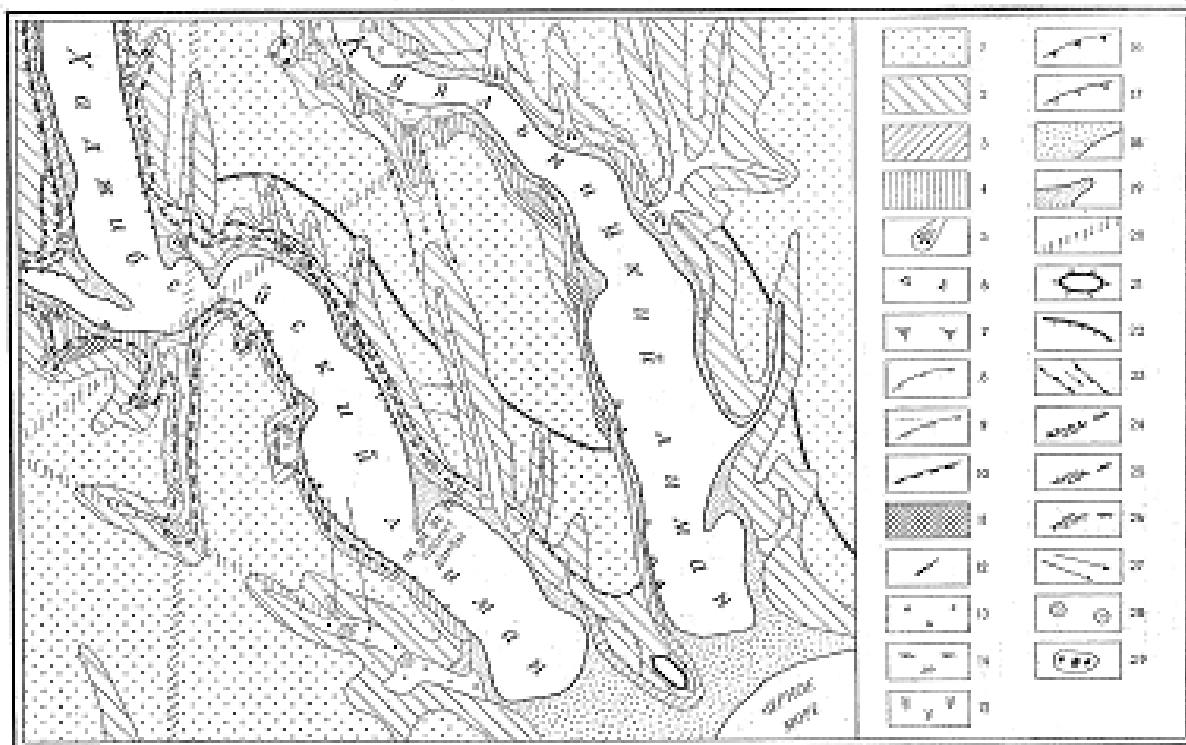
Более мелкие по размерам инженерно-геоморфологические таксоны выделяются путем картографирования форм и элементов рельефа разного генезиса, свидетельствующих о характере проявления, интенсивности современных экзогенных процессов. Эти таксоны могут служить основанием для выделения районов при гидрогеологическом и инженерно-геологическом районировании. Выделяют группы генетически однородных форм рельефа, например, структурно-денудационные, гравитационные, флювиальные, ледниковые, карстовые, антропогенные и т.д. Интенсивность проявления современных рельефообразующих процессов показывают значками. Формы рельефа, указывающие на особо опасные процессы (карстовые и суффозионные воронки, оползневые и обвальные склоны и пр.), рекомендуются привязывать точными геодезическими методами путем совместного полевого картографирования рельефа геодезистом по абрису геоморфолога и с его участием.

Инженерно-геоморфологические таксоны, характеризующие рельеф с количественной стороны, выделяют по морфометрическим показателям в пределах генетически однородных форм рельефа или их элементов. Для этого проводят картометрические исследования – в основном для выявления площадей с одинаковыми углами наклона и глубиной и густотой расчлененности: в районах, где значительная густота расчленения, указывают модуль горизонтальной изрезанности. Выбор морфометрических показателей зависит от вида инженерных задач. Для проектирования дорог это будут углы наклона и глубина расчленения, для мелиорации – глубина и густота расчленения.

При близком совпадении контуров морфометрических показателей с границами форм и элементов рельефа их наносят в виде цифровых обозначений в контуре форм рельефа. В противном случае ставят разные цифры в пределах одного и того же контура формы рельефа, разграничивая последние на отдельные площади с разными морфометрическими показателями. Участки при инженерно-геологическом и гидрогеологическом районировании выделяют на основе карты четвертичных отложений для территорий со стабильным их развитием, а для территорий со слабым развитием четвертичного покрова при картографировании генетически однородных поверхностей рельефа можно указывать особенности их литогенной основы, выделяя еще одну группу инженерно-геоморфологических таксонов.

Целевые (отраслевые) инженерно-геоморфологические карты составляют в крупных масштабах на разных стадиях проектирования и строительства народнохозяйственных объектов – гидротехнического, мелиоративного, дорожного, промышленного и городского строительства, сельского хозяйства и пр. В зависимости от назначения объектов нагрузка карт будет несколько отличаться друг от друга. Наиболее пригодными для обобщения являются карты для целей гидротехнического строительства и водных мелиорации. Примером таких инженерно-геоморфологических карт

может служить карта, составленная для района одесских лиманов (Хаджибейского и Куяльницкого), где проектировалась трасса канала Дунай – Днепр и создавалось Хаджибейское водохранилище (рисунок 7.2).



Генетические группы форм рельефа (морфоструктур) и современные геоморфологические процессы. *Деструкционные* (обусловленные современной денудацией и аккумуляцией): 1 – пластовая плиоценовая равнина с уклонами $0-2^\circ$ (преобладание процессов почвообразования); 2 – склоны крутизной $3-5^\circ$ (преобладание процессов плоскостного смыва-намыва); 3 – склоны крутизной $6-15^\circ$ (преобладание процессов линейной эрозии); 4 – склоны крутизной $16-35^\circ$ (преобладание процессов оползания). *Аккумулятивные*: 5 – пролювиальные конусы выноса; 6 – глыбовые накопления; 7 – осыпи. *Флювиальные*: 8 – тыловой шов и поверхность второй надпойменной террасы; 9 – то же третьей надпойменной террасы; 10 – то же четвертой надпойменной террасы; 11 – поверхности структурных террас на известняковой основе с преобладанием процессов поверхностного выщелачивания; 12 – поверхности пойм с активными пролювиальными процессами; 13 – поверхности пойм стабилизировавшиеся; 14 – поверхности пойм подтопляемые; 15 – высохшие участки дна лимана с интенсивным засолением. *Морские и лиманные*: 16 – активный клиф; 17 – отмерший клиф; 18 – пересыпи; 19 – косы и пляжи. *Неотектонические*: 20 – предполагаемые зоны тектонических нарушений, выделенные по геоморфологическим признакам. Элементы палеорельефа: 21 – абразионный останец куяльницкой ингрессии – Жевахова гора; 22 – тыльная граница лимано-морской куяльницкой равнины на месте уничтоженных абразией понтических известняков; 23 – погребенные палеодолины и направление древнего стока. Прогнозируемое развитие современных процессов для водохранилища с НПУ-20 м: 24 – ожидаемое абразионно-обвальное отступление берегов; 25 – ожидаемое абразионно-оползневое отступление берегов; 26 – аккумулятивное наступление; 27 – фильтрация в тела надпойменных террас и куяльницкие отложения; 28 – подтопление; 29 – карст (с нанесением антропогенных форм рельефа, степени освоенности отдельных территорий, видов хозяйственного использования).

Рисунок 7.2 – Инженерно-геоморфологическая карта района одесских лиманов (по Э.Т. Палиенко, 1978)

Оценка рельефа включает: 1) анализ генетических групп морфоскульптур и их связей с современными геоморфологическими процессами; 2) количественную характеристику рельефа, наиболее влияющую на морфодинамику рельефа (обычно это углы наклона, густота или глубина вертикального расчленения и другие морфометрические показатели); 3) прогноз развития современных процессов в пределах определенных групп морфоскульптур, граней рельефа; 4) анализ соотношения неотектонических структур с группами морфоскульптур и районами развития тех или иных современных процессов; 5) выявление элементов палеорельефа и их соотношение с современным рельефом.

Вспомогательными могут быть различные карты, составляемые на прозрачном пластике и накладываемые на инженерно-геоморфологическую карту. Такими картами обычно являются карты четвертичных отложений и неотектонические. Могут быть рекомендованы карты техногенного рельефа (с нанесением техногенных форм рельефа, степени освоенности отдельных территорий, видов хозяйственного использования). В отдельных случаях можно составлять вспомогательную карту на пластике, отражающую прогноз развития рельефа.

Особенностью инженерно-геоморфологических карт является совместный показ генетических форм рельефа по отдельным ступеням-граням (генетически однородным поверхностям) и действующих и прогнозируемых в их пределах современных геоморфологических процессов. Цветом показываются генетические группы форм рельефа и геоморфологические процессы. Оттенками цвета изображают генетически однородные грани рельефа, но с неодинаковыми морфометрическими показателями и различными геоморфологическими процессами.

Для тех групп форм рельефа, которые не имеют широкого площадного развития, линейно вытянуты (фрагменты речных и морских террас, трещинные структуры) и не могут быть подразделены на дополнительные грани по морфометрическому принципу, показывается однотонный цветовой фон и значковые изображения форм и элементов рельефа. Предлагается показывать на карте районы прогнозируемого развития процессов. Способы изображения могут быть разными: а) совмещенный показ на одной карте инженерно-геоморфологической нагрузки и элементов прогноза; б) отдельный показ прогнозируемых процессов на прозрачном пластике с последующим его наложением на инженерно-геоморфологическую карту. При первом варианте районы прогнозируемых процессов показывают красными или оранжевыми линиями и группами значков или единичными значками.

Несколько иначе геоморфологические карты для инженерных целей подразделяет А.И. Спиридонов (1975). Согласно ему выделяются: 1) общие обзорные карты геоморфологических условий строительства и карты районирования по условиям строительства в масштабе 1:500000 и мельче – используются для планирования и размещения строительства; 2) обзорные карты геоморфологических условий в масштабах 1:200000 – 1:100000 – предназначаются для проектирования строительства конкретных сооружений

разного рода; 3) карты с детальной характеристикой геоморфологических условий в масштабе 1:50000 – 1:25000 – предназначены для обоснования проектного задания при составлении планов создания различных видов сооружений; 4) карты с очень детальной характеристикой геоморфологических условий в масштабе 1:10000 и крупнее – предназначены для обоснования проекта строительства конкретных инженерных объектов.

В заключении отметим, что в современных условиях для создания инженерно-геоморфологических карт незаменимым инструментом является использование географических информационных систем (ГИС). ГИС представляют возможности создания большого количества графических баз данных с разнообразной структурой атрибутивной информации, а использование дополнительных модулей и функций программных комплексов позволяет преобразовывать пространственные базы данных в удобную форму для самых разнообразных целей. Цифровое моделирование рельефа (ЦМР) – одна из основных моделирующих функций геоинформационных систем. *Использование ЦМР в инженерно-геоморфологическом картографировании позволяет автоматизировать некоторые процессы: 1) аналитическая отмывка рельефа; 2) расчет «элементарных» морфометрических показателей: углов наклона (уклонов), экспозиций склонов и др; построение синтетических морфометрических карт; 3) оценка формы склонов; 4) построение профилей поперечного сечения рельефа; 5) трехмерная визуализация рельефа в форме блок-диаграмм и других объемных каркасных (нитяных), полутонных (светотеневых) и фотореалистичных (текстурированных) изображений, в том числе виртуально-реальностных, например путем драпировки поверхности рельефа цифровыми космо- или аэрофотоизображениями; 6) оценка зон видимости или невидимости с заданной точки (точек) обзора; оценка проходимости территории.*

Вопросы для самоконтроля к главе 7

1. Какие этапы выделяют при изучении рельефа в инженерных целях?
2. На основании каких показателей производится отбор нормативных требований к рельефу на предварительном этапе?
3. Какова цель инженерно-геоморфологического картографирования?
4. Какие основные позиции должны быть раскрыты в заключении геоморфолога относительно целесообразности строительства любого объекта?
5. Какие типы инженерно-геоморфологических карт выделяют и какую они несут нагрузку?
6. Какой принцип положен в основу составления инженерно-геоморфологических карт?
7. Какими преимуществами обладает цифровое моделирование рельефа (ЦМР) при инженерно-геоморфологическом картографировании?



СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

УЧЕБНАЯ

1. Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология: учебник для строит. спец. вузов. – 3-е изд., перераб. и испр. – М.: Высш. шк., 2005. – 575 с.
2. Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика: учебник. – М.: КДУ, 2007. – 440 с.
3. Бондарчук В.Г. Основы геоморфологии. – М.: Учпедгиз, 1949. – 320 с.
4. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология: Формирование склонов: учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 228 с.
5. Григоренко А.К., Кюнтцель В.В., Новак В.Е., Таматус З.П. Инженерная геодинамика: учеб. пособие. – Киев: Лыбидь, 1992. – 296 с.
6. Грунтоведение / Е.М. Сергеев, Г.А. Голодковская, Р.С. Зиангиров, В.И. Осипов, В.Т. Трофимов; под ред. Е.М. Сергеева. – 3-е изд. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 595 с.
7. Грунтоведение / В.Т. Трофимов, В.А. Королев, Е.А. Вознесенский, Г.А. Голодковская, Ю.К. Васильчук, Р.С. Зиангиров; под ред. В.Т. Трофимова. – 6-е изд., переработ. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 1024 с.
8. Динамическая геоморфология: учеб. пособие; под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 448 с.
9. Динамическая и инженерная геоморфология суши: учеб. пособие / Д.В. Лопатин, А.И. Жиров, А.С. Макаров, Н.И. Шавель, М.Н. Калыгин, А.М. Железнов; под ред. А.И. Жирова. – СПб.: Изд. дом С.-Петербур. гос. ун-та, 2012. – 272 с.
10. Ершов Э.Д. Общая геокриология: учебник. – М.: Недра, 1990. – 550 с.
11. Звонкова Т.В. Прикладная геоморфология: учеб. пособие. – М.: Высш. шк., 1970. – 272 с.
12. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика: учеб. пособие для вузов. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 383 с.
13. Золотарев Г.С. Методика инженерно-геологических исследований: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 384 с.
14. Иванов И.П., Тржцинский Ю.Б. Инженерная геодинамика: учебник. – СПб.: Наука, 2001. – 416 с.
15. Королев В.А. Инженерная и экологическая геодинамика: электрон. учебник на CD. – М.: МГУ, 2004. (660 МБт).
16. Крамаренко В.В. Грунтоведение: учеб. пособие. – Томск: ТПУ, 2011. – 431 с.
17. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов: учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 420 с.

18. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учеб. пособие. – М.: Высш. шк., 1979. – 287 с.
19. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика: учебник. – Л.: Недра, 1977. – 416 с.
20. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология: учебник. – Л.: Недра, 1984. – 511 с.
21. Лютцау С.В., Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек и на берегах морей: в 2 ч. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – Ч. 1. Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек. – 124 с.
22. Миловский А.В. Минералогия и петрография: учебник. – М.: Недра, 1979. – 439 с.
23. Палиенко Э.Т. Поисковая и инженерная геоморфология: учеб. пособие. – Киев: Вища школа, 1978. – 198 с.
24. Панов Д.Г. Общая геоморфология: учеб. пособие. – М.: Высш. шк., 1966. – 428 с.
25. Пиотровский В.В. Геоморфология с основами геологии: учеб. пособие. – М.: Геодезиздат, 1961. – 281 с.
26. Попов И.В. Инженерная геология: учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959. – 510 с.
27. Попов И.В. Инженерная геология СССР: в 5 ч. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. – Т. 1. Общие основы региональной инженерной геологии: учеб. пособие. – 178 с.
28. Приклонский В.А. Грунтоведение: учебник. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 431 с.
29. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
30. Саваренский Ф.П. Гидрогеология: учебник. – М.; Л.; Новосибирск: ОНТИ: Горгеонефтеиздат, 1933. – 320 с.
31. Саваренский Ф.П. Инженерная геология: учебник. – Л.: ГОНТИ, 1939. – 488 с.
32. Салищев К.А. Картография: учебник. – М.: Высш. шк., 1982. – 269 с.
33. Сергеев Е.М. Инженерная геология: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 247 с.
34. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа: учеб. пособие. – Изд-во Смоленск. гуманитар. ун-та Москва – Смоленск, 1998. – 272 с.
35. Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа: учеб. пособие. – М.: ГЕОС, 1999. – 263 с.
36. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ: учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. – 365 с.
37. Симонов Ю.Г., Кружалин В.И. Инженерная геоморфология. Индикационный анализ и методы исследования: учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. – 122 с.

38. Симонов Ю.Г., Кружалин В.И. Инженерная геоморфология. Основания для инженерной оценки рельефа: учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 100 с.

39. Симонов Ю.Г., Кружалин В.И. Инженерная геоморфология: учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 208 с.

40. Трофимов В.Т. Инженерная геология массивов лессовых пород: учеб. пособие. – М.: КДУ, 2008. – 398 с.

НАУЧНАЯ

1. Арманд Д.Л. Географическая среда и рациональное использование природных ресурсов. – М.: Наука, 1983. – 238 с.

2. Арутюнян Р.Н., Манукян А.В. Предотвращение суффозионных деформаций в загипсованных грунтах Еревана // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 1982. – № 4. – С. 19–21.

3. Архангельский И.В. Об использовании электроразведки для выявления суффозионных процессов около подземных коммуникаций // Современные проблемы инженерной геологии и гидрогеологии территории городов и городских агломераций. – М.: Наука, 1987. – С. 110–111.

4. Башенина Н.В. Мегарельеф Земли, его происхождение, методы изучения и картографирования: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук / Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. – М., 1964. – 36 с.

5. Берлянт А.М. Морфометрические исследования рельефа в СССР: состояние, проблемы, перспективы // Геоморфология. – 1984. – № 2. – С. 15–24.

6. Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный метод изучения горных областей // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. – 1969. – № 3. – С. 62–67.

7. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. – М.: Мысль, 1972. – 392 с.

8. Герасимов И.П. Советская конструктивная география. – М.: Наука, 1976. – 207 с.

9. Девдариани А.С. Антропогенные формы рельефа // Вопросы географии. – 1954. – № 36. – С. 117–120.

10. Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. – М.: Недра, 1966. – 238 с.

11. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. – М.: Иностр. лит-ра, 1962. – 455 с.

12. Заруба К., Менцел В. Инженерная геология. – М.: Мир, 1979. – 468 с.

13. Заславский М.Н. Эрозия почв. – М.: Мысль, 1979. – 245 с.

14. Звонкова Т.В. Изучение рельефа в практических целях. – М.: Географгиз, 1959. – 304 с.

15. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.

16. Зорина Е.Ф., Ковалев С.П., Никольская И.И. Подходы к типизации оврагов // Геоморфология. – 1998. – № 2. – С. 75–80.
17. Иванов О.П., Мазур И.И. Опасные природные процессы. – М.: ЗАО Изд-во Экономика, 2004. – 702 с.
18. Инженерная геология России: в 3 т. В.Т. Трофимов, Э.В. Калинин, Ю.К. Васильчук [и др.]. – М.: Изд. дом КДУ, 2013. – Т. 2: Инженерная геодинамика территории России / под ред. В.Т. Трофимова, Э.В. Калинина. – 816 с.
19. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. / А.Н. Галкин, А.В. Матвеев, А.И. Павловский, А.Ф. Санько. – Витебск: ВГУ имени П.М. Машерова, 2017. – Ч. 2: Инженерная геодинамика Беларуси; под науч. ред. В.А. Королева. – 452 с.
20. Истомина В.С. Фильтрационная устойчивость грунтов. – М.: Госстройиздат, 1957. – 295 с.
21. Казаков К.Я. Суффозионные явления на Русской равнине и смежных территориях // Известия ВГО. – 1981. – Т. 113, вып.1. – С. 44–48.
22. Кайё А., Трикар Ж. Проблема классификации геоморфологических явлений // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. – М.: Изд-во иностр. лит., 1959. – С. 32–66.
23. Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. – М.: Наука, 1965. – 257 с.
24. Качугин Е.Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ // Рекомендации по изучению берегов водохранилищ. – М., 1959. – С. 89–120.
25. Кашменская О.В. Теория систем и геоморфология. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. – 120 с.
26. Кашменская О.В. Системный подход как способ познания рельефа // Проблемы методологии геоморфологии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – С. 33–36.
27. Козменко А.С. Борьба с эрозией почвы. – М.: Сельхозгиз, 1957. – 207 с.
28. Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. – М.: Наука, 1977. – 176 с.
29. Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. – М.: Наука, 1977. – 172 с.
30. Котлов Ф.В. Изменение природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 264 с.
31. Леваднюк А.Т. Инженерно-геоморфологический анализ равнинных территорий (на примере равнин гумидной и аридной морфоклиматических зон). – Кишинев: Штиинца, 1983. – 254 с.
32. Лукашев В.К. Геологические аспекты окружающей среды. – Минск: Наука и техника, 1987. – 327 с.

33. Макеев З.А. Значение геоморфологии в инженерно-геологических исследованиях // Разведка недр. – 1936. – № 21. – С. 15–21.
34. Максимович Г.А. Основы карстоведения: в 2 т. – Пермь: Перм. книж. изд-во, 1963. – Т. 1: Вопросы морфологии, спелеологии и гидрогеологии карста. – 445 с.
35. Максимович Г.А. Основы карстоведения: в 2 т. – Пермь: Перм. ун-т, 1969. – Т. 2: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст. – 529 с.
36. Максимчук В.Л. Рациональное использование и охрана берегов водохранилищ. – Киев: Будівельник, 1981. – 112 с.
37. Мильков Ф.Н. Антропогенная геоморфология // Науч. записки Воронеж. отдела Географ. общества СССР. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1974. – С. 7–9.
38. Молодкин П.Ф. Опыт классификации антропогенных рельефообразующих процессов в бассейне нижнего Дона и Восточном Донбассе // Изв. ВГО. – 1975. – Т. 107, вып. 2. – С. 148–150.
39. Молоков Л.А. Инженерно-геологические процессы. – М.: Недра, 1985. – 206 с.
40. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почв. – М.: Наука, 1967. – 583 с.
41. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 392 с.
42. Николаев Н.И. О значении геоморфологии для инженерной геологии // Землеведение. – 1937. – Т. 39, вып. 1. – С. 25–43.
43. Николаев Н.И. Региональные особенности инженерно-геологических исследований на территории СССР // Инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства: метод. руководство; под ред. И.В. Попова. – М.: Госгеолиздат, 1950. – Т. 1. – 320 с.
44. Обручев В.А. Проблема лесса // Труды II междунар. конф. по изучению четвертич. периода Европы. – М., 1933. – Вып. 2. – С. 115–137.
45. Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. – М.: Недра, 1968. – 71 с.
46. Осипов В.И. Динамическое разжижение водонасыщенных грунтов: природа и факторы, его определяющие (научный обзор) // Инженерная геология. – 1988. – № 2. – С. 3–31.
47. Охотин В.В. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. – Л.: Ленгострансиздат. 1933. – 71 с.
48. Павич М.П., Балыков Б.И. Методы определения коэффициента фильтрации грунта. – Л.: Энергия, 1976. – 115 с.
49. Пенк В. Морфологический анализ. – М.: Географгиз, 1961. – 324 с.

50. Перельман А.И. Современные геохимические представления о зоне гипергенеза // Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы; под ред. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1985. – С. 233–268.

51. Печеркин И.А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ: в 2 ч. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1969. – Ч. II. Геологические процессы. – 307 с.

52. Пиотровский М.В. Вопросы классификации морфоструктур в связи с задачами морфоструктурного картирования // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья: материалы к V науч. конф. по геологии Прибайкалья и Забайкалья / Акад. наук СССР. Геогр. о-во СССР. Забайкальский отд. Геогр. о-ва СССР. Геол. секция им. В.А. Обручева. – Чита, 1968. – Вып. 3. – С. 51–82.

53. Природные опасности России: в 6 т.; под ред. В.М. Кутепова, А.И. Шеко. – М.: КРУК, 2002. – Т. 3. Экзогенные геологические опасности. – 348 с.

54. Ревзон А.Л. Космофотоиндикационный анализ пространственной локализации экзогенные процессов // Изв. ВГО. – 1984. – Т. 116, вып. 2. – С. 134–137.

55. Розанов Л.Л. Геотехноморфогенные основы познания современного рельефообразования // Современное экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. – М.: Наука, 1984. – 138 с.

56. Розанов Л.Л. Объектно-предметная сущность прикладной геотехноморфологии // Вестн. МГОУ. Сер.: Естественные науки. – 2014. – № 3. – С. 64–74.

57. Розанов Л.Л. Теоретические основы геотехноморфологии. – М.: Изд-во ИГ АН СССР, 1990. – 189 с.

58. Розанов Л.Л. Технолитоморфная трансформация окружающей среды. – М.: Изд-во НЦ Энас, 2001. – 184 с.

59. Саваренский И.А. Инженерно-геологическая оценка карстовых явлений в районе г. Дзержинска // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. – Т. 47. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 12–26.

60. Сваричевская З.А., Лутовинов И.Л. Техногенный морфогенез // Климат, рельеф и деятельность человека. – М.: Наука, 1981. – С. 29–34.

61. Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. – М.: ГЕОС, 1999. – 263 с.

62. Симонов Ю.Г. Основные черты морфотектоники Восточного Забайкалья // Изв. Забайкал. филиала ВГО. – 1966. – Т. 2, вып. 2. – С. 68–84.

63. Симонов Ю.Г. Проблемы регионального географического прогноза: состояние, теория и методы. – М.: Наука, 1982. – 264 с.

64. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Геогелотехиздат, 1962. – 322 с.

65. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. – М.: Недра, 1975. – 184 с.

66. Спиридонов А.И. Опыт генетической систематики рельефа // Землеведение. – 1967. – Т. 7 (нов. сер.). – С. 33–53.
67. Спиридонов А.И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития // Индикационные географические исследования. – М.: Наука, 1970. – С. 92–104.
68. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 1. – 212 с.
69. Судакова Н.Г., Воскресенская Т.Н., Немцова Г.М. Руководство по изучению новейших отложений. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – С. 57–60.
70. Сус Н.Н. Эрозия почв и борьба с нею (лесомелиоративные мероприятия). – М.: Изд-во сельскохозяйств. лит-ры, 1949. – 349 с.
71. Тихвинский И.О. Оценка и прогноз устойчивости оползневых склонов. – М.: Наука, 1988. – 144 с.
72. Толмачев В.В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. – М.: Недра, 1990. – 152 с.
73. Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. – М.: Недра, 1984. – 117 с.
74. Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 280 с.
75. Трофимов В.Т. Районирование в инженерной геологии // Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы; под ред. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1985. – С. 299–304.
76. Трофимов И.Н. Лессовая проблема в литологическом освещении // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1945. – № 5. – С. 57–72.
77. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур; под ред. А.В. Вострякова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. – 232 с.
78. Ферсман А.Е. Избранные труды: в 7 т. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – Т. 2. – 768 с.
79. Фирсенкова В.М. Морфодинамика антропогенного рельефа. – М., 1987. – 200 с.
80. Хоменко В.П. Закономерности и прогноз суффозионных процессов. – М.: ГЕОС, 2003. – 216 с.
81. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977. – 254 с.
82. Чалов Р.С. Почему размываются берега рек? // Соросовский образовательный журн. – 2000. – Т. 6, № 2. – С. 99–106.
83. Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я., Бильданов Р.Р., Каширина Т.С. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // ARCREVIEW. – 2005. – № 1. – 32 с.
84. Черноморец С.С. Обзор классификаций антропогенного рельефа // Вестн. МГУ. География. – М., 1987. – 13 с. Деп. в ВИНТИ 25.05.1987 г.

85. Чудновский А.Ф. Физика теплообмена в почве. – Л.–М.: Гостехиздат, 1948. – 220 с.
86. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Наука, 1966. – 239 с.
87. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.
88. Широков В.М., Лопух П.С. Переработка берегов водохранилищ Белоруссии (основные типы и стадии развития) // Современные рельефообразующие процессы; под ред. Б.Н. Гурского, А.В. Матвеева. – Минск: Наука и техника, 1986. – С. 95–102.
89. Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. – М.: Изд-во иностр. лит., 1959. – С. 11–31.
90. Demangeot J. Le système morphogénétique géodinamique // Internat. Geography. Montreal. –1972. – Vol. 1. – P. 23–28.
91. Mendonca A.F., Pires A.C.H., Barros J.G.C. Pseudo-sinkholes in lateritic terrains, Brasilia, Brazil // Applied karst geology: Proc. 4-th Multidiscipl. conf. On sinkholes and the eng. And environ. Impacts of karst. Panama City, Fla., 25–27 Jan., 1993. – Rotterdam, 1993. – P. 43–49.
92. Newton J.G., Tanner J.M. Case histories of induced sinkholes in the eastern United States // Karst hydrogeology: Karst hydrogeology: engineering and environmental application: Proc. 2-nd Multidiscipl. Conf. on sinkholes and the environ. impacts of karst. Orlando, Fla., 9–11 Feb., 1987. – Rotterdam, 1987. – P. 15–23.
93. Smirnov A.I., Agletdinova E.R., Mustafin R.F., Zaynutdinova Z.R., Musina A.R., Umetbaev R.N. Karst modern manifestations in the territory of the Republic of Bashkortostan // Proceedings of the 27th International Conference Ecological Truth and Environmental Research – EcoTER'19. –2019. – С. 189–194.
94. Zapletal L. Geneticko-morfologická klassifikace antropogenních forem reliéfu. – Acta Univ. Palack. Olomuc. Fac. rer. natur. – 1968. – T. 23.

НОРМАТИВНО-СПРАВОЧНАЯ

1. ГОСТ 5180–2015. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. – М.: Стандартинформ, 2019. – 20 с.
2. ГОСТ 12536–2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. – М.: Стандартинформ, 2019. – 19 с.
3. ГОСТ 21216–2014. Сырье глинистое. Методы испытаний. – М.: Стандартинформ, 2015. – 40 с.
4. ГОСТ 25100–2020. Грунты. Классификация. – М.: Стандартинформ, 2020. – 38 с.

5. ГОСТ 33100–2014. Дороги автомобильные общего пользования. Правила проектирования автомобильных дорог. – М.: Стандартинформ, 2016. – 32 с.
6. Инженерные изыскания в строительстве; под ред. С.П. Абрамова. – М.: Стройиздат, 1982. – 359 с.
7. Ломтадзе В.Д. Словарь по инженерной геологии. – СПб.: СПбГГИ, 1999. – 360 с.
8. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород: в 2 т. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. – Т. 1: Полевые методы / под ред. Е.М. Сергеева, С.Н. Максимова, Г.М. Березкиной. – 347 с.
9. Рекомендации по изучению карста геофизическими методами / ПНИИИС Госстроя СССР. – М.: Стройиздат, 1986. – 112 с.
10. Рекомендации по проектированию зданий и сооружений в карстовых районах СССР / ПНИИИС Госстроя СССР. – М.: Стройиздат, 1967. – 74 с.
11. СНБ 1.02.01–96. Инженерные изыскания для строительства. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 1996. – 110 с.
12. СНБ 2.03.01–98. Геофизика опасных природных воздействий. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 1998. – 7 с.
13. СНиП 2.02.01–83. Основание зданий и сооружений. – М.: Стройиздат, 1985. – 40 с.
14. СНиП 3.07.03–85. Мелиоративные системы и сооружения. – М.: ГУП ЦПП, 1996. – 28 с.
15. СП 50-101-2004. Проектирование и устройство оснований и фундаментов зданий и сооружений. – М.: ФГУП ЦПП, 2005. – 130 с.
16. СП 22.13330.2016. Основания зданий и сооружений. – М.: Минстрой России, 2016. – 220 с.
17. Справочник по инженерной геологии. – 3-е изд., перераб. и доп.; под ред. М.В. Чуринова. – М.: Недра, 1981. – 325 с.
18. Тихвинский И.О. Рекомендации по количественной оценке устойчивости оползневых склонов. – М.: Стройиздат, 1984. – 66 с.
19. ТКП 45–2.03–224–2010. Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Строительные нормы проектирования. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 2011. – 44 с.
20. Толмачев В.В., Троицкий Г.М., Хоменко В.П. Инженерно-строительное освоение закарстованных территорий. – М.: Стройиздат, 1986. – 176 с.
21. Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. – М.: Недра, 1984. – 117 с.
22. Чемяков Ю.Ф. Антропогенные и биогенные формы рельефа // Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. – Л.: Недра, 1972. – С. 224–227.

Учебное издание

ГАЛКИН Александр Николаевич
КРАСОВСКАЯ Ирина Анатольевна
ПАВЛОВСКИЙ Александр Илларионович и др.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Учебное пособие

Технический редактор	<i>Г.В. Разбоева</i>
Корректор	<i>Т.В. Образова</i>
Компьютерный дизайн	<i>Л.В. Рудницкая</i>

Подписано в печать .2022. Формат 60х84 ¹/₁₆. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 14,94. Уч.-изд. л. 16,92. Тираж экз. Заказ .

Издатель и полиграфическое исполнение – учреждение образования
«Витебский государственный университет имени П.М. Машерова».

Свидетельство о государственной регистрации в качестве издателя,
изготовителя, распространителя печатных изданий
№ 1/255 от 31.03.2014.

Отпечатано на ризографе учреждения образования
«Витебский государственный университет имени П.М. Машерова».
210038, г. Витебск, Московский проспект, 33.