



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ ИМ. Е.М. СЕРГЕЕВА
(ИГЭ РАН)**

УДК 624.131.53:551.448

На правах рукописи

Аникеев Александр Викторович

**ПРОВАЛЫ И ОСЕДАНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В КАРСТОВЫХ
РАЙОНАХ: МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ**

Специальность 25.00.08 – Инженерная геология, мерзлотоведение и
грунтоведение

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2014

Оглавление

	Стр.
Введение	4
Глава 1. Карстово-суффозионные провалы как экзогенный геологический процесс	12
1.1. Определение основных понятий и постановка проблемы	12
1.2. Поверхностные формы карста и инженерно-геологические условия	20
1.3. О роли карстового процесса в появлении карстово-суффозионных воронок	33
1.4. Оценка опасности и риска образования провалов и локальных оседаний земной поверхности в карстовых районах	38
Выводы	44
Глава 2. Напряженно-деформированное состояние покровной толщи массивов закарстованных пород	47
2.1. Определение напряженного состояния перекрывающих полость грунтов аналитическим методом	47
2.2. Изучение деформаций покровной толщи на термопластических материалах	53
2.3. Исследование закономерностей распределения напряжений при обрушении свода карстовой полости поляризационно-оптическим методом	63
2.4. Зональность строения массива пород в окрестности ослабленного участка как эффект самоорганизации геологической среды	73
2.5. Изменение напряженного состояния грунтовой толщи в динамике провалообразования	78
Выводы	84
Глава 3. Деформирование и разрушение слоя связных грунтов	86
3.1. Механизм и кинематика процесса	86
3.2. Модели среза горных пород по цилиндрической поверхности и обрушения параболического свода	98
3.3. Модель случайного гидроразрыва слабопроницаемого слоя	104
3.4. Особенности гидравлического разрушения мощных глинистых пластов	111
3.5. Математическое моделирование полей порового давления и деформаций пород при откачках подземных вод	120

Выводы	125
Глава 4. Образование провалов в песчаном слое	128
4.1. Суффозия массы как процесс деформирования несвязных грунтов	128
4.2. Закономерности формирования и устойчивость сводообразных структур	135
4.3. Свод обрушения в капиллярно-влажных песках	142
4.4. Влияние локальной восходящей фильтрации на развитие массовой суффозии	145
4.5. Разрушение несвязных грунтов при подъеме уровня подземных вод	148
Выводы	152
Глава 5. Свободное истечение несвязных грунтов в подземные полости	155
5.1. Схематизация природных условий, материалы, методика и результаты опытов	155
5.2. Кинематика свободного истечения несвязных грунтов в отверстия	163
5.3. Моделирование полей скорости и плотности потока сыпучих тел методом клеточных автоматов	171
5.4. Сравнительный анализ данных физического и математического моделирования, основные закономерности процесса	176
5.5. Строение области влияния подземной полости и суффозионный процесс	185
5.6. Прогноз провалообразования в песчаной толще	192
5.7. Классификация суффозии по условиям, факторам и механизму процесса	200
Выводы	207
Глава 6. Прогноз провалов и оседаний земной поверхности в карстовых районах	210
6.1. О причинах образования провалов и блюдца оседания в Москве	210
6.2. Оценка карстово-суффозионной опасности и риска в условиях городского строительства	217
6.3. Прогноз провалообразования в Дзержинском карстовом районе при изменении гидродинамического режима	235
6.4. Устойчивость площадки размещения основных сооружений Нижегородской АЭС	253
Выводы	263
Заключение	265
Список литературы	272

Введение

Актуальность темы. Общая площадь распространения карстующихся пород составляет 31.5 % площади суши Земного шара. Из них 9.5 % занимают районы, где растворимые отложения обнажаются на поверхности, а 22 % – где они перекрыты нерастворимыми грунтами (Максимович Г.А., 1963; Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н., 2007). На этой огромной площади ($\sim 47 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) едва ли не самую большую экзогенную геологическую опасность представляют провалы земной поверхности.

Особенности процесса образования провальных воронок и воронок оседания обусловлены растворением горных пород, наличием и относительно неглубоким залеганием ослабленных участков массива – карстовых полостей, открытых трещин, зон дробления, погребенных провалов и других подземных карстовых форм. Существованием ослабленных участков объясняется и локализация деформаций дневной поверхности, и сильная их неравномерность, и плохая предсказуемость, и ведущая роль процессов разрушения и перемещения грунтов (Poland J.F., 1981; Печеркин А.И., 1989). По внезапности, сложности процесса и его прогноза, а порой и по катастрофическим последствиям провалообразование иногда сравнивают с извержениями вулканов (Zhou W., Beck V.F., 2008). И именно этот процесс служит если не главным, то одним из основных предметов исследования в инженерной геологии карстовых районов, которая в последние два десятилетия чаще называется инженерным картоведением (Толмачев В.В., Ройтер Ф., 1993; Дублянский В.Н. и др., 2011).

Интерес инженеров-геологов, проектировщиков и строителей к этой проблеме понятен: появление воронок нарушает безаварийную эксплуатацию наземных и подземных сооружений, угрожает жизни людей. Так, по данным Геологической службы США только в нескольких штатах ущерб от провалообразования в 1970–1985 гг. составил 170 млн. долларов (Newton J.G., 1987). Причем оценивались лишь легко учитываемые последствия – разрушение зданий, автострад, трубопроводов и т. д. За кадром остались такие негативные явления как превращение плодородных земель в неудобья, засоление подземных вод, изменение ландшафтов и некоторые другие. Здесь мы вплотную подходим к еще одному аспекту проблемы – экологическому. Локальные понижения рельефа, являясь очагами поглощения сточных вод, регулируют площадное загрязнение территории. Но именно тела воронок – области перемещения песчаных и раздробленных глинистых грунтов – служат местами повышенной проницаемости пород, хорошей связи водоносных горизонтов, изменения химического состава подземных вод и, как правило, ухудшения их качества. Таким образом, тема настоящей работы имеет большое инженерно-геологическое и экологическое значение. В то же время решение проблемы

прогнозирования провалов и оседаний земной поверхности в районах покрытого карста на локальном уровне оставляет желать лучшего, несмотря на большое количество посвященных ей работ. Особенно актуальна эта проблема для районов нереализованной, ожидаемой опасности, где все условия развития процесса есть, а самих воронок нет, или они не зафиксированы, или встречены единичные формы, исключающие или сильно затрудняющие применение вероятностно-статистических методов анализа и прогноза провалов.

По объектам и способам исследования рассматриваемую проблему можно разделить на две части. Первая связана с выявлением ослабленных участков, определением их формы, размеров и степени заполнения рыхлым материалом, с оценкой скорости выщелачивания растворимых пород и влияния этого процесса на аккумуляционную емкость закарстованного массива. Главная роль в получении этих данных принадлежит натурным методам изучения – инженерно-геологическим, гидрогеохимическим, геофизическим и спелеологическим. При решении некоторых вопросов целесообразно использовать также методы физического и математического моделирования.

Вторая часть проблемы – исследование собственно провалообразования, закономерностей гравитационного и фильтрационного разрушения грунтов покровной толщи, выноса обломочного материала в трещинно-карстовые коллекторы, механизмов формирования воронок в массиве горных пород и на земной поверхности. Именно этим вопросам уделено основное внимание в настоящей работе.

Основная идея. Локальный прогноз провалов в многослойной покровной толще закарстованного массива может быть основан на детерминированных моделях, адекватно отражающих поведение связных и несвязных грунтов над ослабленным участком массива в зависимости от их состава, свойств, степени водонасыщения и фильтрационных сил. Причем общий методологический подход к созданию таких моделей и их последовательному (снизу вверх, от очага возмущения к земной поверхности) применению должен базироваться на представлениях о динамической перестройке геологической среды при внешних воздействиях. И в основу этого подхода целесообразно положить фундаментальный физический принцип Ле Шателье, который гласит: любое внешнее воздействие на находящуюся в равновесии систему вызывает развитие в ней процессов, стремящихся ослабить это воздействие.

Цель исследований. Определение закономерностей и механизмов образования провалов и воронок оседания в районах покрытого карста, научное обоснование локальных прогнозов устойчивости закарстованных территорий.

Для достижения этой цели потребовалось решить следующие **основные задачи**:

1. Изучить и выделить основные условия формирования карстово-суффозионной опасности и проблемы ее количественной оценки и прогноза.

2. Исследовать напряженно-деформированное состояние грунтовой толщи в окрестности ослабленного участка массива и установить, как влияет перераспределение напряжений на процесс образования провалов.

3. Разработать новые и усовершенствовать существующие методы и технические средства экспериментального изучения процесса на масштабных физических моделях с учетом необходимости его прогнозирования во времени.

4. Исследовать процесс, нарушающий устойчивость связных грунтов над карстовой полостью, и механизмы появления окон в водоупорах.

5. Установить закономерности деформирования воздушно-сухих и водонасыщенных несвязных грунтов при их поступлении в трещинно-карстовые коллекторы, количественно охарактеризовать особенности и кинематику процесса, разработать модели, позволяющие определять размеры карстово-суффозионных воронок и возможность их появления в песчаной толще.

6. Выполнить сравнительный анализ лабораторных и натуральных данных, апробировать результаты теоретических и экспериментальных исследований на хозяйственных объектах, расположенных или проектируемых в карстовых районах.

Исходные материалы и методы исследований. Диссертационная работа основана на материалах полевых, экспериментальных и теоретических исследований устойчивости закарстованных территорий, выполнявшихся автором в Институте литосферы АН СССР (1980–1990), на Геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова (1994–2004) и в Институте геоэкологии РАН (1991–1994, 2004–2013). Фактические данные получены в ходе научно-исследовательских плановых (госбюджетных – полевых, лабораторных) и договорных работ, а также при подготовке многочисленных заключений и экспертиз по оценке карстово-суффозионной опасности и риска.

При изучении природы и механизмов формирования провалов – процесса, скрытого от глаз наблюдателя, – главное внимание уделялось физическому и математическому моделированию. Подход к решению научных задач базировался на комплексировании разных методов, каждый из которых, как правило, хорошо отражает лишь отдельные стороны процесса. Использовались: метод эквивалентных материалов во всех его модификациях – методы традиционно сухих, водонасыщенных и термопластических материалов; поляризационно-оптический метод; метод клеточных автоматов; аналитическое определение напряженного состояния, численное моделирование, инженерные методы расчета устойчивости районов покрытого карста. Сопоставление

полученных данных проводилось на основе теории подобия и анализа размерностей. В качестве одной из важнейших разновидностей знакового моделирования использовалось также крупномасштабное инженерно-геологическое районирование, от которого во многом зависят результаты прогнозов устойчивости территории ожидаемой карстово-суффозионной опасности на локальном уровне.

Объект и предмет исследования. Объектом натурального и лабораторного изучения являются закарстованные территории, предметом – закономерности и механизмы провалов и оседаний. В качестве ключевых территорий выбраны районы покрытого карбонатного карста в Москве и сульфатно-карбонатного карста в Нижегородской области и Республике Татарстан (РТ). Учитывались также данные полевых исследований подземных и поверхностных карстовых форм и закономерностей их образования в Московской, Орловской, Рязанской, Тульской обл. и Республике Башкортостан.

Личный вклад автора в решение поставленных задач. Во всех перечисленных выше полевых, лабораторных и теоретических исследованиях автор принимал самое непосредственное участие, в последние годы – в качестве ответственного исполнителя или научного руководителя. Физическое моделирование – постановка задачи, создание опытных установок, проведение опытов, анализ экспериментальных данных, – а также разработка аналитических и расчетных методов определения напряжений и оценки устойчивости массивов – это заслуга автора. Ему же принадлежат анализ и обобщение результатов математического моделирования, выполненного Н.Б. Артамоновой с использованием модели Био и Е.Н. Коломенским с использованием клеточных автоматов.

Научная новизна работы состоит в следующих утверждениях:

1. На основании общих положений теории подобия и анализа размерностей получен кинематический критерий процессов, протекающих в поле сил тяжести и вязкости горных пород, который дает возможность определять характеристики природных явлений и прогнозировать развитие последних во времени по результатам лабораторных опытов.

2. Впервые процессы, протекающие в покровной толще закарстованных массивов, исследовались методом термопластических эквивалентных материалов, что позволило установить влияние свойств и состояния экранирующих глинистых пластов на время и скорость провалообразования.

3. Предложены критерии и константы подобия уровней подземных вод, позволяющие исследовать силовое воздействие последних на массив горных пород методом водонасыщенных эквивалентных материалов. Технология проведения опытов сходна с технологиями базового метода эквивалентных материалов и фильтрационного лоткового моделирования, но имеет и свои особенности.

4. Показано, что при техногенном изменении уровней подземных вод действующей силой разрушения слабопроницаемых глинистых грунтов над ослабленными участками массива являются не силы вязкого трения, а избыточное гидростатическое давление в фильтрате, нормальное к поверхности скелета водовмещающих пород.

5. Время и форма проявления суффозии массы на поверхности толщи несвязных грунтов зависят от мощности толщи, плотности сложения грунтов и пролета карстовой полости.

6. Механизм истечения водонасыщенных, как и воздушно-сухих несвязных грунтов, в отверстие определяется их напряженным состоянием и фундаментальными свойствами – трением и дилатансией. Поровая вода влияет только на морфологию и кинематику процесса. Так, расход водонасыщенных песков в гидростатических условиях пропорционален диаметру полости в степени 2, а расход воздушно-сухих – 2.5.

7. На основе результатов многочисленных экспериментов и представлений о поведении сплошной и дискретной среды разработана кинематическая модель свободного истечения несвязных грунтов в подземные полости, позволяющая находить скорость процесса без привлечения трудно определяемых и по-разному трактуемых эмпирических коэффициентов.

8. Предложена генетическая классификация суффозии как гидрогеомеханического процесса, типы, подтипы и виды которого выделяются по факторам, условиям и, впервые, по механизмам развития процесса.

9. Разработанная применительно к районам ожидаемой опасности и апробированная на самых разных объектах гражданского и промышленного строительства методика оценки карстово-суффозионной опасности и риска сводится к четырем простым действиям, или этапам исследования. На 1-м – выполняется анализ инженерно-геологических условий, на 2-м – районирование территории и схематизация массива в наиболее опасных таксонах, на 3-м – формулируется рабочая гипотеза, разрабатываются сценарии образования провалов, рассчитывается диаметр воронок. На 4-м этапе определяется интенсивность процесса и по существующим методическим документам вычисляется возможный ущерб.

Наиболее интересные, по мнению автора, научные результаты сформулированы ниже в виде **защищаемых положений**:

1. Базируясь на принципе суперпозиции в механике грунтов, напряженное состояние грунтовой толщи в окрестности карстовой или промежуточной полости можно представить в виде алгебраической суммы литостатических напряжений и напряжений, возникающих в аналогичной невесомой толще под действием нагрузки, компенсирующей

давление грунтов по контуру полости. Это позволяет предложить простой аналитический метод определения начального напряженного состояния массива. С учетом механизма сводообразования над ослабленным участком этот метод применим и к расчету напряжений в динамике истечения несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы.

2. Существуют две формы разрушения связных грунтов над карстовой полостью: а) классический механизм образования окна в водоупоре, или первая форма заключается в изгибе слоя с образованием трещин отрыва или свода обрушения, она имеет место над открытыми полостями достаточно больших размеров; б) механизм гидравлического разрушения слабопроницаемых пород, или вторая форма реализуется при снижении напора трещинно-карстовых вод и не требует наличия крупных карстовых полостей.

3. В окрестности полости даже изначально однородные изотропные породы приобретают внутреннюю структуру: в границах эллиптической области деформирования возникают зоны 1) обрушения, 2) разгрузки напряжений, 3) опорного давления и 4) перехода аномальных напряжений к литостатическим. При быстром истечении несвязных грунтов 1-й статической или квазистатической зоне отвечает зона свободного падения частиц, 2-й – зона преимущественного их столкновения и обмена импульсами, 3-й – зона развитого сухого трения, 4-й – зона разуплотнения. Эти зоны – структурные элементы, взаимодействуя и развиваясь, контролируют процесс и направляют его по пути снижения негативного влияния ослабленного участка и увеличения устойчивости массива. Концепция зонального строения области влияния подземной полости играет важную роль в понимании процесса образования провалов и воронок оседаний

4. Модель образования воронок в несвязных грунтах и вытекающие из нее расчетные зависимости основаны: а) на утверждении, что базовым процессом является гравитационное деформирование сыпучей среды, б) на концепции зонального строения области влияния ослабленного участка, в) на закономерностях формирования сводов обрушения и разгрузки напряжений как проявлениях самоорганизации массива пород.

5. Сопоставление аккумуляционной емкости массива растворимых пород, объема области деформирования и количества грунтов, вынесенных в трещинно-карстовые коллекторы, позволяет выполнять оценку и прогноз устойчивости покровной толщи закарстованных массивов в районах нереализованной карстово-суффозионной опасности.

Практическое значение работы определяется новыми научными результатами, большинство которых реализовано в экспертных заключениях по объектам строительства в карстовых районах, заключениях по оценке карстово-суффозионной опасности и риска в Москве, Нижегородской области, а также в Республиках Татарстан, Саха, в Иркутской и

Амурской областях. В качестве наиболее важных или известных объектов проектируемого строительства, где были использованы полученные результаты, можно привести новые линии метрополитена в Москве, Центральную кольцевую автомобильную дорогу Московской обл., Нижегородскую АЭС, нефтепровод “Восточная Сибирь – Тихий океан”.

Метод водонасыщенных эквивалентных материалов, разработанный автором в 1987 – 1988 гг., используется не только в России, но и за рубежом (Lei M. et al, 2005). Там же, но методами математического моделирования исследуется и установленная в экспериментах вторая форма разрушения водоупоров при (Salvati R. et al, 2001; Tharp T.M., 2002, 2003), которая положена в основу концептуальной модели растрескивания массива пород в период ливневых дождей (Sheng Z., Helm D.C., 1995).

Некоторые представления автора о поведении связных и несвязных грунтов в окрестности ослабленных участков массива вошли в методические рекомендации для инженеров-геологов (Саваренский И.А., Миронов Н.А., 1995) и в учебные пособия для студентов, обучающихся по специальности инженерная геология и гидрогеология (Дублянский В.Н. и др., 2011; Калинин Э.В., 2006). Они же послужили основой при написании некоторых разделов отчетов по государственным научно-исследовательским программам: ГПНТБ № 16 “Безопасность населения и народно-хозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф”, 1990–1995; ФЦНТП № 43.019.11.1638 “Предупреждение опасных процессов и снижение их воздействий на объекты и среду жизнедеятельности”, 2000–2005; ФЦП “Снижение рисков и смягчение последствий ЧС природного и техногенного характера в РФ до 2010 г.”, 2006–2010.

Достоверность полученных результатов и их апробация. О достоверности научных положений могут свидетельствовать большой объем и комплексный характер исследований, хорошее соответствие результатов моделирования и расчетов натурным данным, достаточно широкое использование результатов другими исследователями в своей работе, а также адекватное и непротиворечивое количественное объяснение некоторых фактов и явлений, обнаруженных в ходе инженерно-геологических изысканий и научных исследований. Имеются и случаи подтверждения наших прогнозов спустя несколько лет после того, как они были сделаны.

Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на Всесоюзном семинаре по проблемам инженерной геологии городов (Одесса, 1987); Всесоюзном совещании по методам изучения карста (Москва, 1989); семинарах по проблемам инженерного карстоведения в г. Дзержинске (1988, 1993, 2007, 2012); X Международной конференции по механике горных пород (Москва, 1993); семинарах кафедры инженерной и экологической геологии Геологического факультета МГУ (1995, 2000); на заседании

секции инженерной и экологической геологии МОИП (2001); Международном симпозиуме “Карстоведение – XXI век” (Пермь, 2004); Всероссийской конференции “Риск-2006”(Москва, 2006); на годовых сессиях Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Сергеевские чтения, 2007, 2009); семинарах ИГЭ РАН (2007, 2011, 2013); на конгрессе 13-го Международного научно-промышленного форума “Великие реки” (Нижний Новгород, 2011); Международной конференции “EngeoPro-2011” (Москва, 2011).

Публикации. По теме диссертации опубликована 71 работа, в том числе, методическое пособие, разделы трех коллективных монографий и 17 статей в журналах, рекомендуемых ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 299 страниц состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 384 наименований. Она содержит 126 рисунков и 25 таблиц.

Автор глубоко признателен сотрудникам Института геоэкологии РАН и кафедры инженерной и экологической геологии Геологического факультета МГУ за содействие в работе и обсуждение полученных результатов. Хотелось бы особенно поблагодарить к.ф.-м.н. В.П. Мерзлякова и д.г.-м.н. Г.П. Постоева, внимательно прочитавших рукопись диссертации и сделавших ряд ценных замечаний, а также д.г.-м.н. В.П. Зверева, критические замечания которого способствовали написанию работы.

Большую помощь в постановке и организации лабораторных исследований на разных этапах автору оказали: д.г.-м.н. К.А. Гулакян, д.г.-м.н., проф. Э.В. Калинин – научный руководитель кандидатской диссертации, с которым у автора сложились самые теплые, дружеские отношения, к.г.-м.н. В.Н. Кожевникова, д.г.-м.н. В.М. Кутепов, под руководством которого автор сделал свои первые шаги в изучении устойчивости закарстованных территорий, и д.г.-м.н., проф. В.Т. Трофимов. Эту помощь трудно переоценить.

Автор искренне благодарен д.г.-м.н., проф. Е.Н. Коломенскому, д.г.-м.н., проф. Г.Л. Коффу, к.г.-м.н. М.В. Леоненко, д.г.н. Э.А. Лихачевой, к.г.-м.н. Е.Н. Огородниковой и д.г.-м.н. А.Л. Рагозину за помощь и поддержку при выполнении работы, а также д.ф.-м.н., акад. С.С. Григоряну, д.т.н. С.Б. Стажевскому, к.ф.-м.н. С.И. Тарakanову, к.т.н. В.В. Толмачеву и д.ф.-м.н. Г.З. Шарафутдинову – за консультации.

Исследования выполнялись при поддержке гранта Министерства образования РФ по фундаментальным проблемам в области охраны окружающей среды и экологии человека (1998–2000) и гранта РФФИ (05-05-64345-а, 2005–2007).

Глава 1. Карстово-суффозионные провалы как экзогенный геологический процесс

Ключевыми словами настоящей работы являются: карст, суффозия, провалы, локальные оседания и некоторые другие термины, которые разными авторами нередко трактуются по-разному. А поскольку “спор неуместен там, где мы расходимся в определении основных понятий”, необходимо вкратце остановиться на этом вопросе. Но количество публикаций, посвященных изучению только карста, огромно, а с учетом суффозии и проявлений этих процессов на земной поверхности оно, без преувеличения, стремится к бесконечности. Поэтому общепринятые положения приводятся ниже, как правило, без ссылок на список литературы. Ссылки использованы для того, чтобы обозначить фундаментальные работы по проблеме, подчеркнуть отличия в толковании явлений разными авторами, широкое или узкое значение термина и показать первоисточник, если он четко установлен.

1.1. Определение основных понятий и постановка проблемы

Под карстом понимается процесс коррозии (растворения и выноса вещества), выщелачивания (избирательной коррозии) и отчасти эрозии (размыва) растворимых горных пород просачивающимися и подземными водами, а также обусловленные этим процессом явления – подземные и поверхностные аккумулятивные и эрозионные формы – натечные образования, брекчии, “известковая накипь”, полости, воронки, рвы и многие другие. Таким образом, термин “карст” трактуется двояко – и как процесс, и как явление.

Для развития карста необходимо и достаточно наличия растворимых водопроницаемых горных пород и движущихся агрессивных, то есть обладающих растворяющей способностью, подземных вод. Таким образом, из четырех основных условий, сформулированных Д.С. Соколовым (1962), два – растворимость и водопроницаемость – относятся к породам и два – движение и растворяющая способность – к подземным водам. Поэтому карстовый процесс настолько же геологический, насколько и гидрогеологический процесс.

По составу карстующихся пород выделяют три основных литологических типа карста: соляной, гипсовый и карбонатный. Наибольшей растворимостью обладают хлориды (320–360 г/л), средней (2.0–2.6 г/л) – сульфаты и наименьшей (~ 0.01 г/л) – карбонаты. Таким образом, растворимость в этом ряду при переходе от одного типа пород к другому уменьшается примерно на 2 порядка [239]. Однако скорость выщелачивания *in situ* в первую очередь зависит от степени трещиноватости массива и скорости движения подземных вод, а также от их агрессивности, которая определяется главным образом

содержанием свободной углекислоты и других минеральных и органических кислот в воде. Отсюда следует, что характер растительного покрова, рельеф местности, положение пьезометрических уровней, глубина залегания пород, их состояние и свойства зачастую намного сильнее влияют на интенсивность коррозии, чем состав растворимых пород [54, 121, 174]. Именно поэтому пласты каменной соли, обладающей высокой пластичностью и слабой проницаемостью, нередко используются для захоронения жидких токсических отходов, а монолитные гипсы и особенно ангидриты слагают водоупорные слои.

Базисом коррозии (карстования, карста) называется уровень, ниже которого практически нет циркуляции воды и, следовательно, карстовые формы не образуются. Обычно он тесно связан с базисом эрозии, хотя в общем случае может и не совпадать с ним. Как правило, скорость карстового процесса уменьшается с глубиной и с удалением от базиса эрозии, что позволяет выделить гидродинамические зоны его развития (рис. 1.1). Несмотря на некоторую условность такого выделения, оно помогает схематизировать геоморфологические, геологические и гидрогеологические условия, проследить историю и понять закономерности формирования карста.

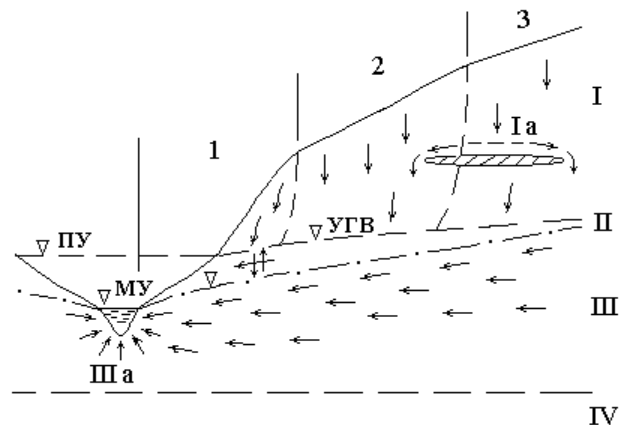


Рис. 1.1. Гидродинамические зоны карста по Г.С. Золотареву (1983). Горизонтальные зоны (по Д. С. Соколову, 1962): I – аэрации с подзоной висячих вод Iа, II – сезонных колебаний уровня грунтовых вод (УГВ), III – полного водонасыщения с русловой подзоной разгрузки IIIа, IV – замедленного водообмена. Вертикальные зоны (по А. Г. Лыкошину, 1968): 1 – присклоновая, 2 – придолинная, 3 – приводораздельная. Стрелками показано направление движения подземных вод. МУ, ПУ – меженный и паводковый уровни воды.

По времени образования различают современный, развивающийся в настоящее время, и имевший место в прошлые геологические эпохи, или древний карст. Определения “унаследованный” и “омоложенный”, на наш взгляд, говорят не столько о возрасте, сколько о характере, продолжительности процесса и, отчасти, о состоянии его подземных и поверхностных форм. Применительно к последним определения “молодые” и “старые” в разных регионах понимаются по-разному.

Представляется, что столь размытые границы возраста, не говоря уж о том, что понятие “древний карст” трактуется очень широко [274], не способствуют ранжированию поверхностных форм и, в конечном счете, оценке опасности и риска провалообразования. В этой связи, следуя давно и прочно укоренившимся в геологии понятиям, предлагается современными и древними называть воронки, появившиеся соответственно в голоцене и до него. Современные же формы удобно подразделять на старые (до н.э.), молодые (н.э.) и свежие. Возраст последних устанавливается по результатам обследования местности, в том числе и аэровизуального, и опроса населения, а потому не превышает 50–100 лет, но чаще всего измеряется последними годами (см. раздел 1.2), в некоторых случаях – месяцами, неделями и даже днями.

По отсутствию или наличию нерастворимых покровных отложений выделяют открытый (голый) и покрытый (закрытый) карст. Карст первого типа, занимающий 9.5 % площади суши Земного шара [84], называется также, крымским или средиземноморский, второго (22 % площади суши [84]) – восточноевропейским, средневропейским, русским и уральским [174, 274]. Для инженера-геолога карст последнего типа представляет наибольший интерес не только потому, что имеет на Земле самое широкое распространение. Важнее то, что в отличие от голого карста районы его развития (в том числе и в Крыму, и в Словении, где находится плато “Карст”) наиболее благоприятны, если не сказать, пригодны, для их хозяйственного освоения и жизни человека в целом. Общеизвестная сейчас защитная функция покровных образований, с одной стороны препятствующих поступлению атмосферных вод в растворимые отложения, а с другой – отражению карста на земной поверхности, хорошо показана, например, А.Ф. Якушевой (1948). Изучению устойчивости районов покрытого карста и посвящена настоящая работа.

Закончим на этом краткий обзор терминов, ключевым словом которых является “карст”. В следующих разделах мы неоднократно будем возвращаться к карстовой проблеме и подробнее рассмотрим некоторые ее аспекты. Заметим лишь, что наиболее полно библиография по вопросам карстоведения представлена в работах: Д.С. Соколова (1962), Г.А. Максимовича (1963), А.В. Ступишина (1967), Н. А. Гвоздецкого (1972), А. Г. Чикишева (1979), В.П. Хоменко (1986, 2003), J. G. Newton (1987), Д.А.Тимофеева, В.Н. Дублянского и Т.З. Кикнадзе (1991), В. Н. Дублянского и Г. Н. Дублянской (2004), W. Zhou, В.Ф. Beck (2008).

Термин “суффозия”, или в переводе с латинского “подкапывание”, впервые предложен А. П. Павловым (1899) для обозначения процесса растворения солевых включений и выноса водой мелких и тонких частиц из рыхлых горных пород. С тех пор суффозию, вслед за ним, подразделяют по характеру разрушения грунтов на два типа –

химическую и механическую [99, 104, 140, 166, 181, 205, 271, 295 и др.]. Подтипы выделяются по условиям движения подземных вод, которое определяет интенсивность выщелачивания или степень силового воздействия на горные породы. Условия движения, в свою очередь, зависят от того, в каких коллекторах – трещинах или порах – находятся эти воды. Соответственно в каждом типе различают два подтипа – трещинный и поровый для первого типа, подземная эрозия и фильтрационное разрушение – для второго (рис. 1.2). Причем фильтрационное разрушение может быть полным – массовая суффозия, или суффозия массы по Н.М. Бочкову (1936) и частичным – поровая, или внутривпоровая по В.С. Истоминой (1957), суффозия. В этой связи большого внимания заслуживают работы [162, 168, 322, 363], в которых затрагиваются вопросы двойной – трещинной и поровой – проводимости пород.

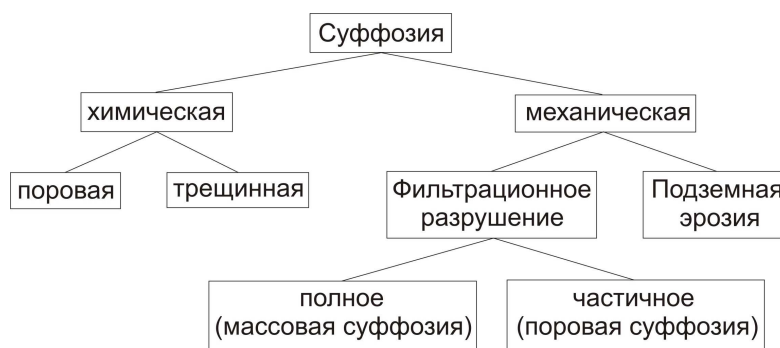


Рис. 1.2. Классификация суффозии по характеру разрушения горных пород (по В.П. Хоменко, 2003).

В настоящее время суффозия чаще всего рассматривается как вынос глинистых, пылеватых и мелких песчаных частиц потоком подземных вод. Эта, частичная механическая, суффозия может приводить к фильтрационным деформациям рыхлых отложений, то есть к массовой суффозии, а также к размыву заполнителя подземных полостей и трещин в скальных и полускальных породах. Именно суффозия массы, а также размыв заполнителя считаются наиболее опасными разновидностями процесса [27, 66, 79, 110, 117, 137, 155, 158, 165, 169, 171, 175, 185, 191, 192, 271, 281, 297, 307, 308, 326, 331, 333, 334, 345, 352, 354].

Иногда специально выделяют так называемую суффозию в лессовых грунтах [147, 157]. Но есть и примеры самого широкого толкования этого термина [28–30, 50, 216, 227, 295, 296]. Более подробно этот вопрос рассматривается в разделе 5.7 в связи с общей проблемой классификации процесса. Заметим только, что в настоящей работе главное внимание уделяется суффозии массы, или массовой суффозии, которая трактуется как процесс истечения несвязных грунтов в подземные полости. Его изучению посвящены четвертая и пятая главы.

Результатом суффозионного процесса, также как и карстового, являются подземные и поверхностные эрозионные и аккумулятивные формы – полости, зоны разуплотнения, открытые и заполненные трещины, воронки, ниши, конусы выноса и другие формы. Наиболее полно они, как, впрочем, и процесс в целом, рассмотрены в работе В.П. Хоменко (2003), которая содержит общую вербальную теорию этого, по сути дела, физико-химического процесса. В ней же поднимаются или затрагиваются многие вопросы, требующие дальнейшего изучения. Они относятся, в частности, к фильтрационному разрушению дисперсных пород, использованию моделей сплошных и дискретных тел, взаимосвязи процессов истечения сухих и водонасыщенных несвязных грунтов, вероятностно-детерминированным прогнозам суффозии.

Определение “карстово-суффозионный” появляется в научной литературе в конце 1940-х гг. применительно к поверхностным формам покрытого карста [112, 136, 196, 208, 255, 265 и др.]. В 1960-е гг. оно широко используется отечественными карстоведами для обозначения воронок, образовавшихся на поверхности покровной толщи закарстованных массивов [113, 137, 138, 174, 208, 255, 265 и др.]. Синонимами термина “карстово-суффозионная воронка” служат: “коррозионно-суффозионная воронка” и “воронка просасывания” [274].

Позже возникает понятие “карстово-суффозионные процессы”, под которыми подразумеваются все рассмотренные выше процессы, приводящие к провалам и оседанию земной поверхности в районах покрытого карста. При этом собственно карстовый процесс может и не играть существенной роли, а учитываться лишь постольку, поскольку его подземные формы принимают и аккумулируют обломочный материал. Именно такой смысл обычно вкладывается сейчас в вышеназванное понятие [127, 142, 143, 154, 211, 212, 235, 282, 295, 374, 384 и др.].

В этой связи неприятие термина “карстово-суффозионные процессы”, например, для территории Москвы (В.Т. Трофимов, 2009) вызывает удивление, тем более что имя прилагательное составлено по всем правилам русского языка: ключевое слово стоит на последнем месте. Тем самым подчеркивается, что в отличие от суффозионно-карстовых процессов определяющую роль играет суффозия. Еще большее удивление вызывают словосочетания “карстовая опасность”, “карстовые провалы”, “карстовые деформации”, когда рассматривается формирование воронок на поверхности мощной (до 50–70 м и более) толщи глинисто-песчаных грунтов, перекрывающих растворимые породы, как например, в Нижегородской области [132, 134, 256, 281, 289] или в Республике Татарстан [87, 229, 370].

Представляется, что речь должна идти о карстово-суффозионном процессе, а не процессах, хотя формы его реализации в массиве и на дневной поверхности могут быть самыми разными в зависимости от геологического строения, состава и свойств пород, геоморфологических и гидрогеологических условий (см. раздел 1.2). В настоящей работе под карстово-суффозионным процессом будем понимать гравитационное и фильтрационное деформирование и разрушение покровной толщи закарстованных массивов в результате выноса несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы, учитывая, что этот комплексный процесс может развиваться и на фоне заметного увеличения аккумуляционной емкости растворимых пород за счёт их выщелачивания.

Как упоминалось, прилагательные “карстово-суффозионный” или “карстовый” в настоящее время часто употребляются с существительным “опасность”, под которой в первую очередь и главным образом понимается угроза поражения территорий, хозяйственных объектов и населения провалами [1, 23, 58, 93, 130, 142, 156, 226, 227, 229, 327, 333, 356]. Ее вероятностной мерой, установленной для определенного объекта (реципиента риска) в виде возможных потерь (ущерба) за заданное время [226, 278, 337, 339, 348], служит карстово-суффозионный риск (см. разделы 1.4, 6.2).

По отношению к реципиентам негативного воздействия карстово-суффозионный риск может быть физическим (потери земельных угодий), экономическим (повреждение, разрушение зданий и сооружений), социальным (травмы или гибель людей) и экологическим (ущерб живой и неживой природе) [87, 226, 229, 235, 342]. С учетом данных, которые приводятся в работах [7, 83, 132, 134, 141, 142, 165, 186, 279, 287, 327, 379], оценка экологического риска представляется наиболее сложной задачей ввиду большой комплексности этой проблемы и неоднозначного влияния воронок на те или иные компоненты биоты и окружающей среды в целом.

Свойство реципиентов риска утрачивать способность к выполнению своих естественных или заданных функций в результате развития карстово-суффозионного процесса определенной интенсивности и продолжительности называется уязвимостью. Уязвимость выражается долей физических, экономических, социальных или экологических потерь объекта при поражении провалами максимального и среднего диаметров [226, 235, 278, 338]. Вопросы оценки карстово-суффозионного риска и пути решения некоторых из них рассматриваются в последнем разделе этой главы.

Завершая обзор, сформулируем основные представления о главном объекте нашего исследования – проявлениях карстово-суффозионного процесса на земной поверхности. Наиболее полная и стройная классификация всех форм – поверхностных и подземных –

приведена в работе [295]. Тем не менее, существует, на наш взгляд, некоторая нечеткость или неопределенность постановки этой проблемы, обусловленная не в последнюю очередь двойным пониманием термина “провал”.

Если провал рассматривать как явление (воронку с обрывистыми вертикальными, иногда с обратным уклоном, стенками), то неясно, по какому принципу – морфологическому или генетическому – выделяются поверхностные формы. Ведь провал как процесс, и это общепринятое положение, подразумевает обрушение горных пород над карстовой или промежуточной (сформировавшейся в нерастворимых отложениях) полостью.

В этой связи предлагается любые замкнутые отрицательные формы поверхности покровной толщи закарстованных массивов именовать воронками, а дальше подразделять их так, как это показано в табл. 1.1. К первому генетическому типу относятся эрозионные воронки. Они образуются вследствие локализации поверхностного стока, например, в местах пересечения трещин и чаще всего наблюдаются в породах, обладающих некоторой связностью. Поэтому они бывают цилиндрическими или коническими, отличаются небольшими размерами в плане и называются также понорами. Отношение их глубины к ширине, как правило, намного больше, чем у воронок других генетических типов.

Таблица 1.1. Классификация эрозионных форм проявления карстово-суффозионного процесса на земной поверхности по генетическому и морфологическому признакам

Типы карстово-суффозионных воронок	
Генетические	Морфологические
I. Эрозионный (1, 2) ⇓	1. Цилиндрический (I, III, IV) ↓
II. Суффозионный (2, 3, 4) ⇓	2. Конический (I–IV) ↓
III. Провальный (1, 2, 3)	3. Чашевидный (II–IV) ↓
IV. Смешанный (сложный, 1–5)	4. Блюдцеобразный (II, IV)
	5. Сложный (смешанный, I–IV)

Примечание: в скобках показана взаимосвязь генетических и морфологических типов; направление одинарных стрелок указывает на увеличение возраста воронок, двойных – на увеличение опасности.

Суффозионные воронки в разрезе могут быть коническими, чашевидными и блюдцеобразными. Синонимом свежих воронок последнего морфологического типа служит “воронка оседания”, предпоследнего – “просадка”. Форма воронок этого генетического типа подробно обсуждается в разделах, посвященных экспериментальному изучению суффозии.

Провальные воронки, или воронки обрушения бывают цилиндрическими, коническими, чашевидными и сложного строения, хотя две последние формы больше характерны для воронок смешанного генезиса (табл. 1.1). Сложное строение предполагает комбинацию простых форм. Например, в нижней части воронка может быть цилиндрической, а в верхней – конической, и наоборот. Отметим, что вертикальность стенок не означает, что угол их наклона к горизонту составляет точно 90° . Он может быть равным и 80° , и 110° – речь идет не о морфометрических показателях, а о визуальном восприятии явления геологом. Поэтому воронки с обратным уклоном стенок и конические воронки с углом наклона бортов, скажем, 85° будем относить к цилиндрическому типу. Это ни в коей мере не противоречит необходимости количественной характеристики поверхностных форм при обследовании территории. Просто, классифицирование как одна из разновидностей мысленного моделирования предполагает некоторую схематизацию натуральных условий [115, 124, 190, 240].

Появление воронок любого генетического типа сопровождается прогибом земной поверхности, поэтому не будем выделять воронки прогиба в самостоятельный генетический тип. Для этого есть и другие основания.

Несомненно, изгиб пластов горных пород как следствие возникновения моментов сил в окрестности ослабленного участка массива представляет собой один из наиболее важных механизмов провалообразования. Но это механизм элементарного уровня. Он, как и формирование свода разгрузки или локализация деформаций непосредственно связан с напряженным состоянием массива и отличается от таких комплексных механизмов, или процессов, как эрозия, суффозия и обрушение. Заметим попутно, что термин «провалообразование» используется нами, когда нужно подчеркнуть, что речь идет именно о процессе, который может завершиться и на стадии подготовки провала. И в этом смысле его синонимом в большей степени является понятие “карстово-суффозионный процесс”, нежели “провал” как процесс образования поверхностных форм.

Рассмотренная выше классификация обращает наше внимание на то, что нужно быть очень осторожным, относя воронку к тому или иному генетическому типу на основании лишь ее формы. Характерным примером служит суффозионная воронка, показанная на рис. 1.3, ошибочно отнесенная к провальному типу только потому, что обрушилось асфальтовое покрытие в ее центральной части [155, 183].

В заключение несколько слов о форме воронок в плане, поскольку этот вопрос очень важен при количественной оценке карстово-суффозионной опасности и риска. Следуя Руководству (Саваренский И.А., Миронов Н.А., 1995), будем различать округлые (круглые), овальные, вытянутые (линейные) и сложные поверхностные формы. При такой

схематизации площадь трех первых форм с достаточной для практических оценок точностью легко находятся из выражений: $S_s = \pi D^2/4$, $S_s = \pi ab/4$, $S_s = ab$, где D – диаметр, b , a – большая и малая оси эллипса (овала) или длина и ширина линейной формы. Площадь сложной воронки представляет собой площадь составляющих ее простых форм за вычетом площади их пересекающихся частей. В отдельных случаях границы сложных воронок могут быть аппроксимированы простой геометрической фигурой, для которой и рассчитывается их площадь.

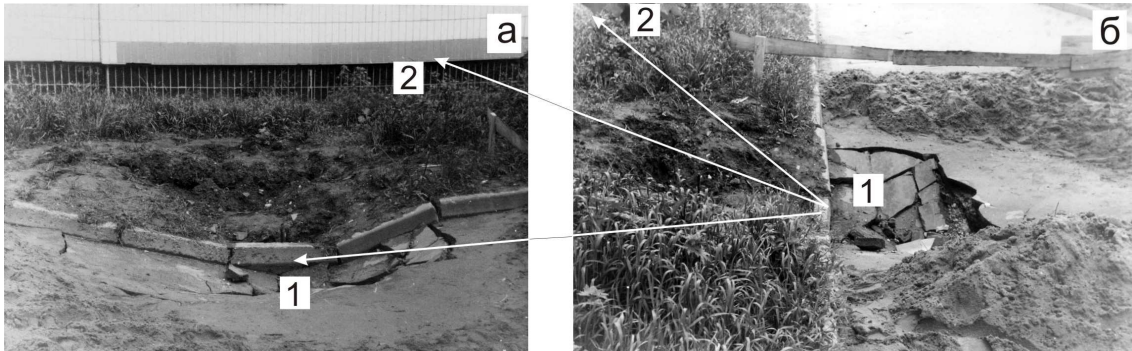


Рис. 1.3. Карстово-суффозионная воронка (1), образовавшаяся в мае 1987 г. у дома 17/1 по ул. Тухачевского в Москве: а – вид сбоку на фасад дома (2), б: вид на проезжую часть.

Форма, размеры воронок и частота их образования тесно связаны с геологическим строением, геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, гидрологическим режимом территории. В следующем разделе этот вопрос рассматривается на примере трех участков Бугульминской возвышенности, где в ходе полевых и камеральных работ 2005–2008 гг. изучено около двухсот поверхностных форм карста и тридцати естественных и искусственных обнажений. Пройдено 9 шурфов длиной до 10 м и глубиной до 3 м, отобраны монолиты и пробы грунта, выполнен комплексный анализ состава, физических, физико-механических свойств и возраста пород, выполняющих карстово-суффозионные воронки [24, 25].

1.2. Поверхностные формы карста и инженерно-геологические условия

Воронки на востоке Республики Татарстан (РТ) чрезвычайно разнообразны по форме, размерам, времени, условиям и механизму образования, а также по своему современному состоянию. Однако далеко не все они являются поверхностными проявлениями карста (рис. 1.4). Поэтому, оценивая карстово-суффозионную опасность и риск по результатам визуальных обследований местности, а тем более – дешифрирования космоснимков, нужно отдавать себе отчет, что значения риска будут завышенными.

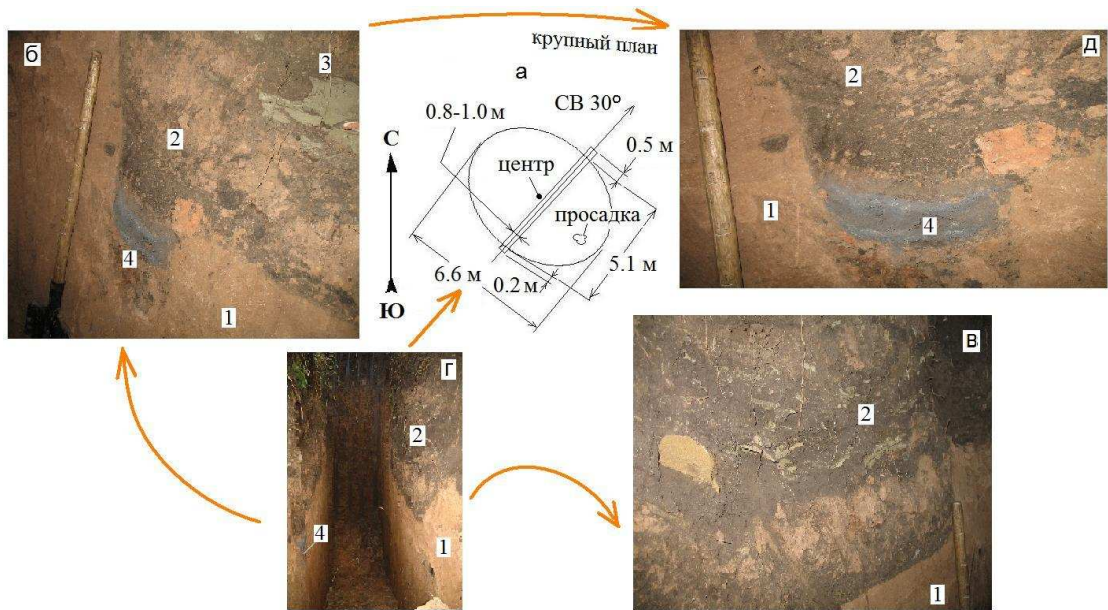


Рис. 1.4. Форма, размеры и ориентация воронки глубиной 0.6 м, вскрытой шурфом глубиной до 3.0 м в 0.5 км на ЮЗ от пос. Чекан в Азнакаевском районе РТ (а). Строение воронки в СЗ (б) и ЮВ (в) стенках шурфа и вид последнего со стороны ЮЗ торцевой стенки (г), д – “карман” крупным планом: 1 – лёссовидные суглинки, 2 – формирующиеся почвы, 3 – глыбы и щебень зеленоватых песчаников казанского яруса средней перми, 4 – продукты выветривания песчаника – сизый и голубовато-серый пылеватый материал (в коренном залегании песчаники казанского яруса встречаются в нескольких км на СВ и ЮЗ от пос. Чекан, см. рис. 1.9).

Краткое описание поверхностных форм

Северный участок.

Типичным районом, в котором провалы возникают или активизируются в наши дни, является территория Восточного Предкамья в окрестностях пос. Салауш. Этот северный участок относится к Нижнеикскому району Бугульминско-Белебеевского карстового округа [306]. Поселок расположен на первой надпойменной террасе (нпт) р. Иж с абс. отметками 70–80 м в 2-х км от реки и в 3-х км от Нижнекамского водохранилища (рис. 1.5).

На СВ окраине поселка находится озеро длиной около 300 м и шириной 100–150 м. Его берега – низкие, заболоченные, лишь северо-западный участок – высокий (3-5 м), обрывистый. По словам старожиллов, обрыв здесь сформировался в мае 1979 г., когда относительно пологий склон вместе с деревьями высотой до 10 м ушел под воду. Диаметр ($D_{\text{в}}$) провала равнялся примерно 50 м, а глубина ($h_{\text{в}}$) превысила 10 м. Озеро в этот момент “кипело и бурлило”, стоявшие рядом деревянные дома разрушились. Через несколько лет водолазы МЧС обнаружили на дне озера затопленные деревья и три ключа, вода которых была “очень холодной”.

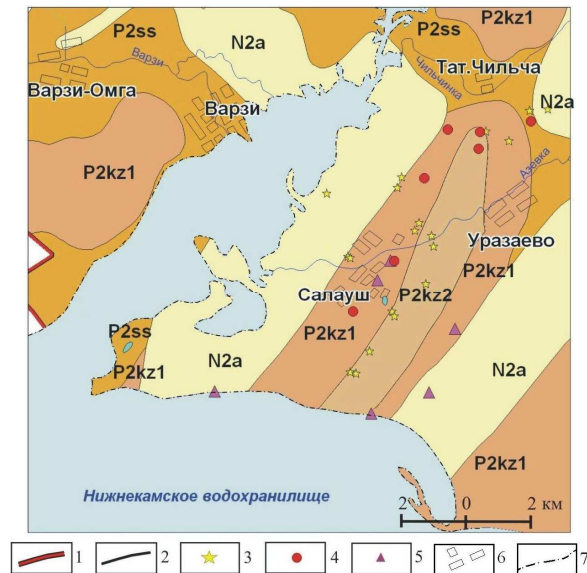


Рис. 1.5. Геологическое строение северного участка: 1 – административная граница РТ, 2 – геологические границы; воронки, выделенные по результатам дешифрирования космоснимков: 3 – диаметром < 100 м ($(D_{в})_{ср} = 65$ м), 4 – диаметром ≥ 100 м ($(D_{в})_{ср} = 150$ м); 5 – точки полевых обследований 2006 г.; 6 – населенные пункты, 7 – береговая линия; P₂ss, P₂kz₁, P₂kz₂ – пермская система, средний отдел, уфимский (ss – шешминский горизонт) и казанский ярусы (kz₁, kz₂ – нижний и верхний подъярусы); N₂a – неогеновая система, плиоцен, акчагыльский ярус.



Рис. 1.6. Просадка земной поверхности на месте засыпанной воронки, образовавшейся весной 2002 г. в пос. Салауш по ул. К. Маркса, 11 (а) и оседание склонов старых карстовых воронок по ул. Советской (б) (фото А.С. Чумаченко).

В самом поселке отмечены небольшие свежие воронки ($D_{в} = 2-3$ м, $h_{в} \leq 1$ м), а склоны крупных ($D_{в} \leq 50$ м, $h_{в} > 4-5$ м) воронок с озерками на дне постоянно опускаются, и сами воронки постепенно “подбираются” к домам (рис. 1.6). В 1990–2006 гг. скорость оседания поверхности старых провалов, по нашим данным, составляла 10–15 см/год. Неравномерно оседает и поле на южной окраине пос. Салауш. Местные жители рассказывают, что в конце прошлого века «ямы» очень мешали работе поливальных агрегатов. Землю разравнивали, блюдцеобразные воронки засыпали, но они возникали

вновь и вновь. Любопытно также, что раньше во время половодья поселок затопливался, но вот уже примерно 20 лет этого не происходит.

Центральный участок.

На междуречье рек Мензеля и Мелля (рис. 1.7) в их верхнем течении (абс. отметки 150–240 м) развиты в основном древние и современные старые (образовавшиеся до н. э.) провалы. Этот центральный участок носит название Рангазарского и принадлежит к Мензеля-Шешминскому карстовому району [306]. Здесь между поселками Альметьево и Рангазар на востоке, Муртыш-Тамак, Кульметьево и Сарайлы на западе обследовано более 50 древних и старых воронок.



Рис. 1.7. Геологическое строение центрального участка: P_{2u} – терригенные отложения уфимского яруса средней перми, аQE – аллювиальные отложения эоплейстоцена. Остальные обозначения см. на рис. 1.4.

а



б



Рис. 1.8. Древняя чашевидная (а) и старые конические (б) воронки на водораздельной поверхности рек Мелля и Мензеля.

Самые крупные формы ($D = 60\text{--}100$ м, $h = 16\text{--}20$ м) имеют не только блюдцеобразный и чашевидный, но и конический профиль (рис. 1.8). Относительно небольшие понижения ($D_{\text{в}} \leq 30$ м, $h_{\text{в}} \leq 9$ м) – чашевидные. Попадаются и молодые воронки с размерами $D_{\text{в}} \leq 3\text{--}8$ м, $h_{\text{в}} = 0.5\text{--}1.5$ м.

Дно подавляющего большинства воронок сухое, заросшее деревьями, кустами, крапивой или болотной травой, иногда из-за регулярного затопления весной и осенью оно лишено растительности (рис. 1.8). Озерца встречаются только в карстовых котловинах и в воронках вблизи пос. Рангазар на отметках 160–180 м. Свежие воронки не обнаружены. Некоторые признаки современной активизации провального процесса – мелкобугристый (“изрытый”) рельеф, воронки со сползшим на бровках дерном, обрывы в бортах извилистых ручьев и эрозионно-карстовые ступени в днище оврагов встречены только вблизи пос. Рангазар.

Южный участок.

На левом берегу р. Ик между поселками Стярле на севере и Каразерик на юге обследовано более ста древних и современных, в том числе и свежих поверхностных карстовых форм (рис. 1.9). Этот южный участок относится к Икско-Усенскому карстовому району [306].

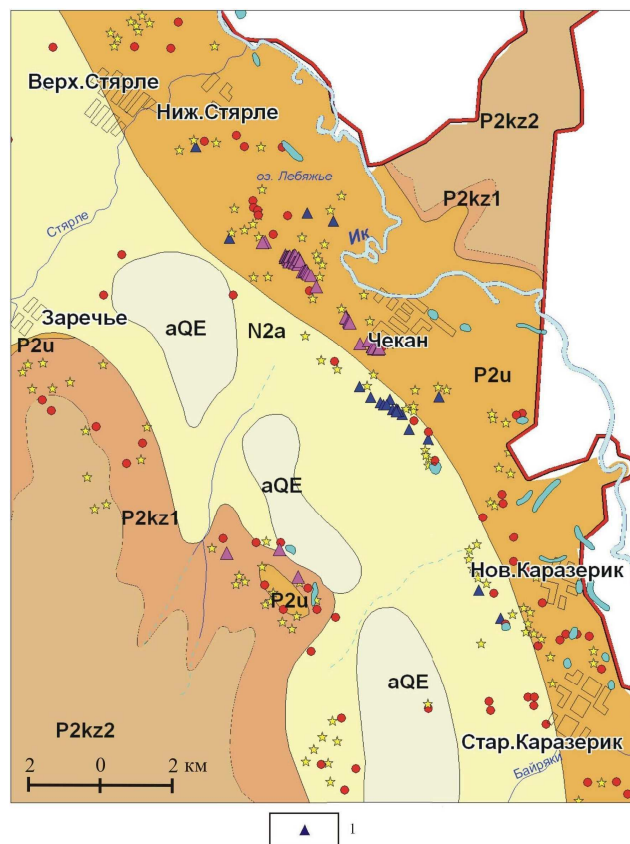


Рис. 1.9. Геологическое строение южного участка: 1 – точки полевых обследований 2005 года. Остальные обозначения см. на рис. 1.5, 1.7.

Воронки здесь преимущественно молодые, чашевидные ($D_{в} = 2-30$ м, $h_{в} = 0.5-3.5$ м). Они образуют карстовый пояс длиной более 20-ти км и шириной 2–6 км, вытянутый вдоль 1 и 2 нпт (абс. отметки 94–100 м). Распределение провалов в этом поясе неравномерное. Местами на участках длиной 0.5–1.5 км и шириной до 150–250 м их кучность настолько увеличивается, что они сливаются в карстовые цепочки, поля и котловины, часто приуроченные к тыловым швам 1 и 2 нпт (рис. 1.10, а). Дно молодых воронок обычно сухое. К древним понижениям с размерами в плане до 80–100 м и более приурочены озера (рис. 1.10, б). Глубина таких форм до уреза воды составляет 1–4 м.



Рис. 1.10. Цепочка молодых воронок (а) и древние карстовые озера (б) на левом берегу р. Ик (фото А.С. Чумаченко).

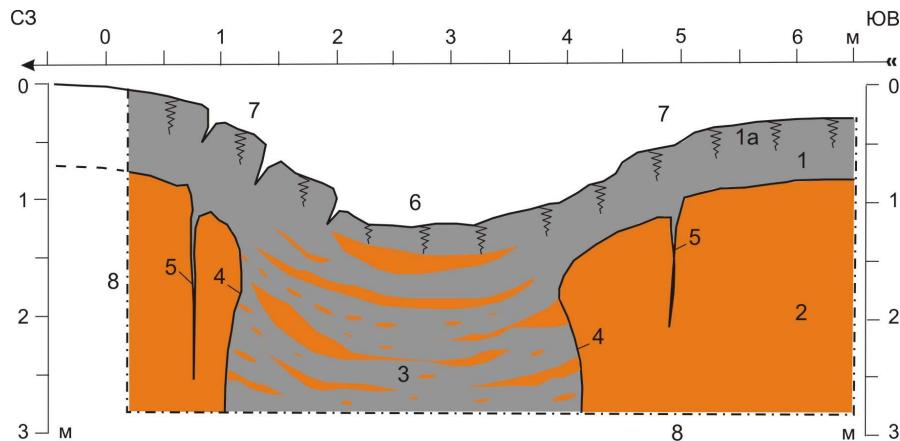


Рис. 1.11. Строение провальной воронки, образовавшейся в мае 1990 г. в 3-х км западнее пос. Константиновка (абс. отметка 98.0 м).

Суглинки: 1 – черно- и коричневато-серые полутвердые с дерновым покрытием (0.25-0.30 м) на поверхности, 2 – рыжевато-коричневые тугопластичные, 3 – пятнистые пластичные; 4 – канал обрушения (пунктирной линией показана предполагаемая граница канала, разделяющая суглинки 1 и 3), 5 – трещины бортового отпора, 6 – плоское дно, 7 – борта воронки со свежими заколами, 8 – граница шурфа, пройденного в 2005 г.

Из 5-ти воронок, образовавшихся здесь в последние 5–35 лет, две появились на пойме (абс. отметки 87–90 м) в 1997 г. и в начале лета 2002 г. Обе имеют сложную форму.

Та, что постарше – сухая, шириной 10–12 м и глубиной 1.5-2 м, другая ($D_b = 13–14$ м, $h_b = 1.5–2.5$ м) – заполнена водой. Остальные свежие воронки – округлые чашевидные ($D_b = 3–8$ м, $h_b = 1–2$ м) – расположены на поверхности 2 нпт р. Ик (рис. 1.11).

Геологические условия, возможные причины и механизм образования провалов

Общепризнано, что поверхностные проявления карста на востоке РТ связаны с выщелачиванием сульфатно-карбонатных пород нижней перми [107, 108, 113, 122, 186, 250, 251, 265].

Северный участок.

На северном участке нижнепермские отложения залегают на глубине 80–100 м и представлены известняками и доломитами с прослоями гипсов, ангидритов, глин и песчаников сакмарского яруса. Они перекрыты достаточно мощной (60–70 м) верхнепермской толщей красноцветных песчаников, алевролитов и глин с подчиненными прослоями сульфатно-карбонатных пород. Это – толща шешминского горизонта уфимского яруса и нижнеказанского подъяруса.

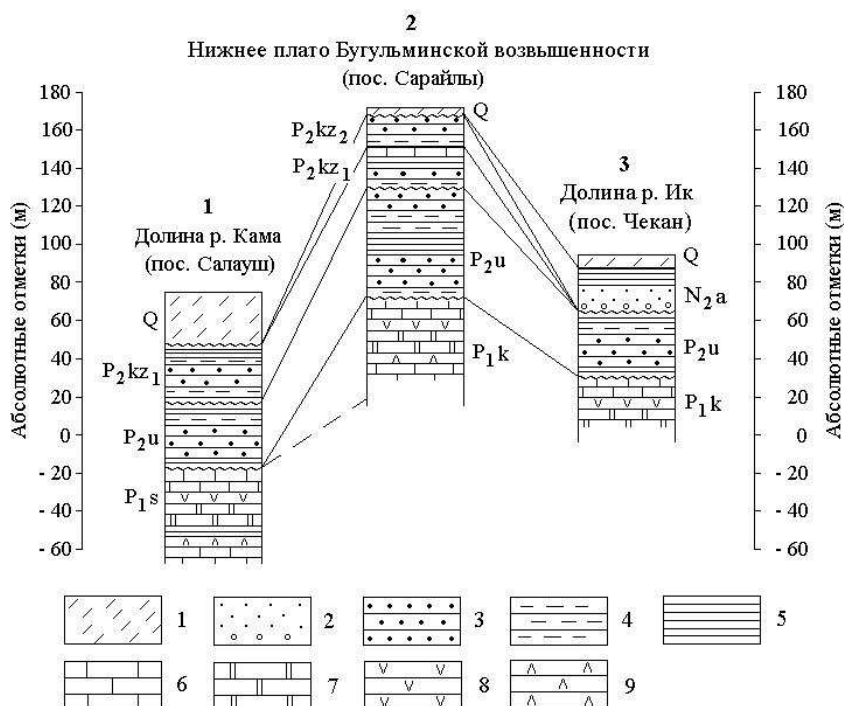


Рис. 1.12. Схема корреляции геологических разрезов северного (1), центрального (2) и южного (3) участков.

Пермская система: P_{1s} , P_{1k} – нижний отдел, сакмарский и кунгурский ярусы; P_{2u} , P_{2kz_1} , P_{2kz_2} – средний отдел, уфимский и казанский ярусы (kz_1 , kz_2 – нижний и верхний подъярусы); N_{2a} – плиоцен, акчагыльский ярус; Q – четвертичная система. 1 – пески, супеси, суглинки; 2 – алевролиты, пески, галька; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – глины, аргиллиты; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – гипсы; 9 – ангидриты.

Выше залегают песчано-глинистые аллювиальные четвертичные осадки мощностью 20–30 м (рис. 1.12). Обращает на себя внимание тот факт, что верхнепермские отложения

в районе пос. Салауш развиты не повсеместно. Они сохранились в пределах вытянутого в СВ направлении останца коренных пород шириной 3.5 км и длиной 9 км, ограниченного палеодолинами р. Варзи на СЗ и р. Иж на ЮВ, выполненными песчано-глинистыми отложениями акчагыльского яруса плиоцена (см. рис. 1.5).

Неогеновые речные врезы служили базисом коррозии в эпоху интенсивного развития карста на рубеже миоцена и плиоцена [250, 251]. В их днище и на склонах дочетвертичные карстовые формы накладывались на более древние, активизируя затухающий к тому времени карстовый процесс. По-видимому, этим объясняется то, что вблизи пос. Салауш в отложениях сакмарского яруса бурением вскрыты мощные (до 25 м) прослой разрушенных брекчиевидных известняков [113], а на глубине 173 м – полость высотой 32 м [107]. Учитывая, что протяженность карстовых полостей обычно во много раз превышает их поперечные размеры, можно предположить, что на глубине 100 м и более вышеупомянутый останец пермских пород поражен системой связанных между собой пещер. Тем не менее, принимая во внимание большую мощность верхнепермских пород и высокие показатели их физико-механических свойств, трудно ожидать, что обрушение кровли даже столь крупных ослабленных зон быстро достигнет земной поверхности. Процессы гравитационного разрушения, разрыхления и суффозионного выноса верхнепермских пород над ослабленными зонами растворимых нижнепермских отложений протекали как минимум в течение плиоцена и неоплейстоцена. К началу голоцена они проявились на земной поверхности в виде карстовых форм, именуемых в настоящее время древними, и сформировали в мощной толще песчаников, алевролитов и аргиллитов промежуточные полости и зоны разуплотнения. Так были подготовлены условия для образования современных воронок.

Есть данные [108], что провалообразование здесь имело место и в 1950-х годах, то есть до строительства ГЭС (1963 г.). Но полагаем, что “спусковым крючком” активизации процесса послужило заполнение Нижнекамского водохранилища. В естественных условиях уровень грунтовых (четвертичных) и напор трещинно-карстовых (нижнепермских) вод практически совпадали и находились на глубине 7–15 м от дневной поверхности [112]. Разность уровня и напора, а следовательно, и направленное вниз гидродинамическое давление (см. формулу (5.37) раздела 5.7) не превышали значений 0.5 м и $5 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^2$ (5 кПа) соответственно.

Градиент подпора воды в Куйбышевском водохранилище в среднем составляет 0.06 м/км. Считая в первом приближении это значение справедливым и для Нижнекамского водохранилища, нетрудно показать, что при его заполнении в 1979 г. на 8 м (до абс. отметки 62 м) разность напоров подземных вод и гидродинамическое давление в

окрестностях пос. Салауш увеличились более чем в десять раз – до 5.5–6.5 м и $(5.5–6.5) \cdot 10^4$ Н/м². Очевидно, такое изменение действующей силы оказалось достаточным, чтобы резко активизировать нисходящую суффозию четвертичных грунтов и подготовленных ранее верхнепермских песчано-глинистых отложений. Вполне возможно, что поступление пресной воды из водохранилища в нижнепермский водоносный горизонт усилило и выщелачивание сульфатно-карбонатных пород, то есть собственно карстовый процесс, однако этот вывод требует проведения специальных исследований.

Центральный участок.

На центральном участке исследуемой территории мощность четвертичных отложений мала. На водораздельных поверхностях она составляет 0–2 м, а в долинах рек не превышает 2–8 м. Современные накопления подстилаются преимущественно терригенными отложениями казанского яруса мощностью 30–50 м и шешминского горизонта уфимского яруса мощностью 50–60 м (рис. 1.12). Нижнепермские известняки и доломиты кунгурского яруса с прослоями гипсов и ангидритов залегают на глубине 90–110 м. Они отличаются повышенной трещиноватостью, кавернозностью и закарстованностью. Коэффициент их линейной трещинно-карстовой пустотности, судя по выходу керна трех расположенных на участке глубоких скважин, составляет 0.67–0.85.

Пусть мощность отложений нижней перми составляет 100 м, а значения линейной и объемной закарстованности примерно одинаковы. Тогда их аккумуляционная емкость – способность накапливать кластический материал [13, 15, 18] – на площади 1 км² составит $(67–85) \cdot 10^6$ м³. Иначе говоря, даже с учетом разрыхления горных пород уже существующие древние карстовые формы могут принять примерно половину объема всей перекрывающей толщи. Если же мощность закарстованных пород равна 200 м, то вся эта толща может быть захоронена в подземных полостях.

Важно, что коэффициент пустотности прослоев (3–7 м) известковистых песчаников вышележащего уфимского яруса также очень высок (0.75–0.80), хотя его средние значения для отложений этого яруса заметно ниже (0.40–0.55). Вверх по разрезу коэффициент пораженности уменьшается и в нижнеказанских породах не превышает значений 0.2–0.4, а в верхней двадцатиметровой толще равен нулю. Таким образом, ослабленные зоны в нижнепермских отложениях отражаются на состоянии перекрывающих их нерастворимых пород, однако с удалением от очага возмущения это отражение заметно ослабевает.

При изучении песчаников и алевролитов казанского яруса верхней перми в естественных и искусственных обнажениях отмечены многочисленные субвертикальные трещины и зоны дробления шириной 0.5–50 см (рис. 1.13, а). Их стенки покрыты

известковистой “накипью”, внутри них породы разбиты тонкими трещинами до состояния щебня и песка. На пересечении тектонических и субгоризонтальных литогенетических трещин встречены ниши высотой до 1 м и сводообразные полости с размерами 0.15–0.35 м, уходящие вглубь массива (рис. 13, б). Измеренная длина этих ходов достигает 4 м. Поверхность коренных выходов песчаника и сместившихся глыб часто имеет бороздчатую форму и усеяна округлыми отверстиями диаметром 0.5–2 см и длиной 1–5 см. Издалека такие песчаники можно принять за кавернозные известняки-ракушечники.

а

б



Рис. 1.13. Субвертикальные трещины (а) и полость (б) в верхнеказанских терригенных породах на высоте 231.0 м в 1 км северо-восточнее пос. Сарайлы.

Таким образом, и на центральном участке мы сталкиваемся с типичными проявлениями карстово-суффозионного процесса как внутри массива, так и на его поверхности. Без специального анализа химического состава и режима подземных вод трудно судить об интенсивности карстования нижнепермских отложений в наши дни. Важно другое: объем полостей в них настолько велик, что они уже сейчас могут принимать и аккумулировать огромный объем разрушенных нерастворимых пород. Наличие зон ослабления массива на глубине 90–110 м и более приводит к изменению напряженного состояния и обрушению вышележащих пород, о чем свидетельствует уменьшение коэффициента пустотности вверх по разрезу. Механическое разрушение развивалось в течение длительного геологического времени, вероятно, развивается и сейчас, но с меньшей скоростью, хотя бы потому, что аккумуляционная емкость закарстованных отложений при этом уменьшается.

В настоящее время под действием богатых углекислотой атмосферных осадков карбонатный цемент верхнепермских терригенных пород, залегающих практически с поверхности, растворяется. Возможно, этот процесс следовало бы отнести не к химической суффозии, а к карсту (см. раздел 5.6). После нарушения цементации пески и алевриты выносятся в подземные полости, то есть имеет место механическая суффозия. Однако протекает карстово-суффозионный процесс крайне медленно, а техногенное воздействие на верхние горизонты массива здесь невелико, поэтому свежие воронки на поверхности большей части центрального участка не наблюдаются. Признаки современной активизации процесса в окрестности пос. Рангазар объясняются близостью погребенной долины р. Мелля (см. рис. 1.7) и, следовательно, иными, по сравнению с рассмотренными выше, геологическими условиями.

Южный участок.

Южный участок расположен в пределах древней долины р. Ик (рис. 1.9). Здесь под четвертичными аллювиальными суглинками и супесями мощностью 2–10 м (редко больше) залегает верхнеплиоценовый аллювий с максимальной мощностью 90–100 м в тальвеге палеовреза. Он представлен глинами, алевритами, песками с гравием и галькой в основании. Кайнозойские породы подстилаются отложениями уфимского яруса, по составу аналогичными тем, что представлены на других участках. Их мощность в результате древней и современной эрозии снижена до 30–40 м. Под ними на глубине 60–70 м лежат карстующиеся породы кунгурского яруса (рис. 1.12).

Обращает на себя внимание, что практически все древние и современные (старые и молодые) воронки приурочены к бортам погребенной долины, где мощность акчагыльских накоплений не превышает 20–40 м. Свежие же провалы тянутся вдоль бровки СВ склона, где эта мощность еще меньше – 0–20 м (см. рис. 1.9).

Карстово-суффозионная опасность и инженерно-геологические условия

В качестве показателей карстово-суффозионной опасности примем плотность воронок $K_N = N/S$ (N – количество поверхностных карстовых форм, S – площадь участка) и пораженность территории провалами $K_S = \sum s/S$ ($\sum s$ – суммарная площадь воронок). Для центрального участка $K_N = 0.58 \text{ км}^{-2}$, $K_S = 0.24 \%$, для южного – $K_N = 1.27 \text{ км}^{-2}$, $K_S = 0.77 \%$. Северный участок детально не изучался, но, судя по космоснимкам и результатам обследования, эти количественные характеристики опасности для него даже выше, чем для южного участка.

Все три участка приурочены к погребенным речным врезам миоценового возраста, которые во многом определяют условия залегания, строение и состояние горных пород, а

также режим фильтрации. Сами же врезы находятся в областях устойчивого воздымания и тесно связаны с крупными разрывными нарушениями. Таким образом, здесь прослеживается опосредованное влияние структурно-тектонических условий на степень закарстованности пород и пораженности территории воронками, которое, как, впрочем, и прямое влияние, хорошо показано в работах [55, 120, 121, 215, 378].

С точки зрения устойчивости территории в плохих условиях находятся южный участок и пос. Салауш, заложенный на узком останце палеозойских отложений между двумя близко расположенными палеодолинами, в хороших – водораздельная поверхность рек Мензеля и Мелля, удаленная от их погребенных врезов.

Максимальная мощность пород, перекрывающих интенсивно закарстованные отложения нижней перми, наблюдается на центральном участке (90–110 м). На северном – она средняя (80–100 м), а на южном – минимальная (60–70 м). Причем в первом случае практически вся покровная толща представлена скальными грунтами, а в двух последних – на их долю приходится только 60–70 м и 30–40 м соответственно (рис. 1.12). Верхние 20–30 м разреза опасных территорий со свежими проявлениями карста на земной поверхности сложены грунтами кайнозойского возраста, устойчивость которых к разрушению намного меньше, чем у палеозойских пород.

Таким образом, даже при одинаковой аккумуляционной емкости нижнепермских отложений, северный участок в карстово-суффозионном отношении представляет наибольшую опасность по совокупности следующих признаков: высокая (вследствие развития древних процессов речной эрозии, карстования и обрушения) раздробленность верхнепермской толщи, ее не очень большая мощность и интенсивное техногенное воздействие из-за близости Нижнекамского водохранилища. Южный участок, несмотря на низкий уровень антропогенной нагрузки, не менее опасен, так как состояние слагающих его верхнепермских пород примерно такое же, а их мощность в два раза меньше. Оценка устойчивости центрального участка по тем же самым признакам позволяет утверждать, что карстово-суффозионная опасность здесь может оставаться потенциальной, то есть никак не проявляться на земной поверхности, в течение неопределенно долгого времени.

Большое влияние на величину провальной опасности оказывает также естественный режим поверхностных и подземных вод. Его максимальное изменение приходится на весеннее половодье. В начале этого периода уровень верхнего водоносного комплекса, приуроченного к кайнозойским и среднепермским отложениям, быстро повышается вслед за подъемом уровня воды в реках, а напор нижнего – остается прежним. Начинается вынос песчано-глинистого материала в трещинно-карстовые коллекторы палеозойских пород и формирование зон разуплотнения и промежуточных полостей в нерастворимой

толще кайнозойского возраста. По мере выравнивания напоров интенсивность этого процесса уменьшается, однако в течение нескольких десятков или сотен лет такие ослабленные участки могут подняться близко к дневной поверхности.

Как увеличение, так и падение уровня грунтовых вод, которое наблюдается в конце весеннего половодья – начале летней межени, вызывают изменение напряженного состояния верхней части зоны насыщения, ее обводнение или осушение, схлопывание суффозионных полостей и провалы земной поверхности. Именно этим объясняется тот факт, что почти все свежие воронки на северном и южном участках появились в весенне-летний период. Необходимо также учитывать, что и Кама, и Ик – это крупные реки. В ненарушенных условиях подъем уровня воды в них достигает 5–6 м. Вблизи этих рек ежегодное увеличение гидродинамического давления сопоставимо с тем, что имело место при заполнении Нижнекамского водохранилища в 1979 г. На средних реках, к которым относятся Мелля и Мензеля, колебания уровня воды, а следовательно, и гидродинамическое воздействие на массив пород в зоне их влияния в два раза меньше.

Таким образом, на водоразделе, сложенном с поверхности прочными верхнепермскими породами, многие старые и, по-видимому, древние провалы сохраняют коническую форму и в наши дни, а в долинах рек свежие воронки, образовавшиеся в четвертичных и неогеновых грунтах, часто бывают или быстро становятся блюдце- и чашевидными. Из этого следует, что морфологический ряд “конус – чаша – блюдце” характеризует увеличение возраста поверхностных карстовых форм только в пределах одного таксона, то есть районов или участков с одинаковым геологическим строением.

Трещинно-карстовая пустотность нижнепермских сульфатно-карбонатных отложений Восточного Предкамья и Закамья настолько велика, что они способны принимать и накапливать кластический материал практически в неограниченном количестве. Вверх по разрезу коэффициент пораженности пород уменьшается вплоть до нуля в приповерхностной двадцатиметровой толще.

Среднепермские отложения, бронирующие закарстованный массив нижней перми, представлены преимущественно терригенными породами. Поэтому главную роль в провалообразовании играют обрушение кровли ослабленных участков нижнепермских отложений, разрыхление и дробление среднепермских пород, суффозионный вынос образовавшегося мелкозема в подземные полости. Вследствие выщелачивания цемента наиболее сильному разрушению подвержены известковистые песчаники и алевролиты. Эти процессы, развивавшиеся в течение длительного геологического времени, идут и сейчас, но с меньшей интенсивностью.

Геологическими признаками карстово-суффозионной опасности на востоке РТ являются: степень закарстованности и глубина залегания нижнепермских отложений, соотношение мощностей скальных и рыхлых грунтов, слагающих покровную толщу, ее современное состояние. Эти характеристики зависят от расположения участка относительно палеодолин неогенового возраста. “Спусковым крючком”, а часто и причиной провалообразования в наши дни служат сезонные колебания уровня воды в крупных реках Бугульминской возвышенности, а также техногенное изменение гидрологических и гидрогеологических условий.

1.3. О роли карстового процесса в появлении карстово-суффозионных воронок

Несмотря на то, что в разделе 1.1 в качестве двух генетических типов воронок названы суффозионная и провальная формы, полагаем, что выделение в работах [152, 155] гравитационного и суффозионного типов провалообразования не способствует пониманию проблемы. При таком подходе в многослойной грунтовой толще прилагательное “гравитационно-суффозионный” или “суффозионно-гравитационный” в зависимости от того, какой слой контактирует с закарстованными породами – глинистый или песчаный, – будет повторяться многократно, и название провала становится просто курьезным. Есть и серьезные причины для подобного замечания, они рассматриваются в главах 4, 5.

Тем не менее, сама идея такого подразделения правильная. Она обращает наше внимание на необходимость последовательного (снизу-вверх) анализа поведения покровной толщи закарстованных массивов. Но противопоставлять целесообразно не гравитационный и суффозионный процессы или механизмы карстово-суффозионного процесса, а механизмы деформирования-разрушения связных и несвязных дисперсных грунтов, которые характеризуются той или иной степенью водонасыщения и испытывают то или иное гидродинамическое воздействие. Наличие двух корректных детерминированных моделей поведения грунтов над ослабленным участком массива позволило бы осуществлять локальный прогноз образования провалов в покровной толще любого строения в любых гидрогеологических условиях. В данном контексте под моделями в самом широком смысле этого слова понимаются наши представления о причинно-следственной связи процессов и явлений, которые фиксируются в связных и несвязных грунтах и способствуют или предшествуют появлению воронок на земной поверхности, а также формализованные описания этих представлений.

Общий методологический подход к созданию таких комплексных моделей должен базироваться на представлениях о динамической перестройке геологической среды при внешних воздействиях. И основополагающим при этом является фундаментальный принцип Ле Шателье, согласно которому любое внешнее воздействие на находящуюся в равновесии систему вызывает развитие в ней процессов, стремящихся ослабить это воздействие. Другими словами, массив горных пород как бы стремится к самосохранению и из множества вариантов своего поведения и изменения структуры выбирает тот, который обеспечивает его наибольшую устойчивость в новых условиях. В качестве методологического подхода принцип Ле Шателье успешно используется сейчас, например, в динамической геологии [52, 267].

Из сказанного в двух предыдущих разделах следует, что изучается один из экзогенных геологических процессов – карстово-суффозионный. Многообразие форм его проявления в массиве и на земной поверхности свидетельствует лишь о чрезвычайном разнообразии инженерно-геологических условий и множестве возможных сочетаний основных, первичных, принципиально отличных друг от друга механизмов процесса, которых совсем не много. Чтобы лучше понять закономерности проаалообразования, упростим задачу: грунтовая толща деформируется и разрушается над ослабленным участком растворимых отложений – карстовой полостью, открытой трещиной, системой полостей или трещин и т.п. Под деформированием в широком смысле слова, особенно если оно относится к несвязным грунтам, будем понимать любые перемещения их скелета в допредельном (уплотнение, разуплотнение), предельном (сдвиг, срыв) и запредельном (скольжение, течение) состояниях.

В такой постановке обсуждаемая проблема во многом схожа с проблемой оценки устойчивости подработанных территорий. При этом огромное значение приобретает анализ напряженно-деформированного состояния и его изменения в окрестности участков ослабления массива. Достаточно вспомнить замечательные работы С.В. Альбова (1948); М.С. Газизова (1968); Г.А. Гениева (1958); Г. Кратча (1974); З.Г. Тер-Мартirosяна и С.Ш. Нуридджаняна (1980); Г.М. Шахунянца (1953); Z. Kesserü (1997); H. Molek (2003); T.C. Patridge et al. (1981); K. Terzaghi & R.B. Peck (1963), которые, на наш взгляд, послужили становлению или развитию инженерной геологии карстовых районов. В этой связи интерес горных инженеров и геомехаников к карстовой проблематике, возросший в последние годы [35, 36, 145, 241, 367], не вызывает удивления.

Несмотря на сходство общей проблемы, подходы к решению частных задач инженерного карстования могут сильно отличаться от тех, что приняты в горном деле. Отличия связаны с формой, размерами и глубиной залегания подземных полостей,

неопределенностью их геометрии, условиями аккумуляции обломочного материала, растворимостью пород и другими особенностями закарстованного массива. Многие из этих вопросов затрагиваются в следующих главах, поэтому ниже остановимся лишь на роли коррозии в образовании карстово-суффозионных воронок.

Подход, при котором собственно карстовый процесс учитывается лишь постольку, поскольку его подземные формы принимают и аккумулируют несвязные и раздробленные связные грунты подвергается серьезной критике [91–94, 97]. С другой стороны, как отмечалось в разделе 1.1, под сомнение ставится правомерность употребления термина “карстово-суффозионный(е) процесс(ы)” на территории Москвы, исходя из того, что современное выщелачивание карбонатных пород вряд ли имеет здесь место [286].

На наш взгляд, вышеназванный подход имеет право на существование. Но его необходимо не замалчивать, а обосновывать в каждом конкретном случае. Причем это должны быть не общие слова о низкой растворимости доломитов или массивных известняков и высокой – гипсов или известняков-ракушечников, а также не ссылки на огромный опыт работы в том или ином карстовом районе. Необходима количественная оценка опасности развития собственно карстового процесса и, самое главное, его вклада в провалообразование. Если в ходе такого анализа окажется, что размеры полости заметно увеличиваются и в рассматриваемый промежуток времени их нельзя считать константой даже в первом приближении, то, рассматривая процесс с геомеханических позиций, это обстоятельство необходимо и можно учесть в краевых условиях и основных уравнениях, переменными в которых служат размеры. Примеры такого способа учета собственно карстового процесса показаны в работах [311, 316].

Попробуем оценить вклад карстового процесса в образование провалов для одного из ключевых районов наших исследований – территории г. Москвы, которая в целом является типичным примером территории покрытого карбонатного карста, находящейся в условиях интенсивной антропогенной нагрузки. В работах [93, 94] анализируется гидрохимический режим трещинно-карстовых вод и, в частности, изменение скорости растворения средне- и верхнекаменноугольных карбонатных пород в пределах МКАД за последние 60 лет. Учитывается техногенное воздействие на химический состав и гидродинамический режим подземных вод и, как следствие, – на изменение содержания свободной углекислоты в карбонатных водоносных горизонтах. А содержание CO_2 , как отмечалось в разделе 1.1, при прочих равных условиях определяет растворяющую способность подземных вод.

В результате серьезных многолетних исследований В.П. Зверев (2006, 2007) получил, что в год выщелачивается 9300 т CaCO_3 или, переходя на объем, $V_k = 3600$

м³/год. Автор цитируемых работ справедливо считает, что для площади всего мегаполиса это немного, но, учитывая приуроченность процесса к ослабленным зонам массива, полагает, что в таких зонах этого вполне достаточно для образования карстовых провалов.

Допуская, что базисом коррозии являются современные речные долины, оценим вклад растворения карбонатных пород в развитие карстово-суффозионного процесса в пределах главных водных артерий нашей столицы. Следуя рекомендациям В.П. Зверева, считаем, что вынос CaCO₃ со скоростью $V_k = 3600 \text{ м}^3/\text{год}$ имеет место не на всей площади города, а лишь в полосе шириной 1 км – по 500 м справа и слева от тальвега основных рек (рис. 1.14, табл. 1.2). Заметим, что при таком допущении мы заведомо уменьшаем действующую площадь и, следовательно, сильно увеличиваем опасность выщелачивания растворимых пород.

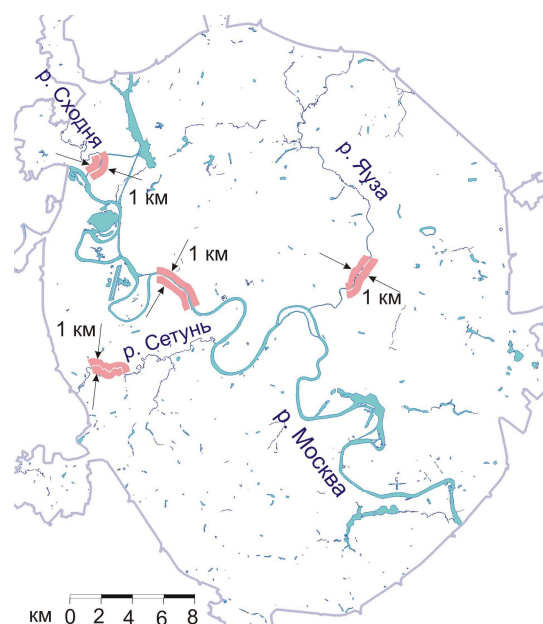


Рис. 1.14. К определению скорости карстовой денудации в Москве на современном этапе развития территории. Стрелками показана ширина области влияния главных рек.

Таблица 1.2. Протяженность главных рек столицы и некоторые характеристики интенсивности развития карстового процесса в пределах МКАД

Реки	р. Москва	р. Яуза	р. Сетунь	р. Сходня	Все главные реки
Характеристики					
Протяженность (км)	75	23	12	6	116
Ширина зоны влияния (км)	1	1	1	1	1
Площадь зоны влияния (м ²)	75000	23000	12000	6000	116000
Скорость карстовой денудации (мм/год)	0.048				0.031

Из данных последней строки табл. 1.2 следует, что оседание земной поверхности, обусловленное растворением карбонатных пород в прирусловой части основных рек

нашего города, развивается со скоростью 0.03 мм/год. Но даже если считать, что весь объем растворенного вещества выносится только из зоны влияния Москвы-реки, то и тогда скорость карстовой денудации будет крайне мала (≤ 0.05 мм/год).

Для сравнения, на одном из участков СЗАО г. Москвы в районе, потенциально опасном в карстово-суффозионном отношении, скорость оседания в конце 1940-х годов составляла 14–15 мм/год, к началу 1970-х годов она уменьшилась до 2.5–4 мм/год. Средняя же скорость опускания дневной поверхности в Москве в конце XX века равнялась 1.5–2 мм/год [183, с. 263], то есть была, по меньшей мере, в 50–60 раз больше той, что указана в последнем столбце последней строки таблицы 1.2.

В разделе 1.1 говорилось о том, что базисы эрозии и карстования могут находиться на разных абсолютных отметках. Именно это наблюдается на территории Москвы, где современные речные долины, несомненно, влияют на развитие карста, но их тальвеги в первую очередь служат базисом эрозии. Положение же базиса коррозии определяется глубиной вреза палеодолин дочетвертичного возраста.

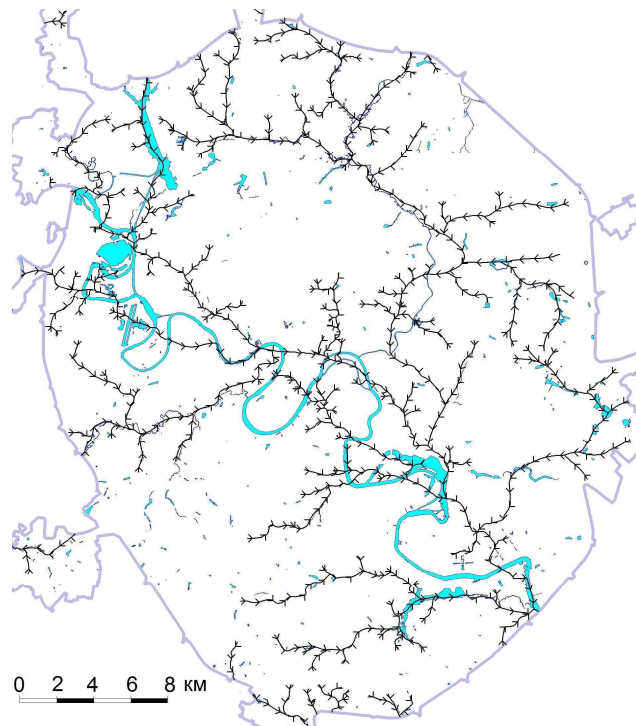


Рис. 1.15. Современная речная сеть и тальвеги доледниковых эрозионных врезов (черные линии) на территории г. Москвы (по В.М. Кутепову, И.В. Козляковой, Анисимовой Н.Г. и др., 2011).

Анализ имеющихся в настоящее время данных о древней речной сети города [129, 130, 142, 153, 156, 183, 212] свидетельствует, что ее протяженность намного превышает длину современных рек (рис. 1.15). Тогда, при учете совместного влияния доледниковых и современных врезов скорость карстовой денудации оказывается как минимум на 3

порядка меньше, чем средняя скорость оседания территории нашего города. Если же учесть и некоторый вклад доюрских эрозионных ложбин в развитие карстово-суффозионного процесса, то всерьез говорить о роли растворения карбонатных пород в настоящее время, даже притом, что мы живем в эпоху техногенеза, очевидно, не приходится.

Полученные выше результаты можно трактовать иначе – как скорость изменения размера подземных карстовых форм в плане. Пусть максимальная скорость карстовой денудации равна 0.05 мм/год (см. табл. 1.2), а коррозия по каким-либо причинам развивается только по горизонтали. Тогда за 100 лет (а это максимальный срок эксплуатации самых ответственных сооружений) приращение пролета вскрытой бурением полости составит $\Delta L = 0.005$ м. Понятно, что такое увеличение ширины ослабленного участка, даже если его пролет составляет всего $L = 0.1$ м, не говоря уже о $L \geq 1$ м, можно не учитывать в практических расчетах.

В конце 1920-х – начале 1930-х гг. Ф.П. Саваренский подсчитал меженный модуль стока и йонный сток для Москвы-реки в районе нынешнего Рублевского шоссе. По его данным средняя скорость химической денудации в то время равнялась 0.0071 мм/год [244]. Полагая в первом приближении, что эти данные справедливы и для Москвы в целом, и, сопоставляя их с полученными выше результатами (0.031 мм/год, 0.048 мм/год, табл. 1.2), приходим к следующему выводу. Действительно, в последние 70 лет XX века скорость карстовой денудации в Москве сильно возросла – в 4.4–6.8 раз. Но, несмотря на это, величина опасности и риска образования провалов в Москве по-прежнему не зависит от интенсивности выщелачивания каменноугольных отложений.

1.4. Оценка опасности и риска образования провалов и локальных оседаний земной поверхности

Впервые с негативным воздействием карста и суффозии люди, по-видимому, столкнулись в районах подземной добычи полезных ископаемых и в плотно населенных местах – поселениях, городах. Много позже, при анализе причин аварий гидротехнических сооружений и их неэффективности, а также причин эпидемических заболеваний и повышенной смертности обнаружено, что и здесь вышеупомянутые процессы играют не последнюю роль. Отсюда и вытекают четыре основных вида или типа карстово-суффозионной опасности. Эти опасности, расположенные ниже в

хронологическом порядке, можно условно назвать горно-геологической (1), инженерно-геологической (2), гидрологической или гидрогеологической (3) и экологической (4)*:

1. Обрушение горных выработок, прорывы карстовых вод или “песков-сыпунов” и, как следствие, затопление выработок и оборудования или их заполнение несвязными грунтами, гибель людей [2, 7, 31, 32, 38, 67, 68, 145, 196, 248, 252];
2. Оседание земной поверхности, внезапные провалы и связанные с ними деформации и разрушение зданий и сооружений. Возможны и человеческие жертвы, однако за все время многолетних наблюдений в России установлена гибель лишь одного человека в результате природного карстово-суффозионного провала (Акташский провал, РТ, 1939 г.) [265];
3. Утечки воды из водохранилищ, их осушение, возможное разрушение плотин, колоссальный экономический ущерб [1, 89, 109, 110, 134, 168, 169, 175, 249, 345];
4. Загрязнение подземных вод, в том числе и радиоактивное. Деградация экосистем, ухудшение здоровья населения, “внезапные” вспышки болезней, массовое отравление людей [4, 21, 58, 94, 97, 119, 132, 165, 206, 243, 249, 278, 287, 327, 334, 352, 367].

В качестве основных при инженерно-строительном использовании закарстованных территорий те же самые типы выделены и В.В. Толмачевым (2012) на основе анализа многочисленных отечественных и зарубежных публикаций. Они названы им типами карстовой опасности А, В, С, D по приоритетным областям исследований. Тип А по сути дела соответствует опасности 4, В – 2, С – 1, D – 3. Из этого следует, что сейчас экологический аспект проблемы, как и следовало ожидать, переместился с исторически 4-го на 1-е место, инженерно-геологический – сохранил за собой “серебро”, горно-геологический – сполз на 3-е место (по-видимому, вследствие появления новых технологий добычи полезных ископаемых и крепления горных выработок). Последнее место гидрологической опасности может объясняться двояко – либо плотин стали меньше строить, либо места для них научились выбирать.

Нетрудно заметить, что и горно-геологический (1 \equiv С), и инженерно-геологический (2 \equiv В) типы опасности непосредственно связаны с провалообразованием. Экологический же тип (4 \equiv А) – с результатом этого процесса – наличием внутри массива и на его поверхности эрозионных, суффозионных и провальных воронок (см. раздел 1.1), которые собирают сточные воды и служат местами гидравлической связи поверхностных и подземных вод. В возникновении гидрологической опасности (3 \equiv D), обусловленной прежде всего строением и инженерно-геологическими особенностями массива

* На три первых типа опасности указывал еще И.В. Попов (1959), говоря об отрицательной роли карста и его значении при разработке месторождений полезных ископаемых, гражданском и гидротехническом строительстве.

растворимых пород, формирование воронок, да и сами воронки, в том числе подводные, также играют не последнюю роль. Поэтому трудно согласиться с критическим замечанием В.В. Толмачева (2012) о том, что сведение карстовой опасности к опасности образования провалов – это необоснованное упрощение.

Таким образом, именно провалы и локальные оседания земной поверхности представляют главную опасность в карстовых районах. Для ее количественной оценки в показателях риска рекомендуется использовать полные и удельные значения физических и экономических, а также полные и индивидуальные значения социальных потерь [87, 226, 229, 235]. Социальный ущерб от карстово-суффозионных провалов с одной стороны, как показывают исследования В.А. Ёлкина [370], трудно поддается учету, а с другой, – как отмечалось выше, настолько маловероятен, что его изучение представляет чисто теоретический интерес.

При оценке и картографировании провальной опасности на локальном уровне удельный физический (R_f , $\text{м}^2/\text{км}^2\cdot\text{год}$) и полный экономический (R_e , у.е./год, руб./год) риски, вероятно, являются ее наиболее емкими, информативными и удобными на практике вероятностными показателями. Их можно записать в виде:

$$R_f = K_S/T = \lambda^* \cdot K_S/N = (S_B)_{\text{cp}} \cdot \lambda, \quad (1.1)$$

$$R_e = S_o 10^{-6} \cdot \lambda \cdot V_e \cdot D_e = (S_o/(S_B)_{\text{cp}}) \cdot R_f 10^{-6} \cdot V_e \cdot D_e. \quad (1.2)$$

Стохастические модели (1.1), (1.2) отличаются от тех, что предложены в [87, 226, 229, 235], только формой записи, но не содержанием. Они выражены через широко и давно используемые в инженерной геологии показатели [102, 139, 176, 182, 216, 219, 242]: $K_S = \sum S_B/S$ ($\text{м}^2/\text{км}^2$) – пораженность территории площадью S провалами, суммарная площадь которых равна $\sum S_B$; T (лет) – время образования или возраст провалов; $\lambda^* = N/T$ (1/год) – частота процесса (N – количество воронок); $\lambda = \lambda^*/S = N/S \cdot T$ (1/год· км^2) – интенсивность провалообразования (частота, нормированная по площади); $(S_B)_{\text{cp}} = \sum S_B/N$ (м^2) – средняя площадь воронки. В них также использованы обозначения: S_o (м^2) – площадь объектов или объекта (фундаментов под несущие конструкции, фундаментной плиты и т.п.); V_e (д.е.) и D_e (у.е., руб.) – экономическая уязвимость и стоимость объектов. Заметим также, что в выражении (1.2) площадь S_o и риск R_f умножены на 10^{-6} для приведения размерности первой к (км^2), а второго – к (год^{-1}).

Видно, что все параметры, определяющие величину геологического риска (R_f , R_e), подразделяются на две группы. Первая ($(S_B)_{\text{cp}}$, $\sum S_B$, N , S , T , K_S , λ^* и λ) целиком относится к массиву пород, вторая (S_o , V_e , D_e) – к инженерным сооружениям. Причем уязвимость зависит не только от конструктивных особенностей объекта, но и от величины $(S_B)_{\text{cp}}$.

“Геологические” показатели ΣS_b , N , S , T устанавливаются на стадии идентификации и прогноза провальной опасности в ходе выполнения полевых и камеральных работ. Они первичны. Все остальные геометрические и кинематические характеристики процесса в этой группе – $(S_b)_{cp}$, K_S , K_T , λ – вторичны, они полностью определены, если известны значения ΣS_b , N , S , T .

При использовании стохастических моделей (1.1), (1.2) самым важным, вероятно, является вопрос о времени формирования поверхностных карстовых форм. Другие первичные показатели находятся, как правило, намного проще и с нужной степенью точности. Трудности определения параметра “ T ” обусловлены многими причинами: неоднозначностью интерпретации абсолютного возраста по результатам споропыльцевого и радиоуглеродного анализов; невозможностью опробования большого числа воронок; недостаточной достоверностью данных, полученных при опросах местного населения; отсутствием количественной зависимости между формой, размерами и временем образования поверхностных форм. В этой связи полезными могут оказаться методы и подходы к определению возраста, основанные на совместном анализе механизма образования воронок и свойств слагающих их грунтов [24, 101, 133].

Отмеченные выше трудности носят скорее технический, чем принципиальный характер. Иная ситуация возникает, когда воронки в районе отсутствуют, не обнаружены, или выявлены лишь единичные провалы неясного генезиса. При этом относительно простой или, по крайней мере, понятный, хотя и трудоемкий статистический способ определения характеристик $(S_b)_{cp}$, λ , а значит, и R_f становится недоступным. Особенно остро эта проблема стоит при крупномасштабных исследованиях территории больших городов [23, 51, 130, 134, 142, 256, 283, 296].

В этом случае оптимальный путь прогноза среднего диаметра $(D_b)_{cp}$ и, следовательно, первого параметра, определяющего величину R_f – площади воронки $(S_b)_{cp} = \pi(D_b)_{cp}^2/4$, – расчетный. В основе любых расчетных моделей лежат детерминированные подходы и методы механики горных пород и инженерной геодинамики [4, 18, 31, 44, 88, 96, 99, 100, 159, 177, 214, 220–225, 282, 296]. Все они базируются на схематизации природных условий, порой настолько существенной, что возникает вопрос о правомерности их использования (см. раздел 3.2). Кроме того, применение расчетных зависимостей вообще и способа вычисления $(D_b)_{cp}$ в частности нормативными документами, за редким исключением [237], не регламентируются, поэтому границы применения детерминированной модели должны быть четко обозначены в специальном отчете или пояснительной записке к крупномасштабным картам опасности и риска. Для

этого необходимо максимально полно осветить суть выбранного метода, допущения, на которых он основан, методику и промежуточные результаты расчетов.

Еще сложнее в районах ожидаемой (нереализованной) опасности обстоит дело с оценкой интенсивности $\lambda = N/S \cdot T$ – второго параметра, определяющего величину физического риска (1.1). Дело в том, что сейчас при использовании детерминированных моделей на вопрос, когда произойдет провал, мы в лучшем случае можем ответить: тогда, когда те или иные условия и факторы (пролет полости, уровни подземных вод, статические и динамические нагрузки и т. д.) достигнут определенных значений. Такой ответ, возможный только при глубоком понимании внутренних закономерностей процесса, на самом деле вполне достаточен. Тем не менее, оценка геологического риска, например, в Москве предписана Инструкцией [106] и Рекомендациями [235].

Необходимо искать новые пути экспериментального изучения и математического описания провального процесса с тем, чтобы не только стохастические, но и детерминированные модели в явном виде содержали время его развития (см. разделы 3.1, 3.5, 5.2). А пока этот вопрос далек от разрешения, частота провалообразования в отсутствие поверхностных форм может быть найдена с помощью метода натуральных аналогов [95, 96, 99, 240]. Действительно, сходство условий и факторов процесса в изучаемом массиве и массиве-аналоге позволяет в первом приближении судить и о сходстве его кинематических характеристик на сравниваемых участках. Поскольку аналогия должна быть обоснована, то на первый план в локальной оценке риска выходят анализ инженерно-геологических условий и районирование территории по основным признакам развития провалов (см. разделы 6.2, 6.3).

Принимая те или иные значения частоты процесса, следует быть очень осторожным. Пусть, например, требуется оценить физический риск на участке, где нет провалов, но сходном по всем признакам с участком на северо-западе Москвы, где за 30 лет образовались 42 карстово-суффозионные воронки ($T = 30$ лет, $N = 42$). Тогда согласно Рекомендациям [235] в качестве расчетного значения интенсивности следовало бы принять $\lambda = 0.0014 \text{ км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Однако такая интенсивность получена, исходя из того, что $T = 30$ лет, $N = 42$, $S \approx 1000 \text{ км}^2$. Но $S = 1000 \text{ км}^2$ – это площадь всего мегаполиса, площадь же опасного (пораженного провалами) участка составляет лишь $S_{\text{оп}} = 10.81 \text{ км}^2$ [156, 201], поэтому $\lambda_{\text{оп}} = N/TS_{\text{оп}} = 0.1295 \text{ км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, и риск потерь земельных угодий R_f здесь оказывается на два порядка выше. Поскольку массив-аналог расположен в потенциально-опасном районе, а их суммарная площадь в Москве равна $S_{\text{по}} = 172.96 \text{ км}^2$ [156, 201], то для него ожидаемая интенсивность образования провалов будет в 16 раз

меньше интенсивности $\lambda_{оп}$, но все равно в 6 раз больше приведенного в Рекомендациях [235] значения λ : $\lambda_{по} = N/S_{по} = 0.0081 \text{ км}^{-2} \cdot \text{Год}^{-1}$.

Из выражения (1.2) следует, что экономический риск отличается от физического риска только параметрами S_o , V_e , D_e . Обычно площадь объектов S_o нам известна, а их стоимость D_e чаще всего – нет. Учитывая также нестабильность мировой финансовой системы и изменение цен, обусловленное появлением новых технологий, удобно экономический ущерб рассчитывать в процентах от стоимости сооружения, приняв $D_e = 100 \%$. Справедливость такого упрощения расчетов тем больше, чем крупнее масштаб исследований и соответственно «экономически» однороднее реципиенты риска.

Методика оценки уязвимости V_e подробно изложена в [226, 235]. Специальные таблицы, приведенные в этих работах, позволяют легко находить уязвимость типовых построек, если известны их конструктивные особенности и отношение $(S_v)_{cp}/S_o$. Тем не менее, главная трудность вычисления экономического ущерба связана именно с оценкой уязвимости. Рассмотрим простейший случай: типовое здание на фундаментной плите большой площади. Очевидно, что его реакция на круглый в плане одномоментный провал будет разной в зависимости от того, произойдет ли он в центре, в краевых частях или в углах фундамента. Кроме того, карстово-суффозионные воронки часто имеют неправильную форму, и скорость их образования изменяется в широких пределах. В последние годы возводится все больше уникальных сооружений, но и типовые здания конструктивно очень сильно различаются. С учетом сказанного приходим к следующему выводу. Проблема уязвимости относится к социально-экономическим проблемам инженерной геологии [269], и решить ее на высоком научно-техническом уровне возможно лишь усилиями большого коллектива высококвалифицированных специалистов разного профиля – геологов, проектировщиков, строителей, экономистов и других.

Есть и еще одно обстоятельство, ставящее под сомнение целесообразность оценки экономического риска на локальном ($\geq 1:10000$) и особенно точечном ($> 1:1000$) уровнях, по крайней мере, такой, – которая полностью тождественна оценке риска на региональном и федеральном уровнях. Нормативными документами сейчас регламентируются средний диаметр провалов $(D_v)_{cp}$ и их интенсивность λ , а по сути дела – физический риск, так как согласно (1.1) $R_f = \lambda \pi (D_v)_{cp}^2 / 4$. В зависимости от ранжированных значений $(D_v)_{cp}$ и λ , а также уровня ответственности сооружений устанавливается характер защитных мероприятий – профилактических, геотехнических, конструктивных [253].

Возникает вопрос, нужно ли выполнять сложный и дорогостоящий (или простой и дешевый, но очень приблизительный) анализ экономического ущерба, величина которого снизится вплоть до нуля, после того как по результатам оценки $R_f = f((D_v)_{cp}, \lambda)$ будут

приняты защитные меры. Другое дело, если во главу локальной оценки риска поставлен анализ вероятности реализации тех или иных механизмов процесса, сценариев его развития и воздействия на сооружение [338, 348]. Тогда решение задачи имеет смысл.

Завершая обзор некоторых проблем изучения и инженерно-строительного освоения закарстованных территорий, хотелось бы отметить, что большинство из них показано на примере использования стохастического подхода [226], который предложен А.Л. Рагозиным в 1995 г. и положен им в основу оценки геологического риска на территории Москвы [235]. В соответствии с этим подходом вероятность провалообразования является линейной функцией частоты или интенсивности процесса.

Есть и другой, более строгий с теоретических позиций подход, предложенный еще в 1968 г. В.В. Толмачевым [111, 281, 282, 362], он применяется для оценки карстово-суффозионной (“карстовой”) опасности на территории Нижегородской области [236]. В его основе лежит представление о провалах как редких случайных событиях, распределение которых во времени подчиняется закону Пуассона. Согласно этому закону вероятность реализации процесса связана с его частотой экспоненциальной зависимостью.

При достаточно малых значениях частоты результаты вычислений с использованием этих зависимостей практически совпадают, при больших – они существенно отличаются. Однако какую бы модель описания статистических закономерностей формирования провалов мы ни приняли – линейную, экспоненциальную или иную, это никак не влияет на те основные вопросы стохастического прогнозирования процесса, которые рассмотрены в этом разделе.

Выводы

1. Наибольший интерес для инженера-геолога представляет карст покрытого типа, что обусловлено не только и не столько самым широким его распространением на Земле, сколько тем, что районы его развития в отличие от районов голого карста пригодны для хозяйственного освоения и жизни человека в целом. Немаловажное значение при этом имеет защитная функция нерастворимых покровных образований, которые препятствуют развитию карстового процесса, а также проявлению подземных карстовых форм на земной поверхности. Прогноз провалообразования в таких районах является наиболее сложной задачей.

2. Под карстово-суффозионными воронками автор вслед за многочисленными предшественниками понимает поверхностные эрозионные формы покрытого карста. А под одноименным процессом – гравитационное и фильтрационное деформирование и разрушение покровной толщи закарстованных массивов в результате выноса несвязных и

раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы, учитывая, что этот комплексный процесс может развиваться и вследствие увеличения аккумуляционной емкости растворимых пород за счет коррозии.

3. При изучении карстово-суффозионного процесса с геомеханических позиций огромное значение приобретает анализ напряженно-деформированного состояния и его изменения в окрестности участков ослабления массива пород. Вместе с тем необходимо количественно оценивать вклад собственно карстового процесса в провалообразование. Если аккумуляционная емкость растворимых пород и, в частности, размеры полости заметно увеличиваются и в рассматриваемый промежуток времени их нельзя считать константой даже в первом приближении, то увеличение этих показателей карстово-суффозионной опасности должно и может быть учтено в краевых условиях и основных уравнениях, переменными которых они служат.

4. В районах развития сульфатно-карбонатного карста, как следует из результатов исследований на востоке Республики Татарстан (РТ), пустотность закарстованных пород может быть настолько большой, что они, даже без учета карстования в голоцене, способны принимать и накапливать кластический материал практически в неограниченном количестве. При этом на поверхности покровной толщ формируются воронки, морфологический ряд которых – “конус – чаша – блюдце” – характеризует увеличение их возраста только в пределах одного таксона, то есть районов или участков с одинаковыми инженерно-геологическими условиями.

5. Анализ скорости карстовой денудации, выполненный по литературным данным об интенсивности выщелачивания каменноугольных пород на территории Москвы, показывает, что за последние 60–70 лет она возросла в 4–6 раз. Но, несмотря на это, вклад растворения в образование провалов и оседание этой территории и, по-видимому, других районов глубокого залегания карбонатного карста остается пренебрежимо малым.

6. В районах ожидаемой, или нереализованной карстово-суффозионной опасности, как например, почти на всей территории Москвы, в отличие от районов существующей опасности, как на востоке РТ, прогноз провалообразования, в том числе и в показателях риска, базируется на детерминистическом подходе и методах механики горных пород и инженерной геодинамики. Чтобы не только стохастические, но и детерминированные модели в явном виде содержали время процесса, необходимо искать новые пути его экспериментального изучения и математического описания.

7. Локальный прогноз образования провалов в покровной толще любого строения в любых гидрогеологических условиях может быть выполнен на основе моделей поведения связных и несвязных дисперсных грунтов, которые характеризуются той или иной

степенью водонасыщения и испытывают то или иное гидродинамическое давление. Другими словами, для корректного описания процесса, развивающегося в многослойной грунтовой толще, вполне достаточно двух комплексных детерминированных моделей, хотя расчетных схем в зависимости от конкретных инженерно-геологических условий и сценариев развития процесса может быть много. Общий методологический подход к созданию и использованию таких моделей должен базироваться на представлениях о динамической перестройке геологической среды при внешних воздействиях. В его основу целесообразно положить фундаментальный физический принцип Ле Шателье, который позволяет из множества вариантов развития событий выбрать энергетически наиболее выгодный для массива путь. Именно по этому пути или варианту и будет развиваться процесс.

Глава 2. Напряженно-деформированное состояние покровной толщи массивов закарстованных пород

Напряженно-деформированное состояние (НДС) массивов пород в карстовых районах рассматривается в работах Г. Адерхольд (2010); С.В. Альбова (1948); А.В. Анিকেева (1983, 1988б); Н.Б. Артамоновой (2004); Б.А. Барвашова и П.В. Харламова (2007); М.С. Кавеева (1961); Э.В. Калинина (1985); В.Н. Катаева (1999); В.М. Кутепова (1983); В.М. Кутепова и В.Н. Кожевниковой (1989); А.И. Печеркина (1989); А.И. Печеркина и В.Н. Катаева (1983); Г.П. Постоева (2011); Е.П. Русина, С.Б. Стажевского и Г.Н. Хана (2007); А.И. Сапожникова и Ш.Р. Незамутдинова (1987); В.В. Толмачева и Ф. Ройтера (1990); Г.М. Шахунянца (1953); В.П. Хоменко (1986, 2003); Ö. Aktürk et al (2008); Y. Daoxian (1987); K. He et al (2003); T. M. Tharp (1999, 2002); W. Zhou, V.F. Beck (2008); и других исследователей. Однако впервые четко и ясно проблема изучения НДС поставлена, по-видимому, М.С. Газизовым (1968а, 1968б), который показал необходимость учета влияния напряжений на развитие и форму карстовых полостей, а также на их взаимодействие с инженерными сооружениями.

Изучение напряжений в массивах закарстованных и перекрывающих их пород необходимо не только для непосредственного прогноза неблагоприятных процессов путем сопоставления полей напряжений и “сопротивлений”. Этим путем обычно идут исследователи, занимающиеся математическим моделированием НДС [26, 31, 33, 35, 116, 163, 214, 241, 318, 340, 361, 367]. Не менее важно, что анализ напряжений в окрестности ослабленного участка позволяет понять основные закономерности и механизмы провалообразования. И на основании расшифрованных закономерностей – выбрать или разработать корректные методы расчета устойчивости массива, легко применимые на практике и не хуже, а может быть, и лучше отражающие реальный процесс, чем так называемые точные методы [232].

2.1. Определение напряженного состояния перекрывающих полость грунтов аналитическим методом

В работе [22] предложен простой аналитический способ определения напряженного состояния покровной толщи, сформулированы подходы к схематизации массива, анализу перераспределения напряжений и их влияния на развитие карстово-суффозионного процесса. Этот метод позволяет решить задачу в объемной постановке, учесть гидродинамическое давление, статические или динамические нагрузки, слоистость массива и тектонические напряжения, но чтобы лучше понять его суть, рассмотрим решение простейшей двухмерной задачи.

Пусть изотропные однородные грунты подстилаются слаборастворимыми породами (рис. 2.1), полость в которых образуется в результате выноса заполнителя или обрушения кровли ослабленного участка – процесса достаточно быстрого. Учитывая, что упругие и прочностные характеристики дисперсных грунтов во много раз меньше аналогичных показателей скальных растворимых пород ($E_1 \ll E_2$, $\mu_1 > \mu_2$, $R_1 \ll R_2$, где E – модуль упругости, μ – коэффициент Пуассона, R – показатель прочности), нижний слой можно рассматривать в качестве жесткого основания, а верхний – в качестве весомого упругого слоя. Подобная интерпретация уместна еще и потому, что закарстованные породы интересуют нас сейчас только постольку, поскольку в них имеется полость, и они могут аккумулировать разрушенный материал.

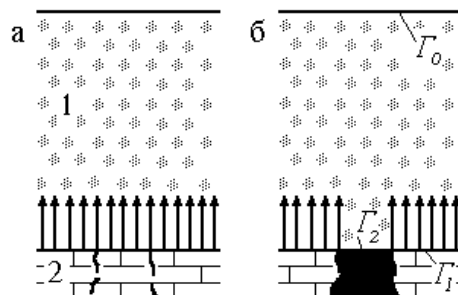


Рис. 2.1. Схематическое строение массива пород до (а) и после (б) образования участка ослабления массива: 1 – грунтовая толща, 2 – карбонатные породы, $\Gamma_0, 1, 2$ – граничные поверхности, стрелками показана реакция основания.

До образования полости давление от веса грунтов в подошве покровной толщи уравновешено реакцией опоры $p = grh$ (g – ускорение свободного падения, ρ – плотность, h – мощность грунтовой толщи), равномерно распределенной по кровле растворимых отложений (рис. 2.1, а). В начальный момент времени – в момент возникновения ослабленного участка (рис. 2.1, б) – исходную задачу моделируем таким образом. Имеется толстый весомый слой, залегающий на недеформируемой полуплоскости, который подчиняется следующим граничным условиям:

- 1) на контактной поверхности Γ_1 : $\gamma_{yz} = 0$, $\sigma_z = grh$;
- 2) на поверхности подошвы покровной толщи над полостью Γ_2 : $\gamma_{yz} = 0$, $\sigma_z = 0$;
- 3) на дневной поверхности Γ_0 : $\gamma_{yz} = 0$, $\sigma_z = 0$.

Здесь γ_{yz} – деформации сдвига, σ_z – вертикальные напряжения; сжимающие усилия считаются положительными. Условия на Γ_1 отвечают контакту с гладким контуром, условия на Γ_2, Γ_0 – свободным поверхностям.

В соответствии с принципом суперпозиции в теории упругости разбиваем модельную задачу на две (рис. 2.2). Первая задача – о естественном поле напряжений в массивах пород с горизонтальной дневной поверхностью – имеет известное решение [61,

116, 181, 189, 272, 291]. Вторая задача – о действии сосредоточенных сил и равномерно распределенной нагрузки на упругое полупространство также хорошо исследована. Ее решения лежат в основе аналитического определения напряженного состояния грунтовых оснований фундаментов [177, 273, 294, 304, 358]. Для использования этих решений в наших целях нужно, чтобы мощность покровной толщи была намного больше пролета полости. При этом граничные условия на Γ_0 удовлетворяются тем точнее, чем больше величина безразмерной мощности h/L . Расчеты показывают, что при $h/L \geq 8$ значения σ_z на дневной поверхности отличаются от нуля менее чем на $0.08 gph$.

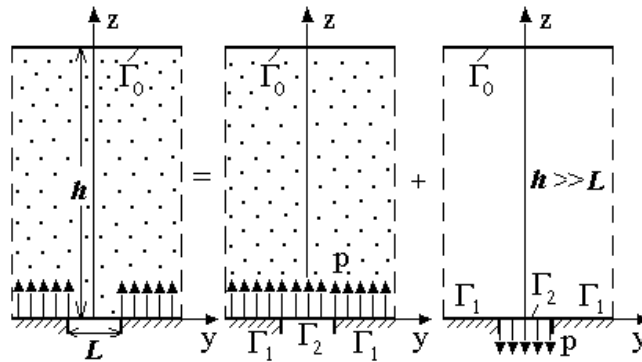


Рис. 2.2. Формирование начального напряженного состояния упругого слоя над отверстием в жестком основании (крапп и его отсутствие обозначают соответственно весомый и невесомый слой).

На практике удобно находить напряжения, возникающие в невесомом упругом слое большой мощности от действия нагрузки, равномерно распределенной на отрезке Γ_2 , по таблицам с уже вычисленными коэффициентами влияния K_z , K_y , K_{yz} . Они приводятся, например, в работах [177, 304]. Для этого поместим начало координат в середину пролета полости (рис. 2.2). Тогда литостатические напряжения в любой точке весомого слоя (первая составляющая искомого поля напряжений) будут равны:

$$\begin{aligned}\sigma'_z &= K g p h, \\ \sigma'_y &= \xi K g p h, \\ \tau'_{yz} &= 0,\end{aligned}\tag{2.1}$$

где $\xi = \mu/(1 - \mu)$ – коэффициент распора [61, 65, 291], $K = 1 - z/h$.

Вторая компонента искомого поля с учетом знака равномерно распределенной нагрузки ($-p$ на рис. 2.2) записывается в виде:

$$\begin{aligned}\sigma''_z &= -K_z g p h, \\ \sigma''_y &= -K_y g p h, \\ \tau''_{yz} &= -K_{yz} g p h.\end{aligned}\tag{2.2}$$

Суммарные напряжения имеют вид:

$$\begin{aligned}\Sigma\sigma_z &= (K - K_z) g p h, \\ \Sigma\sigma_y &= (\xi K - K_y) g p h,\end{aligned}\tag{2.3}$$

$$\Sigma\tau_{yz} = -K_{zy}grh.$$

При составлении таблиц и построении графиков удобно опустить знак “–” перед значениями касательных напряжений, приняв, что $\Sigma\tau_{yz} = K_{zy}grh$, то есть эти напряжения будут правыми там, где при действительном приложении контурной нагрузки они были бы левыми, и наоборот. Переходя к безразмерным напряжениям ($\sigma = \Sigma\sigma/grh$), запишем выражения (2.3) окончательно в виде:

$$\begin{aligned}\sigma_z &= K - K_z, \\ \sigma_y &= \xi K - K_y, \\ \Sigma\tau_{yz} &= K_{zy}.\end{aligned}\quad (2.4)$$

В качестве примера на рис. 2.3 (а–в) показано распределение главных нормальных (σ_1, σ_2) и максимальных касательных (τ_{\max}) напряжений, вычисленных для случая $h/L = 10, \xi = 0.3$ по известным формулам теории упругости [275, 276], исходя из значений $\sigma_z, \sigma_y, \tau_{yz}$, полученным согласно выражениям (2.4). Кроме того посчитаны значения угла наибольшего отклонения [177, 304]:

$$\theta' = \arcsin(\sigma_1 - \sigma_2)/(\sigma_1 + \sigma_2). \quad (2.5)$$

При сопоставлении с углом внутреннего трения они показывают область разрушения несвязных грунтов (рис. 2.3, г). Следует отметить, что значение коэффициента бокового давления $\xi = 0.3$ характерно для полутвердых и тугопластичных глин ($\mu = 0.23$), а также для песков с углом внутреннего трения $\phi = 32.6^\circ$, если они находятся в активном ренкиновском состоянии.

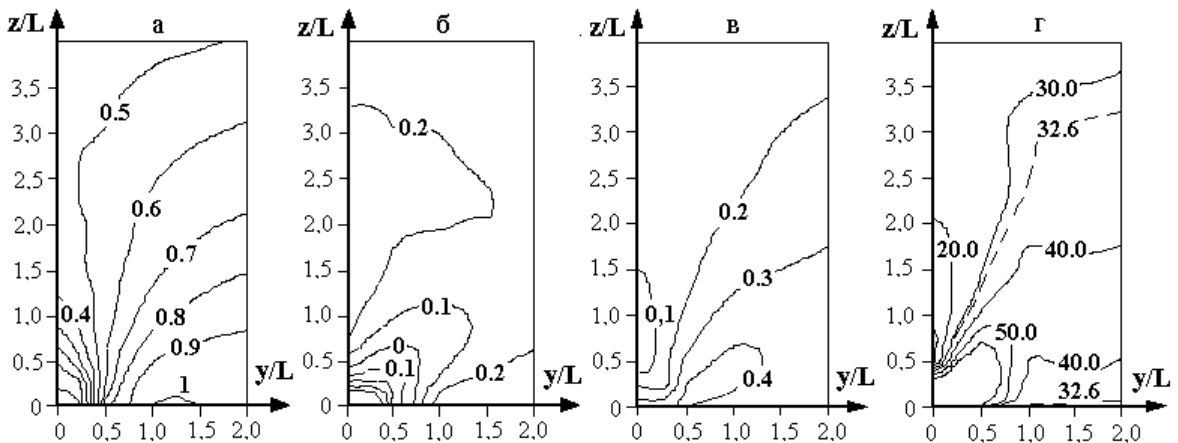


Рис. 2.3. Изолинии главных нормальных – максимальных (а) и минимальных (б), а также максимальных касательных (в) напряжений (в долях от давления грунтов $p = grh$) и угла (в градусах) наибольшего отклонения (г).

Сравнение результатов наших расчетов с результатами вычисления напряжений методом комплексных потенциалов [187] в области, ограниченной снизу верхней гранью квадратного выреза [3], показало удивительное сходство формы и концентрации изолиний

σ_1 , σ_2 и τ_{\max} . По абсолютной величине, как и следовало ожидать, напряжения существенно различаются (до 50 % и более), но не противоречивы и имеют одинаковый порядок. Причина различий, очевидно, заключается в принятом выше допущении об отсутствии трения по линии контакта верхнего и нижнего слоев.

Очевидно, что все реальные поля напряжений в покровной толще над внезапно образующейся полостью будут занимать промежуточное положение между двумя крайними случаями, когда контактная поверхность идеально гладкая и когда она заземлена. Последний случай также поддается расчету рассмотренным способом, если вместо коэффициентов влияния K_z , K_y , K_{zy} в уравнения (2.1), (2.2) ввести безразмерные напряжения, возникающие от местной нагрузки при жестко заделанной поверхности Γ_1 (см. рис. 2.1). Однако наибольшую опасность и, следовательно, интерес с инженерно-геологической точки зрения представляет именно разобранный случай. С некоторым приближением он отвечает такой природной обстановке, когда покровная толща либо полностью сложена грунтами с крайне низкой сопротивляемостью сдвигу, либо имеет в основании тонкий прослой слабых глин, илов или плывунов. Этот прослой в силу малой мощности практически не играет роли в формировании напряженного состояния, но резко снижает трение по кровле карбонатных пород почти до нуля ($\varphi \leq 5-7^\circ$).

Выполненные исследования позволяют утверждать: чем слабее трение (φ) или сцепление (C) грунтов покровной толщи с растворимыми породами, тем меньше значения повышенных сжимающих напряжений в окрестности ослабленного участка. В пределе ($\varphi, C \rightarrow 0$) зона опорного давления отсутствует вовсе (рис. 2.3, а). При этом в песчаной толще возникает довольно любопытная картина областей допредельного и запредельного деформирования. Видно (рис. 2.3, г), что в начальный момент времени по бокам отверстия образуется зона истечения песков ($\theta' \geq \varphi = 32.6^\circ$), а над ней – центральный зажатый клин ($\theta' < \varphi = 32.6^\circ$), и нижняя граница зоны истечения проходит по линии их контакта грунтовой толщи и жесткого основания. С увеличением сцепления и трения по контактной поверхности угол при вершине центрального клина, а также угол между нижней границей зоны запредельного деформирования и горизонтальной плоскостью будут возрастать. Соответственно размеры устойчивой области будут увеличиваться, а неустойчивой – уменьшаться (рис. 2.4).

Сравнивая результаты аналитических и экспериментальных [11, 13, 28–30, 32, 77, 260, 280, 295, 297] исследований, можно сделать вывод о том, что преимущественно вертикальный рост области деформирования несвязных грунтов (даже при интенсивном перетекании грунтовых вод) обусловлен сильным трением в подошве покровной толщи.

Этот вывод, сделанный более 20-ти лет тому назад [22], в настоящее время подтверждается данными математического моделирования [33, 318, 367].

Трение, в свою очередь, является следствием возникновения зоны опорного давления. При увеличении сжимающих напряжений на краях “отверстия” реализуется максимальная прочность песков. С учетом дилатансионной составляющей угол их трения может быть очень большим [230, 233, 262, 313].

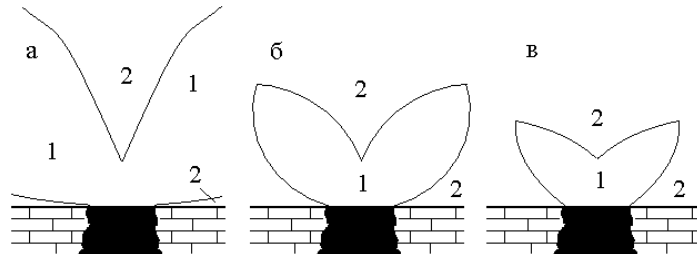


Рис. 2.4. Изменение формы и размеров неустойчивой (1) и устойчивой (2) областей в зависимости от трения (φ) и сцепления (C) грунтов с кровлей закарстованных пород (а – $\varphi, C \approx 0$; б, в – $\varphi, C > 0$; $\varphi_b, C_b < \varphi_v, C_v$).

Над полостью главные нормальные напряжения намного меньше литостатических (рис. 2.3, а, б), что и приводит к разуплотнению песков и их выносу в трещинно-поровое пространство закарстованных отложений. Заметим, что этот процесс может протекать и в отсутствие нисходящего фильтрационного потока только под действием силы тяжести. Куполообразная форма зон разуплотнения песков, установленная на моделях [13, 17, 29, 77, 191, 280, 295, 296, 326, 344] и в массиве [4, 81, 102, 143, 210, 241, 296, 327, 352, 353, 368], хорошо согласуется с формой изолиний σ_1 (рис. 2.3, а).

В отличие от несцементированных песчаных пород уменьшение напряжений σ_1 в связных грунтах может и не привести сразу к их разуплотнению, так как сцепление глинистых частиц и агрегатов достаточно велико. Для этого требуется длительное время, а грунты должны быть набухающими. Однако растягивающие напряжения σ_2 , наиболее интенсивные в подошве слоя (рис. 2.3, б), вполне способны вызвать разрушение достаточно прочных пород. Заслуживает внимания коробчатая и седлообразная форма изолиний σ_2 . Такую форму в разрезе нередко имеет поверхность, ограничивающая область гидравлического разрушения слабопроницаемых пород на ранних стадиях развития этого процесса (см. раздел 3.4).

Из выражений (2.3), (2.4) следует, что интенсивность растягивающих напряжений связана главным образом с коэффициентом бокового давления ξ . Чем он больше, тем интенсивность меньше. Размеры же области растяжения в первую очередь определяются

безразмерной мощностью покровной толщи h/L . С уменьшением h/L размеры опасной зоны увеличиваются.

И опыт, и теория свидетельствуют о разной природе разгружающего и выпадающего сводов, что не всегда учитывается при оценках устойчивости закарстованных территорий. Разгруженная область, как показывают рис. 2.3, может возникать и без деформирования покровной толщи только за счет перераспределения напряжений. А линии скольжения, ограничивающие выпадающий блок, формируются в процессе перемещения грунта в полость.

Таким образом, анализ даже начального напряженного состояния позволяет понять и количественно объяснить некоторые особенности поведения покровной толщи. Их предварительное обсуждение показывает, что вторая, или “геометрическая” компонента поля напряжений, обусловленная появлением в массиве выреза – ослабленного участка, – имеет важное, если не определяющее значение для развития карстово-суффозионного процесса и его выхода на земную поверхность. Более подробно закономерности деформирования и разрушения грунтов, перекрывающих закарстованный массив, рассмотрены в следующих разделах этой главы и в последующих главах.

2.2. Изучение деформаций покровной толщи на термопластических эквивалентных материалах

Моделирование на термопластических материалах является разновидностью базового метода эквивалентных материалов, предложенного Г. Н. Кузнецовым для изучения проявлений горного давления [149]. Основная идея этого способа физического моделирования, разработанного К.А. Гулакяном [73] и хорошо зарекомендовавшим себя при исследовании оползневых процессов [70, 74, 179], заключается в том, что увеличение влажности грунтов, нарушающее устойчивость склонов, имитируется регулируемым нагреванием материалов модели, приготовленных из консистентных смазок и инертных заполнителей.

Полностью технология и результаты изучения карстово-суффозионных провалов этим методом изложены в работе [20]. Здесь мы остановимся лишь на основных методических приемах, некоторых масштабах моделирования, но главным образом покажем общую картину провалообразования, какой она представляется на основании данных масштабного физического моделирования. Кинематику и механизм деформирования экранирующих глинистых пластов, а также условия и константы подобия, необходимые для перехода от модельных к натурным характеристикам, подробно рассмотрим в разделе 3.1 при обсуждении модели поведения связных грунтов.

Аппаратура, оборудование и методика моделирования

Трехмерное моделирование выполнялось в отсеке (0.4×0.7×0.7 м) поворотного стенда, сконструированного и изготовленного в НИИ механики МГУ им. М.В. Ломоносова [70, 73, 74]. В качестве дополнительного оборудования использовались схемы автоматического отключения нагревателей, трансформаторы, контрольно-измерительная аппаратура, константановые термопары, контактные термометры (рис. 2.5, а), малые модельные установки и другие вспомогательные приборы*.

Особенность поставленных экспериментов заключалась в отказе от нагревательных модулей и укладке нагревательных проводов непосредственно в основной деформирующийся горизонт (ОДГ) при его отливке. В отличие от изучавшихся оползневых смещений ожидалось вертикальные деформации “покровной толщи закарстованного массива”, которым препятствовала бы жесткая пластина модуля. Как показали вспомогательные опыты, спиралевидная укладка проводов обеспечивала равномерный прогрев ОДГ и не мешала его перемещению.

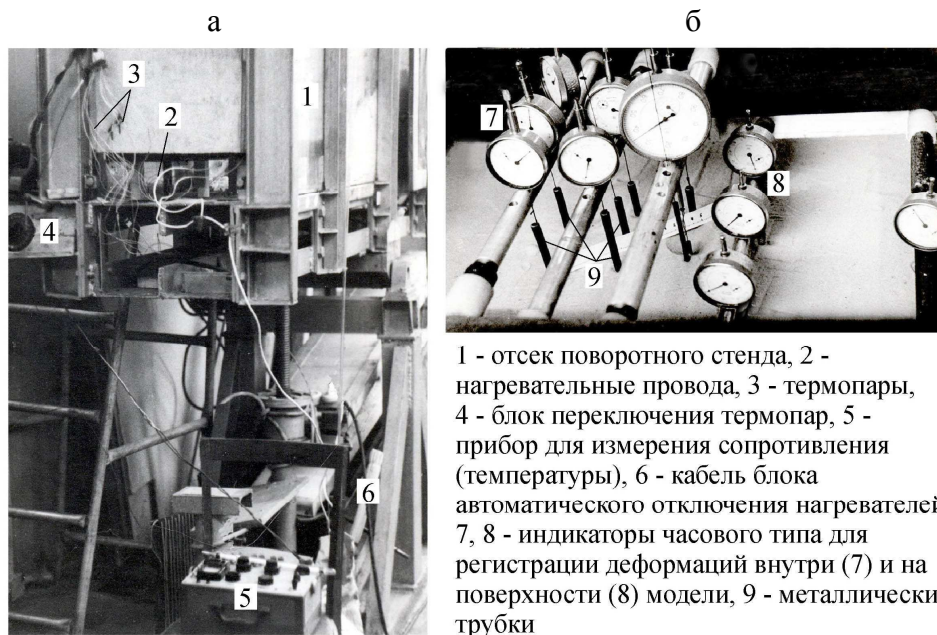


Рис. 2.5. Установка моделирования и вспомогательное оборудование, вид сбоку (а) и сверху (б).

Процедура моделирования включала: послойное построение моделей, воспроизводящих массив пород в требуемом геометрическом масштабе, создание нужного температурного поля, его регулируемое изменение и регистрацию деформаций. Последняя задача решалась с помощью реперов – жестких пластинок площадью 1 см²,

* Создание испытательных установок, отладка, монтаж и подключение электрических схем и аппаратуры выполнялись сотрудниками Института механики МГУ А.В. Савинковым и В.И. Шилкиным.

установленных внутри и на поверхности моделей. Индикаторы часового типа, закрепленные на раме стенда, опирались на поверхностные и соединялись «жесткой» нитью с внутренними реперами (рис. 2.5, б). Мессуры, работавшие на растяжение, были модифицированы таким образом, что не оказывали сопротивления смещению. Нить пропусклась через тонкие металлические трубки диаметром 0.6 см, чтобы избежать ее искривления при укладке материалов.

Специальные исследования температурных напряжений показали*, что геометрический масштаб моделирования методом термопластических материалов не должен превышать значений $\alpha_1 = l^H/l^M = 50-100$, где l^H , l^M – характерные натурные и модельные размеры. Только в этом случае они становятся малыми по сравнению с напряжениями от веса моделей, и их влиянием на развитие механических процессов можно пренебречь. Их влияние также уменьшается при медленном нагревании модели до заданной температуры и при создании материалов на основе воска или парафина, а не солидола, использовавшегося ранее. Деформационно-прочностные показатели воска и парафина, как следует из многочисленных кратковременных и длительных определений их свойств, мало отличаются. Но диапазон рабочих температур первого на 11°C больше последнего, поэтому в качестве основного связующего компонента выбран технический воск. С учетом величины температурных напряжений, а также размеров стенда и массива пород геометрический масштаб составил $\alpha_1 = 50$.

В качестве прототипа выбран участок северо-западного района Москвы, где первый провал земной поверхности произошел, по-видимому, в 1958 году [128, 210]. Спустя 11 лет, в октябре 1969 г. вблизи него образовались две провальные воронки диаметром 4 и 4.5 м, в результате чего разрушен жилой дом. К середине 1980-х годов на этом участке площадью около 10^4 м^2 пробурено несколько десятков глубоких скважин, отобраны сотни образцов керна, детально изучены строение массива, минералогический состав, дисперсность, водно-физические и физико-механические свойства горных пород [40, 154, 204, 384]. Установлено, что деформации и разрушения карстово-суффозионного генезиса имели место на разных стадиях геологического развития массива, а гидрогеологическая обстановка кардинально изменилась вследствие откачек подземных вод, интенсивность которых здесь скачкообразно возросла в середине XX века [41, 47, 127, 141, 142, 155, 211].

Анализ инженерно-геологических данных показал, что с точки зрения современной устойчивости этого массива наибольший интерес представляет поведение верхней части разреза, сложенной верхнеюрскими глинами и четвертичными песками. В связи с этим сформулирована следующая рабочая гипотеза. К моменту образования упомянутых выше

* Разрешение этого вопроса было бы невозможным без помощи С.С. Григоряна и К.А. Гулакяна.

воронки техногенное увеличение скорости движения трещинно-карстовых вод привело к выносу заполнителя древних карстовых форм в трещинно-поровое пространство средне- и верхнекаменноугольных карбонатных пород. В подошве глин сформировалась полость диаметром $D^H = 3.2-3.8$ м ($D_{cp}^H = 3.4$ м), и они получили возможность деформироваться вплоть до обрушения. Поступление вышележащих нецементированных песчаных пород через появившееся гидрогеологическое окно в карстовые коллекторы и привело к провалам земной поверхности.

Построены и испытаны три объемные модели – двухслойная, трехслойная и однослойная (рис. 2.6). Модель № 1 (рис. 2.6, а) полностью соответствовала массиву пород в рамках принятой схематизации, подробно описанной в разделе 3.1. Для изучения не только провалов, но и оседания земной поверхности в карстовых районах реальная инженерно-геологическая обстановка в измененном виде воспроизводилась на модели № 2 (рис. 2.6, б). Ее нижний слой также выполнял функцию ОДГ, средний – укладывался из того же мелкозернистого кварцевого песка с углом внутреннего трения $\varphi^M = 33^\circ$, что и слой № 2 первой модели. Наряду с основным своим назначением он играл роль температурного буфера для верхнего слоя, который соответствовал достаточно прочным глинистым породам ($C_3^H = 132$ КПа, $\varphi_3^H = 34^\circ$) при $T = 20-22^\circ\text{C}$ (см. раздел 3.1). Такой тип разреза характерен, например, для Нагатинской поймы р. Москва [23].

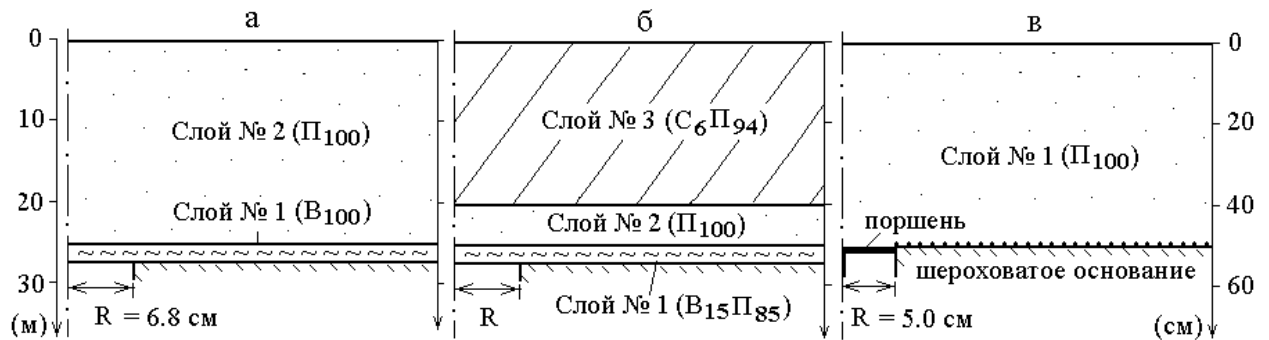


Рис. 2.6. Строение моделей № 1 (а), № 2 (б) и № 3 (в): песок кварцевый – П, воск технический – В, солидол – С (нижний индекс указывает весовое содержание компонента в процентах).

Поскольку выход карстово-суффозионного процесса на земную поверхность в большинстве случаев определяется деформированием несвязных грунтов, поставлены специальные опыты, которые, вообще говоря, не относятся к моделированию на термопластических материалах. Из того же, что и в первых опытах, сухого песка ($\varphi^M = 33^\circ$) построена однослойная модель № 3 мощностью $h_1^M = 50$ см, плотностью укладки $\rho_1^M = 1.58$ г/см³ и пористостью $n_1^M = 0.40$. В центре ее жесткого основания находился смещающийся по трубе поршень диаметром $D^M = 10$ см. Чтобы исключить

проскальзывание песка по кромке отверстия, на основании укладывалась крупнозернистая наждачная бумага (рис. 2.6, в). Поступление песка в трещинно-карстовые коллекторы имитировались опусканием поршня ступенями 0.5–2.0 мм, тем самым учитывалось кинематическое отличие суффозии от истечения сыпучих тел из бункеров и прорывов песка в горные выработки. Допускалось, что УГВ, совпадающий с напором трещинно-карстовых вод, расположен вблизи дневной поверхности. Такие условия часто встречаются, например, в центре Москвы. Учитывая незначительную мощность зоны аэрации, задавалась расчетная плотность взвешенных в воде четвертичных песков: $\rho_1^H = (\rho_{s1}^H - \rho_w)(1 - n_1^H) = 1,04 \text{ г/см}^3$, где $\rho_w = 1.0 \text{ г/см}^3$, $\rho_{s1}^H = 2.66 \text{ г/см}^3$ – плотность воды и минеральной части песков, $n_1^H = 0.37$ – пористость песчаной толщи. Соответственно масштаб плотности равнялся $\alpha_p = \rho_1^H / \rho_1^M = 0.66$. Так как геометрический масштаб оставался прежним ($\alpha_l = 50$), а натуральный и модельный коэффициенты трения как величины безразмерные должны быть одинаковыми по определению [34, 149, 188, 190, 240], то масштабы напряжений и прочности составляли: $\alpha_\sigma = \sigma^H / \sigma^M = \alpha_p \alpha_l = 33$, $\alpha_{tg\varphi} = tg\varphi^H / tg\varphi^M = 1$.

Результаты экспериментов

На рис. 2.7 (а) видно, что уже на ранних стадиях процесса, когда амплитуда прогиба экранирующего пласта в пересчете на массив составляет всего 2.5 см, ширина области деформирования двухслойной толщи почти в три раза больше диаметра полости ($D_0/D = 2.8$; индекс “0” указывает на диаметр, ограниченный линией нулевых деформаций). Она имеет эллипсовидную в разрезе форму и характеризуется наличием центральной сводообразной и переходной зон. В первой перемещения на 1–2 порядка больше, чем за ее пределами. Во второй зоне они уменьшаются вплоть нуля на границе области влияния, а изолинии деформаций сильно искривлены и по форме отличаются от изолиний внутри центральной зоны и вблизи нетронутого массива (рис. 2.7, б, в, г).

Необходимо заметить, что верхняя часть области максимальных перемещений, примыкающая к нижней сводообразной части и имеющая форму перевернутой капли (рис. 2.7, а, б) или неправильного столба, вытянутого по осевой линии (рис. 2.7, в, г), не имеет места в массиве пород. Ее появление в опытах объясняется проскальзыванием песка по поверхности осевой трубки, которая пронизывала всю толщу объемных моделей. Тем не менее, сужение “капли” по направлению к своду свидетельствует о том (рис. 2.7, а, б, г), что устойчивость несвязных грунтов нарушается, прежде всего, в его вершине.

На заключительных стадиях процесса диаметр области влияния отверстия увеличивается до $D_0/D = 4$, боковые “клинья” переходной зоны практически

вырождаются, и нижняя сводообразная зона поднимается к дневной поверхности (рис. 2.7, д), амплитуда прогиба которой достигает 1.2 мм, а амплитуда прогиба ОДГ в 30 раз больше. При еще большем смещении ОДГ (41.64 мм) на поверхности модели № 1 образовалась воронка с внутренним ($D_{в1} = 1.5$ см) и внешним ($D_{в2} = 4.0$ см) диаметрами. Первый ограничивает “провальную” область глубиной 2 см с обрывистыми стенками, второй – область плавного изгиба поверхности.

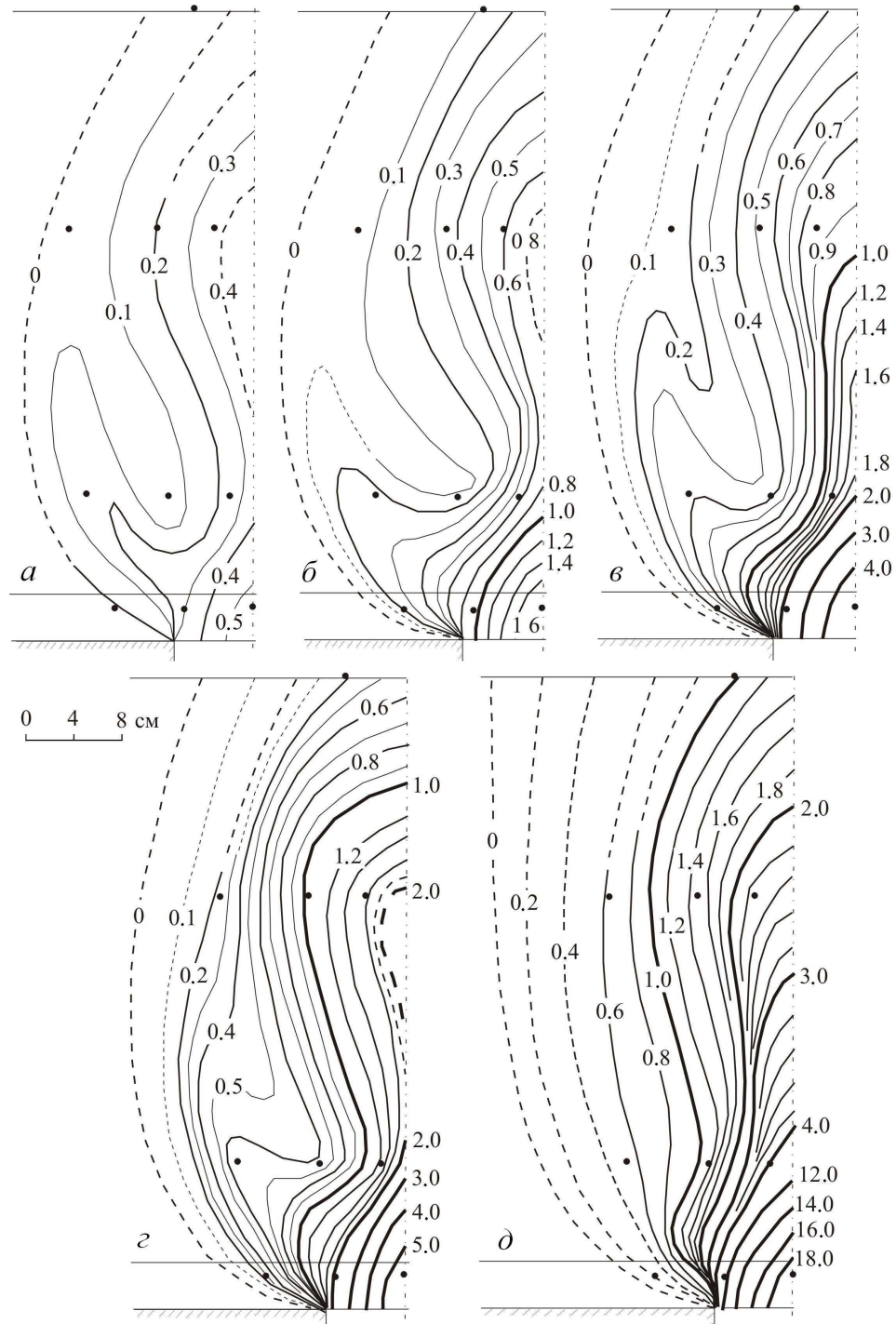


Рис. 2.7. Изолинии деформаций (мм) модели № 1 на разных стадиях прогиба (а, б, в, г) и среза (д) экранирующего слоя (жирными точками показано исходное положение реперов в толще модели, штрихпунктирной линией – ось симметрии).

В дальнейшем размеры воронки увеличивались, а последовательность изменения ее формы была следующей. Сначала росла глубина внутренней части, что приводило к опусканию крыльев воронки и увеличению внешнего диаметра. По достижении стенками наклона, большего или равного углу откоса ($\geq \varphi_0$), они осыпались, и воронка приобретала форму кругового конуса с углом при вершине $\pi - 2\varphi_0$.

Оседание поверхности трехслойной модели № 2 произошло в результате последовательного развития нескольких процессов (рис. 2.8). Сводообразные вывалы материала ОДГ привели к образованию сквозного отверстия в его кровле и прорыву песка среднего слоя в “трещинно-карстовые” коллекторы. Истечение песка сопровождалось опусканием верхнего слоя. После того, как залегающая с поверхности толща села на кровлю нижнего пласта, в ее подошве сформировалась промежуточная полость (2, рис. 2.8), по форме близкая к параболическому своду М.М. Протоodyяконова [228]. С этой полостью связана сводообразная трещина 3 на рис. 2.8, проявившийся при разборке модели и ограничивающая зону разгрузки напряжений, высота которой почти в три раза больше высоты свода обрушения 2.

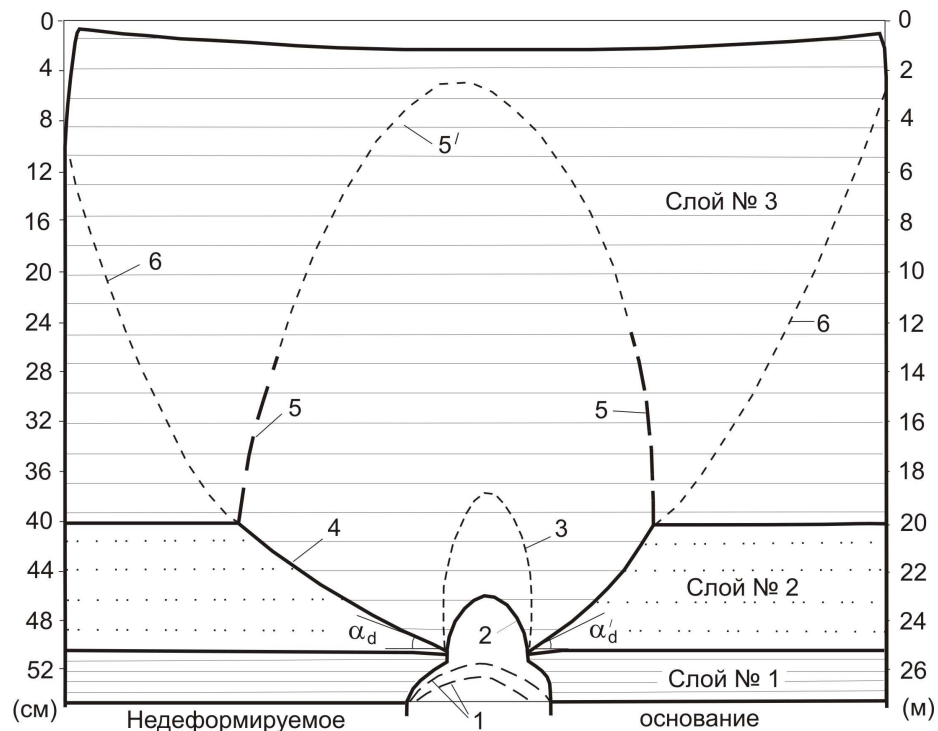


Рис. 2.8. Механизм нарушения устойчивости трехслойной толщи над карстовой полостью (разрез модели № 2 после разрушения): 1 – границы вывалов в подошве экранирующего слоя; 2 – граница промежуточной полости, или свода обрушения, в слое № 3; 3 – трещина над сводом обрушения; 4 – граница области истечения песка из слоя № 2 ($\alpha_d = 23^\circ \pm 1^\circ$, $\alpha'_d = 25^\circ \pm 1^\circ$ – углы истечения); 5, 5' – трещина, ограничивающая область максимального прогиба слоя № 3, установленная и предполагаемая соответственно; 6 – предполагаемая граница области прогиба.

Трещины 5 на рис. 2.8 также являются границами купола обрушения, но приуроченного уже не к окну в “водоупоре”, а к отверстию в подошве верхнего слоя, сформировавшемуся при истечении “водонасыщенных” песков. Границы 6 совпадают с границами области влияния этого нового отверстия. Располагая номера всех относящихся к слою № 3 форм в порядке их появления, получим ряд: 5, 6, 2, 3. В целом же полученные данные свидетельствуют о том, что изгиб и сводообразование – это стороны единого процесса гравитационного перемещения горных пород в карстовые полости-приемники.

Результаты третьей серии опытов показаны на рис. 2.9. Видно, что в целом распределение деформаций, установленное на модели № 1 (рис. 2.7), сохраняется и в модели № 3. Так, при опускании поршня на 1.57 мм над ним формируется сводообразная область максимальных смещений (≥ 0.5 мм). Она ограничена узкой переходной зоной, в которой кривизна изолиний резко меняется (0.1–0.4 мм, рис. 2.9, а). Изолинии 0.1–0.4 мм в форме капли, расположенные по оси отверстия над сводом, как и в первой серии опытов, следует признать чисто модельным явлением и исключить из рассмотрения.

Уже на ранних стадиях деформирования диаметр области влияния отверстия примерно в 5 раз больше диаметра самого отверстия (рис. 2.9, а, б). Любопытно, что узкие «уши» переходной зоны, выделяемые по искривленным изолиниям, при опускании поршня перемещаются вверх (рис. 2.9, а, б, в). По мере развития канала течения песка они как будто исчезают (рис. 2.9, г), хотя на поздних стадиях вновь прослеживаются у поверхности засыпки (рис. 2.9д, е). В момент формирования воронки центральная зона максимальных смещений имеет вид сужающейся кверху трубы с углом наклона стенок к вертикали 4° – 5° , поэтому внешний диаметр воронки в три раза меньше диаметра отверстия ($D_{в2}/D = 0.32$, рис. 2.9, д). Поступление песка в “карстовую” полость сопровождается расширением области влияния вплоть до $D_0 = 6D$, но все заметные глазу деформации сосредоточены внутри центрального столба радиуса R (рис. 2.9, е). Процесс роста и формоизменения воронки был таким же, как в модели № 1.

Сравнивая процессы деформирования песчаной толщи при наличии (рис. 2.7) и отсутствии (рис. 2.9) глинистого слоя в ее подошве, можно заметить следующее. В первом случае на ранних стадиях $D_0/D = 3$, во втором – $D_0/D = 5$. Несмотря на то, что в дальнейшем амплитуда смещения ОДГ и поршня возрастает многократно, ширина области влияния увеличивается незначительно – до $4D$ и $6D$ соответственно.

Если же при примерно равной амплитуде опускания подошвы песчаного слоя сравнить области, ограниченные одинаковыми по величине ненулевыми изолиниями, то их размеры в модели № 3 будут значительно меньше, чем в модели № 1 (см. рис. 2.7, б и 2.9, а; 2.7, в и 2.9, б; 2.7, д и 2.9, г).

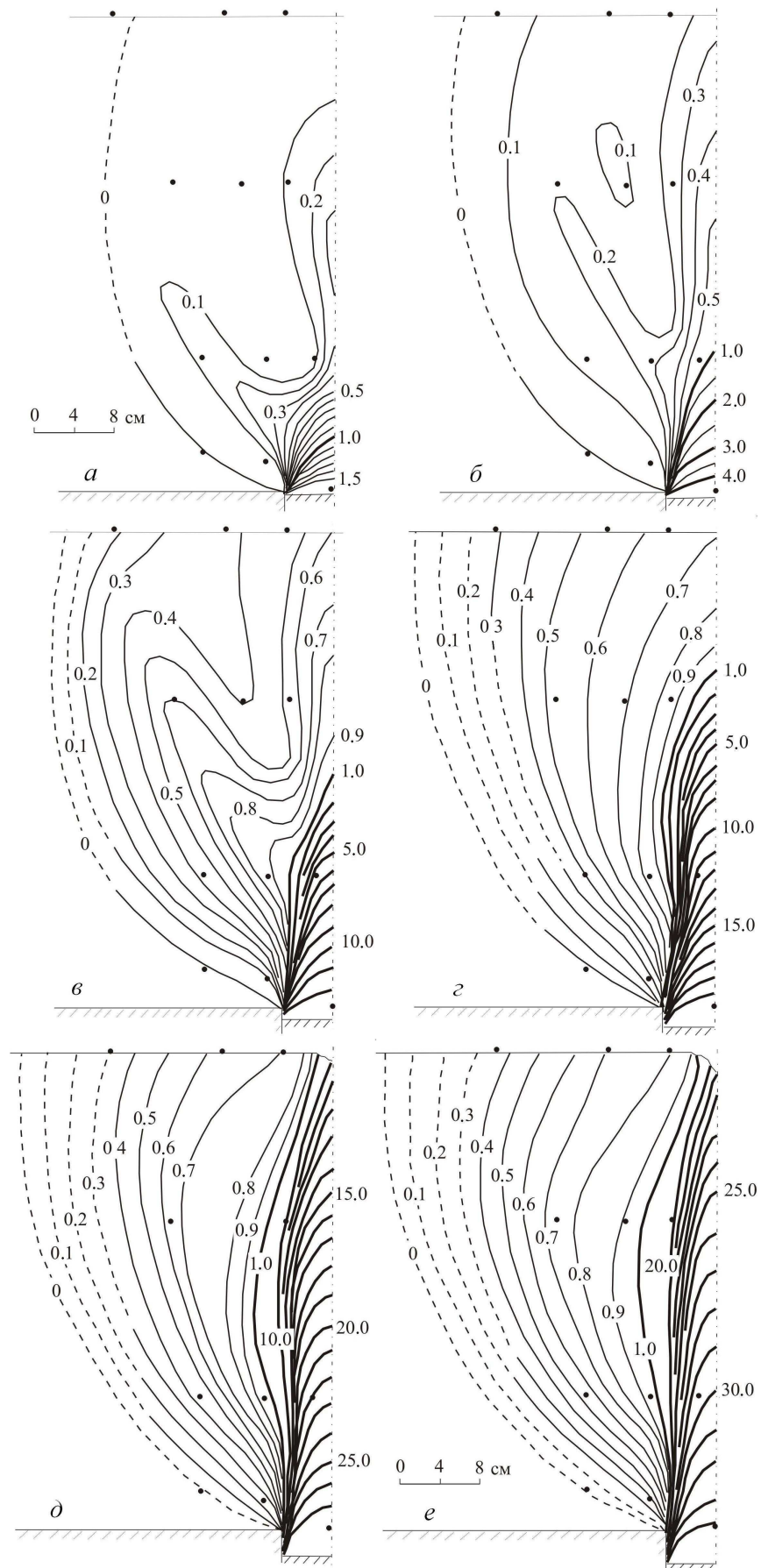


Рис. 2.9. Изолинии деформаций (мм) модели № 3 на разных ступенях смещения поршня (а – е) в основании засыпки (жирными точками показано исходное положение реперов в толще модели, штрихпунктирной линией – ось симметрии).

Таким образом, область деформирования двухслойной толщи оказывается шире, чем однослойной только при визуальном восприятии. С учетом всего вышесказанного на рис. 2.10 показано схематическое строение области влияния ослабленного участка растворимых пород. Видно (рис. 2.10, I), что в двухслойной толще на ранних стадиях провального процесса граница переходной зоны, расположенная у кромки полости, вогнутая (с изгибом вниз). Поскольку пластичный нижний слой деформируется, подошву верхнего песчаного слоя для этого случая можно считать гладкой. В однослойной толще, подошва которой полностью шероховатая, она слегка выпуклая и находится ближе к вершине центрального блока. После образования воронки на поверхности граница переходной зоны выпрямляется, а сама зона вырождается (рис. 2.10, II).

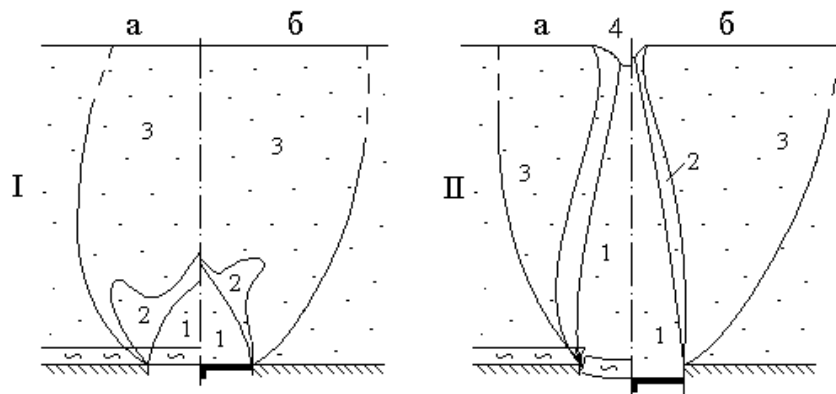


Рис. 2.10. Строение области деформирования песчаной толщи над полостью при наличии разделяющего пластичного слоя в ее основании (а) и для случая полностью шероховатого жесткого основания (б) на ранних (I) и поздних (II) стадиях провалообразования: 1 – центральная зона максимальных перемещений, 2 – переходная зона, 3 – область влияния ослабленного участка, 4 – провальная воронка.

В заключение подчеркнем, что перемещения грунтов в зоне, непосредственно прилегающей к ослабленному участку массива, на 1–2 порядка больше чем в периферийных зонах. Преимущественный рост деформаций происходит в вертикальном направлении, и заметным оседание земной поверхности становится задолго до образования воронки, в строении которой также выделяются центральная “провальная” часть и периферийная область плавного опускания крыльев. Свод обрушения зарождается на кромках отверстия, но, сформировавшись, теряет свою устойчивость в замковой части, и это необходимо учитывать при оценке карстово-суффозионной опасности.

Трубообразная или расширяющаяся кверху граница течения песка на самом деле не является поверхностью. Она обладает некоторой толщиной и представляет собой зону локализации деформаций или кинематического разрыва, в которой перемещения возрастают скачком. Сводообразные поверхности, возникающие на ранних стадиях процесса, имеют ту же природу (см. раздел 4.1). Однако идентифицировать их в объемных

моделях, используя линейную интерполяцию измеренных деформаций, можно лишь косвенным образом по сгущению изолиний.

Таким образом, выполненные эксперименты позволяют детализировать картину области запредельного деформирования, полученную аналитическим способом (см. рис. 2.4), и подойти к объяснению закономерностей провалообразования с позиций зонального строения области влияния ослабленного участка.

2.3. Исследование закономерностей распределения напряжений при обрушении свода карстовой полости поляризационно-оптическим методом

В отличие от других экспериментальных методов, дающих сведения о напряжениях лишь в отдельных точках, поляризационно-оптическое моделирование позволяет исследовать все их поле, не внедряя в модель измерительную аппаратуру. Этот метод широко применяется или применялся для изучения НДС деталей машин и строительных конструкций [275, 276, 309], тектонических структур [37, 266, 313, 314], массивов подработанных пород [190, 288, 293] и оползневых склонов [95, 96, 173, 178, 310]. Большое значение он имеет также при разработке и проверке новых методов расчета устойчивости природных объектов.

Теоретические основы и методика моделирования

В основе поляризационно-оптического метода исследования напряжений лежит открытый Д. Брюстером в 1816 г. пьзооптический эффект – временное появление свойства двойного лучепреломления у некоторых прозрачных тел при деформировании. Основным законом метода служит закон Вертгейма [115, 190]. Он устанавливает связь между главными нормальными напряжениями в модели (σ_1 , σ_2) и разностью хода (δ) двух плоскополяризованных волн, образовавшихся после прохождения луча поляризованного света через пластинку (модель) из пьзооптического материала:

$$\delta = b(n_1 - n_2) = bC(\sigma_1 - \sigma_2). \quad (2.6)$$

В уравнении (2.6) b – это толщина нагруженной пластинки, n_1 , n_2 – показатели преломления обыкновенного и необыкновенного лучей C – оптическая постоянная материала модели.

Вообще говоря, оптическая анизотропия деформированного прозрачного тела согласно теории Неймана связана с деформациями. Поэтому долгое время переход к напряжениям считался правомерным только для механически изотропных упругих материалов, и этот вид физического моделирования назывался методом фотоупругости [293]. Теоретические разработки в области механики деформируемых тел [309]

значительно расширяют область применения закона Вертгейма, распространяя его даже на течение оптически активных жидкостей [37, 266].

Чтобы измерить разность хода δ , необходимо осуществить интерференцию плоскополяризованных волн. Для этого за моделью устанавливается второй поляроид – анализатор, первый – поляризатор помещается перед ней для поляризации входящего луча света. Два скрещенных поляроида, то есть поляроиды с перпендикулярными плоскостями поляризации, представляют собой простейшую поляризационную установку. В настоящее время в качестве поляроидов используются искусственно изготовленные пленки, помещенные между двумя склеенными стеклами.

В соответствии с теоремой Леви-Митчелла плоское напряженное состояние односвязных тел не зависит от их упругих постоянных, если граничные условия заданы в напряжениях [304]. Оно не зависит от них и для многосвязных тел, если по каждому отдельно взятому контуру главный вектор внешних сил равен нулю [293]. Отсюда следует, что при подобных условиях нагружения и геометрических условиях подобие природы и модели выполняется автоматически и определяется критериями:

$$\alpha_f/\alpha_1^2\alpha_\sigma = 1, \quad (2.7)$$

$$\alpha_\sigma/\alpha_\gamma\alpha_1 = 1. \quad (2.8)$$

Равенство (2.7) справедливо, если к объекту приложены точечные силы, (2.8) – если деформирование происходит под действием собственного веса. В них использованы следующие обозначения: $\alpha_f = f^H/f^M$, $\alpha_1 = l^H/l^M$, $\alpha_\sigma = \sigma^H/\sigma^M$, $\alpha_\gamma = \gamma^H/\gamma^M$ – константы (масштабы) подобия; f – силы, l – размеры, σ – напряжения, γ – объемный вес. Индексы «н» и «м» указывают на принадлежность характеристики натурному и модельному объектам. Таким образом, распределение напряжений, полученное на плоских моделях из оптически активных материалов, справедливо для любых грунтов – скальных, глинистых, песчаных.

Интенсивность освещения экрана после прохождения светом поляризатора, модели и анализатора записывается в виде [115]

$$I = qI_0 \sin^2 2\theta \sin^2(\pi\delta/\lambda), \quad (2.9)$$

где I_0 – исходная интенсивность светового луча, q – коэффициент потерь, θ – угол между плоскостью поляризации падающего на пластину света и направлением одного из главных напряжений, λ – длина волны используемого света. Уравнение (4) показывает, что $I = 0$ в двух случаях: 1) $\sin 2\theta = 0$, или $\theta = \pi n/2$, где $n = 0, 1, 2, 3, \dots$; 2) $\sin(\pi\delta/\lambda) = 0$, или $\pi\delta/\lambda = \pi n$. В первом случае независимо от источника света появляются темные полосы – изоклины, соединяющие точки, в которых направления главных напряжений одинаковы. Во втором – темные полосы видны в монохроматическом свете, а в белом – цветные. Они называются

полосами или изохромами и служат геометрическим местом точек с постоянным значением оптической разности хода лучей $\delta = n\lambda$ и, согласно закону Вертгейма (2.6), – с постоянным значением разности главных напряжений:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = 2\tau_{\max} = n\lambda/bC = \sigma_0^1 n/b. \quad (2.10)$$

Величина $\sigma_0^1 = \lambda/C$ (Н/м², Па, кГ/см²), или так называемая цена полосы материала по напряжениям, находится в тарировочных опытах. Она представляет собой удвоенное значение максимального касательного напряжения, вызывающего в модели толщиной $b = 1$ см изменение порядка полосы n ровно на единицу.

В настоящее время физическое и математическое моделирование развивается по пути усовершенствования тех или иных методов, усложнения структуры моделируемых объектов и учета разных факторов влияния. Представляется, что далеко не вся информация получена пока и с помощью простейших приемов и способов моделирования. Особенно это относится к области инженерного карстоведения. Кроме того модели с высокой степенью схематизации часто оказываются более полезными для понимания общих закономерностей процесса, чем сложно построенные модели, максимально приближенные к реальности. Поэтому задачей экспериментов было исследование качественной картины распределения напряжений и их траекторий в однородной грунтовой толще над карстовой полостью в процессе провалообразования. Она решалась на плоских моделях высотой $h/L = 2.5-7.5$ ($L = 4$ см – ширина центрального выреза в жесткой вставке на дне лотка), изготовленных из игдантина – материала на основе желатина (20 %), глицерина (30 %) и воды (50 %). Как показали вспомогательные опыты, при таком весовом соотношении компонентов игдантин обладал достаточно низким модулем упругости и высокой оптической чувствительностью. Это обеспечивало хорошую регистрацию изохром и изоклин при деформировании небольших моделей под действием их веса*.

Желатин заливался водой и примерно через двое суток, когда он набухал, а вода полностью впитывалась, добавлялся глицерин и бетанафтол (~ 0.03%), предотвращающий гниение. Смесь измельчалась и варилась на водяной бане до состояния однородной вязкой жидкости (~ 1–1.5 часа). Полученный материал заливался в стеклянную форму. После его затвердевания пластины имели толщину 2 см, ширину 20 см и длину (высоту) $h = 10-30$ см. Они устанавливались в лоток, на дне которого находилась жесткая вставка с центральным вырезом, имитирующим карстовую полость ($L = 4$ см). Модели

* В изготовлении моделей и проведении экспериментов принимал участие сотрудник Геологического факультета МГУ А.Р. Белявский.

исследовались в условиях плоской деформации [288], поэтому между их поверхностью и стеклянными стенками лотка оставлялся зазор на толщину слоя смазки, состоящей из вазелинового масла (85 %) и канифоли (15 %).

Эксперименты выполнялись с помощью модернизированного полярископа-поляриметра “Optisher Spannungsprüfer-300”, работающего в белом свете. Для разделения картин изохром и изоклин за поляризатором и перед анализатором помещались специально изготовленные поляроиды в четверть длины волны $\lambda/4$. Они крепились к корпусу установки таким образом, чтобы их главные оси проходили под углом $+45^\circ$ к плоскости поляризации соответственно поляризатора и -45° – анализатора*. Таким образом, полярископ-поляриметр позволял проводить моделирование как в плоскополяризованном свете (с выключенными пластинками $\lambda/4$), так и в свете, поляризованном по кругу (с включенными поляроидами $\lambda/4$).

Изменение напряженного состояния в ходе провалообразования исследовалось в квазистатической постановке. При этом подземные формы разрушения, возникающие на разных стадиях провалообразования, имитировались вырезами различной конфигурации, исходя из существующих представлений об этих формах и развитии процесса в целом.

Результаты экспериментов

На рис. 2.11 видно, что до образования разрывных нарушений распределение всех характеристик поля напряжений симметрично. Как и следовало ожидать, на краях полости наблюдается концентрация τ_{\max} (рис. 2.11, а). В соответствии с выражением (2.10) она обусловлена увеличением максимальных (σ_1) и уменьшением минимальных (σ_2) главных напряжений. Все изоклины, по форме напоминающие причудливый головной убор, пересекаются в двух точках – верхней и нижней (рис. 2.11, б). Слева от осевой линии в отверстие направлены траектории правых τ_{\max} , тогда как форма – левых τ_{\max} такова, что они играют роль разгружающих структур, препятствуя поступлению грунтов в полость (рис. 2.11, в). Справа от оси z все наоборот – левые сдвиги стремятся разрушить массив, а правые – направлены в сторону жесткого основания, тем самым способствуя возникновению зоны опорного давления у кромок полости.

Заслуживает внимания тот факт, что область, ограниченная линиями тока τ_{\max} , которые начинаются на краях выреза, имеет форму вазы с округлым основанием и расширяющейся кверху горловиной. Любопытно также, что две нижние траектории, напоминающие узкие скобы и опирающиеся на края отверстия, почти касаются друг друга

* Поляроиды в четверть длины волны изготовлены и смонтированы сотрудником Института механики МГУ В.И. Чачиным

у осевой линии, и именно здесь расположена нижняя точка (рис. 2.11в). Если вдоль этих скоб провести линию, соединяющую нижнюю точку с кромками полости, то получим свод высотой $z_{н1}/L = 0.22$ ($\text{arcctg}(2z_{н1}/L) = 65.8^\circ$). Он показан на рис. 2.11 (а). Верхняя точка приходится на область соединения основания и горловины “вазы”, где линии тока левых и правых τ_{\max} расходятся, образуя внутри горловины характерные клиновидные структуры.

Траектории σ_1 огибают вырез, и по бокам от него наблюдается их сгущение, а над ним они имеют форму купола (рис. 2.11, г). На расстояниях $y/L \approx 1.0$ и $z/L \approx 1.3$ они становятся почти вертикальными, и влияние выреза практически исчезает. На таком же удалении от центра координат линии тока σ_2 направлены как в нетронутом массиве – горизонтально. Над отверстием они приобретают воронкообразную форму, причем нижняя точка находится на участке их наибольшего искривления.

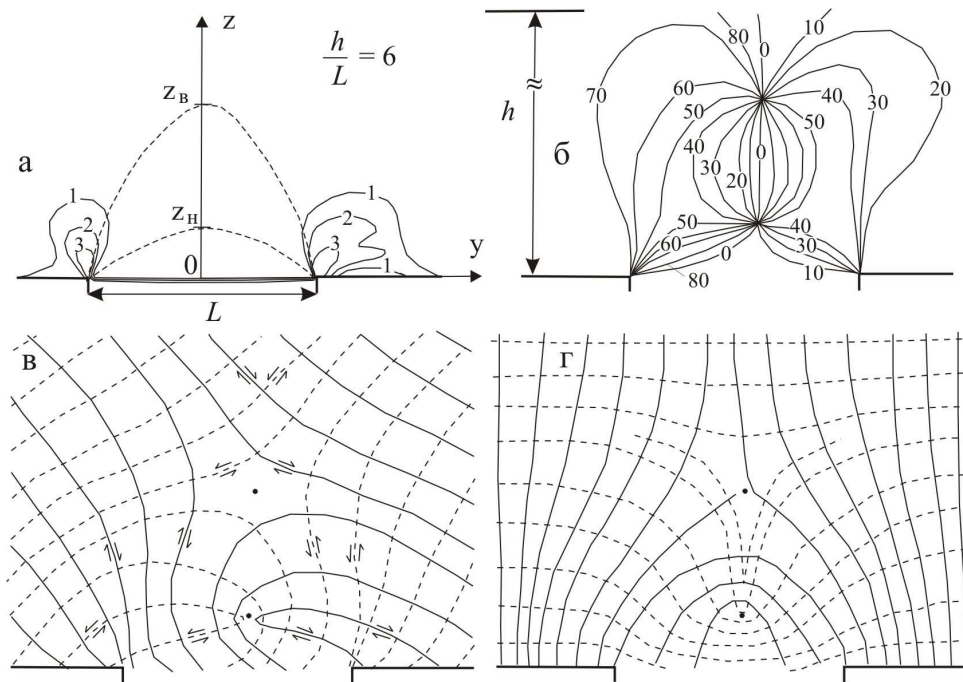


Рис. 2.11. Напряженное состояние однородных изотропных пород до разрушения кровли полости: а – изолинии максимальных касательных напряжений τ_{\max} (в относительных единицах), б – изоклины (в градусах), в – траектории τ_{\max} (правых – сплошные линии, левых – пунктирные), г – траектории главных нормальных напряжений (σ_1 – сплошные и σ_2 – пунктирные линии). Точки пресечения изоклин показаны также на рис. в, г

Если на рис. 2.11 (г) нанести пологий купол высотой $z_{н1}/L = 0.22$, который мы только что нарисовали на рис. 2.11 (а), то он ограничит сверху область, в которой линии тока σ_2 практически горизонтальны. Однако в отличие от ненарушенных условий наименьшие главные напряжения в этой области не сжимающие, а растягивающие (отрицательные). Верхняя точка расположена там, где осевая траектория σ_1 как бы разветвляется, и ее ветви

резко уходят вбок к кромкам полости. Линия, проходящая через кромки и верхнюю точку примерно вдоль этих ветвей, очерчивает свод высотой $z_{в1}/L = 0.78$ ($\text{arcctg}(2z_{в1}/L) = 32.8^\circ$). Он также показан на рис. 2.11 (а), чтобы не перегружать рис. 2.11 (г). Внутри него значения σ_1 близки к нулю, а выше быстро возрастают и на расстоянии $z/l \approx 1.3$ равны $\sigma_1 = \sigma_z = \gamma h$. Таким образом, ординаты точек пересечения изоклин имеют большой физический смысл. Они являются высотой сводаобразных зон, которые определяют устойчивость массива пород над полостью. Причем, на наш взгляд, форма траекторий $\sigma_{1,2}$ и τ_{\max} свидетельствует о том, что при использовании расчетных методов, базирующихся на концепции изолированных поверхностей смещения и восходящих к классическим работам Ш. Кулона [232], своды обрушения и разгрузки следует рассматривать как находящиеся под действием не равномерно распределенной, а сосредоточенной нагрузки.

Заметим, что на рис. 2.11 показано распределение характеристик, зафиксированное спустя примерно двое суток после того, как модель была установлена в лоток. Сразу после ее установки картины изолиний τ_{\max} , изоклин и траекторий напряжений очень походили на те, что показаны на рис. 2.11, поэтому здесь они не приводятся. Однако обращают на себя внимание три важные отличительные черты. Во-первых, изгиб модели над полостью в начальный момент времени визуально не регистрировался. Во-вторых, порядок изохром и, следовательно, концентрация τ_{\max} по краям выреза были в 1.67 раза выше. И, в-третьих, другими были отметки нижней и верхней точек: $z_{н0}/L = 0.25$ ($\text{arcctg}(2z_{н0}/L) = 63.4^\circ$), $z_{в0}/L = 0.50$ ($\text{arcctg}(2z_{в0}/L) = 45.0^\circ$). Таким образом, если подошва слоя устойчива, то с течением времени ползучесть материала приводит к увеличению амплитуды прогиба, релаксации напряжений, некоторому уменьшению высоты зоны отрицательных и заметному росту зоны нулевых напряжений.

Зародившись на кромках отверстия (см. раздел 2.2), разрывные нарушения могут направиться в сторону нетронутого массива или к осевой линии. Появление разрывов этих двух типов показано на рис. 2.12. Видно, что около разрыва первого типа форма изолиний τ_{\max} изменяется незначительно, а их порядок остается прежним (рис. 2.12, а). В результате разрушения второго типа изолинии опускаются к подошве модели и отодвигаются от отверстия, к тому же снижается величина напряжений. Вероятно, такой благоприятный для устойчивости массива эффект достигается за счет нарушения симметрии (рис. 2.12, б–г). Нижняя точка смещается к окончанию правого разрыва, поэтому ее абсцисса становится больше нуля, а ордината уменьшается до $z_{н2}/L = 0.12$ ($\text{arcctg}(2z_{н2}/L) = 76.0^\circ$). Сдвигается вправо и верхняя точка, но высота ее увеличивается ($z_{в2}/L = 0.90$; $\text{arcctg}(2z_{в2}/L)$

= 29.1°). Таким образом, трещины второго типа, как и деформации ползучести, способствуют уничтожению опасного нижнего свода и росту верхнего.

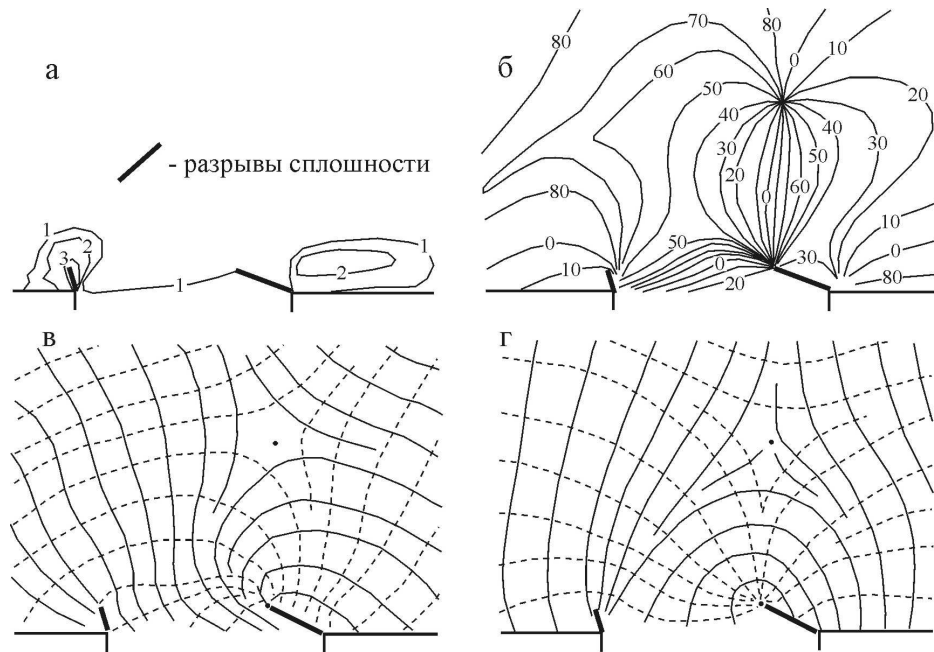


Рис. 2.12. Напряженное состояние однородных изотропных пород над полостью после образования разрывных нарушений (обозначения см. на рис. 2.11).

На рис. 2.12 (в) видно, что слева от точек пересечения изоклин траектории правых τ_{\max} заметно спрямлены и направлены прямо в отверстие. Если бы модель была уложена из сыпучих материалов, то именно здесь началось бы их истечение в полость-приемник. Видно также (рис. 2.12, г), что разрывные нарушения “притягивают” к себе линии тока главных нормальных напряжений. Однако у разрыва первого типа наблюдается концентрация линий σ_1 , а у второго типа – σ_2 . Представляется, что для устойчивости массива первая ситуация намного хуже, чем вторая, так как при этом нарушается равномерное распределение давления вышележащих пород, за которое “отвечают” траектории σ_1 . Таким образом, принимая в качестве методологического принцип Ле Шателье (см. раздел 1.3), приходим к выводу, что единственный путь разрушения покровной толщи в момент возникновения отверстия – это формирование трещин второго типа, отсекающих от массива замковый блок (свод обрушения) и лишь затем – трещин первого типа, ограничивающих область влияния полости (см. раздел 2.2).

На рис. 2.13 показана модель, имитирующая покровную толщу после обрушения замкового свода высотой $b_1 = z_n$ и зарождения двух оперяющих разрывов первого типа, около которых наблюдается концентрация изолиний τ_{\max} (рис. 2.13, а). Видно, что распределение всех характеристик поля напряжений в целом стало вновь симметричным относительно осевой линии. Вместе с тем ожидаемого исчезновения зоны растяжения

после обрушения свода не произошло, нижняя точка заняла свое первоначальное положение: $z_{H3}/L = z_{H0}/L = 0.25$ ($\text{arcctg}(2z_{H3}/L) = 63.4^\circ$).

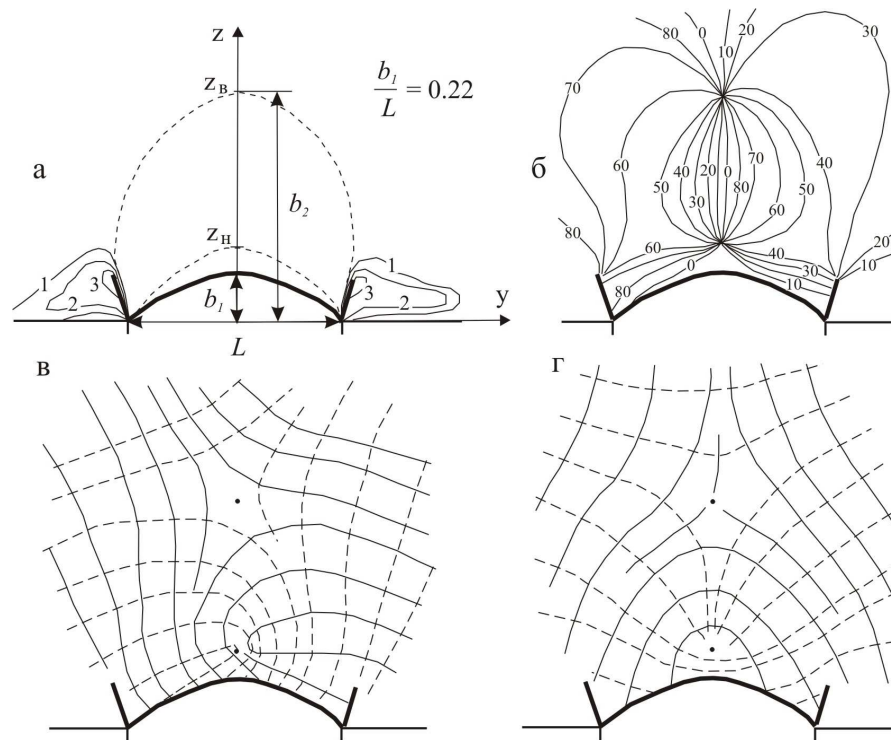


Рис. 2.13. Напряженное состояние массива после обрушения замкового свода и зарождения оперяющих трещин (обозначения см. на рис. 2.11).

Однако теперь отрицательные напряжения σ_2 действуют лишь в пределах узкой полосы при вершине промежуточной полости (рис. 2.13, а), то есть размеры зоны растяжения заметно уменьшились. При этом ордината верхней точки увеличилась: $z_{B3}/L = 1.02$ ($\text{arcctg}(2z_{B3}/L) = 26.0^\circ$), и зона “нулевых” напряжений σ_1 стала не только выше, но и шире. Последнее объясняется тем, что у отверстия граница зоны разгрузки высотой $b_2 = z_B$ проходит вдоль оперяющих разрывов (рис. 2.13, а). Расстояние между верхней и нижней точкой осталось прежним: $\Delta z_3/L = (z_B/L - z_H/L)_3 = 0.78$, хотя до этого оно увеличивалось: $\Delta z_0/L = 0.25$, $\Delta z_1/L = 0.55$, $\Delta z_2/L = 0.78$.

На рис. 2.14 показана модель, промежуточная полость в которой сделана в форме домика С.Б. Стажевского, который установил [260, 263], что после выпадения замкового блока следующий свод обрушения формируется в границах зоны разгрузки и может рассматриваться как состоящий из вертикальных и наклонных поверхностей скольжения. Видно (рис. 2.14, а), что у подошвы слоя изолинии τ_{\max} сдвигаются в стороны от субвертикальных разрывов, и это, несомненно, способствует увеличению устойчивости массива. Однако крыша дома неустойчива. Об этом свидетельствует сгущение над ней

изоклин (рис. 2.14, б), концентрация напряжений τ_{\max} у ее левого “козырька” (рис. 2.14, а) и общий перекосяк контура, особенно заметный по его левому краю.

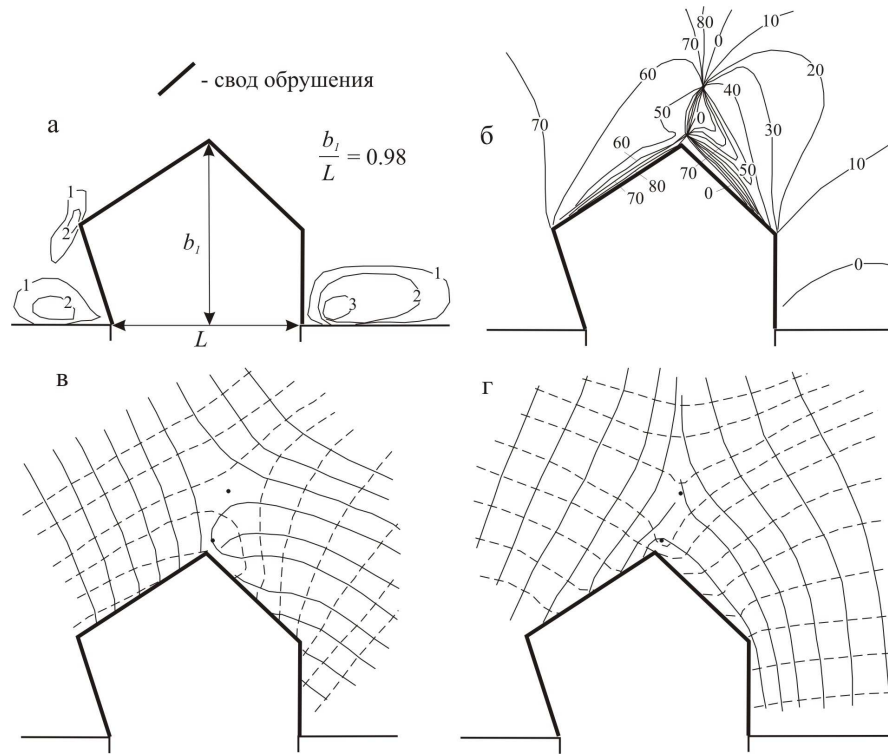


Рис. 2.14. Напряженное состояние массива над промежуточной полостью в форме домика (обозначения см. на рис. 2.11).

Несмотря на то, что исходно высота выреза b_1 на рис. 2.14 соответствовала высоте зоны разгрузки b_2 на рис. 2.13, нижняя точка не пропала, а поднялась еще выше: $z_{н4}/L = 1.05$, оказавшись, тем не менее, в непосредственной близости от конька крыши. То есть полоса растяжения стала намного уже. Верхняя точка сместилась вверх: $z_{в4}/L = 1.28$, и заметно вправо, нарушив симметричное распределение изоклин и траекторий $\sigma_{1,2}$ (рис. 2.14, б–г). Однако расстояние между ней и нижней точкой уменьшилось: $\Delta z_4/L = (z_{в4}/L - z_{н4}/L)_4 = 0,22$. Таким образом, формирование и вертикальный рост промежуточной полости приводят к деградации зоны отрицательных и замедлению роста зоны нулевых напряжений (рис. 2.13, 2.14), хотя резкое изменение направления стенок не способствует устойчивости полости (рис. 2.14).

На рис. 2.15 видно, что над вертикальным каналом с куполовидным потолком нижняя точка исчезает, и область растяжения оказывается как бы внутри полости (рис. 2.15, г). Величина τ_{\max} у основания модели снижается (рис. 2.15, а), и напряжения здесь направлены почти так, как в нетронутым массиве (рис. 2.15, б, в). На высоте, примерно равной $0.5 b_1$, около стенок канала появляются замкнутые округлые изолинии τ_{\max} (рис. 2.15, а). Величина касательных напряжений невелика, но с учетом изменения наклона траекторий напряжений (рис. 2.15, в, г) это может свидетельствовать о неустойчивости

стен канала. Иными словами, при достаточно большой высоте цилиндрической полости сводчатая форма ее кровли обеспечивает устойчивость верхней части канала, но при этом возможно разрушение может центральной части вертикальных стенок.

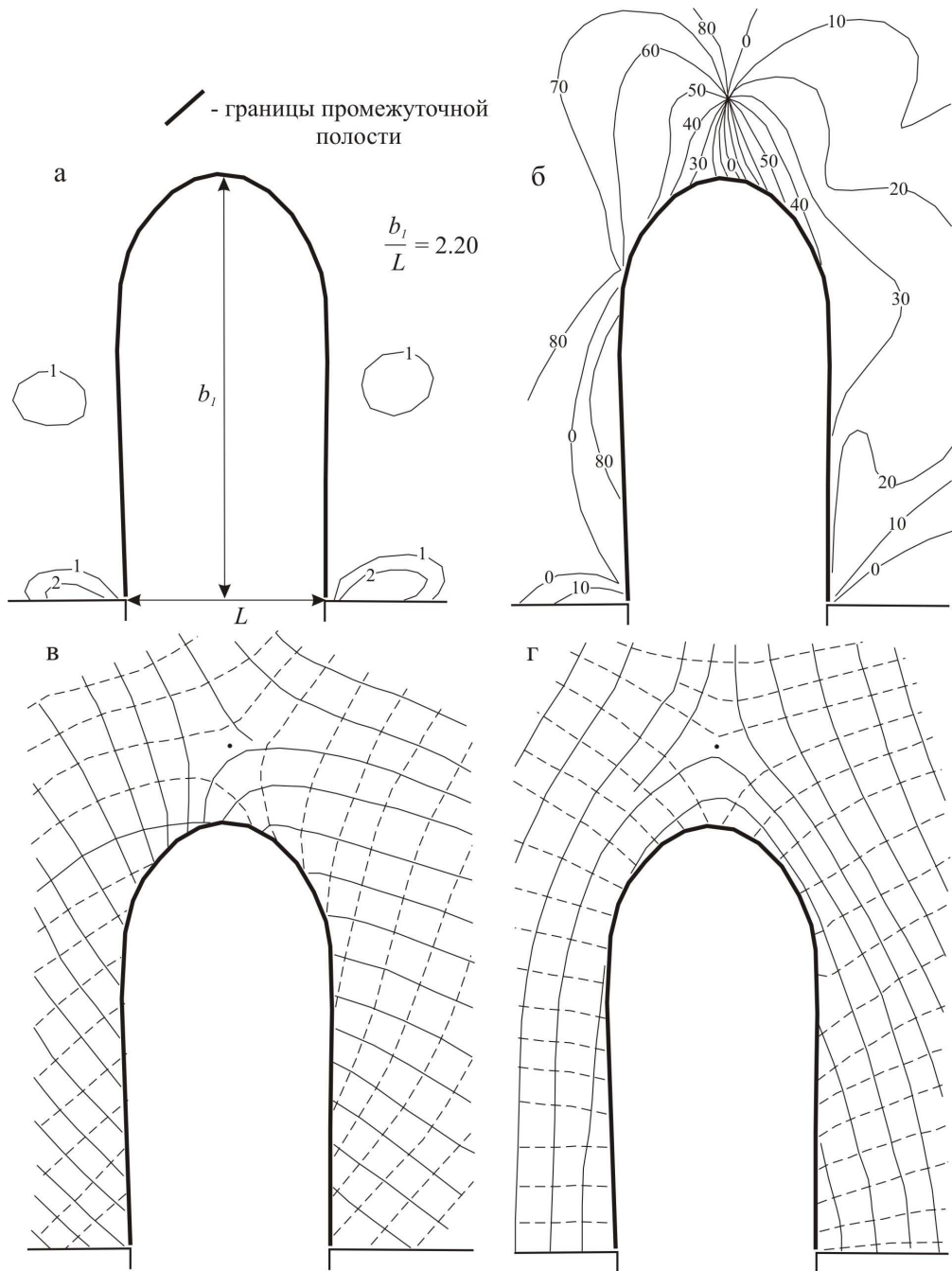


Рис. 2.15. Напряженное состояние массива в окрестности вертикального канала обрушения (обозначения см. на рис. 2.11).

Таким образом, в окрестности карстовой полости даже изначально однородные изотропные породы приобретают внутреннюю структуру: формируются зоны опорного давления, разгрузки напряжений и обрушения (полных сдвижений [32, 213]) грунтов. Структурные элементы, взаимодействуя между собой, контролируют провалообразование

и направляют его по пути снижения воздействия полости и увеличения статической устойчивости массива.

Полученные результаты свидетельствуют также, что в двумерном потоке несвязных и раздробленных связных грунтов направление их движения справа от оси симметрии может совпадать с траекториями левых τ_{\max} и наоборот. Существование же разгружающих структур объясняется комбинацией траекторий τ_{\max} противоположного знака – справа от карстовой полости – правых, слева – левых. В осесимметричном сходящемся потоке, по крайней мере, в режиме быстрого движения линии тока должны закручиваться вблизи отверстия подобно тому, как это происходит при истечении жидкости [258] или сыпучих грунтов при специально заданных граничных условиях [259].

2.4. Зональность строения массива пород в окрестности ослабленного участка как эффект самоорганизации геологической среды

Огромный опыт натурного изучения напряженно-деформированного состояния массивов подработанных пород отражает схема строения области влияния горной выработки (рис. 2.16). В ее окрестности массив пород обладает внутренней структурой, которая, как показано в разделах 2.1–2.3, появляется даже в изначально однородных изотропных средах. На наш взгляд, формирование таких структур – это процесс самоорганизации геологической среды, основными условиями возникновения которого служат [193, 198]: 1) открытость системы и 2) достижение внешним воздействием пороговых значений.

Как только в моделях освобождается выпускное отверстие, имитирующее полость-приемник, “включается” внешний источник энергии – поле тяготения. За счет трения и в результате дробления и выноса, грунты в окрестности полости начинают обмениваться энергией и массой с окружающим массивом. Так обеспечивается выполнение первого условия. Второе условие определяется амплитудой прогиба толщи (см. рис. 2.7), величиной опускания поршня (см. рис. 2.9), наличием разрывных нарушений и промежуточных полостей (см. рис. 2.12–2.15). Иначе говоря, величина критических значений внешнего воздействия зависит от соотношения размеров ослабленного участка, мощности грунтов и их деформационно-прочностных характеристик.

Таким образом, покровная толща закарстованных массивов является типичной диссипативной системой, способной эволюционировать и создавать упорядоченные структуры в неравновесном состоянии. Для понимания механизмов провалов и общего пути, по которому развивается процесс, необходимо выяснить хотя бы качественные закономерности образования таких структур.

В случае, когда слой грунтов лежит на жестком основании с отверстием, пролет которого во много раз меньше мощности слоя, граница области влияния (1, рис. 2.16) будет замыкаться внутри него, не выходя на земную поверхность. А все разделяющие поверхности на рис. 2.16 должны начинаться и заканчиваться на краях отверстия.

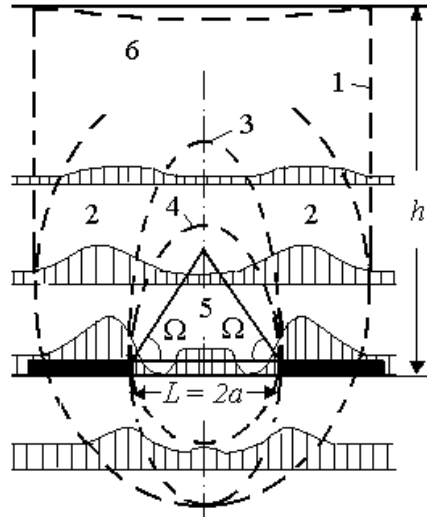


Рис. 2.16. Схема перераспределения горного давления около очистной выработки (по И.М. Петухову, А.М. Линькову, И.А. Фельдману и др., 1972): 1 – граница области влияния выработки; 2 – зона опорного давления; 3 – граница зоны разгрузки; 4 – граница защищенной зоны, где исключается возможность горного удара или внезапного выброса угля и газа; 5 – граница зоны полных сдвижений; 6 – зона микросдвигания пород и земной поверхности; h – глубина разработки, $L = 2a$ – ширина выработанного пространства, Ω – угол полного сдвижения.

Отсутствие границы в верхней части зоны опорного давления (2, рис. 2.16), на наш взгляд, связано с ограниченными возможностями методов определения напряжений *in situ*. На самом деле граница существует, хотя и не так хорошо выражена, как по краям ослабленного участка. Об этом свидетельствуют результаты аналитических (см. рис. 2.4), и экспериментальных исследований (см. рис. 2.10). Причем в процессе деформирования эта граница прослеживается намного лучше, чем в статическом состоянии массива пород. Убедиться в этом можно также с помощью простого приема.

Вертикальную поверхность, проходящую через контур отверстия, представим в виде полностью шероховатой тонкой подпорной стенки (АБ, ВГ, рис. 2.17, а). Прогиб грунтов над полостью равносителен перемещению нижней частей стенки к оси пролета (АЛ, ВМ, рис. 2.17, б). Тогда над отверстием сформируется область предельного равновесия, причем грунты с внешней и внутренней стороны стенки будут находиться соответственно в активном и пассивном состояниях (рис. 2.17, в, г).

Теоретический анализ и практический опыт показывают [56, 177, 184, 257, 273, 304, 358], что линии скольжения ($45^\circ \pm \varphi/2$), возникающие за стенкой и перед ней, сильно

искривлены, и их форма зависит от направления движения стенки относительно засыпки. Если грунт опускается в полость, но его подвижки на кромках полости невозможны, то с внешней стороны засыпка поднимается относительно стенки. При этом форма и кривизна линий скольжения будут такими, как они показаны на рис. 2.17 (в). Если же частицы проскальзывают по краям отверстия – это может быть связано с наличием пластичного слоя в основании покровной толщи (см. раздел. 2.2), интенсивным перетеканием грунтовых вод и другими причинами, не позволяющими считать кровлю растворимых пород полностью шероховатой, – то стенка как бы смещается вверх по отношению к окружающему ее массиву [15]. Поэтому кривизна линий скольжения здесь будет обратной, а угол истечения несвязных и раздробленных связных грунтов – тем меньше, чем больше величина проскальзывания (рис. 2.17, г).

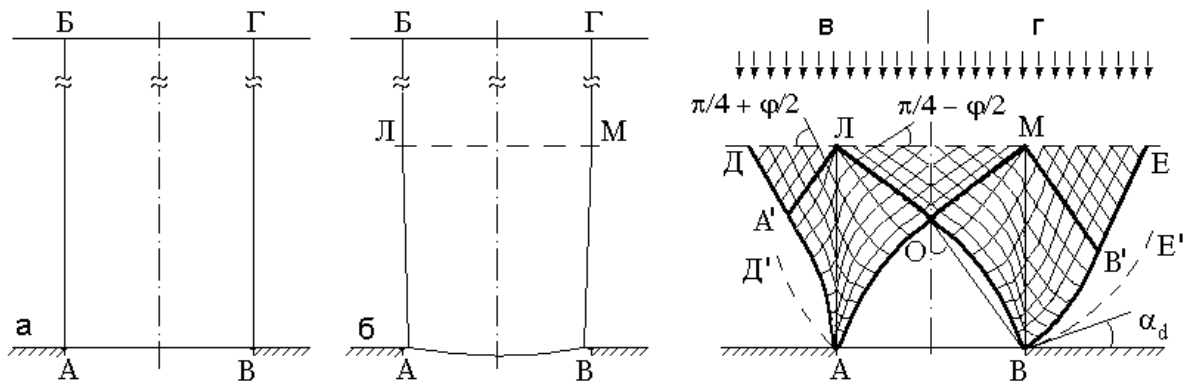


Рис. 2.17. Положение тонкой вертикальной подпорной стенки до (а) и после (б) образования отверстия АВ в жестком основании и строение области предельного равновесия грунтовой толщи, если проскальзывание частиц грунта на кромке полости запрещено (в) или имеет место (г): АОВ – свободная от нагрузки область, α_d – угол истечения (стрелками показано давление грунтов).

На рис. 2.17 (в, г) отчетливо видны: зона разгрузки (АОВ) центральный зажатый клин, (зона пассивного давления ЛОМ, см. также раздел 2.1) боковые клинья, или зона активного давления (ДА'Л, МВ'Е), а также границы АД, ВЕ между областью деформирования (влияния, движения) и застойными зонами. Но если центральный клин ЛОМ действительно формируется над отверстием (рис. 2.4, 2.11, в), то существование обращенных вершиной вниз боковых клиньев ДА'Л и МВ'Е моделированием не подтверждается. Учитывая отсутствие подпорной стенки в реальном массиве, следует ожидать, что верхняя граница зон АА'ЛОА и ВВ'МОВ будет плавной, а не ломаной линией, как на рис. 2.17 (в, г). Сами же эти зоны в статике будут зонами опорного давления (2, рис. 2.16), а в динамике – пластического течения грунтов. Заметим также, что клиновидная структура рассмотренной области свидетельствует в пользу вывода о том,

что при локализации деформаций на поверхностях скольжения, последние должны испытывать не равномерно распределенную, а точечную нагрузку (см. раздел 2.3).

Использованный выше прием, или подход к анализу НДС, позволяет объяснить разную кривизну границ переходной зоны области деформирования, показанной на рис. 2.10, I [15] и показывает большую роль взаимодействия зон активного и пассивного состояния грунтов в образовании провалов [18]. В настоящее время последний вывод находит подтверждение в работах Г.П. Постоева, направленных на оценку устойчивости не только оползневых склонов [202, 221–224], но и закарстованных территорий [225].

Окончательный вариант схемы строения области влияния с учетом всех особенностей НДС покровной толщи, отраженных на рис. 2.4, 2.10, 2.11, 2.13, 2.16 и 2.17, показан на рис. 2.18 [15, 17]. Эта схема, как станет ясно в дальнейшем, имеет большое значение для прогноза провалообразования в самых разных породах. Более того, предположение о том, что строение области влияния в статике аналогично тому, что имеет место в динамике процесса, помогает анализировать не только медленные, но и быстрые движения сыпучих тел (см. главы 4, 5).

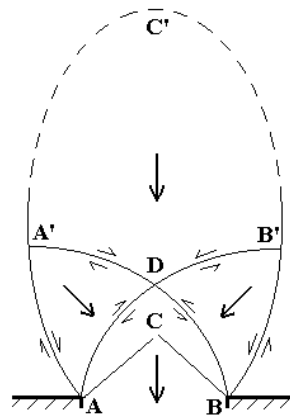


Рис. 2.18. Строение области влияния ослабленного участка АВ в основании грунтовой толщи: ACB – выпадающий свод (зона полных сдвижений, отрыва, блокового обрушения или максимальных деформаций); ADB – зона интенсивной разгрузки напряжений (разуплотнения, повышенной трещиноватости) и потенциального обрушения; AA'DB'B – зона опорного давления (пластические клинья) и возможного скольжения грунта; DA'C'B'D – зона перехода от аномально низких и высоких напряжений к литостатическим (зона возможного прогиба и разуплотнения). Маленькими стрелками показано направление максимальных касательных напряжений, большими – общее направление движения раздробленного или сыпучего грунта.

Наибольшее влияние на вид и характер деформирования и разрушения покровной толщи – прогиб пород, вывалы и обрушение, появление промежуточной полости или зоны разуплотнения, формирование сужающегося, трубообразного или расширяющегося канала течения грунтов, – оказывают зоны обрушения ACB, разгрузки напряжений ADB и

опорного давления. Последняя зона имеет в разрезе форму боковых клиньев $AA'D$ и $BB'D$ (рис. 2.18). Положение границ этих зон, а значит, и всей области влияния зависит от свойств и состояния горных пород, их мощности и пролета ослабленного участка, условий на выходе – свободный выпуск, стесненное деформирование и т.п., а также характера и интенсивности дополнительных воздействий (гидродинамическое, вибрационное и др.). Переходная зона $DA'C'B'D$ вторична. Она может стать областью прогиба, разуплотнения или обрушения, а ее верхняя граница – подняться сколь угодно высоко в зависимости от количества материала, удаленного с подошвы слоя, и тех процессов, которые развиваются в трех нижних зонах.

Таким образом, рассмотренная выше схема позволяет объяснить внутренние закономерности провалообразования на основе представлений о динамической перестройке структуры массива и периодической смене его устойчивого и неустойчивого состояний. Из нее, например, следует, что в процессе деформирования нельзя считать давление от веса грунтов вблизи отверстия равномерно распределенным. Таким оно может быть в верхней части области влияния или за ее пределами. Учитывая формирование центрального клина $A'DB'$, правильнее считать, что давление столба пород диаметром от AB до $A'B'$ (в зависимости от стадии процесса) сосредоточено в вершине разгружающего свода ADB . Этот вывод согласуется с тем, что сделан в разделе 2.3 на основании анализа формы траекторий напряжений. И, завершая обсуждение этой схемы, отметим работу горных инженеров [53], в которой граница зоны опорного давления 2 на рис. 2.16 замыкается так, как это показано на рис. 2.18.

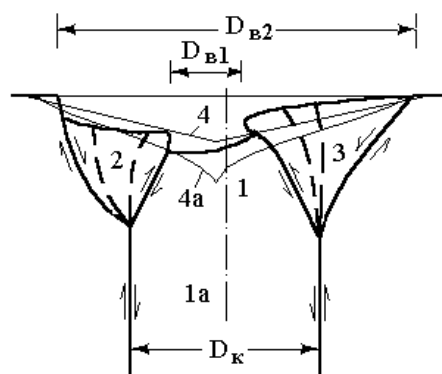


Рис. 2.19. Строение провальной воронки в общем случае несимметричного деформирования земной поверхности: 1 – центральный блок (свод обрушения, зона полных сдвижений и собственно провал поверхности); 1а – канал течения (область видимых деформаций); 2 – опережающий клин (скользящий блок и область заметного оседания); 3 – запаздывающий клин (область плавного прогиба земной поверхности); 4 – форма воронки после осыпания ее стенок; 4а – форма суффозионной воронки в динамике провалообразования.

Зональное строение области влияния отражается и на поверхностных формах процесса (рис. 2.19). Оно, как отмечалось в разделе 2.2, проявляется в виде центральной области глубокой просадки и периферийной области прогиба крыльев воронки. Как и в мульдах сдвижения, в строении провальных и свежих суффозионных воронок выделяются центральный участок с плоским дном и максимальной амплитудой смещения, а также периферийная часть прогиба и последующего среза или осыпания поверхности (рис. 2.19). Плоское дно – это видимый результат обрушения или достаточно быстрого перемещения центрального клина непосредственно над выпускным отверстием, как в мульде сдвижения, образующейся в слоях малой мощности, либо – в верхней части “трубы” течения, как в карстово-суффозионной воронке. Формирование области прогиба вызвано разуплотнением грунта и оседанием боковых клиньев, примыкающих к центральному блоку. Суффозионные воронки практически сразу после своего появления становятся коническими, но могут характеризоваться увеличением уклона дна к их центру (4, 4а, рис. 2.16); к обсуждению этого вопроса мы вернемся в главе 5. Провалы в связных грунтах достаточно долго сохраняют первоначальный облик, но с течением времени все равно приобретают треугольный профиль. Таким образом, выделение суффозионного и провального генетических типов воронок только по их форме весьма условно, о чем говорилось и в разделе 1.1.

2.5. Изменение напряженного состояния грунтовой толщи в динамике провалообразования

Аналитические и экспериментальные исследования провалов свидетельствуют о перспективности оценки устойчивости закарстованных территорий на основе представлений об образовании сводов. Но ранние модели сводообразования в массивах подработанных пород [2, 6, 189, 228, 252, 273], которые используются в инженерном карстоведении [4, 6, 16, 17, 85, 191, 281, 295, 298, 353], подвергаются критике специалистами горного дела. Необоснованными считаются три допущения [61, 114, 125, 291]. Во-первых, не учитывается влияние крепи на величину горного давления, во-вторых, предполагается, что бока выработки сложены прочными породами и потому устойчивы и, в-третьих, размеры свода равновесия не зависят от глубины заложения выработок.

Первые два замечания служат вескими аргументами в пользу применения этих моделей для изучения районов покрытого карста. Третье – подразумевает тот факт, что, начиная с глубины 300–400 м, постоянство давления на крепь выработки нарушается [48, 49, 61, 125, 213]. Однако районы столь глубокого залегания растворимых отложений, на наш взгляд, не опасны в провальном отношении (см. разделы 5.6, 6.4). Правда, в

последнее время появляются работы, в которых принципы картирования и типизации опасных карстовых районов, пересматриваются в сторону увеличения мощности перекрывающих пород до многих десятков и даже сотен метров [4, 83, 85]. Но и в них отмечается, что, например, в Земле Гессен (Германия) 94 % воронок зарегистрировано там, где мощность покровной толщи меньше 50 м, а объяснение экзотического провала, проявившегося с глубины 900 м, потребовало привлечения дополнительной гипотезы о подтоке кислых вод и формировании огромной полости [4]. При интегральной же балльной оценке карстоопасности территории Украины районам, где мощность перекрывающих отложений больше 20 м присваивается всего 1 балл из 5-ти возможных по этому признаку [85].

Хорошо известные в нашей стране Фалдинский [155] и Березниковский [7] провалы 1981 г. и 1986 г., которые приводятся в качестве примеров проявления карста на поверхности с большой глубины (65 м и 350 м соответственно) [83], очевидно, обусловлены подработкой массива пород. Первый провал еще можно назвать карстово-суффозионным, так как поступление разрушенных грунтов в стволы шахты № 8 Скуратовского месторождения каменного угля достоверно не установлено [155]. Второй же провал произошел над очистными камерами 3-его калийного рудника, выход которого из строя за несколько месяцев до образования воронки нанес огромный материальный ущерб (гибель уникального оборудования и потеря $3 \cdot 10^8$ тонн калийных солей [7]). О ведущей роли техногенного фактора в выщелачивании растворимых и нарушении сплошности нерастворимых пород на больших глубинах и, как следствие, в прорывах воды и выноса вещества в выработанное пространство свидетельствует и Березниковский провал 2007 года [145].

Заметим, что непостоянство давления наблюдается не только при аномально большой, но и при аномально малой мощности покровной толщи (см. разделы 3.2, 4.2). Но применение детерминированных моделей провалообразования на участках мелкого залегания карстовых полостей теряет смысл, так как эти участки заведомо неустойчивы и либо не подлежат хозяйственному освоению, либо требуют выполнения специальных конструктивных или геотехнических мер защиты зданий и сооружений. Другое дело, что определение механизмов и общих закономерностей развития процесса требует понимания того, что происходит в грунтах малой мощности. Таким образом, в интервале глубин, важных с практической точки зрения, рассмотренное выше третье допущение также вполне корректно.

Представляется, что некоторые неточности и ошибки в оценках устойчивости, основанных на гипотезах сводообразования, обусловлены другими, не

вышеупомянутыми, причинами. Так например, традиционно считается, что сводчатые структуры находятся под действием равномерно распределенной нагрузки. Но, учитывая результаты исследований, изложенные в предыдущих разделах, попробуем выяснить, что происходит с куполом, если к его вершине приложена сосредоточенная сила.

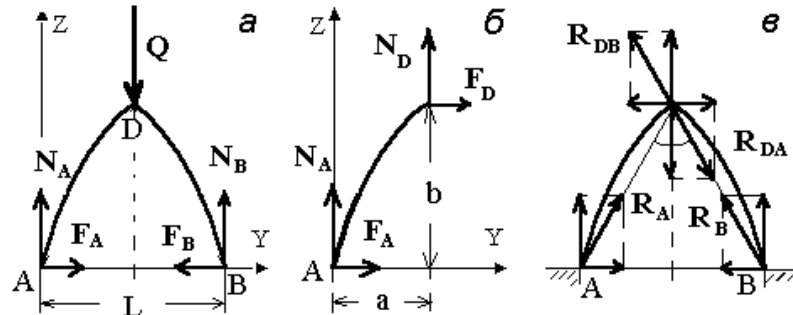


Рис. 2.20. Распределение сил в опорах и вершине сводообразной поверхности высотой b и полушириной пролета a ($a/b = \operatorname{tg}\vartheta$) под действием сосредоточенной нагрузки Q .

Рассмотрев условия равновесия всего свода (рис. 2.20, а) и одной его половины (рис. 2.20, б), получим:

$$\begin{aligned} N_A = N_B = N_D &= Q/2, \\ F_A = F_B &= (Q/2) \cdot (a/b), \\ F_D &= - (Q/2) \cdot (a/b). \end{aligned} \quad (2.11)$$

Из уравнений (2.11) следует, что под действием сосредоточенной силы зеркальная симметрия реакций R_{DB} и R_{DA} в вершине зеркально симметричного свода произвольной формы нарушается (рис. 2.20, в), а сами они взаимно уравновешиваются. Так как $a/b = \operatorname{tg}\vartheta$, то $R_{A,B} = (N_{A,B}^2 + F_{A,B}^2)^{1/2} = (Q/2) \cdot (1 + \operatorname{tg}^2\vartheta)^{1/2}$. Откуда

$$R_{A,B} = Q/2\cos\vartheta. \quad (2.12)$$

Таким образом, напряженное состояние куполовидной поверхности определяется только реакциями в опорах, в вершине купола реактивные силы уничтожаются. Этим, по-видимому, и объясняется ее неустойчивость, наблюдавшаяся в опытах (см. раздел 2.2).

Развивая метод, рассмотренный в разделе 2.1, сформулируем подход к вычислению напряжений, возникающих в процессе поступления грунтов в трещинно-поровое пространство. Вслед за Г.И. Покровским и А.И. Арефьевым [218] допускаем существование динамического свода в потоке несвязных и раздробленных связных пород (экспериментальные доказательства приводятся в гл. 5). Решая плоскую задачу, заменяем давление столба пород над отверстием эквивалентной сосредоточенной силой $Q = \operatorname{gr}hL = \operatorname{gr}h2a$, которая в соответствии с условиями равновесия (2.11) раскладывается на две силы, приложенные к краям полости под углом $\pm\vartheta$ к вертикальной оси. Эти силы, обратные по направлению реакциям опор (2.12), равны им по величине: $P_A = P_B = Q/2\cos\vartheta$. На

основании принципа суперпозиции в теории упругости напряженное состояние массива в динамике провалообразования представляем в виде алгебраической суммы поля литостатических напряжений и двух полей от действия сосредоточенных сил (рис. 2.21).

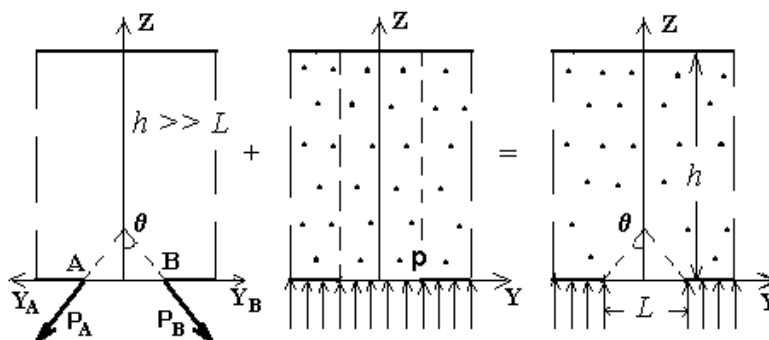


Рис. 2.21. Схема формирования напряженного состояния покровной толщи в процессе ее деформирования и разрушения над полостью АВ: $P_A = P_B = pL/2\cos\vartheta$ – сосредоточенные нагрузки (p – силы, уравнивающие равномерно распределенное по основанию давление грунтов); y_A, y_B – положительные направления горизонтальной оси для сил P_A, P_B (крапп и его отсутствие обозначают соответственно весомый и невесомый слой).

Сформулированный подход базируется на следующих допущениях: 1) высота динамического свода и глубина воронки, если она появится на земной поверхности, пренебрежимо малы по сравнению с мощностью покровной толщи; 2) разуплотнение пород практически не влияет на величину действующей нагрузки Q ; 3) имеет место диссипация энергии, поэтому трение в движущемся грунте и на его границе с неподвижным массивом, не влияет на общую картину напряжений. Заметим, что первые два допущения легко устраняются уменьшением силы Q , а следовательно, и $-P_A, P_B$.

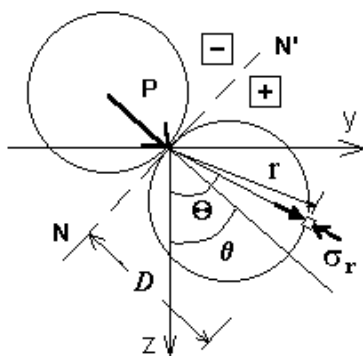


Рис. 2.22. Полубесконечный массив, находящийся под действием сосредоточенной линейной нагрузки P (по М.Е. Харру, 1971): σ_r – радиальное напряжение, NN' – нейтральная поверхность (линия), знаками «+» и «-» показаны области сжатия и растяжения (плоская задача).

Задача о напряжениях в бесконечном невесомом клине под воздействием наклонной сосредоточенной нагрузки P решена Митчеллом в 1900 г. [294, 304]. Ее решение в

полярных координатах r, θ для случая, когда клин превращается в полуплоскость, записывается в виде

$$\sigma_r = 2P \cos(\theta - \vartheta) / r\pi = 2P / \pi D, \quad (2.13)$$

где D – диаметр круга, касательного к нейтральной линии в точке приложения силы. Нейтральная линия, нормальная к направлению силы, отличается тем, что радиальные напряжения σ_r во всех ее точках равны нулю. Она разделяет области растяжения и сжатия (рис. 2.22). Уравнение (2.12) легко решается графически и позволяет найти изменения напряженного состояния, обусловленные появлением возмущения – выреза в жестком основании на рис. 2.21. Причем именно эти изменения часто представляют больший интерес, чем абсолютные значения суммарных напряжений [294, 304, 358].

Качественная картина напряженного состояния, возникающего в невесомом слое с точечным отверстием в основании под действием сил P_A и P_B , приведена на рис. 2.23. Видно, что область максимального растяжения образована дугами окружностей (изолиний растягивающих радиальных напряжений), пересекающихся в точках, лежащих на вертикальной оси. Эти дуги ограничивают целое семейство областей влияния выпускного отверстия, реализация которых зависит от многих условий, в том числе, и от стадии выпуска (деформирования, истечения). В каждой из этих областей, показанных на рис. 2.23, отчетливо выделяются следующие структурные элементы:

- 1 (1') – эллипсоид выпуска 1 на рис. 2.24, или зона разгрузки на рис. 2.18;
- 2 (2') – воронка внедрения (5, рис. 2.24), или пластические клинья (рис. 2.18);
- 3 (3') – воронка прогиба (4, рис. 2.24), или переходная зона (рис. 2.18).

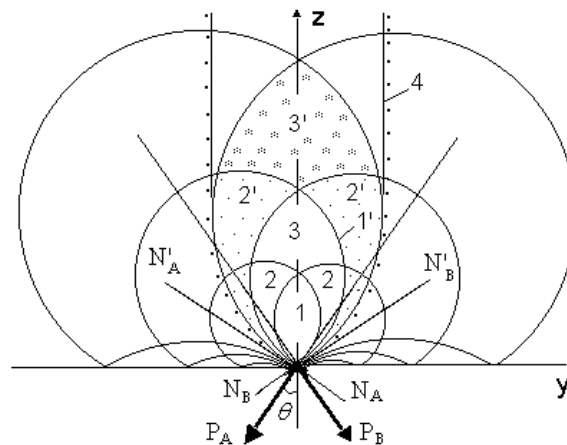


Рис. 2.23. Изолинии радиальных напряжений от действия нагрузок P_A и P_B , приложенных к краям точечного отверстия: 1, 2, 3 (1', 2', 3' и т.п.) – зоны областей наибольшего растяжения (областей влияния); 4 – границы “трубы” течения.

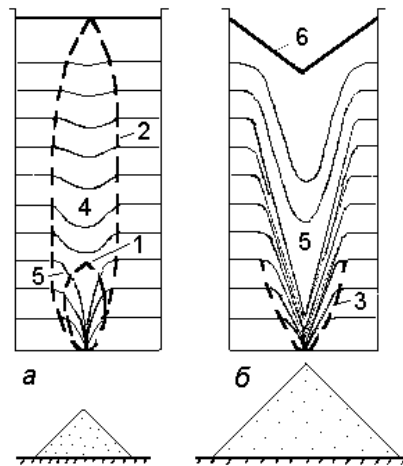


Рис. 2.24. Фигуры выпуска и разрыхления на разных стадиях (а, б) истечения сыпучих пород (по В.В. Куликову, 1972): 1 – эллипсоид выпуска; 2 – эллипсоид разрыхления; 3 – область влияния выпускного отверстия; 4 – воронка прогиба; 5 – воронка внедрения; 6 – воронка провала.

Идентичность формы и строения областей влияния (деформирования, разрыхления, течения), полученных разными способами (рис. 2.18, 2.23, 2.24), свидетельствует о правильном подходе к определению напряженного состояния движущихся грунтов и о перспективности применения предложенного метода для изучения закономерностей их поступления в подземные полости. В частности видно (рис. 2.23), что в процессе течения зона опорного давления деградирует или вырождается, так как на дополнительные сжимающие напряжения от действия P_A накладываются растягивающие усилия от действия P_B и наоборот (пересечения дуг окружностей вдоль горизонтальной оси). Такой же вывод был сделан и в разделе 2.2 (см. рис. 2.10, II). Тем не менее, этот вопрос требует специального исследования в связи с возможным влиянием разрывных границ – поверхностей свода и канала течения – на распределение радиальных напряжений.

Видно также (рис. 2.23), что нижняя, сходящаяся часть воронки истечения грунтов образована линиями, огибающими область влияния. Выше формируется “труба” течения, поверхность которой ограничивает развитие зоны разуплотнения и прогиба в горизонтальном направлении. Предельная ширина канала течения определяется шириной той наибольшей области влияния ($1+2+3$, $1'+2'+3'$ и т.д.), появление которой возможно в данных условиях, и тесно связана с пропускной способностью отверстия (см. гл. 5).

Нельзя не заметить и то, что с увеличением угла ϑ (рис. 2.21), а следовательно, и с уменьшением высоты свода диаметр воронки истечения уменьшается. В пределе ($\vartheta = \pm 90^\circ$) ее границы совпадают с границами грунтового столба радиусом $L/2 = a$. Это заставляет полагать, что угол между направлением действия сил P и вертикальной осью связан с прочностью пород (углом внутреннего трения) прямой зависимостью.

В заключение подчеркнем, что предлагаемый подход к аналитическому исследованию напряженного состояния обладает большим внутренним потенциалом. Так, известную асимметрию деформирования можно учесть поочередным приложением нагрузок P_A и P_B , величину которых легко изменить в соответствии с изменением плотности грунта, мощности слоя и ширины канала движения. Сами же эти нагрузки можно рассматривать не как силы, обратные жестко зафиксированным реакциям опор динамического свода, а в качестве результирующих сил, которые в соответствии с принципом Кулона отклоняются от разрывных поверхностей, точнее – поверхностей локализации деформаций на угол трения. Таким образом, открывается широкое поле изучения динамики процесса истечения на базе статических методов расчета напряженного состояния грунтовой толщи.

Выводы

1. Алгебраическая сумма поля напряжений, возникающих в упругом слое от действия нагрузки, равномерно распределенной в его подошве по площади отверстия в жестком основании, и поля литостатических напряжений адекватно отражает исходное напряженное состояние грунтовой толщи над карстовой полостью для случая гладкой контактной поверхности. Это позволяет предложить простой аналитический метод определения напряжений для чрезвычайно важных с инженерно-геологической точки зрения условий, когда покровная толща полностью сложена слабыми грунтами или же тонкий прослой таких грунтов залегает в основании толщи. Результаты расчетов показывают, что повышенные сжимающие напряжения в окрестности полости тем меньше, а размеры неустойчивой области тем больше, чем слабее трение и сцепление грунтов на контактной поверхности.

2. В окрестности карстовой полости даже изначально однородные изотропные породы приобретают внутреннюю структуру: в границах эллиптической области деформирования формируются зоны обрушения, разгрузки напряжений, опорного давления и зона перехода от пониженных и повышенных напряжений к литостатическому давлению. Эти зоны, или структурные элементы, взаимодействуя между собой и развиваясь, контролируют провалообразование и направляют его по пути снижения негативного влияния полости и увеличения устойчивости массива. Ширина эллипсоида влияния уже на ранних стадиях процесса в 3–5 раз больше диаметра полости и в дальнейшем возрастает незначительно. Карстово-суффозионные воронки, образующиеся на заключительных стадиях процесса, также имеют зональное строение. Они

характеризуются наличием центральной области глубокой просадки и периферийной области прогиба крыльев, в общем случае – несимметричных.

3. Разуплотнение и изгиб покровной толщи, последовательное обрушение сводов и истечение сыпучих грунтов – суть стороны единого гравитационного процесса провалообразования, причиной которого служит перераспределение напряжений в окрестности карстовой полости. Закономерности развития этого процесса объясняются на основе представлений о динамической перестройке структуры массива и периодической смене устойчивого и неустойчивого состояний.

4. Формирование и вертикальный рост промежуточной полости, как и ползучесть грунтов над карстовой полостью, приводят к деградации зоны отрицательных и замедлению роста зоны пониженных напряжений. Устойчивость трубообразного канала обрушения связных грунтов обеспечивается сводчатой формой его верхней части, а вертикальный рост канала в несвязных грунтах обусловлен проскальзыванием частиц в вершине его сводчатой кровли. При определении устойчивости куполов обрушения и разгрузки расчетными методами, базирующимися на концепции изолированных поверхностей смещения, следует считать, что свод испытывает действие не равномерно распределенной, а сосредоточенной нагрузки.

5. Под действием вертикальной силы, приложенной к массиву в верхней точке сводообразной поверхности, напряженное состояние последней определяется только реакциями в опорах. В вершине симметричного купола произвольной формы зеркальная симметрия реактивных сил нарушается, а сами они взаимно уничтожаются, чем и объясняется неустойчивость вершины и вертикальный рост промежуточных полостей, цилиндрических и эллиптических каналов течения сыпучих грунтов.

6. С учетом сводообразования напряженное состояние массива при решении двумерной задачи представляет собой алгебраическую сумму геостатического поля напряжений и двух полей от действия сосредоточенных сил на левой и правой кромках полости, что позволяет определять напряжения в процессе поступления грунтов полость-приемник. Идентичность формы и строения области влияния, полученных этим и другими, в том числе, экспериментальными способами свидетельствует о перспективности изучения динамики провалообразования на базе статических методов расчета напряженного состояния грунтовой толщи.

Глава 3. Деформирование и разрушение слоя связных грунтов

3.1. Механизм и кинематика процесса

Слабопроницаемые глинистые породы, разделяющие водоносные горизонты, служат своеобразными экранами, которые препятствуют загрязнению подземных вод, поступлению несцементированных песчаных пород в трещинно-карстовые коллекторы, образованию провалов и воронок оседания на земной поверхности. От их устойчивости в первую очередь зависит экологическая и геодинамическая безопасность территорий. Поэтому важно представлять себе не только механизм, но и кинематику разрушения экранирующих пластов. В этой связи необходимо рассмотреть проблему критериального обоснования физических моделей более подробно, чем это сделано в разделе 2.2, где предполагалось, что соблюдение в опытах краевых условий, геометрического масштаба и условий подобия деформационно-прочностных характеристик материалов и горных пород обеспечивают общее подобие полученных результатов.

Кинематическое подобие длительных геологических процессов

Как и в исходном методе, предложенном Г.Н. Кузнецовым в 1936 г. [149], определяющий критерий моделирования на термопластических эквивалентных материалах записывается в виде [73]:

$$\alpha_N = \alpha_\gamma \alpha_l, \quad (3.1)$$

где α – переходный множитель (масштаб, константа подобия) для натуральных (индекс «н») и модельных (индекс «м») характеристик. В формуле (3.1) ими являются объемный вес пород $\gamma = gr$ (g – ускорение свободного падения, ρ – плотность, $\alpha_\gamma = \gamma^H/\gamma^M$), геометрические размеры l ($\alpha_l = l^H/l^M$) и любые показатели свойств N с размерностью напряжения ($\alpha_N = N^H/N^M$). N может быть модулем упругости E , сцеплением C , сдвигающим или сжимающим напряжениями τ , σ и т. д. Остается прежним и масштаб динамической вязкости η [73]:

$$\alpha_\eta = \alpha_l^{3/2}. \quad (3.2)$$

Множители для скорости v и времени t предлагается определять в соответствии с критерием Фруда по выражению [73]:

$$\alpha_v = \alpha_t = \alpha_l^{1/2}, \quad (3.3)$$

В качестве фактора ползучести и разрушения натуральных оползневых тел принимается изменение влажности горных пород [70]:

$$\tau^H = \underline{\tau}^H f_\tau^H(W/W), R^H = \underline{R}^H f_R^H(W/W), C^H = \underline{C}^H f_C^H(W/W), \eta_H = \underline{\eta}^H f_\eta^H(W/W). \quad (3.4)$$

Чертой помечены характерные значения их вязкости, сцепления, влажности W , сопротивления сдвигу τ и раздавливанию R . Изменение характеристик материалов модели достигается их регулируемым нагреванием, то есть изменением их температуры (T):

$$\tau^M = \underline{\tau}^M f_{\tau}^M(T/\underline{T}), R^M = \underline{R}^M f_R^M(T/\underline{T}), C^M = \underline{C}^M f_C^M(T/\underline{T}), \eta^M = \underline{\eta}^M f_{\eta}^M(T/\underline{T}). \quad (3.5)$$

Для подобия натурального и модельного процессов функции, связывающие одноименные параметры в выражениях (3.4) и (3.5) должны быть одинаковыми:

$$f_{\tau, \dots, \eta}^H(W/\underline{W}) \equiv f_{\tau, \dots, \eta}^M(T/\underline{T}). \quad (3.6)$$

Вид этих функций определяется по данным лабораторных исследований свойств грунтов и термомеханических испытаний материалов, приготовленных из консистентных смазок и инертных заполнителей.

Из выражения (3.1) следует, что основная трудность моделирования методом эквивалентных материалов обусловлена прямой зависимостью констант прочностного и деформационного подобия от геометрического масштаба. Иначе говоря, при изучении геологических процессов базовым методом мы всегда стоим перед дилеммой: строить большую модель и тем самым заведомо увеличивать трудоемкость работ или постараться подобрать материалы, обладающие небольшими значениями физико-механических характеристик, поведение которых в то же время качественно соответствует поведению моделируемых горных пород. Добиться этого достаточно трудно и не всегда возможно, тогда как повышение температуры материалов модели позволяет уменьшать их прочностные и деформационные показатели практически до нуля.

Большим достоинством метода термопластических эквивалентных материалов является и возможность изучения процесса, вызванного изменением свойств пород, на одной модели. К недостаткам относятся влияние температурных напряжений, которые могут оказаться сопоставимыми с давлением от веса материалов, а также необходимость выполнения равенства (3.2), поскольку любые требования, дополняющие условие (3.1), значительно усложняют подбор и изготовление материалов-эквивалентов. Но только в случае соблюдения масштаба (3.2) правомерно в качестве кинематического использовать критерий Фруда, а следовательно, и условие (3.3).

Покажем необязательность выполнения равенства (3.2), что позволит упростить процедуру моделирования и сделать некоторые общетеоретические выводы. Пусть на модели требуется воспроизвести любой медленно протекающий геологический процесс. Все его характеристики определяются силами тяжести и вязкости массива пород, для которых существуют соответственно критерии Фруда и Рейнольдса. Но критерий Фруда (Fr) как мера отношения инерционных сил к силе тяжести приобретает аномально малые значения:

$$Fr = v^2/gl \rightarrow 0. \quad (3.7)$$

Это происходит потому, что произведение размеров массива на ускорение свободного падения – величина достаточно большая и постоянная ($gl = \text{const} \gg 0$), а скорость процесса и тем более квадрат скорости малы ($v \rightarrow 0, v^2 \rightarrow 0$). Другими словами, для длительных геологических процессов движение массива пород – чисто вынужденное, а критерий Фруда вырождается и не может служить аргументом в обобщенном уравнении для скорости. Однако число Рейнольдса (Re) при этом также принимает весьма малые значения:

$$Re = v\rho l/\eta \rightarrow 0, \quad (3.8)$$

так как $v \rightarrow 0, \eta \gg 0, \rho l = \text{const}$. Оно также перестает быть количественным признаком подобия процессов, приобретающих свойство автомодельности. В этом случае, как следует из теории подобия физически однородных явлений [34, 75, 124], обобщенный параметр можно сформировать из вырождающихся критериев. Действительно, отношение двух аномально малых чисел (3.7) и (3.8) должно обладать вполне определенным значением, служить характеристикой процессов, протекающих в поле сил тяжести и вязкости, и быть одинаковым (*idem*) для натурального и модельного процессов:

$$Fr/Re = v\eta/g\rho l^2 = v\eta/\gamma l^2 = \text{idem}. \quad (3.9)$$

Подставив в выражение (3.9) значение кинематической вязкости ($v = \eta/\rho$), запишем не включающий массу, или чисто кинематический, критерий:

$$vv/gl^2 = \text{idem}. \quad (3.9a)$$

Учитывая, что для эквивалентных материалов $\alpha_g = 1$, получим окончательно:

$$\alpha_v\alpha_\eta = \alpha_\rho\alpha_l^2, \quad (3.9б)$$

$$\alpha_v\alpha_v = \alpha_l^2. \quad (3.9в)$$

Из выражений (3.9б \equiv 3.9), (3.9в \equiv 3.9а) легко находятся масштабы вязкости, скорости и времени:

$$(\alpha_\eta)_t = \alpha_\rho\alpha_l(\alpha_t)_t; \alpha_v = \alpha_l(\alpha_t)_t, \quad (3.10)$$

$$(\alpha_v)_t = \alpha_\rho\alpha_l^2/(\alpha_\eta)_t = \alpha_l^2/\alpha_v, \quad (3.11)$$

$$(\alpha_t)_t = (\alpha_\eta)_t/\alpha_\rho\alpha_l = (\alpha_v)_t/\alpha_l. \quad (3.12)$$

Вязкость горных пород и материалов моделей зависит от многих факторов и в общем случае – величина не постоянная. Переменным будет и отношение η^H/η^M , а следовательно, и константы времени и скорости, на что указывает индекс “t”. При этом критерий (3.1), очевидно, не изменится. Здесь мы вплотную подходим к использованию неравномерной шкалы, или “плавающего” масштаба, времени, возможность введения которого отмечается в работах [149, 188].

Таким образом, динамика большинства геологических процессов полностью определяется статическим (3.1) и кинематическим (3.9) критериями. Их совместное выполнение на геометрически подобных физических моделях, построенных с соблюдением подобия начальных и граничных условий, позволяет определять характеристики природных явлений и прогнозировать развитие геологических процессов во времени на основании результатов лабораторных экспериментов.

Инженерно-геологическая схематизация и результаты моделирования

Механизм и кинематика деформирования слабопроницаемых слоев над полостью изучались в опытах, поставленных на моделях № 1 и № 2. Их строение показано на рис. 2.6, а, б. Натурные и модельные значения плотности, прочности и реологических параметров приведены в таблицах 3.1, 3.2.

Таблица 3.1. Значения расчетных параметров массива (индекс «н») и модели № 1 («м»)

№ слоя		1		2	
		1 ^н	1 ^м	2 ^н	2 ^м
Характеристики					
Плотность ρ , г/см ³		1.32	1.24	1.59	1.55
Сцепление C , кПа		57		9	0.18
Угол внутреннего трения φ , град.		6		33	33
Влажность W , %		40		5/23	0
Температура $T^{\circ}C$			48		
Вязкость η , Па·с		$38 \cdot 10^9$	$32 \cdot 10^5$		
Пределы текучести, кПа	Нижний τ_1	15	0,3		
	Средний τ_2	80	1,6		
	Верхний τ_3	100	2,0		
Масштабы моделирования		$\alpha_l = h_i^H/h_i^M = 50$; $\alpha_p = \rho_i^H/\rho_i^M \approx 1$; $\alpha_{\sigma, C, \tau} = \alpha_p \alpha_l = 50$; $\alpha_{l_{гф}} = 1$; $\alpha_{\eta} = \alpha_{\sigma} \alpha_l$; $\alpha_t, \alpha_{\eta} \neq \text{const}$			

Примечания. Для песчаной толщи (слой 2^н) указаны значения влажности в зонах аэрации (в числителе) и водонасыщения (в знаменателе). В таблицах 3.1, 3.2 приводятся обобщенные значения реологических показателей юрских глин с учетом литературных данных [46, 69, 177, 209, 238], полученных при испытании глинистых пород при небольших напряжениях сдвига и течении с ненарушенной структурой. Пределы текучести также называют: $\tau_1 \equiv \tau_k$ – условным пределом упругости [270], порогом ползучести [177], условным статическим пределом текучести [46]; $\tau_3 \equiv \tau_r$ – пределом текучести [46], начальным сопротивлением сдвигу [177], условным динамическим пределом текучести [270]. Предел τ_2 , как правило, не рассматривается, вероятно, из-за близких значений $\tau_3 \equiv \tau_r$ и τ_2 .

В соответствии с рабочей гипотезой (см. раздел 2.2) разрез схематизирован в виде двухслойной покровной толщи ($h_1^H = 2$ м, $h_2^H = 25$ м), лежащей на жестком основании с отверстием радиусом $R = 3.4$ м (рис. 3.1). Разница уровней грунтовых (H_1) и трещинно-карстовых (H_2) вод $\Delta H = H_1 - H_2 = 1$ м учитывалась через объемные гидродинамические силы, действующие на экранирующий слой и увеличивающие его расчетную плотность:

$$\rho_1^H = (\rho_{01} - \rho_w)(1 - n_1) + \rho_w I. \quad (3.13)$$

В уравнении (3.13) используются следующие обозначения: $\rho_{01} = 2.74 \text{ г/см}^3$ и $n_1 = 0.53$ – плотность минеральной части и пористость глин, $\rho_w = 1 \text{ г/см}^3$ – плотность воды, $I = \Delta H / h_1^H = 0.5$ – градиент вертикальной фильтрации. Принималось, что уменьшение устойчивости покровной толщи вызвано изменением состояния глинистого слоя при увеличении его влажности от среднего значения $W_{cp} = 0.31 \pm 0.03$ до $W_{cp} = 0.40 \pm 0.03$. Первое значение характерно для ненарушенных участков, второе – для провальных воронок. Для песков расчетным являлось средневзвешенное значение их плотности:

$$(\rho_2^H)_{cp} = (\rho_2^H \cdot h_{2a}^H + \rho_2^{H'} \cdot h_{2B}^H) / (h_{2a}^H + h_{2B}^H), \quad (3.14)$$

где $\rho_2^H = \rho_{2ck}(1 + W)$ – плотность влажного песка ($W = 0.05$, ρ_{2ck} – плотность скелета) в зоне аэрации мощностью $h_{2a}^H = 20 \text{ м}$; $\rho_2^{H'} = (\rho_{02}^H - \rho_w)(1 - n_2)$ – плотность песка ниже УГВ ($n_2 = 0.38$); $h_{2B}^H = 5 \text{ м}$ – мощность водонасыщенных грунтов.

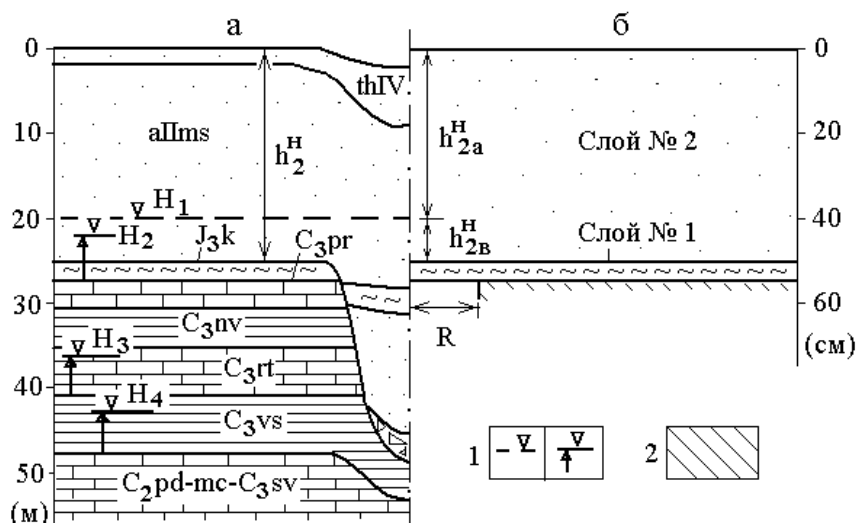


Рис. 3.1. Инженерно-геологический разрез (а) и модель № 1 (б). Каменноугольная система: $C_2pd-mc-C_3sv$ – карбонатные породы подольско-мячковского горизонта среднего и суворовской толщи верхнего карбона, C_3vs , C_3nv – глинистые породы воскресенской и неверовской толщ, C_3rt , C_3pr – карбонатные породы ратмировской и перхуровской толщ; верхний отдел юрской системы: J_3k – келловейские глины; средний плейстоцен: $aПms$ – аллювиальные пески московского горизонта (Ходынская терраса р. Москвы); голоцен: $thIV$ – техногенные, преимущественно песчаные, отложения; 1 – уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод (H); 2 – жесткое основание.

Поскольку в модели № 1 вязкопластическое деформирование нижнего слоя, приготовленного из технического воска, имело место при $T = 48 \pm 0.5^\circ\text{C}$, то в табл. 3.1 приводятся его реологические характеристики для этой температуры. Действующие в модели напряжения сдвига с учетом образования разгружающего свода ($\tau^M = 1.0\text{--}1.5 \text{ кПа}$) и скорости установившейся ползучести слоя № 1 ($v^M = (1\text{--}10) \cdot 10^{-5} \text{ см/с}$) отвечали течению воска с наибольшей вязкостью, которая и была принята в качестве расчетной. Плотность нижнего слоя ρ_1^M существенно выше плотности воска (0.92 г/см^3), поскольку она дана с

учетом веса нагревательных проводов (см. табл. 3.1). Плотность верхнего слоя, уложенного из воздушно-сухого мелкозернистого кварцевого песка, находилась делением его общего веса на объем.

Таблица 3.2. Значения расчетных параметров массива («н») и модели № 2 («м»)

№ слоя Характеристики		1		2		3	
		1 ^н	1 ^м	2 ^н	2 ^м	3 ^н	3 ^м
Плотность ρ , г/см ³		2.07	2.00	1.88	1.58	1.98	182
Сцепление C , кПа		160		3	0	132	2.4
Угол трения ϕ , град.		16		33	33	34	34
Влажность W , %		28 – 32					
Температура T , °C			58				
Вязкость η , Па·с		$7 \cdot 10^{14}$	$3 \cdot 10^8$				
Прочность R , кПа		540	9.8				
Пределы текучности, кПа	нижний τ_1	59	1.08				
	средний τ_2	134	2.43				
	верхний τ_3	145	2.62				
Масштабы моделирования		$\alpha_1 = h_1^H/h_1^M = 50$; $\alpha_p = \rho_i^H/\rho_i^M = 1,1$; $\alpha_{\sigma,C,R,\tau} = \alpha_p \alpha_1 = 55$; $\alpha_{t_{\text{гф}}} = 1$; $\alpha_\eta = \alpha_\sigma \alpha_t$; $\alpha_t, \alpha_\eta \neq \text{const}$					

В опытах, поставленных на трехслойной модели № 2, принималось, что исходно твердые келловейские глины ($h_1^H = 2$ м) перекрыты песками мощностью $h_2^H = 5$ м, к которым приурочен безнапорный водоносный горизонт. С поверхности залегают влажные глины мощностью $h_3^H = 20$ м. Плотность пород для всех слоев модели № 2 (табл. 3.2) рассчитывалась по формуле

$$\rho_i^H = \rho_{\text{ик}}(1 + W_i). \quad (3.15)$$

В расчетной плотности нижнего слоя, отлитого из материала В₁₅П₈₅, учитывался вес уложенных в него проводов. Результаты длительных испытаний материала на одноосное сжатие показали, что он соответствует твердым и полутвердым юрским глинам при $T = 58^\circ\text{C}$. Как и в первой серии опытов, и по тем же самым причинам расчетной считалась наибольшая вязкость.

После создания модели № 1 температура ОДГ была постоянной (22°C) в течение суток. За это время показания мессур, в дальнейшем принятые за нулевые, стабилизировались. На рис. 3.3 выделены 4 стадии деформирования экранирующего слоя. На I стадии температура ОДГ в течение часа повышалась до $32\text{--}33^\circ\text{C}$, после чего 20 часов оставалась постоянной. Однако деформации слоя были близки к нулю (≤ 0.03 мм) и не возрастали.

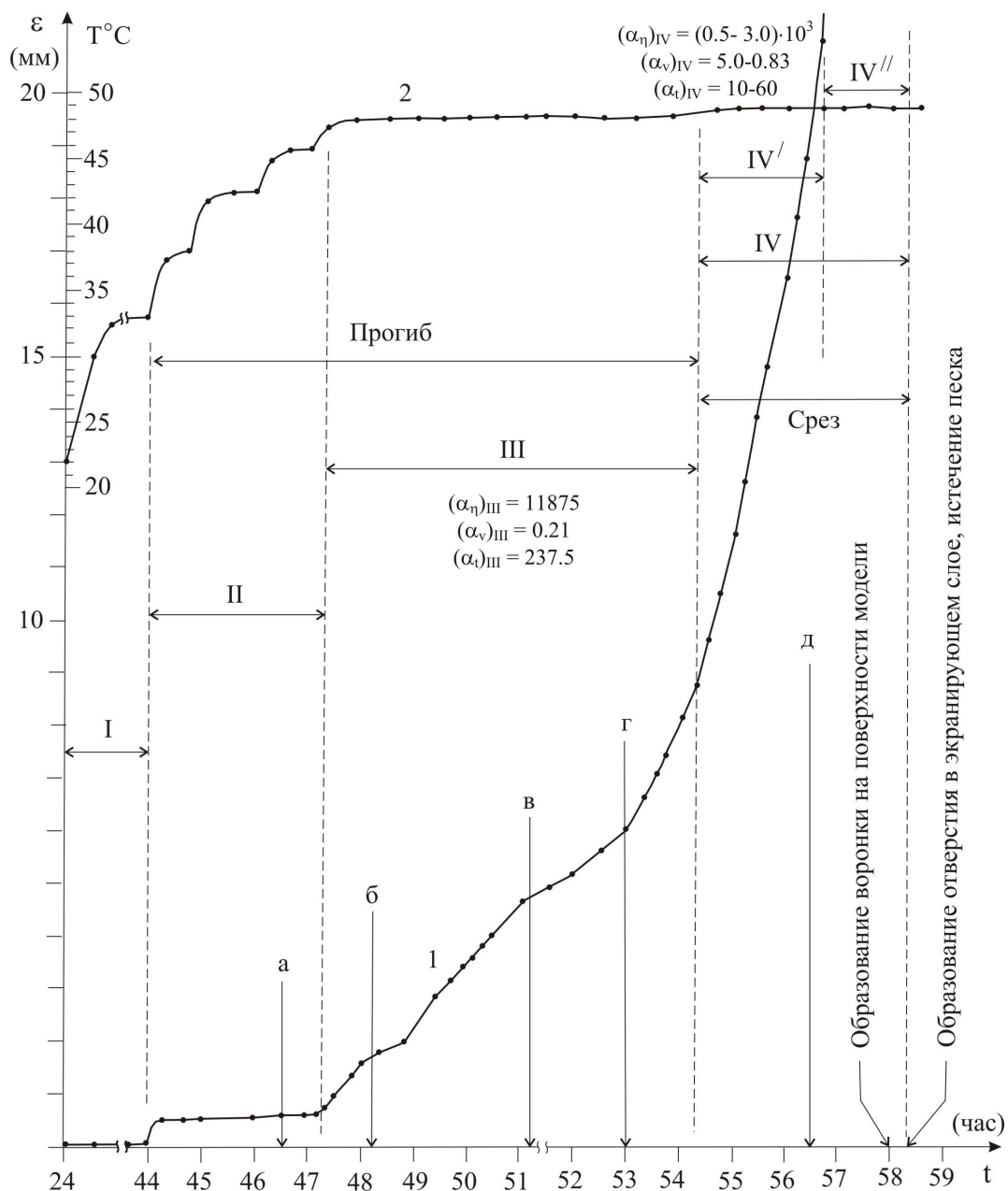


Рис. 3.2. Кривая ползучести (1) и температурная кривая (2) разделяющего слоя модели № 1. (I и II – стадии упругого и высокоэластического деформирования, III и IV – стадии установившегося и прогрессирующего течения; а-д – моменты времени, для которых на рис. 2.7 показан характер деформирования всей толщи; α_η , α_v , α_t – масштабы вязкости, скорости и времени).

Повышение температуры до 38°C привело к увеличению прогиба по оси отверстия до 0.5 мм за 15 мин, после чего деформирование прекратилось, хотя следующие 3 часа слой нагревался до $T = 47^\circ\text{C}$. Незначительное приращение деформаций (≤ 0.06 мм) зарегистрировано в интервале $T = 42\text{--}46^\circ\text{C}$, но оно было затухающим и не повлияло на характер смещения (II, рис. 3.2). На II стадии изгиб экранирующего слоя над отверстием стал визуально заметным, и сформировалась область деформирования покровной толщи, показанная на рис. 2.7 (а).

На III стадии при $T = 48 \pm 0.5^\circ\text{C}$ скорость прогиба заметно возросла и в течение 7 часов составляла $(2-6) \cdot 10^{-5}$ см/с. Локальное уменьшение скорости до $1.2 \cdot 10^{-5}$ см/с и ее последующее увеличение до $9.1 \cdot 10^{-5}$ см/с на отдельных участках кривой 1 (рис. 3.2), вероятно, связано с перераспределением напряжений в кровле слоя. Об этом свидетельствует изменение формы линий равных деформаций в песчаном слое (см. рис. 2.7, б–г). В целом можно считать, что изгиб слоя на этой стадии проходил в режиме установившегося течения со средней скоростью $3.1 \cdot 10^{-5}$ см/с.

Через 54 часа 15 минут изгиб слоя сменился его срезом по периметру отверстия. Скорость смещения продавленного «цилиндрического» блока постоянно возрастала от $9.4 \cdot 10^{-5}$ см/с в начале до $71 \cdot 10^{-5}$ см/с в конце IV стадии (рис. 3.2). Изменение формы и размеров области деформирования на этой стадии процесса показаны на рис. 2.7 (д). Через 58 часов на поверхности модели образовалась воронка, формоизменение которой описано в разделе 2.2. Вскоре тонкая стенка из воска, соединяющая продавленную и лежащую на жестком основании части слоя № 1, прорвалась, и началось интенсивное истечение песка через образовавшееся отверстие. После этого нагревательная система отключена, и эксперимент вступил в заключительную стадию контролируемого выпуска сыпучего и дальнейшего роста «карстово-суффозионного» провала.

Модель № 2 выдерживалась при температуре 21°C двое суток, в течение которых затухающие деформации экранирующего слоя достигли 0.06 мм (I стадия, рис. 3.3). На II стадии напряжение тока в нагревательной системе постепенно увеличивалось, если показания индикаторов не менялись на протяжении 30-45 мин. За пять часов температура ОДГ выросла до 58°C , однако амплитуда смещения увеличилась незначительно (≤ 0.5 мм). Прогиб слоя осуществлялся за счет возраставших скачками (0.04–0.16 мм) обратимых деформаций. При $T \geq 42^\circ\text{C}$, судя по характеру кривой 1 (рис. 3.3), наряду с высокоэластическими стали развиваться и вязкопластические деформации в форме затухающей ползучести.

На III стадии при $T = 58^\circ\text{C}$ скорость смещения ОДГ заметно увеличилась и в течение почти двух часов составляла в среднем $2.3 \cdot 10^{-5}$ см/с. Через 53 час 25 мин и 53 час 50 мин на фоне общего прогиба нижнего слоя над полостью произошли вывалы материала $V_{15}P_{85}$ весом 126 г и 105 г (рис. 3.3). Поверхности отрыва имели форму пологих несимметричных куполов. Диаметр первого был меньше диаметра полости почти на 6 см, диаметр второго – на 2.6 см. В конце III стадии деформирования кровля экранирующего слоя обрушилась, в ней образовалось отверстие с пролетом $l^M = 7-9$ см, и произошел прорыв песка из слоя № 2 в приемную камеру установки. Эти процессы сопровождались прогибом верхнего слоя

модели с амплитудой на поверхности, равной 2 см. Строение модели №2 после разрушения показано на рис. 2.8.

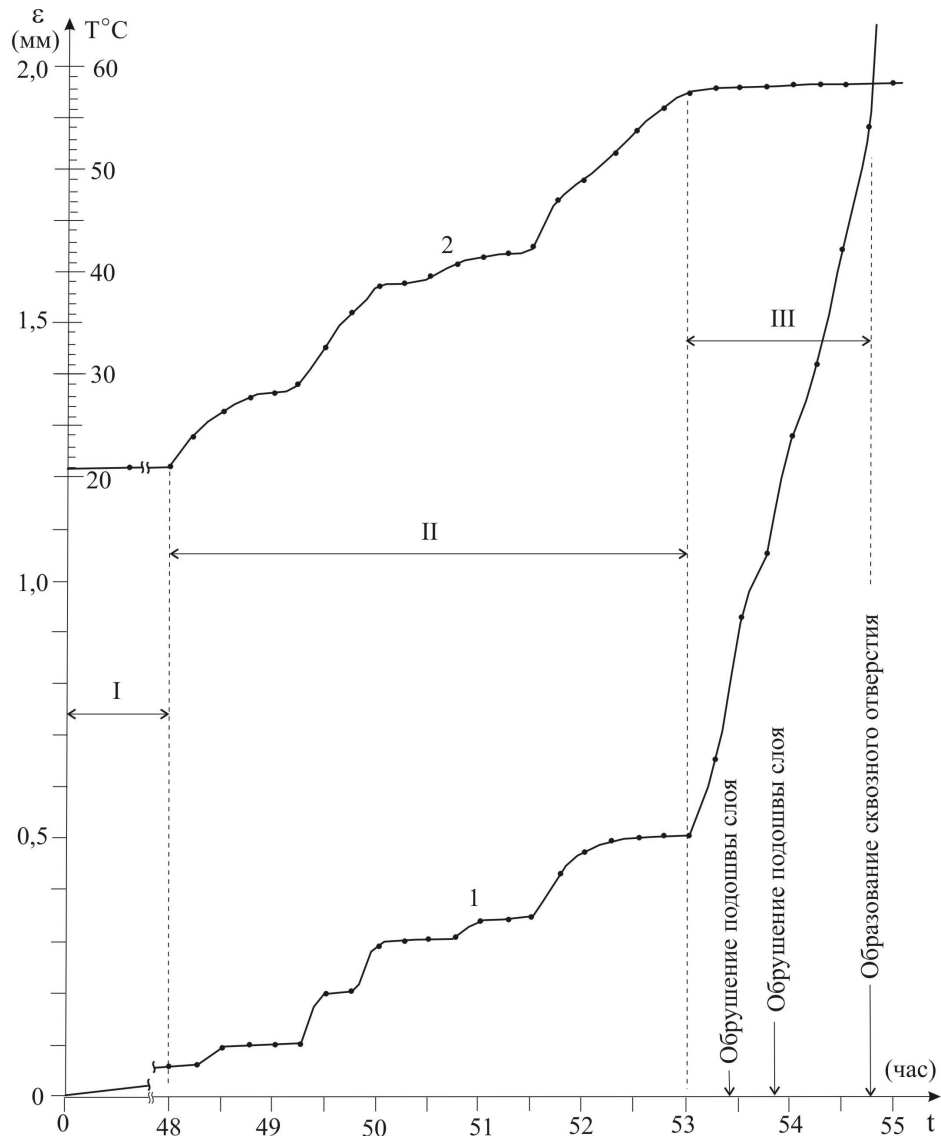


Рис. 3.3. Кривая ползучести (1) и температурная кривая (2) нижнего слоя модели № 2 (I, II, III – стадии затухающей ползучести, высокоэластического деформирования и прогрессирующего течения соответственно).

Обсуждение результатов

Обратимые деформации экранирующего слоя модели № 1 при $T = 22\text{--}47^{\circ}\text{C}$ на стадиях I, II ($\varepsilon_{\text{I}}^{\text{M}} \approx 0$ мм, $\varepsilon_{\text{II}}^{\text{M}} = 0.56$ мм) отвечали упругому прогибу полутвердых келловейских глин при влажности $W = 31 \pm 3$ % (рис. 3.2). Однако их нельзя прямо пересчитать на массив пород, так как условие $\alpha_{\text{E}} = \alpha_{\text{p}}\alpha_{\text{I}}$ не соблюдалось (табл. 3.1). Если бы материал модели был подобран также и по модулю обратимых деформаций, а, следовательно, масштаб времени определялся критерием Коши и равнялся $\alpha_{\text{t}} = \alpha_{\text{I}}^{0.5}$, то можно было бы утверждать, что глины сместились всего на $\varepsilon_{\text{II}}^{\text{H}} = \alpha_{\text{I}}\varepsilon_{\text{II}}^{\text{M}} = 2.8$ см за $t_{\text{II}}^{\text{H}} = \alpha_{\text{I}}^{0.5}t_{\text{II}}^{\text{M}} = 1.76$ часа. Другими словами, время и величина упругого деформирования

несоизмеримо малы по сравнению с аналогичными характеристиками вязкопластического течения и практически не отражаются на кинематике процесса, которая определяется скоростью перемещения и продолжительностью стадий III, IV.

Значения вязкости глин и воска для III стадии установившейся ползучести ($t_{III}^M = 7$ час, $\epsilon_{III}^M = 8.78$ мм, $v_{III}^M = 3.1 \cdot 10^{-5}$ см/с) приведены в табл. 3.1. Их отношение равно $(\alpha_\eta)_{III} = 11875$. Рассчитанные по формулам (3.11), (3.12) масштабы скорости и времени составляют: $(\alpha_v)_{III} = 0.21$, $(\alpha_t)_{III} = 237.5$. Тогда на основании экспериментальных данных можно констатировать, что по достижении глинами тугопластической консистенции при влажности $W = 40 \pm 3$ % амплитуда их прогиба над полостью примерно за два месяца достигнет 44 см при средней скорости смещения 6 мм в сутки: $t_{III}^H = (\alpha_t^M)_{III} = 69$ сут., $\epsilon_{III}^H = \alpha_t \epsilon_{III}^M = 43.9$ см, $v_{III}^H = (\alpha_v^M)_{III} = 0.56$ см/сут.

В четвертой стадии течение воска становится прогрессирующим, но на участке IV' ($t^M = 2.5$ часа) кривая ползучести хорошо аппроксимируется прямой с тангенсом угла наклона к оси абсцисс $v^M = 14.4 \cdot 10^{-5}$ см/с (рис. 3.2). При такой скорости течения и температуре $T = 48 \pm 0.5^\circ\text{C}$ вязкость материала остается прежней. Момент перехода от изгиба к срезу в модели соответствует началу формирования трещин в экранирующем слое массива по периметру полости. В зоне растрескивания влажность келловейских глин увеличится до максимального на провальных участках значения $W = 48\%$, и их консистенция станет пластической. При этом вязкость глин с достаточной степенью точности можно считать равной $(\eta_{IV}^H)' = n \cdot 10^9$ Па·с, где $n = 1-10$. Тогда, вводя новые масштабы $(\alpha_\eta)'_{IV} = (0.5-3.0) \cdot 10^3$, $(\alpha_t)'_{IV} = 10-60$ и $(\alpha_v)'_{IV} = 5.0-0.83$, получим, что время и скорость натурального процесса на стадии IV' составляют: $(t_{IV}^H)' = 1-6$ суток, $(v_{IV}^H)' = 62.2-10.0$ см/сут.

Расчет кинематических параметров процесса вплоть до образования воронки на поверхности осложняется интенсивным ростом скорости смещения (IV'', рис. 3.2), при котором вязкость материала, очевидно, снижается до минимального значения. Но и в массиве пород прогрессирующее разрушение глин также сопровождается уменьшением их вязкости. Поэтому в первом приближении масштаб вязкости, а следовательно, переходные множители для времени $(t_{IV}^M)'' = 1.25$ часа и средней скорости $(v_{IV}^M)'' = 44.9 \cdot 10^{-5}$ см/с на стадии IV'' можно считать прежними. Тогда $(t_{IV}^H)'' = 0.5-3.1$ сут., $(v_{IV}^H)'' = 194.0-32.0$ см/сут.

Таким образом, при амплитуде прогиба экранирующего слоя около 0.5 м над полостью радиусом 3.4 м начинается образование трещин и влажность тугопластических келловейских глин увеличивается. Это приводит к резкому ускорению их разрушения,

которое приобретает характер продавливания и блокового смещения пород по трещинам. Процесс продолжается несколько суток ($t_{IV}^H = 1.5-9.1$ сут.), после чего на поверхности 27-метровой покровной толщии появляется воронка диаметром 4 м и глубиной 1 м. В течение этого времени скорость перемещения увеличивается от десяти ($v_{IV}^H = 10$ см/сут.) до ста см в сутки и более ($v_{IV}^H = 194$ см/сут.). Амплитуда смещения достигает двух метров ($\epsilon_{IV}^H = \alpha_1 32.86$ мм = 164.3 см, $\epsilon_{III}^H + \epsilon_{IV}^H = 208.2$ см). Причем почти половина величины суммарного смещения приходится на последние сутки развития процесса.

В модели №2 на стадиях I, II реализуются преимущественно обратимые деформации, что соответствует упругому изгибу твердых глин над полостью при влажности $W < 31 \pm 3$ % (рис.3.3). Деформации возрастают скачками в течение неопределенно долгого времени и при влажности, близкой к критической, достигают величины $\epsilon_{II}^H = \alpha_1 \epsilon_{II}^M = 2.5$ см, после чего начинается медленное течение глин полутвердой консистенции (III, рис. 3.3).

Значения натурной и модельной вязкости для III стадии приведены в табл. 3.2. Подставив их отношение, равное $(\alpha_\eta)_{III} = 2, (3) \cdot 10^6$, в уравнения (3.11), (3.12), получим: $(\alpha_v)_{III} = 1.18 \cdot 10^{-3}$, $(\alpha_\epsilon)_{III} = 4.24 \cdot 10^4$. Пересчет полученных в опытах характеристик процесса ($t_{III}^M = 1$ час 47 мин, $\epsilon_{III}^M = 1.42$ мм, $v_{III}^M = 2.3 \cdot 10^{-5}$ см/с) на массив горных пород показывает, что при влажности $W = 31 \pm 3$ % деформирование полутвердых глин над полостью диаметром 6.8 м происходит со средней скоростью около 1 мм в месяц. В результате прогиба, амплитуда которого через 8.5 лет увеличится до 9.6 см, водоупор обрушится и в его кровле образуется гидрогеологическое окно с пролетом 3.5 – 4.5 м ($v_{III}^H = 0.07$ см/мес., $t_{III}^H = 8.46$ года, $\epsilon_{III}^H = 7.1$ см, $l_{III}^H = 3.5-4.5$ м).

По условиям моделирования 8.5 лет будут действительным временем разрушения ОДГ только в том случае, если указанная выше влажность глин не изменится. Очевидно, что даже частичное разрушение слоя приведет к увеличению его влажности и активизации процесса. Поэтому для реального массива критическим надо признать также время первого и второго вывалов: $(t_{III}^M)_1 = 25$ мин, $(t_{III}^H)_1 = 2$ года; $(t_{III}^M)_2 = 50$ мин, $(t_{III}^H)_2 = 4$ года.

Сравнивая результаты первой и второй серий опытов, можно утверждать, что скорость и время нарушения устойчивости слоя, бронирующего карстово-суффозионную полость, а следовательно, и продолжительность провалообразования в целом определяются консистенцией глинистых пород. Последняя тесно связана с механизмом нарушения устойчивости глинистого пласта, деформирование которого начинается с изгиба, независимо от того, какими глинами он сложен – пластичными или твердыми. Это обусловлено возникновением специфического поля напряжений в окрестности

ослабленного участка, рассмотренного в главе 2. Однако амплитуда критического прогиба, предшествующего разрушению первых ($\epsilon_{III}^H = 43.9$ см), на порядок больше, чем – вторых (2.5 см $< \epsilon_{III}^H \leq 9.6$ см). Заметно отличается и характер разрушения разделяющих пластов. В модели № 1 – это формирование поверхности среза (растрескивание реальных пород) по периметру полости и последующее смещение «цилиндрического» блока. В модели № 2 – последовательное обрушение сводов, размеры которых увеличиваются.

Классический механизм разрушения связных грунтов над полостью и его зависимость от состояния, свойств и мощности пород иллюстрирует рис. 3.4. На нем показана также центральная трещина отрыва, характерная для вытянутых в плане ослабленных участков (рис. 3.4, а–в). Видно (рис. 3.4, а–г), что чем тверже и прочнее слой, тем меньше амплитуда его прогиба и положе трещины отрыва, приуроченные к краям ослабленного участка. Замыкаясь внутри пласта, эти трещины и образуют свод обрушения. И наоборот, чем слабее и пластичнее порода, тем круче выпадающий свод, вершина которого, как это было в модели № 1, может оказаться намного выше кровли экранирующего пласта (рис. 3.4, а). При этом создается иллюзия чистого сдвига, или среза грунтов по периметру отверстия.

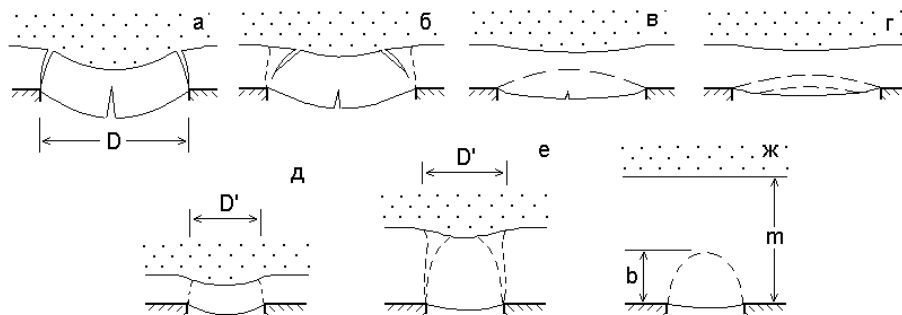


Рис. 3.4. Характер деформирования-разрушения слоя связных грунтов над полостью в зависимости от их консистенции (а – мягкопластичной, б – пластичной, в – полутвердой, г – твердой) и соотношения мощности слоя и пролета полости m/D (д–ж).

Характер деформирования-разрушения экранирующего слоя при увеличении его безразмерной мощности m/D (рис. 3.4, д–ж) напоминает тот, что имеет место при уменьшении влажности глинистых пород. Если высота свода b примерно равна мощности глин m , то нависающие над ним консоли неустойчивы и разрушаются при выпадении центрального блока (рис. 3.4, е). Таким образом, при условии $b \geq m$ формируются почти вертикальные стенки сквозного отверстия (рис. 3.4, а, б, в, е), и значения его нижнего и верхнего пролета практически совпадают ($D \approx D'$). Это обстоятельство можно использовать в расчетах диаметра провалов на земной поверхности (см. раздел 6.2). Следует также заметить, что деформации слоя за пределами ослабленного участка

невелики, но они есть и тем больше, чем пластичнее слой и чем больше давление перекрывающих его пород.

3.2. Модели среза горных пород по цилиндрической поверхности и обрушения параболического свода

Вербальные модели образования карстово-суффозионных провалов и блюдец оседания чрезвычайно разнообразны [81, 82, 128, 136–138, 143, 167, 174, 191, 192, 210, 211, 281–283, 326, 346, 352, 353, 386]. Несмотря на это, большинство существующих сейчас методов расчета устойчивости районов покрытого карста, как справедливо замечено в [277], базируется на схеме смещения “столба” грунта – среза по цилиндрической поверхности над карстовой или промежуточной полостью [51, 155, 159, 176, 197, 237, 245, 281, 282, 295, 316]. Эта схема предложена немецким ученым А. Бирбаумером в 1913 г. [273] для определения давления пород на плоскую крепь горизонтальной горной выработки. Для расчета диаметра возможного провала ее, по-видимому, впервые использовал Г.М. Шахунянц (1953), а одна из первых попыток применения разных теорий горного давления при оценке устойчивости закарстованных территорий принадлежит С.В. Альбову (1948), который на основе анализа этих теорий пришел к выводу о перспективности гипотез формирования сводов.

Разные версии схемы среза, часто называемой моделью Бирбаумера или Шахунянца, подробно рассмотрены в работе [176], авторы которой предлагают и свою трактовку модели применительно к карстовым районам Литвы. Однако те или иные подходы и модификации не меняют сути этого расчетного метода, которая заключается в следующем. Сдвигающей силой, вызывающей перемещение грунтов в полость-приемник, будет вес пород в объеме цилиндра (рис. 3.5, а):

$$F = \sigma_z \pi R^2 = \gamma h \pi R^2. \quad (3.16)$$

Ей противостоят удерживающие силы как результат действия горизонтального давления $\sigma_x = \xi \sigma_z$ ($\xi = \operatorname{tg}^2(\pi/4 - \varphi/2)$ – коэффициент распора) и трения $\sigma_x \operatorname{tg} \varphi$ на боковую поверхность этого цилиндра, а также сцепления C , не зависящего от бокового давления:

$$N = 2\pi R \int_0^h (\sigma_x \operatorname{tg} \varphi + C) dz = \pi R h (\gamma h \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg}^2(\pi/4 - \varphi/2) + 2C). \quad (3.17)$$

Для песчаной толщи ($C = 0$) выражение (3.17) заметно упрощается: $N = \gamma h^2 \pi R \xi \operatorname{tg} \varphi$. Если толща слоистая, то строятся эпюры вертикального и горизонтального давления, и вычисляются суммарные значения ΣF и ΣN [155]. В состоянии предельного равновесия $F = N$ ($\Sigma F = \Sigma N$). Приравнявая (3.16), (3.17) и решая полученное уравнение относительно R , h и $K_{\text{уст}} = N/F$, находим предельно допустимые значения соответственно радиуса

карстовой полости (а следовательно, и диаметра возможного провала), критической глубины залегания участка ослабления массива и коэффициента устойчивости покровной толщи:

$$R_{кр} = h\xi \operatorname{tg}\varphi + 2C/\gamma, \quad (3.18)$$

$$h_{кр1} = (R - 2C/\gamma)/\xi \operatorname{tg}\varphi, \quad (3.19)$$

$$K_{уст} = (h\xi \operatorname{tg}\varphi + 2C/\gamma)/R. \quad (3.20)$$

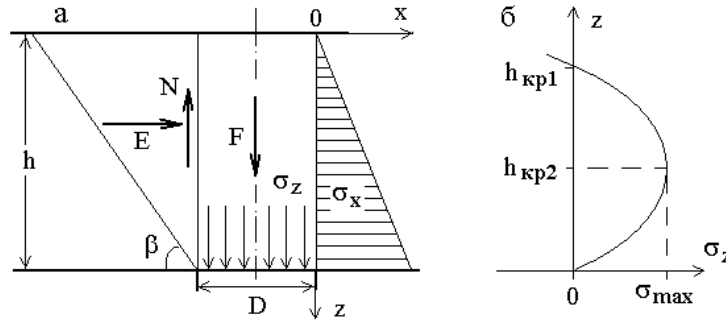


Рис. 3.5. К расчету устойчивости покровной толщи над ослабленным участком диаметром $D = 2R$ по схеме смещения грунтового цилиндра: F , N – сдвигающая и удерживающая силы; E – сила бокового давления от действия призмы, сползающей под углом $\beta = \pi/4 + \varphi/2$; σ_x – эпюра горизонтальных напряжений; σ_y – вертикальное давление в подошве слоя (а) и его зависимость от мощности грунтов (б); $h_{кр}$ – критические значения мощности

Известно [181], что границы применения любого расчетного метода зависят от тех предположений, на которых он основан, и оценка достоверности которых порой бывает важнее, чем сами решения. В рассматриваемом случае допущения формулируются следующим образом [197]: 1) провал реализуется в форме вертикального смещения грунтового столба; 2) пролеты ослабленного участка и провала совпадают; 3) перемещающийся блок не деформируется; 4) сдвигающей силой служит вес грунтов в объеме цилиндрического блока; 5) сопротивление сдвигу мобилизуется на боковой поверхности цилиндра. Все они в той или иной степени связаны друг с другом, но наиболее серьезными, на наш взгляд, являются 3-е и 5-е предположения.

В самом деле, часто не только в глинистых, но и в песчаных грунтах формируется вертикальный канал, и ширина воронки и полости оказывается практически одинаковой. Но это – результат последовательного деформирования покровной толщи от ее подошвы к кровле. Для каждой стадии этого процесса характерны свои поверхности скольжения и своя форма области деформирования, в общем случае, как отмечалось (см. рис. 2.18), не цилиндрические. Иными словами, предположение о жесткости грунтового цилиндра игнорирует механизм процесса. Поэтому популярность схемы среза объясняется не ее адекватностью, а простотой, благодаря которой в расчетах легко учесть строение массива, свойства грунтов и даже техногенные воздействия. Например, вес наземных сооружений

нетрудно представить в виде давления эквивалентного слоя пород, а снижение уровня подземных вод – выразить через изменение эффективных напряжений.

Тем не менее, сама мысль о том, что можно вычислить размеры воронки на земной поверхности, не зная размеров подземных карстовых форм, чрезвычайно привлекательна. Поэтому вернемся к вопросу о границах применения модели Бирбаумера и рассмотрим покровную толщу переменной мощности. Давление грунтов на податливую крепь горной выработки или разделяющий глинистый пласт определяется разностью выражений (3.16) и (3.17): $\sigma_z = (F - N)/\pi R^2$. Так как F пропорциональна h , а $N \sim h^2$, функция $\sigma_z = f(h)$ имеет максимум. Взяв производную $d\sigma_z/dh$ и приравняв ее к нулю, найдем то значение h , выше которого давление σ_z уменьшается, становится нулевым и даже отрицательным (рис. 3.5, б). Решение уравнения $d\sigma_z/dh = (\gamma h - \gamma h^2 \xi \text{tg} \varphi / R - 2hC/R)' = 0$ дает:

$$h_{\text{кр}2} = (R - 2C/\gamma)/2\xi \text{tg} \varphi. \quad (3.21)$$

Сравнив (3.19) и (3.21), видим, что $h_{\text{кр}1} = 2h_{\text{кр}2}$. Причем первое значение h более чем удивительно: в слоях меньшей толщины, как следует из рис. 3.5 (б), грунты еще могут сместиться вниз ($\sigma_z > 0$), а большей – только вверх ($\sigma_z < 0$). Очевидно, что и отрицательное, и нулевое (при $h = h_{\text{кр}1}$) вертикальное давление, а следовательно, и значения критических параметров, определяемые формулами (3.18), (3.20), – это результат заложенных в модель допущений.

Ставшие классическими опыты М.М. Протоdjяконова (1933) показывают, что с увеличением толщины засыпки вертикальное давление на податливую крепь быстро возрастает но, начиная с некоторой мощности, не меняется и определяется весом грунтов внутри свода, стрела подъема которого в сыпучих телах составляет $R/\text{tg} \varphi$. В экспериментах обнаружено парадоксальное явление. Достигнув максимума, давление какое-то время держится на этом уровне или колеблется около него. Затем, несмотря на увеличение мощности слоя, оно уменьшается и лишь после этого стабилизируется [228].

Из строения области влияния ослабленного участка (см. рис. 2.18) следует, что при небольшой мощности слоя три нижние тесно связанные друг с другом зоны области влияния не могут сформироваться и обеспечить временную автономность выпадающего блока. Поэтому сразу же вслед за ним в отверстие устремляются грунты зон разгрузки и опорного давления, и вертикальные напряжения в подошве слоя могут оказаться даже выше литостатических ($\sigma_z > \gamma h$). С увеличением мощности, когда границы вышеназванных зон начинают замыкаться, давление перестает расти, но наблюдаются его флуктуации. При полностью сформированных зонах оно падает до значения, определяемого весом грунтов в пределах зоны обрушения. Таким образом, схема зонального строения области влияния ослабленного участка позволяет понять

наблюдающиеся в экспериментах явления (не только отмеченные выше) на основе представлений о самоорганизации геологической среды. Однако впервые с позиций локализации деформаций и образования блочной структуры массива “парадокс”, обнаруженный М.М. Протождяконовым (1933), объяснен С.Б. Стажевским (1988).

Итак, уравнение (3.21) устанавливает то наибольшее значение мощности, до которого сформулированные выше допущения 1–5 достаточно корректны, а (3.19) – тот верхний предел, вблизи которого модель среза полностью теряет физический смысл. Проще всего оценить численное значение $h_{кр2}$ для несвязных грунтов. В широком диапазоне “прочности” песков ($23^\circ \leq \varphi \leq 38^\circ$) с точностью до второго знака $\xi \operatorname{tg} \varphi = 0.19$. Подставляя $C = 0$ и $\xi \operatorname{tg} \varphi = 0.19$ в (3.21), находим, что

$$h_{кр2} = R/2\xi \operatorname{tg} \varphi \approx 2.6R = 1.3D. \quad (3.22)$$

Очевидно, что для пород, обладающих сцеплением, $h_{кр2}/D \leq 1.3$. В качестве примера на рис. 3.6 показаны зависимости $h_{кр2}/R = f(\varphi)$ для случаев $C = 40$ кПа и $C = 20$ кПа ($R = 5$ м, $\gamma = 20$ кН/м³). Видно, что в первом случае $h_{кр2} \approx 2.6R$, когда $\varphi \approx 3^\circ$, а во втором – когда $\varphi \approx 9^\circ$. Иначе говоря, чтобы удовлетворить условию (3.22), прочность глин даже над крупной полостью должна быть достаточно низкой. В противном случае предельная мощность слоя связных грунтов будет заметно меньше, чем несвязных. Таким образом, выводы, полученные при анализе границ применения модели Бирбаумера, в целом отвечают выводам, сделанным на основании результатов экспериментов (см., например, рис. 3.4).

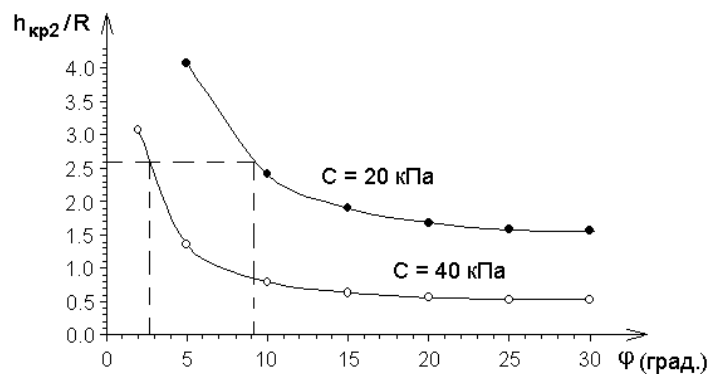


Рис. 3.6. Зависимость критической мощности разделяющего слоя ($h_{кр2}/R$) от угла трения (φ) грунтов с объемным весом $\gamma = 20$ кН/м³ и сцеплением $C = 20$ кПа и $C = 40$ кПа над полостью радиусом $R = 5$ м.

На практике часто требуется оценить устойчивость глинистого слоя, перекрытого песками, независимо от того, двухслойная это толща или многослойная. Это обусловлено важными защитными функциями – экологической и геодинамической по классификации В.Т. Трофимова и Д.Г. Зилинга (2002), – которые выполняют слабопроницаемые породы,

разделяющие водоносные горизонты. Если мощность экрана (m) не намного больше той, что определяется выражением (3.21), то рассмотренная выше модель среза вполне пригодна для такой оценки. При этом в соответствии с выводами гл. 2 необходимо учесть перераспределение напряжений вблизи ослабленного участка массива. Как предложено в работах [16, 296], сделать это в первом приближении можно, введя в расчет давление от веса свода обрушения ($\sigma_{св}$), который формируется в песках над срезаемым блоком глин. Если пески водонасыщены и имеет место перетекание подземных вод (рис. 3.7, а), то уравнение предельного равновесия слабопроницаемого слоя записывается в виде [16]

$$R_{кр}(\sigma_{св} + \sigma^*) = m(2\sigma_{св} + \sigma^*)\xi_1 \operatorname{tg}\varphi_1 + 2mC. \quad (3.23)$$

В нем напряжения $\sigma^* = \gamma_1^* m$ от фиктивного веса глин $\gamma_1^* = \gamma_1' + \gamma_w I$ ($\gamma_1' = \operatorname{gr} \gamma_1'$ – объемный вес взвешенного в воде грунта, $I = \Delta H/m$ – градиент перетекания) учитывают гидродинамическое давление $\gamma_w I$ ($\gamma_w \approx 10 \text{ кН/м}^3$ – вес воды). Решение уравнения (3.23) для случая, когда средние напряжения от веса песка в пределах свода находятся по формуле М. М. Протодьяконова [228]

$$\sigma_{св} = \gamma_2' R_{кр} / 2 \operatorname{tg}\varphi_2, \quad (3.24)$$

получено В.П. Хоменко [296]:

$$R_{кр} = Gm[(1 + 2(\gamma_1^* m \operatorname{tg}\varphi_1 \xi_1 + 2C) \operatorname{tg}\varphi_2 / \gamma_2' G^2 m)^{0.5} - 1], \quad (3.25)$$

где $G = (\gamma_1^* \operatorname{tg}\varphi_2 - \gamma_2' \operatorname{tg}\varphi_1 \xi_1) / \gamma_2'$.

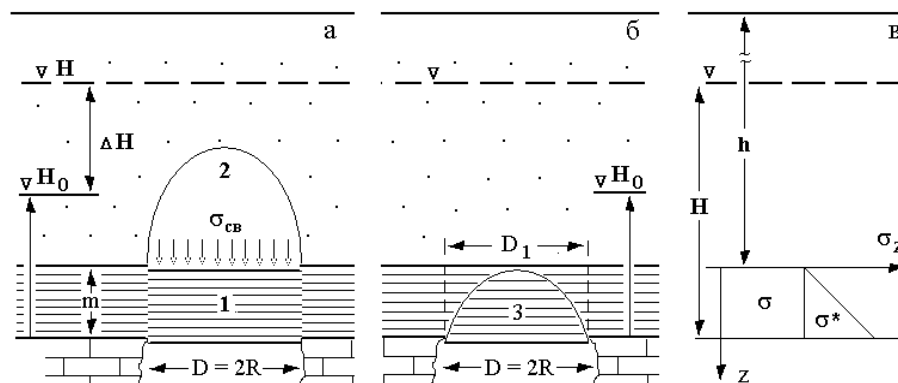


Рис. 3.7. Схемы к расчету устойчивости экранярующего слоя на срез (а) и к определению диаметра сквозного отверстия D_1 при его обрушении в пределах параболического свода 3 (б), эпюра вертикального давления в слабопроницаемых грунтах (в): 1 – смещаемый блок глин; 2 – свод обрушения в песках; $\sigma_{св}$ – среднее давление от веса свода 2; σ – давление песков, равное $\sigma_{св}$ для первой схемы или геостатическим напряжениям для – второй; σ^* – фиктивные (с учетом гидродинамического воздействия) напряжения от веса глин; H , H_0 – уровни подземных вод.

Как показано в разделе 3.1 (см. рис. 3.4, в, г, ж), в разделяющих пластах даже небольшой мощности над полостью часто формируется купол обрушения. Такая ситуация представляет опасность, потому что потолочина, оставшаяся в кровле промежуточной

полости неустойчива. Для оценки параметров частичного разрушения экрана также можно воспользоваться схемой среза, полагая, что при малой толщине слоя смещается столб, но вблизи второй критической мощности, когда вертикальное давление достигает максимума (рис. 3.5, б), начинает формироваться свод равновесия. При $m = h_{кр2}$ давление становится постоянным и перестает зависеть от мощности грунтов. Тогда, подставляя в выражение $\sigma_{св} = \sigma_z = \gamma h - \gamma h^2 \xi \text{tg} \varphi / R - 2hC/R$ значение мощности $m = h_{кр2}$ из (3.21), получим:

$$\sigma_{св} = \gamma R / 4 \xi \text{tg} \varphi - (1 - C/\gamma R) C / \xi \text{tg} \varphi. \quad (3.26)$$

Видно, что в несвязных грунтах ($C = 0$) согласно такой трактовке модели Бирбаумера давление от веса параболического свода составляет

$$\sigma_{св} = \sigma_z = \gamma R / 4 \xi \text{tg} \varphi. \quad (3.27)$$

К формуле (3.27) мы еще вернемся в разделе 4.2 при обсуждении закономерностей деформирования песчаных пород, а здесь отметим, что для глин равенство (3.26) обращается в ноль, когда $C = \gamma R / 2$. Если сцепление возрастает, но остается меньше этой величины, то высота свода и вертикальное давление в его основании уменьшаются. Если же $C > R\gamma/2$, то увеличение сцепления сопровождается ростом b и $\sigma_{св}$, что, на наш взгляд, является следствием допущений, на которых базируется расчетная схема. В разделе 3.1 показано (см. рис. 3.4, а–г), что с увеличением прочности глин свод обрушения становится ниже. Таким образом, и в случае закрытого, по выражению В.П. Хоменко [296], разрушения глинистой толщии расчетный метод Бирбаумера хорошо “работает” лишь над крупными ($R \geq 2C/\gamma$) подземными полостями.

Таким образом, допущения, лежащие в основе модели среза грунтов по цилиндрической поверхности, сильно ограничивают область ее применения для оценки устойчивости закарстованных территорий. Но только в этой узкой области она в первом приближении отражает реальный механизм провалообразования. Необходимо искать другие ответы на те вопросы, которые так легко и просто решаются с помощью этой модели. В частности, определить ширину сквозного отверстия в разделяющем слое, не зная размеров карстовой полости, можно, воспользовавшись, например, упоминавшимся решением М.М. Протодяконова, согласно которому в песках над горной выработкой формируется параболический свод обрушения высотой $b_{св} = D/2\text{tg}\varphi_2$:

$$D = 2b_{св} \cdot \text{tg}\varphi_2 \quad (3.28)$$

Для связных грунтов, следуя рекомендациям автора [228], коэффициент трения песков $\text{tg}\varphi_2$ заменим на так называемый коэффициент крепости горных пород, который представляет собой отношение их сдвиговой прочности τ к величине сжимающих напряжений σ_z на уровне кровли полости: $\tau/\sigma_z = \text{tg}\varphi_1 + C/\sigma_z$. Учитываем также, что высота

свода обрушения должна быть не меньше мощности экранирующего слоя. В этом случае, как показано в предыдущем разделе (см. рис. 3.4, е), нависающие над сводом консоли неустойчивы и смещаются сразу вслед за ним, и диаметр “окна” в экранирующем слое D_1 примерно равен диаметру полости D (рис. 3.7, б). Тогда, полагая в выражении (3.28) $b_{св} = b_1 = m$ и $D = D_1$, перепишем его в виде

$$D_1 = 2m \cdot (\operatorname{tg}\varphi_1 + C/\sigma_z), \quad (3.29)$$

где $\sigma_z = \gamma_2(h + m - H) + \gamma_2'(H - m) + \gamma_1^*m$; γ_2, γ_2' – вес влажных и взвешенных в воде песков, h – их мощность (рис. 3.7, б, в). Применению этой и рассмотренной выше модели среза для оценки опасности и риска образования карстово-суффозионных провалов при изысканиях для гражданского строительства посвящен раздел 6.2.

3.3. Модель случайного гидроразрыва слабопроницаемого слоя

Из результатов, представленных в разделах 2.1, 2.2, 3.1, 3.2, следует, что связные грунты могут временно или “навсегда” остановить вертикальный рост области деформирования, и наоборот, внезапно разрушившись, привести к катастрофическому провалу земной поверхности. Это зависит от соотношения размеров карстовой полости, прочности и мощности экранирующих пород, предельные значения которых разными исследователями оцениваются по-разному [234, 282, 330, 367, 368]. Обобщая имеющиеся данные, можно констатировать: если сцепление слабопроницаемого слоя больше 20–30 кПа, то его полное обрушение имеет место при относительной мощности $m/L \leq 0.25 \pm 0.05$ (L – пролет участка или зоны ослабления массива). Предполагается, что высота полости достаточно велика, для того чтобы прогиб слоя завершился образованием сквозных нарушений. Известно [291], что при $m/L < 0.25$ нужную для оценок его критических параметров точность обеспечивают теории оболочек, балок и плит. Они, хотя и редко, но довольно давно и успешно применяются в инженерном карстоведении [6, 215, 282, 330].

Как показывают опыты, при $0.5 < m/L \leq 1.0$ краевые наклонные трещины в глинах либо отсутствуют, либо замыкаются внутри слоя, формируя выпадающий параболический блок. В этом случае предпочтительнее использование моделей, базирующихся на гипотезах сводообразования, например, той, которая предложена в предыдущем разделе. Для расчета устойчивости связных грунтов мощностью $0.25 \leq m/L < 0.5–1.0$ пригодна модель Бирбаумера, также рассмотренная в разделе 3.2. Можно, следуя В.П. Хоменко [295, 298], скомбинировать указанные выше модели, полагая, что над выпадающим сводом происходит сдвижение столба грунтов. Однако потолочина свода при этом должна быть достаточно тонкой, а значит, и общая мощность слоя – небольшой.

Таким образом, классическая, первая форма образования “окна” в водоупоре реализуется над крупными карстовыми или промежуточными полостями. Иначе этот механизм (изгиб, формирование трещин отрыва и сводообразование) не приведет к полному обрушению глин, и расчеты, основанные на существующих способах его количественного описания, покажут либо обеспеченную с запасом устойчивость экрана, либо, в худшем случае, возможность его частичного разрушения. Учет влияния подземных вод в виде объемных гидродинамических сил, как это сделано в предыдущем разделе, или в виде контурной нагрузки, приложенной к подошве и кровле слоя, не очень сильно отражается на расчетной величине m/L . Но главное – внутренние закономерности процесса при этом не меняются, и его качественная картина остается той же.

Одна из самых серьезных проблем инженерного карстования обусловлена тем, что распространение больших открытых полостей и пещер в подошве грунтовой толщи весьма ограничено. Чаще приходится сталкиваться с ситуацией, когда после провала земной поверхности, несмотря на комплексное использование инженерно-геологических и геофизических методов опробования, удается охарактеризовать лишь общую трещиноватость и закарстованность массива растворимых пород, но не тот ослабленный участок, над которым развивался процесс. Другими словами, сквозные отверстия в экранирующих слоях возникают и над небольшими полостями, кавернами и открытыми трещинами, когда $m/L \gg 1$, но точность современных методов исследования *in situ* не позволяет их обнаружить. В окрестности таких ослабленных участков может реализоваться принципиально иной механизм, или вторая форма разрушения глинистых грунтов, которой мы нередко обязаны тем, что районы интенсивного техногенного воздействия становятся опасными в провальном отношении [16, 18].

Вторая форма нарушения устойчивости экранирующих пластов обнаружена в экспериментах на водонасыщенных эквивалентных материалах в середине 1980-х годов [11]. Теоретическую основу этого метода – разновидности базового метода эквивалентных материалов – составляют условия подобия уровней подземных вод, выполнение которых обеспечивает общее подобие напряженного состояния массива и модели [14]. Технология моделирования этим способом во многом определяется свойствами грунтов и материалов, наличием капиллярной каймы и другими особенностями двухфазных сред. В настоящее время она достаточно хорошо разработана и подробно освещена в работах [12, 14, 234, 295], а сам метод применяется для изучения провалов не только в нашей стране [296, 297], но и за рубежом [343].

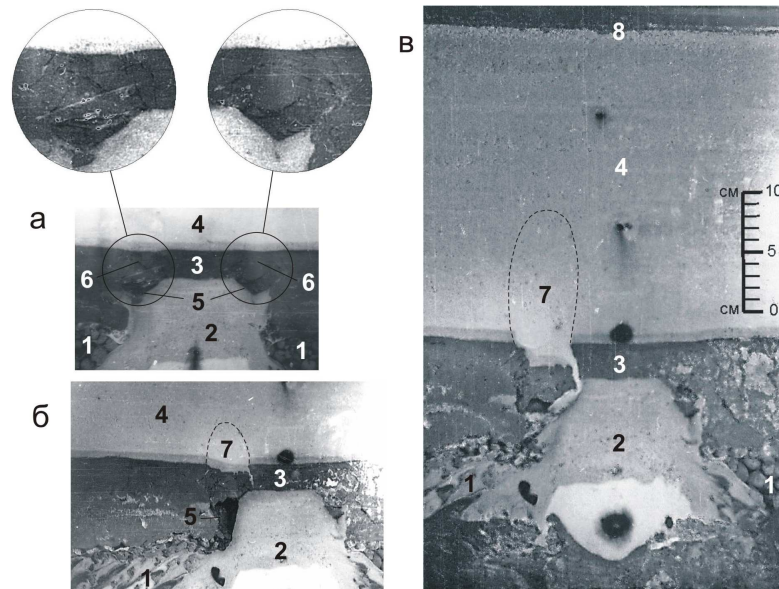


Рис. 3.8. Гидроразрыв экранирующих глин (а) и его последствия (б, в): 1 – «закарстованные породы», трещинно-поровое пространство которых служит областью аккумуляции обломочного материала; 2 – зона ослабления массива (палеоврез, древний провал и т.п.); 3 – слабопроницаемый пласт; 4 – толщина несвязных грунтов; 5 – полости; 6 – участки раздробленных глин; 7 – область разуплотнения песков; 8 – дневная поверхность.

Замечено, что резкое уменьшение давления воды в основании разделяющего слоя до критических отметок вызывает отслаивание и отстреливание кусков глины с его подошвы (скорость их оседания на дно полости заметно меньше, чем в начале движения). Пласт при этом растрескивается по системе поверхностей отрыва (рис. 3.8, а). У подошвы глин эти поверхности в разрезе напоминают дуги окружностей, выше их форма близка к параболической. Волна дробления практически мгновенно достигает кровли слоя, и если его мощность $m/L < 0.5$, то отслаивание частиц сопровождается видимым изгибом слоя. В интервале $0.5 \leq m/L \leq 1.0$ прогиб становится заметным после разрушения глин (рис. 3.8, а, б). Этот процесс был назван случайным гидроразрывом [16], чтобы подчеркнуть его качественные и количественные отличия от преднамеренного разрушения пласта вследствие нагнетания в него воды или бурового раствора и повышения порового давления. Если полость, запечатанная обломочным материалом, в дальнейшем освобождается (рис. 3.8, б), то раздробленные породы смещаются вниз по практически вертикальной (кругло-цилиндрической, если полость круглая) поверхности. При этом вышележащие пески поступают в трещинно-поровое пространство закарстованных пород, и размеры области разуплотнения несвязных грунтов заметно увеличиваются (рис. 3.8, в). Поскольку разрушение начинается сразу же вслед за критическим падением напора в основании экранирующего слоя, когда никакого движения поровой воды еще нет, то главной действующей силой процесса служат дополнительные гидростатические напряжения. Об этом свидетельствуют и результаты, полученные С.А. Христиановичем

(1985) в одной из его поздних работ. Исследуя фильтрационные потоки в условиях импульсного нагружения, он пришел к выводу о том, что при неустановившемся режиме силы, обусловленные разностью давлений в фильтрате, намного больше сил вязкого трения [303]. Однако реализоваться в форме гидроразрыва так, как это показано на рис. 3.9 (а) силы давления могут лишь при следующих условиях:

- 1) сильное (на два порядка и более) различие водопроницаемости двух смежных пластов;
- 2) наличие ослабленного участка на их контактной поверхности;
- 3) существование гидравлической связи трещинно-карстовых и поровых вод.

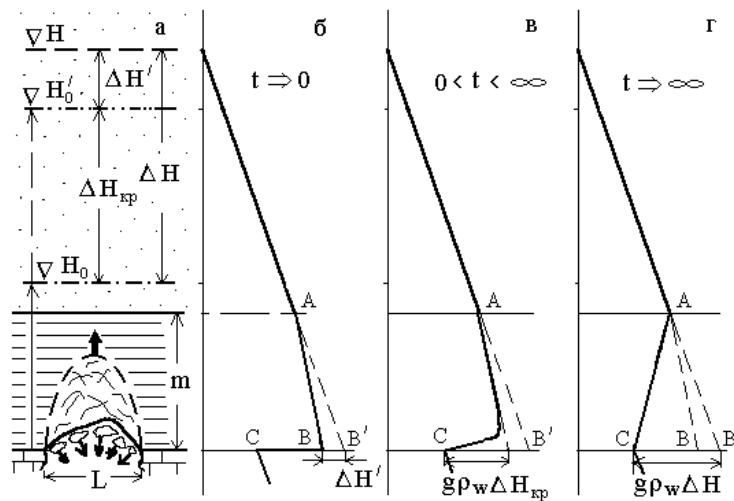


Рис. 3.9. Механизм случайного гидроразрыва слабопроницаемого слоя при снижении напора на величину $\Delta H_{кр}$ (а) и изменение давления воды в начальный (б), промежуточный (в) и конечный (г) моменты времени t : H – уровень грунтовых вод; H_0' , H_0 – пьезометрические уровни подземных вод до и после снижения напора; ρ_w – плотность воды; g – ускорение свободного падения; большой стрелкой показано распространение фронта дробления, малыми – отстреливание кусков глин с подошвы слоя.

Согласно [59, 181, 273] последнее условие выполняется, если

$$w \geq (0.85-0.90)e\rho_w/\rho_s > w_{mmw}, \quad (3.30)$$

где w , w_{mmw} , e , ρ_s – влажность, максимальная молекулярная влагоемкость, коэффициент пористости и плотность минеральной компоненты грунтов соответственно, ρ_w – плотность воды. Неравенство (3.30) показывает, что природная влажность слабопроницаемых пород должна быть близка к их полной влагоемкости ($w_{sat} = e\rho_w/\rho_s$). Небольшое количество растворенного и пузырькового воздуха и газов сказывается на сжимаемости жидкой фазы, но не нарушает гидравлическую связь подземных вод [71, 72]. Кроме того, влажность должна быть больше максимальной молекулярной влагоемкости. В противном случае поровая вода, передающая гидростатическое давление, окажется разобщенной, и разделяющий пласт будет вести себя как сплошное твердое тело.

Сформулированное выше первое условие развития процесса с учетом данных работы [246] позволяет считать сработку напора трещинно-карстовых вод практически мгновенной или, во всяком случае, достаточно быстрой, чтобы пренебречь скоростью приложения техногенной нагрузки. Тогда критерий разрушения с учетом второго условия записывается в виде неравенства:

$$\sigma_i + \sigma_{pi} - \sigma_w \leq 0. \quad (3.31)$$

Его левая часть представляет собой алгебраическую сумму главных нормальных напряжений в окрестности ослабленного участка σ_i , ($i = 1, 2, 3$), прочности пород на разрыв по главным направлениям σ_{pi} и равносторонних нормальных к поверхности скелета горных пород напряжений со стороны жидкости σ_w .

В работе [305] убедительно показано, что под влиянием порового давления $\Delta p = g\rho_w\Delta H$ (g – ускорение свободного падения, ρ_w – плотность воды, ΔH – избыточный напор) породы испытывают дополнительное силовое воздействие $n\Delta p = ngr_w\Delta H$ (n – пористость). Действительно, над ослабленным участком площадью S энергия воды, заключенной в поровом пространстве V_n , согласно закону сохранения должна равняться работе внутренних сил σ_3 в объеме породы V_{tot} :

$$\Delta p V_n = \int_0^m \sigma_3 dm. \quad (3.32)$$

Из уравнения (3.32) следует, что при $\sigma_3 = \text{const}$ $\Delta p V_n = \sigma_3 S m = \sigma_3 V_{tot}$, откуда $\sigma_3 = n\Delta p$, так как по определению $n = V_n/V_{tot}$.

В общем случае эффективные напряжения $\sigma_3 = n\Delta p = ngr_w\Delta H$ обусловлены совместным действием нормальных (σ_w) и касательных (τ_w) к стенкам пор напряжений. Это утверждение может быть записано в виде уравнения

$$\sigma_3 = K_\sigma \sigma_w + K_\tau \tau_w = ngr_w\Delta H, \quad (3.33)$$

где $\sigma_w = \tau_w = \sigma_3$ – разные лишь по своей природе, но не по величине напряжения. Их величина определяется величиной безразмерных комплексов, или относительных переменных $K_\sigma = (\underline{L} - tK_\phi)/\underline{L}$ и $K_\tau = tK_\phi/\underline{L}$ (t – время, K_ϕ – коэффициент фильтрации, \underline{L} – характерный линейный размер в направлении перетекания подземных вод), сумма которых равна единице ($K_\sigma + K_\tau = 1$).

В момент изменения давления воды ($t = 0$) $\sigma_w = ngr_w\Delta H$, $\tau_w = 0$ (рис. 3.9, б). С началом фильтрации (рис. 3.9, в) появляются и тангенциальные напряжения τ_w ($K_\sigma \sigma_w + K_\tau \tau_w = ngr_w\Delta H$). И только по истечении длительного времени ($t \gg 0$), когда распределение избыточного напора по мощности пласта становится равномерным (рис. 3.9, г), $\tau_w = ngr_w\Delta H$, $\sigma_w = 0$. Обычно под гидродинамическим, или фильтрационным,

давлением понимают связанную с движением вязкой жидкости компоненту порового давления, полагая, что именно ей мы обязаны изменению напряжений в скелете пород и развитию тех или иных геологических процессов. Анализ случайного гидроразрыва слабопроницаемых пластов показывает, что в окрестности дефектов строения массива нормальная компонента порового давления может быть намного опасней.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в искусственно приготовленных образцах супесей и суглинков изменение напора по их высоте имеет форму сильновогнутой кривой [110]. Причем кривые установившегося и неустойчившегося напора мало отличаются друг от друга и тем ближе к ломаной ABC на рис. 3.9, чем больше ΔH и меньше проницаемость образца. Иначе говоря, даже в условиях лабораторных опытов $\sigma_w \gg \tau_w$. Нетрудно оценить то граничное значение времени, выше которого $\sigma_w \ll \tau_w$, и распространение волны дробления в массиве пород исключается.

Воспользовавшись уравнением (3.33) и приняв в качестве \underline{L} единичную мощность экранирующего слоя ($\underline{L} = m = 1$ м), видим, что $\tau_w = ngr_w \Delta H$, если $K_\tau = tK_\phi / \underline{L} = tK_\phi / m = 1$ или $t = 1/K_\phi$. Подставляя в выражение для t порядок величины коэффициента фильтрации глинистых грунтов ($10^{-3} \div 10^{-5}$ м/сут), получаем значение $t = 10^3 \div 10^5$ сут $\approx 3 \div 300$ лет. Примерно такое время требуется, чтобы напряжения, обусловленные течением вязкой жидкости, стали полностью эффективными, а сжатие глинистых грунтов в отсутствие ослабленных участков достигло наибольшей интенсивности. И действительно, как показывает огромный опыт [166, 249, 268, 341, 342, 354], в районах активной эксплуатации подземных вод, добычи газа и нефти оседание земной поверхности становится заметным спустя несколько лет, а катастрофическим – несколько десятков лет после начала водоотбора. Поскольку режим откачек меняется как минимум два раза в год, то время изменения Δp существенно меньше времени $t = 3-300$ лет. Поэтому при оценке устойчивости закарстованных территорий в условиях техногенеза можно считать, что в уравнении (3.33) отношение первого безразмерного параметра ко второму всегда много больше единицы ($K_\sigma / K_\tau \gg 1$), и следовательно,

$$\sigma_w = n \Delta p = ngr_w \Delta H. \quad (3.34)$$

Таким образом, эффективные напряжения, обусловленные разностью давлений, зависят и от величины пористости. Для слабопроницаемых грунтов этот вопрос заслуживает специального обсуждения. Пусть выполняется условие (3.28): $w \approx w_{\text{sat}} > w_{\text{mmw}}$, и поровая вода подчиняется законам гидростатики. Базируясь на современных представлениях о видах воды в грунте, условиях ее образования, структуре и свойствах [72, 98, 135, 172, 200, 254], будем рассматривать связанную воду как неотъемлемую часть

грунтового скелета, а остальные ее категории – относить к жидкой компоненте (рис. 3.10). Такой подход тем более уместен, что в данном случае влиянием фильтрационного процесса на механическое взаимодействие твердой и жидкой фаз грунта, как показано выше, можно пренебречь. Тогда вместо n в выражение (3.34) надо ввести действительную, или эффективную пористость n_e . Проще всего это сделать, если учесть, что общее количество воды полимолекулярной адсорбции характеризуется максимальной гигроскопической влажностью w_{mg} [72]. Поскольку степень влажности грунта равна $S_r = w\rho_d/\rho_w$, имеем:

$$n_e = (w - w_{mg})\rho_d/\rho_w S_r = n(w - w_{mg})/w, \quad (3.35)$$

где $\rho_d = \rho/(1 + w)$ – плотность скелета. При $\rho_w \approx 1 \text{ г/см}^3$, $S_r \approx 1$ из выражения (3.35), а также из соотношения между объемной (w_n) и весовой влажностью ($w_{nc}\rho_w = w_e\rho_d$, где $w_{nc} = n_e$, $w_e = w - w_{mg}$) следует, что эффективная пористость численно равна

$$n_e = (w - w_{mg})\rho_d. \quad (3.35a)$$

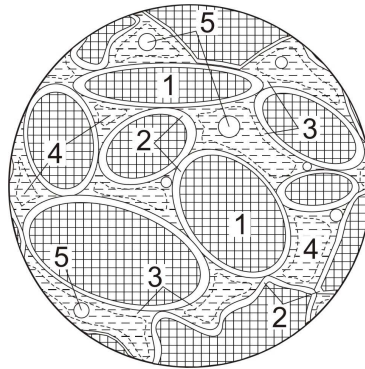


Рис. 3.10. Концептуальная модель строения водонасыщенного глинистого грунта: 1 – твердые частицы; 2, 3, 4 – связанная, переходного типа и свободная вода; 5 – воздух; (1 + 2) – скелет грунта; (3 + 4 + 5) – поровое пространство.

Возвращаясь к условию разрушения (3.31), допускаем, что в самом первом приближении $\sigma_{pi} = C$. В противном случае применение этого критерия для связных дисперсных пород, особенно пластичных, встречает известные трудности. Теперь, подставляя в (3.31) $\sigma_w = n_e g \rho_w \Delta H_{кр}$ и расчетные значения σ_i , нетрудно дать прогноз максимально допустимой, или критической, величины падения напора:

$$\Delta H_{кр} = (C + \sigma_i)/n_e g \rho_w, \quad (3.36)$$

Для этого необходимо знать мощность и объемный вес пород, форму и размеры полости. Как правило, мы легко определяем значения двух первых показателей, тогда как последние два нам чаще всего не известны. Поэтому на практике оценить напряженное состояние водоупора бывает очень трудно, а иногда и невозможно. Требуется ввести дополнительное допущение.

Обратимся к схеме строения области влияния, рассмотренной в разделе 2.4 главы 2 (см. рис. 2.18). Видно, что над ослабленным участком в породах формируется зона разгрузки ADB, внутри которой напряжения достаточно малы, чтобы пренебречь ими в первом приближении ($\sigma_i \approx 0$). Другими словами, полагаем, что все давление от веса вышележащих пород воспринимается зоной опорного давления – клиньями ADA' и BDB' на рис. 2.18, а свод ADB как бы висит над полостью благодаря силам сцепления. Тогда уравнение (3.34) приводится к простейшей расчетной зависимости критической разности напоров от инженерно-геологических показателей свойств грунтов:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e g \rho_w. \quad (3.37)$$

Заметим, что условие (3.37) характеризует лишь возможность гидроразрыва и устанавливает минимальное значение $\Delta H_{кр}$, которое зависит от состояния глинистых грунтов, их минерального состава, дисперсности, концентрации порового раствора и многих других факторов. Все они, так или иначе, учитываются и отражаются на величине сцепления грунта, его эффективной пористости и плотности жидкой фазы, которая в геомеханических расчетах, как отмечалось, обычно принимается равной $\rho_w = 1 \text{ г/см}^3$.

3.4. Особенности гидравлического разрушения мощных глинистых пластов

Рассмотрим схему быстрого распространения фронта дробления от подошвы до кровли водоупора при возникновении критической разности напоров $(\Delta H_0)_{кр}$ в его основании, отметку которого примем за нулевую ($z = 0$). Пусть исходные уровни грунтовых и напорных вод находятся на разной глубине, и имеет место установившаяся фильтрация с градиентом $I = (H - H_0')/m = \Delta H'/m$. До разрушения избыточные по сравнению с давлением воды в кровле подстилающих отложений гидростатические напряжения $(\sigma_w)_z$, вызванные падением напора ΔH_0 , могут уменьшаться, оставаться постоянными или увеличиваться с увеличением расстояния z от 0 до m (рис. 3.11, а, б, в). Если по оси абсцисс откладывать давление воды в метрах водного столба, то нетрудно показать на основании только геометрических построений (рис. 3.11), что независимо от характера изменения $(\sigma_w)_z$ распределение избыточного напора в слабопроницаемом слое подчиняется зависимости

$$\Delta H_z = \Delta H_0 - z + Iz. \quad (3.38)$$

Очевидно, что в случае, показанном на рис. 3.11 (в), когда $I > 1$ ($\Delta H' > m$), искомое критическое значение избыточного напора в подошве слоя равно $\Delta H_0 = \Delta H_{кр} = C/n_e g \rho_w$, так как согласно условию (3.37) оно является минимально возможным. Если $I < 1$ ($\Delta H' <$

m), то напряжения $(\sigma_w)_z$ уменьшаются с увеличением z (рис. 3.11, а). Подставляя в (3.38) $z = m$, $\Delta H_z = \Delta H_m = C/n_e g \rho_w$ и $\Delta H_0 = \Delta H_{кр}$, получим для этого случая:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e g \rho_w + m(1 - I). \quad (3.39)$$

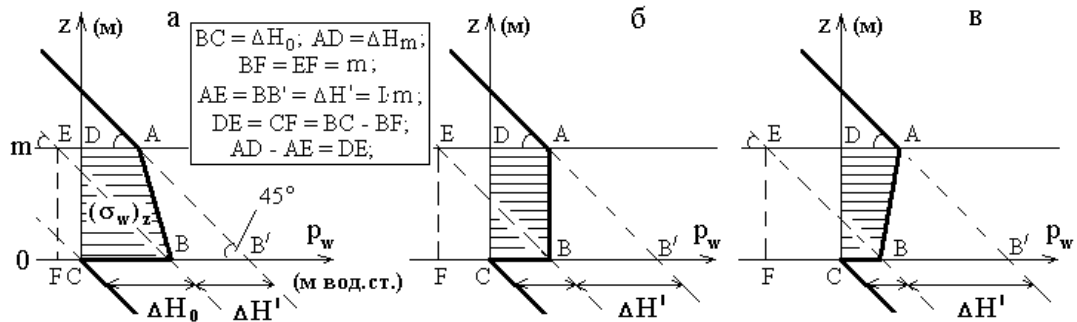


Рис. 3.11. Схема определения избыточного гидростатического давления $(\sigma_w)_z$ в экранирующем слое мощностью m при снижении напора в его основании на величину ΔH_0 для случаев: $I < 1$ (а), $I = 1$ (б), $I > 1$ (в). $\Delta H'$ – исходная разность уровней грунтовых и напорных вод, $I = \Delta H'/m$ – начальный градиент фильтрации, p_w – давление воды.

Уравнение (3.39) показывает, что сработка напора подземных вод, необходимая для полного разрушения водоупора от подошвы до кровли, зависит не только от состояния и свойств глинистых грунтов, но и от их мощности, а также от направления и величины градиента вертикальной фильтрации в условиях, предшествующих гидроразрыву. При $I = 1$ ($\Delta H' = m$) имеем: $\Delta H_{кр} = C/n_e g \rho_w = \text{const}$ (рис. 3.11, б). В частном, но широко распространенном случае, когда исходные положения пьезометрических уровней можно считать примерно одинаковыми ($-0.1 \leq I \leq 0.1$), уравнение (3.39) принимает вид:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e g \rho_w + m. \quad (3.39a)$$

Таким образом, если изначально перетекание подземных вод было восходящим ($I < 0$), то $\Delta H_{кр} > C/n_e g \rho_w + m$. Если $0 \leq I \leq 1$, то $C/n_e g \rho_w + m \geq \Delta H_{кр} \geq C/n_e g \rho_w$. При больших начальных, но некритических градиентах нисходящей фильтрации ($I > 1$) условие (3.37) более чем достаточно для гидроразрыва пласта. Исходя из характера распределения $(\sigma_w)_z$, можно ожидать (рис. 3.11, в), что в этом случае при падении напора трещинно-карстовых вод на величину $(\Delta H_0)_{кр} = C/n_e g \rho_w$ разрушение экрана будет прогрессирующим.

Обсуждаемая в этом и предыдущем разделах проблема имеет большое теоретическое и практическое значение. Поэтому в 1990-х гг. поставлены эксперименты на водонасыщенных эквивалентных материалах, целью которых было исследование условий и механизма нарушения устойчивости мощных слабопроницаемых пластов при техногенном изменении гидродинамического режима. Физическое моделирование выполнялось применительно к инженерно-геологическим условиям Москвы, Держинска

и Воронежской области на установке системы В.П. Хоменко и в стенде, сконструированном и изготовленном в ИГЭ РАН (рис. 3.12).

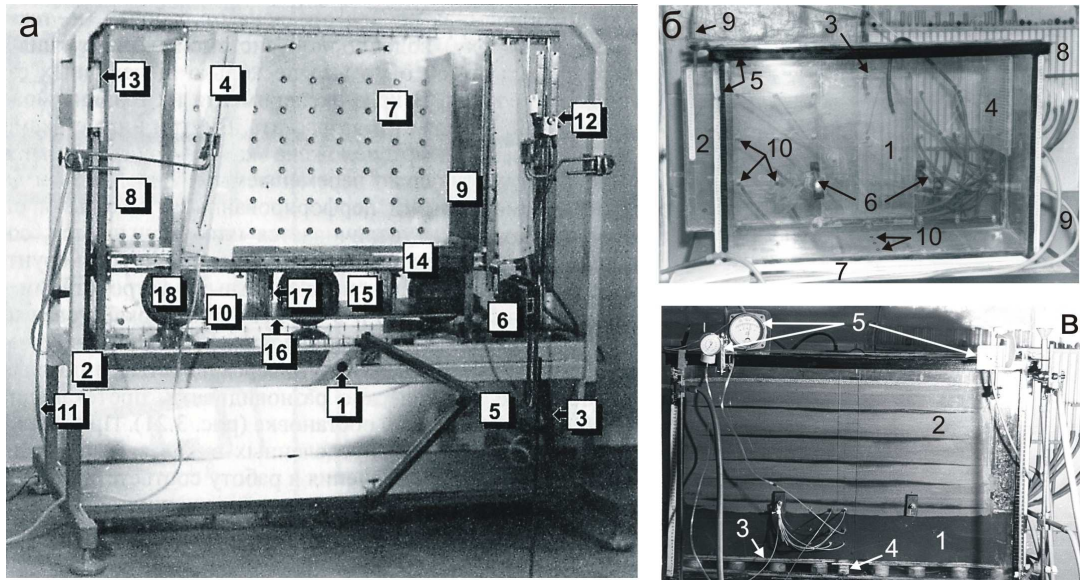


Рис. 3.12. Стенды физического моделирования провалов в условиях интенсивного изменения режима подземных вод: а – установка конструкции В.П. Хоменко, Е.П. Маханько, Е.И. Исаева и др. [296]; б – установка конструкции А.В. Аникеева, В.М. Кутепова; в – двухслойная модель.

Обозначения

а: 1 – горизонтальная опорная ось, 2 – жесткая неподвижная рама, 3 – поворотное устройство, 4 – осветитель, 5 – подвижная система крепления фоторегистратора 6, 7 – рабочая камера, 8 – боковая водоприемная камера, 9 – съемная перфорированная перегородка, 10 – нижняя водоприемная камера, 11 – соединительные шланги, 12 – устройство для автоматического поддержания постоянных уровней воды в водоприемных камерах, 13 – перемещаемый напорный бак, 14 – водоупорная система с устройством создания расширяющихся щелевидных отверстий, 15 – камера-грунтоприемник переменного объема, 16 – вертикально перемещаемое основание камеры 15, 17 – горизонтально перемещаемая перфорированная боковая стенка камеры 15 с автоматически изменяющейся высотой, 18 – очистной люк; б: 1 – рабочая камера, 2, 3 – боковая и задняя водоприемные камеры, 4 – перфорированная съемная стенка для создания дополнительной боковой водоприемной камеры; 5 – жесткая рама стенда, 6 – стяжки, 7 – опорный стол с выдвигаемыми ножками, 8 – пьезометры, 9 – шланги для подачи и спуска воды, 10 – штуцеры; в: 1 – экранирующий слой; 2 – толща несвязных грунтов с маркирующими прослоями подкрашенного песка; 3 – съемное перфорированное дно (с центральным вырезом) для создания нижней грунто- и водоприемной камеры, 4 – удаляющаяся подпорная стойка; 5 – манометры.

Процедура моделирования включала схематизацию природной обстановки, подбор материалов-эквивалентов, построение моделей и регулируемое изменение уровней воды в соответствии с условиями подобия, рабочей гипотезой и программой экспериментов, регистрацию деформаций и разрушений, вызванных этими изменениями [12, 14, 234, 295, 296]. Большую информацию к размышлению дает послойная разборка моделей после проведения опытов, которая дает возможность охарактеризовать строение и состояние

разрушенного массива и должна рассматриваться как неотъемлемая часть общей процедуры моделирования [10, 12].

Как отмечалось в разделе 3.3, разработанные критерии и константы подобия, позволяющие воспроизводить водоносные горизонты в моделях из эквивалентных материалов с помощью обычной воды и послужившие теоретической основой метода водонасыщенных эквивалентных материалов, подробно освещаются в работах [12, 14]. Здесь же отметим, что идея их получения из общего закона динамического подобия Ньютона заключалась в том, что в отличие от гидрогеологического лоткового моделирования [117, 181] нам вовсе не нужно добиваться подобия натурального и модельного фильтрационных потоков. Требуется лишь, учитывая силовое воздействие, которое оказывают подземные воды на горные породы, обеспечить подобие напряженного состояния массива и модели из водонасыщенных эквивалентных материалов. При этом главным критерием становится число Фруда, прямо следующее из общего закона динамического подобия.

Выяснилось, что на заключительных стадиях гидроразрыва водоупорных слоев большой мощности этот процесс имеет много общего с фильтрационным выпором глинистых грунтов. Установлено, что при некотором первом критическом понижении пьезометрического уровня (ΔH_1) отстреливание и отслаивание кусочков глин начинаются, но быстро затухают. При этом в подошве слоя образуется невысокая ($\leq L/2$) полость треугольного или коробчатого профиля (рис. 3.13).

Дополнительная сработка напора ($\Delta H_2 > \Delta H_1$) возобновляет растрескивание грунтов, и промежуточная полость становится сводообразной, высотой примерно равной диаметру или пролету отверстия L (рис. 3.13; 3.14, а). Как следует из данных, приведенных в правой части таблицы 3.3, зарегистрированные в опытах значения ΔH_1 в 2.5–3.4 раза, а ΔH_2 в 1.2–2.0 раза меньше, чем значения $\Delta H_{кр}$, вычисленные по формулам (3.37), (3.39). Поскольку сцепление глин при отрыве значительно меньше, чем при сдвиге [72, 199], то эти расхождения, вероятно, объясняются принятым допущением: $\sigma_p = C$. Возможно также, что некоторый вклад в формирование полостей на первой стадии разрушения вносят и растягивающие напряжения в подошве слоя (см. разделы 2.1, 2.3).

Выше сводообразных промежуточных полостей явное и тотальное дробление слоя не наблюдалось. Тем не менее, на второй стадии процесса структурные связи глин на высоте $z/L > 1$, вероятно, нарушаются, микротрещиноватость грунтов увеличивается, и связность уменьшается, так как при очередном понижении напора (ΔH_3) начинается выдавливание разрушенных глин под действием нисходящего фильтрационного потока.

Экспериментальные величины ΔH_3 (табл. 3.3) лежат в интервале значений, полученных из выражений (3.37), (3.39).

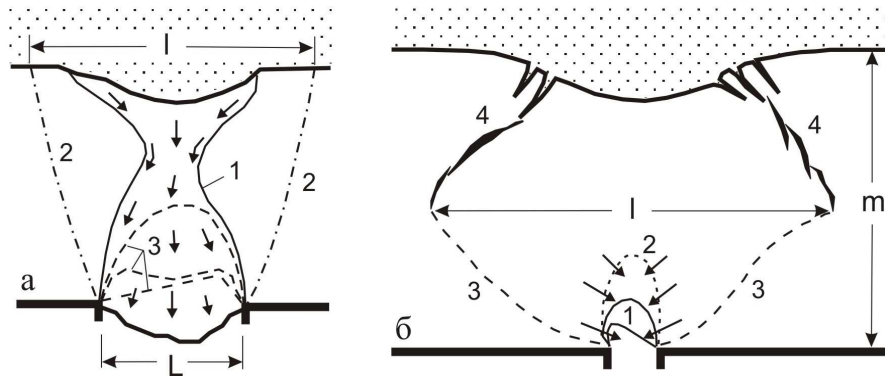


Рис.3.13. Форма области выдавливания (1) разрушенных глин позднекаменноугольно-позднеюрского возраста ($C_3vs - J_{2-3k-o}$), объединенных в единый слой мощностью $m/L = 1.6$, на участке ул. Тухачевского в Москве (а: 2 – границы будущего “окна” в водоупоре, 3 – контуры полостей после дробления глин на первых стадиях гидроразрыва). Обрушение верхней части экранирующего слоя ($m/L = 6.6$) верхнедевонских и нижнемеловых глин ($D_3\check{c} - K_1b$) над областью выдавливания на участке Нововоронежской АЭС (б: 1, 2 – промежуточные полости и предполагаемая граница зоны дробления на ранних стадиях процесса, 3 – нижняя граница области выдавливания разрушенных грунтов, 4 – трещины отрыва). Стрелками показано направление течения обломочного материала.

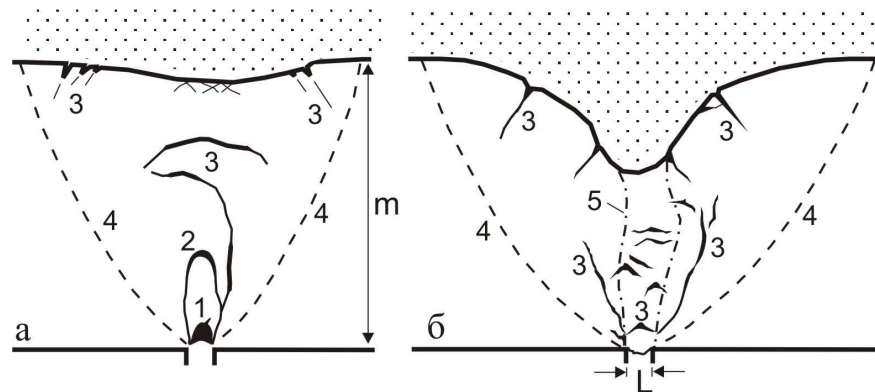


Рис. 3.14. Характер деформирования-разрушения экранирующего слоя верхнепермских глин (P_2t , $m/d = 13.5$) на участке А/О “Капролактам” в г. Дзержинске Нижегородской обл. на ранних (а) и завершающих (б) стадиях случайного гидроразрыва: 1 – промежуточная полость, 2 – область выдавливания раздробленных глин, 3 – трещины, 4, 5 – границы области видимого деформирования и сквозного отверстия соответственно.

В первый момент времени область выдавливания напоминает вазу. Затем ее горловина эродируется, и она становится параболической в слое, мощность которого не очень велика (рис. 3.13, а). По мере истечения раздробленных глин область выдавливания заполняется вышележащими песками, и в разделяющем слое формируется гидрогеологическое окно, максимальная ширина которого примерно в 2 раза больше диаметра отверстия ($l/L \leq 2$).

В слое мощностью $m/L = 6.6$ граница области выдавливания прослеживается только до его середины, верхняя часть водоупора деформируется как целое (рис. 3.13, б). Причем максимальная ширина этой области составляет $l/L = 8$, а поступающий в отверстие материал раздроблен до состояния «бешеной муки» – частиц с размером порядка 0.01 мм и менее. Их вынос (не только в этой, но и в модели № 2, табл. 3.3) происходит в форме сильного мутьевого потока, или струи.

Таблица 3.3. Результаты изучения устойчивости мощных глинистых пластов при откачках трещинно-карстовых вод методом водонасыщенных эквивалентных материалов

№ п/п	Характеристики разделяющего слоя моделей									Значения критической разности напоров				
	m/L	w _{mg}	w _{mmw}	w	S _r	n	n _e	ρ _d	C	Расчет		Эксперимент		
										ΔH _{min}	ΔH _{max}	ΔH ₁	ΔH ₂	ΔH ₃
	доли единицы							г/см ³	кПа	см				
1	1.6	0.11	0.24	0.54	0.98	0.60	0.48	1.10	7	146.6	154.6	58	120	151
2*	2.8	0.18	0.45	0.80	0.99	0.69	0.53	0.85	4	74.9	77.4	12	17	24
3	6.6	0.18	0.45	0.80	0.99	0.69	0.53	0.85	4	74.9	80.9	24	40	73
4	13.5	0.11	0.24	0.49	0.97	0.58	0.45	1.15	8	177.8	191.3	63	136	189

Примечания. Материал экранирующего слоя и установка моделирования: 1, 4 – глина келловейского яруса средней юры (рис. 3.13, а; рис. 3.14; стенд – на рис. 3.12, б); 2, 3 – смесь бентонита и кварцевого песка с весовым соотношением 60 % и 40 % (рис. 3.13, б; стенд – на рис. 3.12, а). m/L – относительная мощность, w_{mg} – максимальная гигроскопическая влажность, w_{mmw} – максимальная молекулярная влагоемкость, w – влажность, S_r – степень влажности, n – пористость, $n_e = (w - w_{mg})\rho_d/\rho_w S_r$ – эффективная пористость ($\rho_w = 1$ г/см³ – плотность воды), ρ_d – плотность скелета, C – сцепление. $\Delta H_{min} = C/n_e g \rho_w$, $\Delta H_{max} = C/n_e g \rho_w + m$. 2* – данные приводятся, но в анализе не учитываются, т.к. при создании щелевидного отверстия в водоупорной системе 14 (см. рис. 3.12, а) связность слоя по техническим причинам сильно нарушена.

Разрушение и выдавливание глин мощностью $m/L = 13.5$ при снижении напора на величину ΔH_3 наблюдается внутри эллиптической области шириной $l/L = 2-3$ и высотой до $z/L = 5-7$ (рис. 3.14, а). В окрестности этого “эллипсоида” возникают трещины отрыва, связанные с общим деформированием слоя, которое проявляется в изгибе его кровли и разуплотнении вышележащих песков. Дальнейшее уменьшение давления воды в основании слабопроницаемого пласта приводит к увеличению амплитуды его прогиба и, в конечном итоге, к формированию сквозного отверстия, или окна, в водоупоре (рис. 3.14, б). Но для этого нужно, во-первых, удалить очень большой объем обломочного материала и, во-вторых, создать высокую разность напоров, вероятно, близкую к той, что требуется для фильтрационного выпора грунтов ($\Delta H_4 \approx 3$ м).

Наблюдавшиеся в опытах явления укладываются в рамки концепции, изложенной в разделе 2.4, и объясняются именно с этих позиций. Так, отмечавшееся выше сужение области дробления (1 на рис. 3.13, а) обусловлено существованием зажатых клиньев ADA’

и BDB' (рис. 3.15, а). Внутри них повышенные напряжения в скелете пород препятствуют развитию опасного процесса. Растрескивание слоя в явной форме и в первую очередь происходит в зоне разгрузки ADB , после чего неустойчивыми оказываются не точки A и B , а вершина свода D . Это подтверждает вывод разделов 2.2, 2.5 об уязвимости верхней части неравновесных структур, которые формируются над карстовой полостью вследствие перераспределения напряжений. Видно также, что независимо от мощности водоупора область дробления и выдавливания грунтов (2, рис. 3.13, а; 3.14, а) в заключительной фазе процесса совпадает с областью влияния отверстия ($2 + 2'$, рис. 3.15, а). Размеры этой области в одинаковых по составу, но разных по мощности пластах разные.

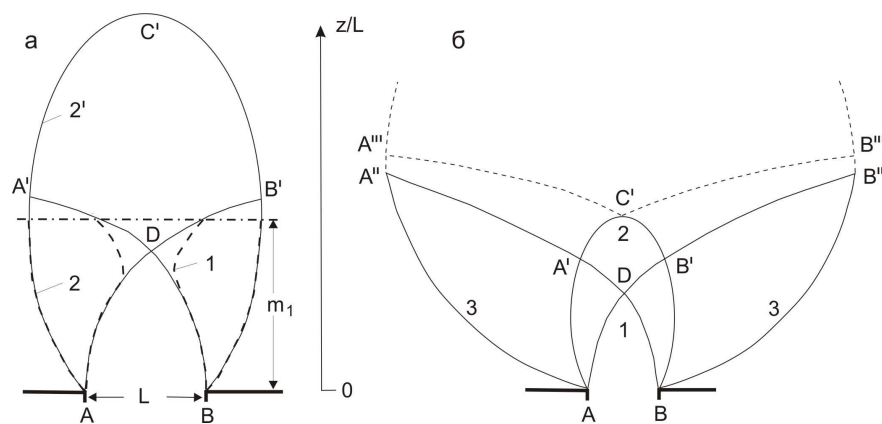


Рис. 3.15. Строение области влияния ослабленного участка (см. рис. 2.18) и разрушение слабопроницаемых пластов (см. рис. 3.13, 3.14).

Несколько иной характер разрушения, показанный на рис. 3.13, б и 3.15, б объясняется составом смеси, из которой приготовлен слабопроницаемый слой. Мелкозернистый кварцевый песок (40 %), по-видимому, ослабил сцепление материала (см. табл. 3.3), а большое весовое содержание порошка бентонита (60 %) не позволило в полной мере реализоваться внутреннему трению. В итоге дробление слоя в зоне разгрузки напряжений, а затем и в области влияния сопровождалось раздавливанием и пластическим течением материала внутри широкой зоны опорного давления. Здесь (см. рис. 3.15, б), как и в разделе 2.5 (см. рис. 2.23), мы приходим к выводу о возможности существования не одной, а множества областей влияния, реализация той или иной из которых зависит от целого комплекса условий и факторов. Подтверждается и вывод о том, что с уменьшением прочностных показателей грунта размеры этой области увеличиваются.

С составом материала, очевидно, связана и степень его диспергирования при гидроразрыве. В моделях, экранирующий пласт которых изготавливался из предварительно замоченной и перемешанной вручную келловейской глины (рис. 3.13, а, 3.14), наблюдалось отслаивание макроскопических частиц с размером от долей до

нескольких миллиметров. Слои на основе бентонита и песка (№ 2, № 3, табл. 3.3), как упоминалось, разрушались до состояния “бешеной муки”.

Такой характер разрушения заставил снова обратиться к работам механиков и горных инженеров, но посвященным проблеме внезапных выбросов угля и газа [163, 164, 194, 214, 300–302]. Несмотря на разные приемы математического описания процесса, авторы этих работ считают, что выбросы представляют собой послойный отрыв газом частиц породы с поверхности, обнажаемой при проходке выработок. По-видимому, впервые условие развития этого процесса сформулировано С.А. Христиановичем, который показал, что импульс, создаваемый перепадом давлений газа в массиве и на свободной поверхности, должен превышать сумму расходов на придание газу скорости и отрыв элементарного слоя породы [301]. С учетом некоторых допущений (задача рассматривается как одномерная, скорость распространения фронта волны выброса много меньше скорости истечения газа) это условие записывается в виде [164, 214]:

$$(p_1 - p_0)n_g \geq (\rho_g v^2)_0/n_g - (\rho_g v^2)_l/n_g + \sigma_p. \quad (3.40)$$

Новыми в уравнении (3.40) являются следующие обозначения: n_g – отношение части поперечного сечения, занятой газом, к общему сечению породы (при этом часть пор, занятая жидкостью, не учитывается); p , ρ_g , $v = n_g u$ – давление, плотность и скорость фильтрации газа (u – истинная скорость его движения). Индексы 0 и 1 относятся к величинам у обнаженной поверхности и на удалении l_d от нее (l_d – расстояние между дефектами строения породы – трещинами, порами и др.).

Решение неравенства (3.40) требует привлечения дополнительных выражений, устанавливающих связь входящих в него параметров. При этом основным обычно служит уравнение сохранения массы газа. Используется формула сорбции типа Ленгмюра, задаются характер процесса – изотермический или адиабатический, и режим фильтрации – ламинарный или турбулентный. Полученные при этом дифференциальные уравнения интегрируются с учетом начальных и граничных условий, и находятся достаточно сложные зависимости между давлением, температурой, плотностью газа, скоростью его движения и коэффициентом фильтрации, пористостью и прочностью горных пород.

Если же в первом приближении пренебречь фильтрацией, то $v_0 = v_1 = 0$, и динамическое условие (3.40), в котором $p_1 - p_0 = \Delta p$, становится статическим:

$$\sigma_p - n_g \Delta p \leq 0. \quad (3.41)$$

Поскольку $n_g \equiv n_e$, $\sigma_w = n_e \Delta p \equiv n_g \Delta p$, неравенство (3.41) аналогично – (3.31), если $\sigma_i = 0$. Безусловно, напряженное состояние массива в окрестности карстовой полости влияет на распространение волны дробления в слабопроницаемых водонасыщенных грунтах и сопутствующие процессы – изгиб мощного слоя и трещинообразование в его верхней

части. Тем не менее, в зоне разгрузки напряжений, как показывает выполненный анализ экспериментальных данных, это допущение ($\sigma_i = 0$) справедливо, а в области влияния отверстия достаточно корректно.

Из экспериментов следует также, что на каждой стадии деформирования в уравнении (3.33) раздела 3.3 имеет место переход: $K_\sigma \gg K_\tau \rightarrow K_\sigma \ll K_\tau$. Нетрудно понять, почему это происходит. Поскольку растрескивание – процесс быстрый, время любой его стадии t в управляющих комплексах $K_\sigma = (\underline{L} - tK_\phi)/\underline{L}$, $K_\tau = tK_\phi/\underline{L}$ мало. Но коэффициент фильтрации K_ϕ при дроблении резко возрастает, характерная длина \underline{L} , которую можно трактовать как путь движения воды, падает, так как пористость увеличивается, а изначально большая извилистость пор, благодаря которой глинистые грунты и служат “экранами” [246], уменьшается. Поэтому в отличие от рассмотренного в предыдущем разделе перехода $K_\sigma(t) \rightarrow K_\tau(t)$, имеющего место при нагрузках ниже критических, тот же переход при разрушении ($K_\sigma \rightarrow K_\tau$) носит скачкообразный характер. Таким образом, мы еще раз убеждаемся в том, что являясь самоорганизующейся системой, массив пород стремится ослабить опасное для него воздействие и, разрушаясь в некотором объеме при очередном снижении напора, как бы заменяет действие σ_w на $-\tau_w$.

Из сказанного выше следует важный вывод практического характера: наибольшую опасность для водоупоров представляют колебания пьезометрического уровня трещинно-карстовых вод, характерные для сезонной эксплуатации водозаборов и опытных фильтрационных работ. И действительно, в экспериментах замечено, что восстановление напора ниже разделяющего слоя на стадии затухания гидроразрыва возобновляет процессы отслаивания частиц, выпадения обломочного материала с его подошвы и формирования промежуточной полости в глинах.

В заключение отметим, что предложенные расчетные зависимости вполне пригодны для оценки устойчивости слабопроницаемых пластов. Более того, они количественно объясняют снижение прочности и увеличение деформируемости глин при длительной нисходящей фильтрации [39] и провалообразование в мощной глинистой толще [331]. Однако на участках строительства атомных и гидроэлектростанций, железных дорог и других особо ответственных сооружений недопустимо появление в водоупоре не только окна, но и вывалов пород и даже микротрещин. В этой связи процесс нарушения сплошности экранирующих пластов при снижении напора трещинно-карстовых вод, несомненно, требует дальнейшего изучения. И такие работы ведутся, но поставлены они в Китае и США [343, 356, 357, 359–361], после того как там были опубликованы некоторые результаты исследований этого процесса [320, 321].

3.5. Математическое моделирование полей порового давления и деформаций пород при откачках подземных вод

При анализе процесса случайного гидроразрыва деформации слабопроницаемых пород и изменения объема их поровой воды не учитывались. Это позволило записать простое уравнение равновесия действующих сил и получить его аналитические решения, которые, на наш взгляд, обладают достаточной для практических оценок точностью и очень удобны в силу своей простоты. Тем не менее, со сжимаемостью скелета водонасыщенных грунтов и самой воды, как показывает анализ результатов математического моделирования [21], связаны интересные и даже парадоксальные эффекты, возникающие при откачках подземных вод.

Модель М. Био как основа расчетов НДС двухфазных сред

Модель Био [323] широко применяется в геологии для исследования полей порового давления и деформаций горных пород при техногенном нарушении гидродинамического режима [341, 342, 363]. Она состоит из решаемых совместно уравнений, которые могут быть записаны в виде [26]:

$$(\lambda + \mu)\text{grad div}U + \mu\nabla^2U - \text{grad}P = 0, \quad (3.42)$$

$$\text{div}((K_\phi/g\rho_w)\text{grad}P) = \partial(\text{div}U)/\partial t + n\beta_w(\partial P/\partial t),$$

В этих уравнениях использованы следующие обозначения: U – вектор перемещения твердой фазы; P – изменение давления жидкой фазы; λ , μ – коэффициенты Ламе, связывающие деформации и напряжения в законе Гука для изотропной среды в главных осях тензоров деформаций и напряжений; grad , div , ∇^2 – дифференциальные операторы – градиент, дивергенция и оператор Лапласа соответственно; n – пористость грунта; K_ϕ , ρ_w , β_w – коэффициент фильтрации, плотность и объемная сжимаемость воды; g и t – ускорение свободного падения и время.

Первое уравнение в системе (3.42) отражает условия равновесия, а второе – аналогично уравнению консолидации и получено М.А. Biot (1962) из закона Дарси и уравнений неразрывности жидкости и вмещающих ее пород. Таким образом, модель (3.42) справедлива для линейной фильтрации и упругого поведения скелета грунтов в изотермических условиях. Большим ее достоинством, помимо возможности решения трехмерных задач, является учет совместного деформирования двух фаз. Очень важно при этом, что сжимаемым является не только каркас, но и поровая вода.

Как показано Н.А. Артамоновой [26], в настоящее время существуют различные строгие (для одномерных и двумерных задач) и приближенные (для пространственных задач) решения модели Био, но все они базируются на сильных упрощениях реального

взаимодействия горных пород и подземных вод. Например, предположение об отсутствии горизонтальных перемещений и сдвиговых деформаций скелета позволяет связать его дилатацию ϵ с параметром P коэффициентом пропорциональности $a = \epsilon/P$. При этом система уравнений (3.42) принимает вид:

$$\begin{aligned} (\lambda + \mu)\text{graddiv}U + \mu\nabla^2U - \text{grad}P &= 0, \\ \text{div}((K_\phi/g\rho_w)\text{grad}P) &= (a + n\beta_w)(\partial P/\partial t), \end{aligned} \quad (3.43)$$

Решение системы (3.43) хорошо описывает изменение полей U и P при $t \gg t_0$ (t_0 – начальный момент времени), но в отличие от уравнений (3.42) не позволяет определить напряженно-деформированное состояние массива пород в начале водоотбора. Вместе с тем первые часы откачек представляют наибольший интерес, поскольку именно в это время падение напора достигает максимальных значений.

Совместными усилиями сотрудников механико-математического и геологического факультетов МГУ им М.В. Ломоносова найдено и опробовано численное решение задачи Био в первоначальном варианте (3.42) с сохранением возможности совместного деформирования двух фаз [337]. Оно основано на использовании вариационно-разностного метода и метода линейной алгебры Холецкого и позволяет решать объемные задачи в цилиндрической системе координат для разного рода граничных условий, если сжимаемостью зерен грунта по сравнению со сжимаемостью его скелета можно пренебречь.

Деформирование многослойного массива пород в процессе водоотбора

В качестве объекта моделирования выбран слоистый массив терригенных и морских пород на участке строительства Храма Христа Спасителя в Москве. Геологическое строение массива и гидрогеологические условия показаны на рис. 3.16. Видно, что верхний безнапорный водоносный комплекс состоит из аллювиального (aIII-IV) и перхуровского (C_{3pr}) горизонтов. Напор нижнего ратмировского водоносного пласта (C_{3rt}) устанавливается на 15.5 м выше его кровли. Перекрывающим и подстилающим водоупорами являются соответственно неверовские (C_{3nv}) и воскресенские (C_{3vs}) глины.

На этом участке гидрогеологической партией ВНИПИ “Стройсырье” проводилась совершенная кустовая откачка трещинно-карстовых вод ратмировских отложений. В процессе откачки велись наблюдения за пьезометрическими уровнями нижнего и верхнего водоносных горизонтов (рис. 3.17), данные которых использовались для проверки результатов математических расчетов. Радиус влияния откачки достигал 160 метров, что также учитывалось при выборе размеров модели и граничных условий.

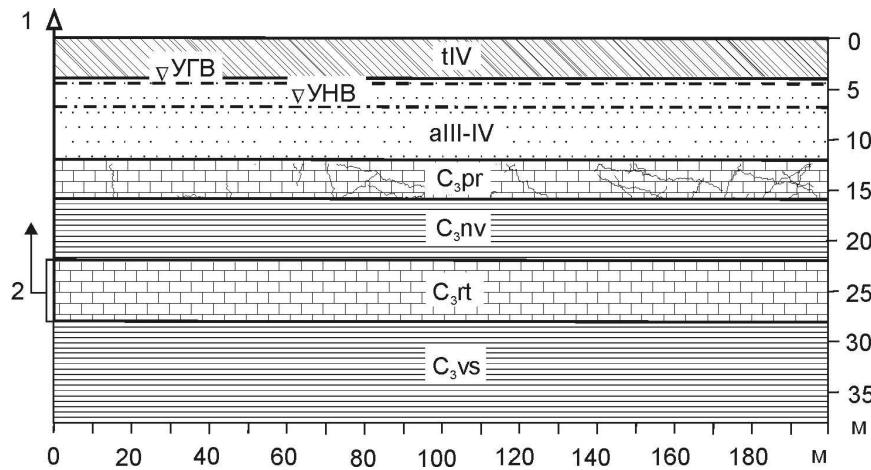


Рис. 3.16. Гидрогеологический разрез массива-основания Храма Христа Спасителя в Москве: tIV – насыпные грунты, aIII-IV – аллювиальные пески верхнего неоплейстоцена – голоцена; верхнекаменноугольные отложения: C₃pr, C₃rt – перхуровская и ратмировская карбонатные толщи; C₃nv, C₃vs – неверовская и воскресенская глинистые толщи; УГВ и УНВ – уровни комплекса грунтовых вод и ратмировского горизонта напорных вод; 1 – водозаборная скважина, 2 – интервал глубины откачки напорных вод.

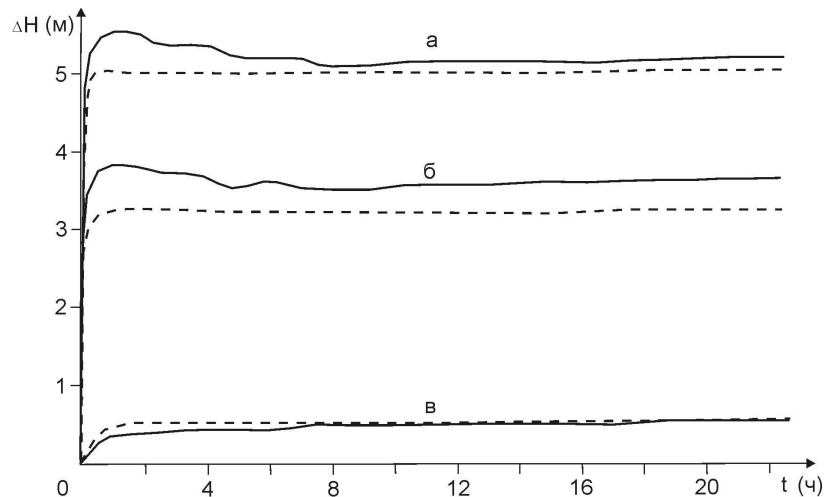


Рис. 3.17. Графики зависимости понижения напора ратмировского водоносного горизонта ΔH от времени откачки t : а – в центральной скважине; б, в – в 14 м и в 112 м от нее. Сплошными линиями показаны измеренные в наблюдательных скважинах значения ΔH , пунктирными – вычисленные.

Для каждого слоя модели задавались удельный вес насыщающей жидкости ($\gamma_w = \rho g_w = 1 \cdot 10^4 \text{ Н/м}^3$) и приведенные в табл. 3.4 значения модуля упругости, коэффициента Пуассона и коэффициента фильтрации. Радиус осесимметричной модели составлял 200 м, высота – 38 м, шаг равномерной сетки ее узлов по вертикали – 1 м, по горизонтали – 8 м. Принималось, что на верхней границе изменение давления воды равно нулю, поверхность свободна от напряжений ($P = 0, \sigma_z = 0, \tau_{rz} = 0$); на нижней границе градиент изменения давления воды по вертикали равен нулю, вертикальные перемещения отсутствуют ($dP/dz = 0, U_z = 0$); на боковой границе, расположенной в радиусе 200 метров от центральной

скважины, изменение давления воды равно нулю, радиальные перемещения отсутствуют ($P = 0$, $U_r = 0$); по оси водозаборной скважины градиент изменения давления воды по горизонтали равняется нулю, радиальные перемещения также отсутствуют ($dP/dr = 0$, $U_r = 0$) везде за исключением самого эксплуатируемого пласта. На шестиметровом интервале, через который происходит отбор воды, задавался постоянный дебит скважины, составляющий, как и при откачке, 1.85 л/сек.

Таблица 3.4. Свойства горных пород, полученные по результатам их лабораторного изучения и откачек подземных вод

Возраст, геологический индекс	Состав пород	Модуль упругости E, МПа	Коэффициент Пуассона ν	Коэффициент фильтрации K_f , м/сут
tIV	Насыпные грунты	1.0×10^2	0.25	40
aIII-IV	Пески разномерные с гравием и галькой	1.64×10^2	0.25	40
C _{3pr}	Известняки мелкозернистые трещиноватые	2.3×10^4	0.26	11
C _{3nv}	Глины мергелистые	1.88×10^4	0.40	5×10^{-5}
C _{3rt}	Известняки мелкозернистые	2.5×10^4	0.25	5
C _{3vs}	Глины мергелистые	2.0×10^4	0.31	1×10^{-5}

Результаты моделирования показаны на рис. 3.17, 3.18. На первом из них видно, что в центральной и в наблюдательных скважинах спустя 5–7 часов после начала откачки устанавливается стационарный режим фильтрации. При этом расчетные и измеренные значения уровня воды практически совпадают, поскольку в модели, как и в массиве, возможен приток воды извне. Полное слияние графиков наблюдается на расстоянии 112 м от водозаборной скважины, наибольшее расхождение порядка 30–35 см – на расстоянии 14 м от нее, но и оно составляет всего 10 % от величины снижения напора. Таким образом, выбранная математическая модель адекватно отражает характер техногенного изменения пластового давления.

На рис. 3.18 (а) видно, что в первую же минуту после начала откачки выше и ниже ратмировского водоносного горизонта возникают зоны повышенного порового давления, впоследствии исчезающие. Необходимо отметить, что первоначальный подъем УГВ на 10–30 см был зафиксирован и в наблюдательных скважинах. Согласно известному принципу К. Терцаги уменьшение давления воды в ратмировских известняках вызывает “мгновенное” увеличение напряжений в их каркасе. При этом нейтральные и эффективные напряжения в глинах не должны были бы изменяться сразу, так как

проницаемость водоупорных слоев крайне мала (табл. 3.4). Поэтому повышение порового давления требует объяснения.

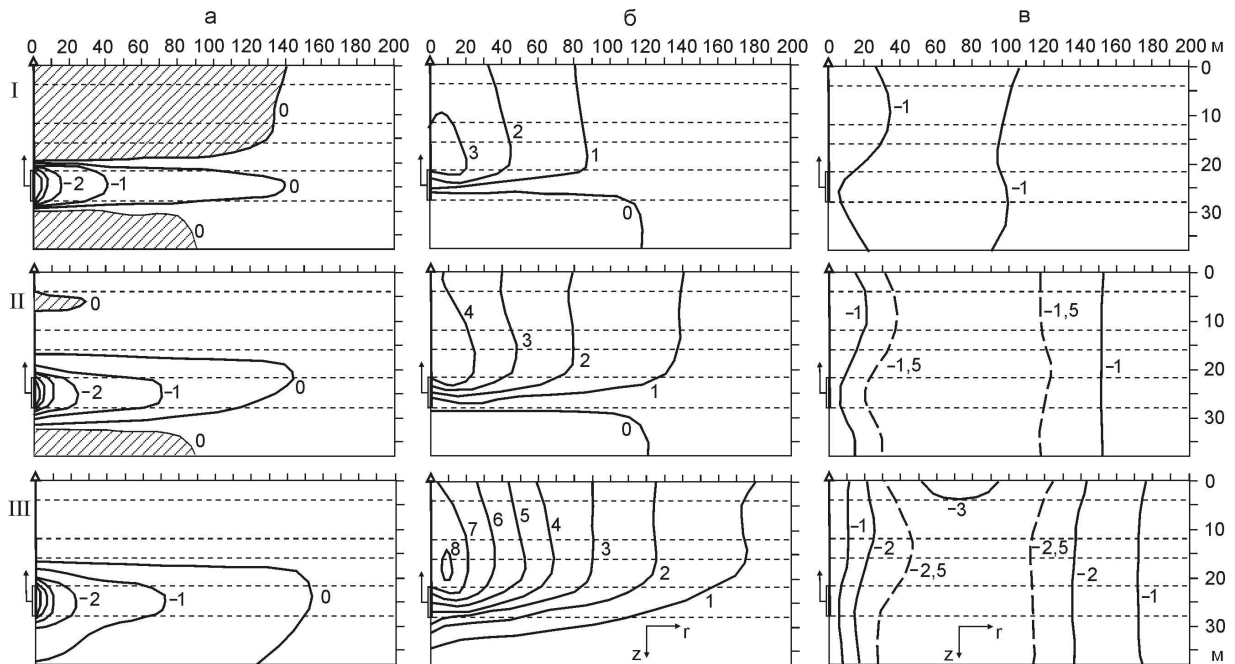


Рис. 3.18. Изолинии порового давления (а, 10^{-2} Мпа), вертикальных (б) и горизонтальных (в) перемещений (10^{-3} мм) скелета пород через 1 минуту (I), 1 час (II) и 40 часов (III) после начала откачки. Заштрихована область увеличения порового давления; z и r – положительные направления вертикальной и радиальной осей; горизонтальные пунктирные линии – стратиграфические границы на рис. 3.16.

Рис. 3.18 (в) показывает, что во всей моделируемой толще имеют место горизонтальные перемещения пород по направлению к центральной скважине, обусловленные локальным снижением пластового давления ратмировского горизонта. Радиальные перемещения скелета, очевидно, сопровождаются его горизонтальным сжатием вблизи водозаборной скважины и растяжением вдали от нее. Вероятно, именно увеличение горизонтальных напряжений в радиусе 90–140 м от осевой линии в первый момент времени (рис. 3.18, в-I) воспринимается поровой водой соседних с эксплуатируемым горизонтом слоев, что и приводит к возникновению зон повышения напора (рис. 3.18, а-I). Время рассеивания порового давления и исчезновения этих зон должно быть тем больше, чем меньше проницаемость слоя горных пород и больше его мощность [21]. И действительно, через час после начала откачки в неверовских глинах эта зона пропадает, а в воскресенских – уменьшается, но по-прежнему существует (рис. 3.18, а-II). Не совсем понятно, правда, почему в это же время избыточное давление воды сохраняется в четвертичных песках. Возможно, это связано с общим прогибом толщи (рис. 3.18, б-II), который сопровождается объемным сжатием пород в ее верхней части.

На рис. 3.18 (б) видно, что с течением времени область вертикальных перемещений пород растет в глубину, но главным образом в ширину. Как и следовало ожидать, наиболее сильно деформируются верхние слои, и радиус воронки оседания на земной поверхности увеличивается от 80 м в первую минуту до 180 м через 40 часов с начала откачки. Каплеобразная форма изолиний вертикальных перемещений, по-видимому, объясняет тот факт, что максимальная глубина воронок оседания часто наблюдается не у ствола водозаборной скважины, а в нескольких метрах от него. Особенно хорошо это заметно по положению изолинии 8 (очага U_z) на рис. 3.18, б-III.

Таким образом, математическое моделирование, в основе которого лежит численное решение модели Био, показывает, что снижение напора трещинно-карстовых вод влечет за собой практически мгновенное изменение напряженно-деформированного состояния не только водоносного, но и водоупорных и смежных слоев. В окрестности водозаборной скважины возникает зона горизонтального сжатия пород. В этой зоне поровое давление грунтов, залегающих выше и ниже напорного пласта, сразу же возрастает. Подъем УГВ, зарегистрированный в наблюдательных скважинах, невелик, однако в глинах, учитывая невозможность быстрого оттока поровой воды, увеличение ее давления должно быть существенно больше, чем в легко проницаемых грунтах. Повышение порового давления в начале откачек может способствовать развитию процесса случайного гидроразрыва экранирующих пластов, рассмотренного в предыдущих параграфах. Со временем избыточные напоры исчезают в ходе фильтрации, дополнительная нагрузка передается на скелет горных пород, и размеры области влияния водозабора значительно увеличиваются.

Выводы

1. Как и горные породы, термопластические эквивалентные материалы, впервые использованные для изучения устойчивости закарстованных территорий, являются упруговязкопластическими телами. В зависимости от состава и температуры в их деформационном поведении может доминировать упругий, вязкий или пластический характер. При их применении в инженерно-геологических целях геометрический масштаб не должен превышать значений 50–100. Масштабы времени, скорости и вязкости определяются отношением чисел Фруда и Рейнольдса, которое служит кинематическим критерием любых длительных процессов, развивающихся в массивах пород. Совместное выполнение этого и статического критериев подобия на геометрически подобных физических моделях, построенных с соблюдением условий однозначности, позволяет исследовать и прогнозировать большинство геологических процессов. Возможность

воспроизведения процессов, вызванных изменением влажности горных пород, на одной модели реализуется с помощью введения неравномерной шкалы времени.

2. Из результатов опытов, впервые выполненных с соблюдением временного подобия на объемных моделях из термопластических материалов, следует, что скорость деформирования водоупоров над подземными полостями зависит в первую очередь от консистенции глинистых пород. Так, твердые глины в моделируемых условиях деформируются вплоть до разрушения в течение неопределенно долгого времени, полутвердые – в течение нескольких лет, тугопластичные – первых месяцев и пластичные – нескольких дней. Величина критического прогиба и механизм последующих стадий процесса также определяются деформационно-прочностными свойствами связных дисперсных пород и, следовательно, их влажностью.

3. Подавляющее большинство расчетных методов, которые используются для оценки устойчивости районов покрытого карста, базируется на модели среза пород по цилиндрической поверхности. Перераспределение напряжений над срезаемым блоком экранирующего глинистого слоя в первом приближении можно учесть, введя в расчет давление от веса свода обрушения, который формируется в вышележащих песках. Хорошей альтернативой схеме среза при определении диаметра сквозных отверстий в водоупоре или критической ширины залегающей под ним полости может служить модель обрушения пород в пределах параболического свода, отражающая реальный механизм провалообразования и хорошо зарекомендовавшая себя в горно-геологической практике.

4. Выделяются две формы нарушения сплошности слоя связных грунтов над карстовой полостью. Первая форма, или классический механизм разрушения заключается в изгибе слоя и образовании трещин отрыва по краям пролета отверстия; трещина отрыва в центре пролета образуется только над полостями, длина которых много больше их поперечных размеров, то есть в условиях плоской задачи. Краевые трещины могут замыкаться, образуя выпадающий свод. Качественно иная, вторая форма разрушения обнаружена в опытах на водонасыщенных эквивалентных материалах. Теоретическую основу этого метода физического моделирования составляют разработанные условия подобия уровней подземных вод, выполнение которых обеспечивает общее подобие напряженного состояния массива и модели. Технология проведения опытов во многом сходна с технологией лоткового моделирования, но имеет и свои особенности.

5. Вторая форма, названная случайным гидроразрывом слабопроницаемых грунтов, возникает при снижении пластового давления и заключается в отстреливании кусков породы с подошвы слоя, в растрескивании пласта и быстром распространении фронта дробления над ослабленным участком. Сформулированы необходимые и достаточные

условия этого процесса. На основании представлений об объемной фильтрационной силе – гидродинамическом давлении – как сумме касательных и нормальных к стенкам пор напряжений показано, что именно последние служат главным действующим фактором этой формы разрушения. Предложен общий критерий развития процесса, и с помощью некоторых допущений получены расчетные зависимости критической разности напоров от эффективной пористости, сцепления и мощности грунтов, а также от начального градиента фильтрации. Таким образом, разработана детерминированная модель образования окон в водоупорах, позволяющая прогнозировать их появление и управлять устойчивостью закарстованных территорий.

6. Математическое моделирование, в основе которого лежит численное решение модели Био, показывает, что снижение напора трещинно-карстовых вод влечет за собой практически мгновенное изменение напряженно-деформированного состояния не только водоносного, но и смежных слоев. В окрестности водозаборной скважины возникает зона горизонтального сжатия пород. В этой зоне поровое давление водонасыщенных грунтов, залегающих выше и ниже напорного пласта, сразу же возрастает. В окрестности ослабленных участков массива этот интересный и даже парадоксальный эффект, обусловленный совместным деформированием твердой и жидкой фаз грунта, может вносить заметный вклад в гидравлическое разрушение слабопроницаемых отложений.

Глава 4. Образование провалов в песчаном слое

4.1. Суффозия массы как процесс деформирования несвязных грунтов

Как отмечалось в гл. 1, причиной образования провалов и воронок в карстовых районах в большинстве случаев служит массовая суффозия – поступление несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы. Представляется, что локальное прогнозирование этого процесса далеко от совершенства в первую очередь из-за недостаточной изученности механизма и кинематики деформирования сыпучих грунтов. В настоящее время почти вся информация по этой проблеме получена на основании данных физического моделирования [11, 13, 15, 28–30, 42, 50, 77, 89, 109, 191, 192, 280–282, 295–297, 319, 326, 343]. Она наиболее полно представлена в работах [295, 296] и кратко сводится к следующему. В капиллярно-влажных песках формируются устойчивые сводообразные полости (4 на рис. 4.1, а). Их обрушение в зоне аэрации у дневной поверхности (4 на рис. 4.1б) приводит к провалам. В водонасыщенных несвязных грунтах при нисходящей фильтрации образуются зоны вязкопластического истечения или фильтрационного выпора песка (5 на рис. 4.1, б), а также суффозионные полости (6, рис. 4.1, б), останавливающие дальнейшее развитие процесса. В восходящем фильтрационном потоке имеет место ползучее, по терминологии М.Н. Гольдштейна [44], разжижение песка над ослабленным участком и как следствие – рост щели или перевернутой конической полости в основании покровной толщи (рис. 4.1, в). Рост щели или полости может прекратиться (10 на рис. 4.1, в) или спровоцировать разрушение большого объема грунтов (9 на рис. 4.1, в). Обычно все эти процессы и связанные с ними подземные формы рассматриваются как самостоятельные и независимые компоненты, или карстово-суффозионные процессы и формы.

Некоторые из этих представлений обязаны своим существованием чисто модельным эффектам. Дело в том, что согласно теории подобия физически однородных явлений (см. формулу (3.1) раздела 3.1) сцепление материалов моделей C^M и горных пород (натурных материалов) C^H связано соотношением $C^H/C^M = \alpha_p \alpha_l$, в котором $\alpha_p = \rho_n/\rho_m$ и $\alpha_l = l_n/l_m$ – масштабы плотности и геометрических размеров. При имитации покровной толщи с помощью естественных песков $\alpha_p \approx 1$, а геометрический масштаб при решении инженерно-геологических задач чаще всего составляет $\alpha_l = 50–150$. Тогда $C^M = C^H/50 \div C^H/150$, то есть модельное сцепление должно быть в 50–150 раз меньше натурального. На самом же деле оно примерно равно натурному сцеплению, а иногда даже больше в силу технологических причин. Поэтому результаты лабораторных опытов с влажным песком нельзя прямо ($l_n = l_m \cdot \alpha_l$) переносить на реальную толщу несвязных грунтов и

предполагать, что в ней образуются устойчивые своды обрушения, пролет которых соизмерим с мощностью песчаного слоя. Необходимо опосредованно оценивать экспериментальные данные.

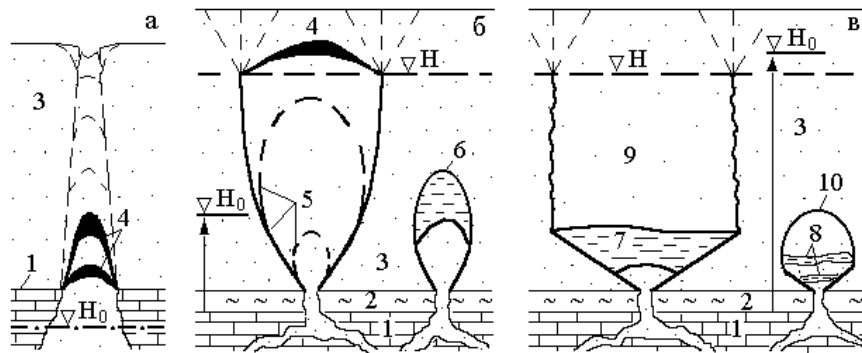


Рис. 4.1. Формы разрушения капиллярно-влажных (а) и водонасыщенных (б, в) несвязных грунтов при нисходящей (б) и восходящей (в) фильтрации: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – пески, 4 – сводообразная трещина или полость, 5 – область фильтрационного выпора или вязкопластического истечения песка, 6 – устойчивая суффозионная полость, 7 – неустойчивая коническая полость, 8 – щель, 9 – область внезапного разрушения, 10 – зона разуплотнения. H и H_0 – уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод; пунктиром показаны границы возможного обрушения.

Над крупными ослабленными участками промежуточные полости в перекрывающих несвязных грунтах, если и появляются, то быстро исчезают. При этом разрушение, как показано на рис. 4.1 (а), постепенно распространяется все выше вплоть до выхода процесса на земную поверхность. Последнее возможно, только если полое пространство закарстованного массива достаточно велико. В противном случае продвижение столба обрушения остановится внутри толщи, и инженерно-геологические изыскания зафиксируют локальную зону разуплотнения песков.

Точно так же и суффозионные полости могут реально существовать лишь в супесях, суглинках и глинах, то есть в связных грунтах. Устойчивость обнаруженных в экспериментах полостей объясняется наличием заземленного воздуха, который остается в порах материала даже при самой тщательной его засыпке и увлажнении. В процессе деформирования воздух поднимается вверх и образует воздушную пленку в вершине суффозионной полости. В моделях, не очень тщательно насыщенных водой, и в мощных слоях, приготовленных из мелкозернистых песков (независимо от тщательности увлажнения), можно наблюдать формирование крупных воздушных пузырей, а при их удалении – быстрое истечение песка и исчезновение полости.

Таким образом, при незначительных градиентах нисходящей фильтрации ($H \geq H_0$) в массиве несвязных пород формируется область вязкопластического течения, а при ощутимых ($H > H_0$) – область фильтрационного выпора. Однако, и та, и другая

представляют собой трубообразные, бипараболические или эллипсоидные каналы (рис. 4.2), строение которых принципиально не отличается от строения каналов движения воздушно-сухих сыпучих материалов (см. рис. 2.23). В водонасыщенных песках образуются те же самые структурные элементы – воронка внедрения и прогиба, эллипсоид выпуска и разрыхления (рис. 4.2), отвечающие отдельным зонам области влияния или их комбинациям (см. рис. 2.18). При достаточно больших значениях разности напоров ΔH картина начальных стадий деформирования (разуплотнение, зарождение сдвигов, смещение блоков и т.п.) в моделях оказывается “смазанной”. Виноваты в этом, по-видимому, вертикальные составляющие гидродинамического давления, тогда как его горизонтальные составляющие способствуют расширению канала.

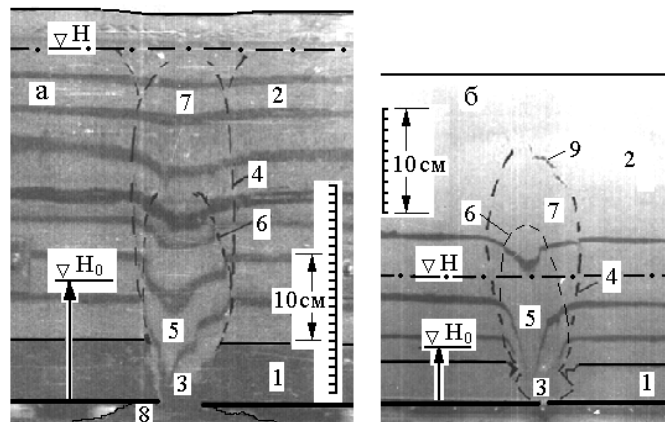


Рис. 4.2. Строение области деформирования водонасыщенных песков на участках ул. Тухачевского в Москве (а) и Нововоронежской атомной электростанции (НВ АЭС-2, б). Результаты физического моделирования: 1 – экранирующий глинистый пласт; 2 – песчаная толща с маркирующими прослоями окрашенного песка; 3 – область разрушенных глин; 4 – канал течения песка; 5 – воронка внедрения; 6 – эллипсоид выпуска; 7 – эллипсоид разрыхления, или зона прогиба; 8 – обломочный песчано-глинистый материал, заполняющий нижнюю камеру установки; 9 – трещина отрыва, или зарождение сводообразной полости, в зоне аэрации; H , H_0 – положение уровней воды.

На рисунках 2.10 и 4.1 видим, что независимо от количества воды (влажности грунтов) и от того, находится ли она в покое или в движении, механизм процесса заключается в последовательном, от подошвы слоя к кровле, развитии сводчатых структур и формировании цилиндрической, сужающейся или расширяющейся кверху области деформирования. Другими словами, наличие воды в порах грунта обуславливает лишь некоторые кинематические и морфологические особенности провалообразования в песчаной толще. В капиллярно-влажных и водонасыщенных песках при восходящей фильтрации они наиболее заметны, поэтому обсуждаются отдельно в разделах 4.3, 4.4, 4.5. Базовым же процессом является гравитационное деформирование сыпучей среды,

которое, как известно [144, 230, 231, 233, 260, 261], определяется ее фундаментальными свойствами – трением и дилатансией.

Моделирование устойчивости несвязных грунтов над подземными полостями имеет много общего с экспериментальным изучением выпуска сыпучих материалов из хранилищ с вертикальными стенками и плоским дном. По виду траекторий движения, распределению скорости частиц и морфологии потока различают три формы истечения сыпучих тел через отверстия в днище бункеров и силосов [76, 125]. Начальная форма, когда движение материала в емкости происходит вследствие его разрыхления, предшествует первой или второй формам. Первая форма, или воронкообразное течение, характеризуется перемещением материала внутри столба или воронки, ширина которых равна или несколько больше пролета отверстия. Иногда (в грубозернистых или влажных, а также очень плотных песках, если речь идет о массиве пород) наблюдается сужение трубы вверх по потоку. При второй форме, или массовом течении, сыпучий материал движется во всем объеме хранилища за исключением застойных зон в его основании.

Первая форма истечения наблюдается в более плотных засыпках, чем вторая. При выпуске резкое и неравномерное увеличение пульсирующих нагрузок на стенки емкости и их уменьшение на дно характерны только для второй формы. Изменение давления в динамике истечения связано с локализацией деформаций на поверхностях скольжения. Изучение этого явления, отвечающего классическим представлениям Кулона, началось в конце 1960-х – начале 1970-х гг. [231, 232, 355, 366]. К настоящему времени на базе выполненных исследований сформировалось новое научное направление в механике горных пород [230, 233, 259–264, 328, 332, 336].

С инженерно-геологической точки зрения толща нецементированных песчаных пород отличается от искусственной засыпки 1) отсутствием боковых стенок, 2) большой мощностью (по сравнению с шириной отверстия или канала течения) и 3) достаточно высокими значениями плотности сложения песков. Поэтому в массиве часто реализуется первая форма движения песков. При второй форме канал заметно расширяется вблизи ослабленного участка, а цилиндрическим становится на некотором удалении от него. Однако независимо от того, в какой форме происходит истечение материала в карстовые полости, образование первичной воронки чаще всего обусловлено разрыхлением грунтов. После выхода процесса на земную поверхность он становится доступным для прямого наблюдения, геофизического и инженерно-геологического изучения. Таким образом, большой, если не наибольший интерес для прогноза провалов представляет начальная форма движения.

На рис. 4.3 показан процесс деформирования плоской модели из кварцевого песка ($d_{50} = 0.2$ мм) среднего сложения ($\rho = 1.64$ г/см³, $n = 0.38$) с той же относительной мощностью $h/L = 5.0$, что и в объемных моделях, обсуждавшихся в разделе 2.2. Видно, что первоначальное смещение поршня приводит к прогибу первого (нижнего) и едва заметному опусканию второго маркирующих слоев (рис. 4.3.1). Область деформирования напоминает вазу (сравни с рис. 3.13, а). На рис. 4.3.2 отделяется выпадающий блок (центральный клин) с углом при вершине 48° , а область разуплотнения поднимается до уровня 3-го маркирующего прослоя.

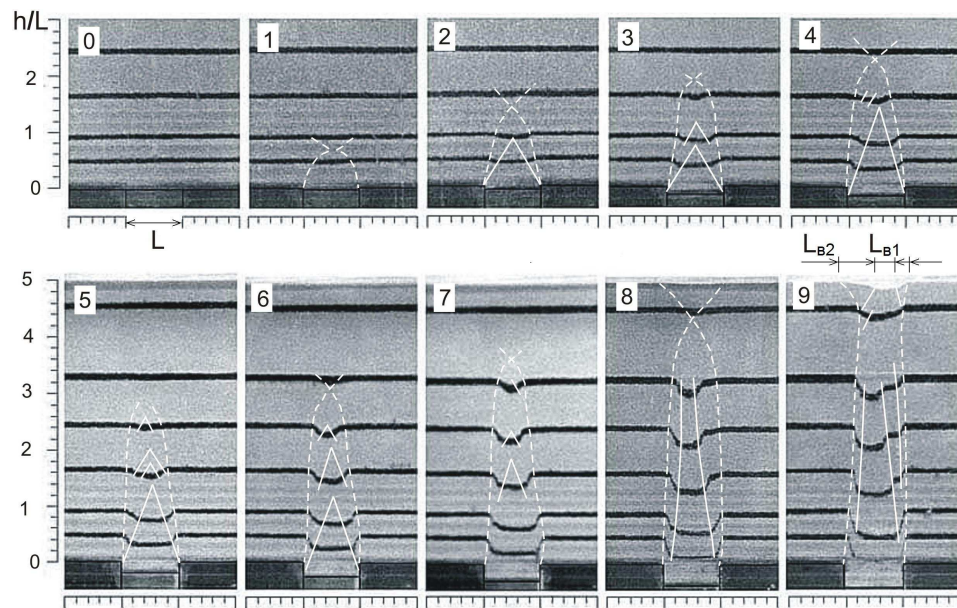


Рис. 4.3. Начальная (1-8) и первая (9) формы движения песков. Пунктирными линиями показана область разуплотнения (видимого деформирования), сплошными – поверхности среза и блокового скольжения.

Широко распространенный прием оконтуривания области деформирования огибающими кривыми, помогая увидеть общую картину процесса, вызывает, тем не менее, много вопросов. Почему, например, 3-й маркирующий горизонт проседает над областью практически недеформированного песка (2, рис. 4.3)? Что представляют собой “клювы”, появляющиеся в центре маркирующих слоев (рис. 4.3.3–4.3.8)? Как соотносятся линии явного сдвига (среза) с границей области разрыхления и кромками отверстия (рис. 4.3.3–4.3.9) и др.? И только в той трактовке, как на рис. 4.3, процесс на разных стадиях его развития получает единое, непротиворечивое, объяснение на основе концепции области влияния отверстия (см. рис. 2.18). Подробно этот вопрос рассматривается в гл. 5.

Обращает на себя внимание, что связанный с отверстием выпадающий блок (рис. 4.3.2) по мере смещения штампа становится более крутым и прослеживается почти на всех стадиях деформирования (рис. 4.3.3–4.3.7). Провалу предшествует прогиб земной

поверхности, выделяемый по верхним отрезкам крестообразных структур (рис. 4.3.8), которые играют важную роль в формировании цилиндрического канала. Воронка характеризуется двумя диаметрами (рис. 4.3.9). Внутренний – ограничивает центральный провальный участок, или плоское дно, внешний – участок слабого опускания поверхности (см. также рис. 2.19). После формирования воронки и трубообразного канала поверхности блокового смещения приближаются к границе видимого деформирования (рис. 4.3.9), и зона разрыхления постепенно вырождается. Есть данные [350], что на стадиях развитого течения ее толщина уменьшается вплоть до нескольких диаметров частиц.

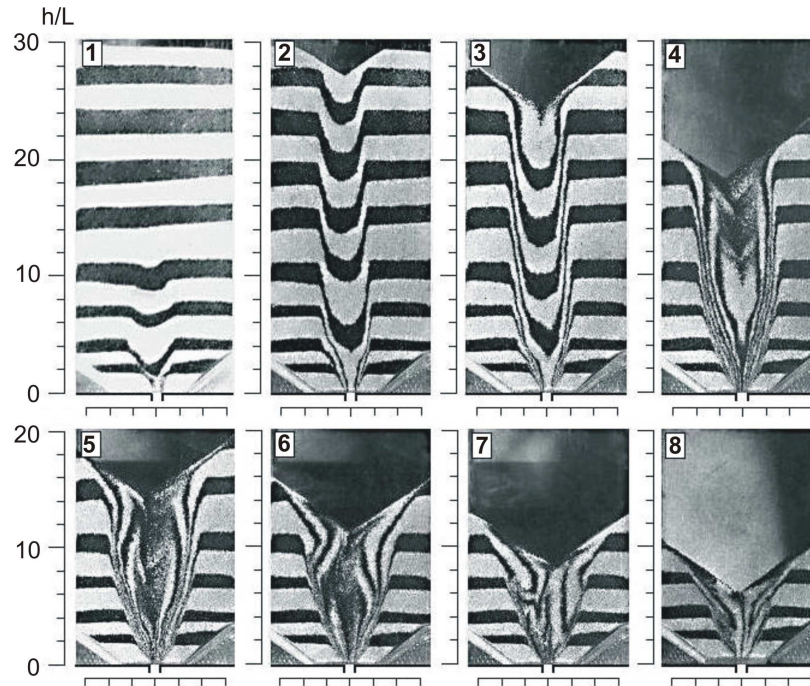


Рис. 4.4. Строение канала течения в мощном слое плотных песков на разных стадиях выпуска.

На рис. 4.4 представлены результаты опытов по выпуску того же самого песка с той же плотностью, но мощностью $h/L = 29.6$. В начале выпуска формируются (рис. 4.4.1): зона вертикального течения песка в отверстие (до высоты $h/L = 1-1.5$), зона сходящегося движения, которая прослеживается примерно до 3-го маркирующего слоя, и зона разуплотнения и последующего блокового смещения (3-й, 4-й маркеры и выше). Вместе эти зоны образуют “эллиптическую” область деформирования (см. также рис. 2.24).

Процесс истечения (до отметок $h/L \leq 4-4.5$), разрыхления и сдвигов ($h/L > 4.5$) завершается провалом земной поверхности. Ширина первичной воронки практически равна ширине канала течения, цилиндрического в верхней части ($L_B/L = L_K/L \approx 4$), но в результате быстрого (одномоментного) осыпания бортов воронка становится почти в 2 раза шире канала (рис. 4.4.2). Дальнейший выпуск вызывает осыпание стенок воронки и эрозионное расширение границ “трубы” (рис. 4.4.3–4.4.8). Однако по боковым стенкам

лотка песок не перемещается, поэтому с позиций теории бункеров наблюдается первая форма движения, хотя по морфометрическим признакам процесс относится ко второй форме. Заслуживает внимания, что так называемый эллипсоид выпуска (1, рис. 2.24), ограничивающий зоны вертикального и сходящегося движения, появившись в начале процесса (рис. 4.4.1), прослеживается и на заключительных стадиях (рис. 4.4.5–4.4.6). Его разрушение (рис. 4.4.7) приводит к изменению формы воронки.

В моделях, приготовленных из разных по составу песков и мелкой дроби, ширина области деформирования, на стадиях, предшествующих провалу, и, следовательно, диаметр свежей воронки изменяются в небольших пределах: $L_B/L \approx L_K/L = 3 \div 5$. В качестве примера на рис. 4.5 показаны результаты выпуска плотно упакованной чугунной дроби ($\rho_s = 7.1 \text{ г/см}^3$, $d_{50} = 0.84 \text{ мм}$, $n = 0.35$).

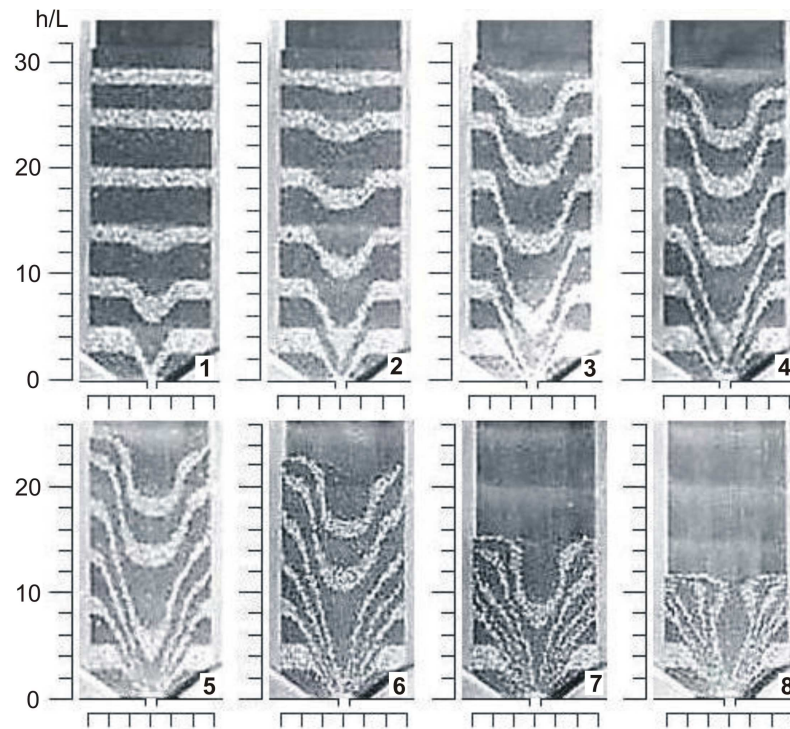


Рис. 4.5. Стадии выпуска чугунной дроби (1, 2 – начальная и 3-8 – вторая формы движения сыпучих тел).

Видно, что канал (рис. 4.5.1), продвигаясь вверх, расширяется до $L_K/L = 5$ (рис. 4.4.2). Воронка возникает на фоне общего смещения засыпки относительно стенок (рис. 4.4.3), то есть на этой и следующих (рис. 4.5.4–4.5.7) стадиях реализуется вторая форма движения. Ее главной особенностью, на наш взгляд, является закручивание линий скольжения. На лицевой стенке плоской модели, показанной на photographиях (рис. 4.5.4–4.5.8), оно фиксируется по сильной асимметрии движения. Процесс как будто развивается то справа, то слева от осевой линии, проходящей через центр отверстия. Впервые спиралевидная форма поверхностей смещения замечена и подробно описана С.Б.

Стажевским [259]. Интересно, что и в этом случае разрушение эллипсоида на поздних стадиях выпуска (рис. 4.5.8) приводит к увеличению диаметра и глубины провала.

Таким образом, принципиальное отличие первой и второй форм движения сыпучих тел в бункерах заключается в том, что во втором случае имеет место закручивание поверхностей смещения. Оно обусловлено проскальзыванием материала по стенкам емкости (в условиях плоского напряженно-деформированного состояния – по боковым стенкам). Если же в последних опытах (рис. 4.5) увеличить ширину лотка, то процесс будет подобен тому, что показан на рис. 4.4. Поэтому *in situ* первая и вторая формы истечения воздушно-сухих несвязных грунтов различаются лишь морфологически.

Процесс развивается благодаря реализации двух его механизмов – разуплотнения и среза грунтов. И тот и другой характеризуются последовательным возникновением и разрушением сводчатых или крестообразных структур. Закономерности их формирования и необходимо выяснить, тем более что арочный эффект, который вносит существенные изменения в этот процесс и может даже остановить его развитие, также обусловлен появлением сводов, но устойчивого равновесия.

4.2. Закономерности формирования и устойчивость сводообразных структур

Принято считать [2, 189, 228, 252], что устойчивость сводов обрушения определяется соотношением сдвигающих и удерживающих сил в точках опоры. Сдвиги, действительно, зарождаются на кромке ослабленного участка. Но после того как арочная поверхность сформировалась, ее равновесие, как установлено в разделах 2.2, 2.5, 3.4, нарушается не в основании, а в вершине свода. Напряженное состояние этой поверхности, тем не менее, определяется реакциями в опорах, так как реактивные силы в вершине взаимно уравновешиваются (см. раздел 2.5).

Рассмотрим напряжения σ_c , возникающие от действия реакций R_A , R_B и направленные по касательным к поверхности свода произвольной формы. С учетом нарушения зеркальной симметрии (см. рис. 2.20) напряжения σ_c в вершине купола ориентированы так, как это показано на врезке рис. 4.6 (а). Тогда условие, при котором проскальзывание сыпучих материалов в точке С исключается, записывается в виде:

$$[\sigma_c - \sigma_c \cos(180^\circ - 2\theta)] / \sigma_c \sin 2\theta < \operatorname{tg} \varphi. \quad (4.1)$$

Преобразовав (4.1) с помощью известных формул тригонометрии, получим, что в состоянии предельного равновесия

$$\theta = \varphi. \quad (4.1a)$$

Отсюда, если поверхность коническая, как у выпадающего блока (зоны полных сдвижений АСВ на рис. 2.18), то угол при ее вершине равен $2\theta = 2\varphi$. При этом высота свода обрушения и углы полных сдвижений будут определяться общепринятыми выражениями [2, 32, 125, 189, 213, 228, 260, 261]:

$$b_1 = a/\operatorname{tg}\varphi, \quad (4.2)$$

$$\psi = 90^\circ - \varphi. \quad (4.3)$$

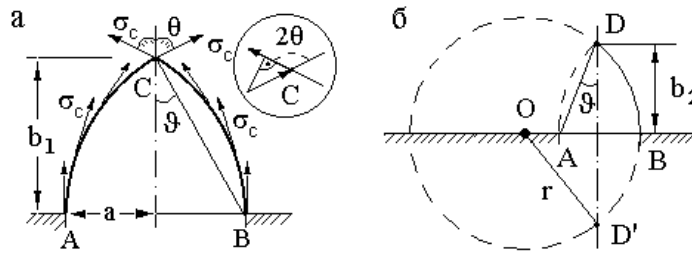


Рис. 4.6. Схемы к расчету устойчивости свода равновесия (а) и определению высоты зоны разгрузки напряжений (б): σ_c – равномерно распределенные напряжения.

Заметим, что получить эти зависимости, исходя из представлений о действии на поверхность свода равномерно распределенного вертикального давления, невозможно. Из строгого решения для параболической арки, несущей постоянную и равномерную по длине пролета нагрузку, получается, что $b_1 = a/2\operatorname{tg}\varphi$ [275, 276]. Именно к такому значению высоты свода приходит М.М. Протодяконов в результате теоретического анализа [228], но чтобы увязать его с данными своих экспериментов, пускает двойку, по выражению Н.А. Цытовича [304], в запас прочности.

Необходимо подчеркнуть, что при одной и той же стреле подъема ($b_1 = a/\operatorname{tg}\varphi$) свод М.М. Протодяконова – параболический, а имеющая ту же физическую природу зона полных сдвижений – коническая (АСВ на рис. 2.18). Последняя форма в настоящее время считается основной большинством горных инженеров.

Устойчивость зоны разгрузки (ADB на рис. 2.18) также определяется условием (4.1) и, чтобы найти ее высоту, нужно задать ее форму. Базируясь на результатах многочисленных натуральных и модельных наблюдений (в том числе – и автора), рассмотрим три возможных варианта: разгружающий свод 1) параболический, 2) эллиптический и 3) образованный поверхностью вращения дуги окружности BD. Центр окружности O лежит на линии контакта песчаной толщи и жесткого основания, ось вращения DD' совпадает с осью симметрии свода (рис. 4.6, б).

В разделе 2.4 показано, что формирование зональной области влияния – это процесс самоорганизации, поэтому развиваться он будет по пути, энергетически наиболее выгодному для массива. Иначе говоря, при одних и тех же размерах $2a$ и b_2 поверхность

зоны разгрузки должна иметь наименьшую площадь. Данные расчетов, приведенные в таблице 4.1, свидетельствуют о том, что при $b_2/a > 1$ предпочтение следует отдать форме зоны разгрузки, показанной на рис. 4.6 (б). На основании чисто геометрических соображений приходим к выводу, что для такого свода $\angle ADB = \theta$, $\vartheta = \theta/2$ (рис. 4.6) и, так как согласно (4.1) $\theta = \varphi$, то

$$b_2 = a \cdot \text{ctg}(\varphi/2). \quad (4.4)$$

Таблица 4.1. Зависимость безразмерной площади поверхности разгружающего свода S/a , образованной дугой параболы (1), полуэллипсом (2) и дугами окружностей (3), от высоты свода (b_2) и полупролета карстовой полости (a) для условий плоской задачи

b_2/a	arcctg(b_2/a), град.	S/a		
		1	2	3
1	45	3.05	3.14	3.14
1.19	40	3.40	3.45	3.38
1.43	35	3.86	3.87	3.71
1.73	30	4.47	4.44	4.19
2.14	25	5.34	5.26	4.89
2.75	20	6.65	6.49	5.97
3.73	15	8.85	8.58	7.82
5.67	10	13.27	12.81	11.58
11.43	5	26.62	25.71	22.98

Сформулированные в этом разделе и в разделах 2.4, 2.5 представления о разгружающем своде можно использовать для определения коэффициента концентрации вертикальных напряжений на кромке ослабленного участка. Концентрация напряжений – это прямое следствие динамической перестройки структуры массива и локализации деформаций на поверхностях скольжения. Ее величина определяется коэффициентом концентрации K_z (отношением действующего и литостатического давлений в данной точке массива), который является важной характеристикой провального процесса (гл. 2).

В соответствии с условием (2.12) реакции опор равняются $R_{A,B} = Q/2\cos\vartheta$, а по условию (4.4) $\vartheta = \text{arctg}(a/b_2) = \varphi/2$. Таким образом, для условий плоской задачи имеем:

$$R_A = R_B = Q/2\cos(\varphi/2) = \sigma_z' a / \cos(\varphi/2), \quad (4.5)$$

где $\sigma_z' = \gamma(h - b_2)$ – вертикальное напряжение от веса грунтов γ на уровне вершины свода, $\sigma_z' a$ – сила $Q/2$, действующая на единицу длины карстовой полости (перпендикулярно плоскости рис. 4.6). Длина дуг AD и BD составляет

$$l_{AD} = l_{BD} = a \cdot \varphi / 2 \sin^2(\varphi/2), \quad (4.6)$$

где $a/2\sin^2(\varphi/2) = r$ – радиус окружности на рис. 4.6 (б). Угол $\varphi = \angle DOB = \theta$ в числителе (4.6) измеряется в радианах. Разделив (4.5) на (4.6), получим среднее значение сжимающих напряжений $\sigma_c = R_{A,B}/l_{AD,BD}$:

$$\sigma_c = 2\sigma'_z \operatorname{tg}(\varphi/2) \sin(\varphi/2) / \varphi. \quad (4.7)$$

Эти напряжения возникают вследствие перераспределения разгружающим сводом литостатического давления внутри грунтового столба диаметром $l = 2a$, направлены по касательным к поверхности свода и, следовательно, вертикальны в точках его опоры (рис. 4.6). Но кроме них на граничной поверхности между столбом и окружающим массивом в точках А и В действует давление от веса песка: $\sigma_z = \gamma h = \sigma'_z + \gamma b_2$. Суммарное вертикальное напряжение на кромке полости ($\Sigma\sigma_z = \sigma_c + \sigma_z$) равно

$$\Sigma\sigma_z = \sigma'_z (1 + 2\operatorname{tg}(\varphi/2) \sin(\varphi/2) / \varphi + \gamma b_2 / \sigma'_z), \quad (4.8)$$

или в безразмерной форме ($K_z = \Sigma\sigma_z / \sigma'_z$):

$$K_z = 1 + 2(h - b_2) \operatorname{tg}(\varphi/2) \sin(\varphi/2) / (\varphi \cdot h). \quad (4.9)$$

Из последнего равенства видно, что коэффициент концентрации $K_z = 1$, когда $h = b_2 = a \cdot \operatorname{ctg}(\varphi/2)$. При меньших значениях мощности покровной толщи $K_z < 1$. Но это говорит лишь о том, что закономерности формирования сводчатых структур, положенные в основу вывода уравнений (4.8), (4.9), изменяются вследствие близости дневной поверхности, а сами эти уравнения справедливы лишь при условии $h > b_2 = a \cdot \operatorname{ctg}(\varphi/2)$.

Причины нарушения механизма сводообразования в слоях малой мощности и связанные с этим явления обсуждались в разделе 3.2. Там же сделан вывод (3.22) о том, что для прогнозирования провалов в песках модель Бирбаумера пригодна, если $h_{\text{кр}2} < R/2\xi \operatorname{tg}\varphi \approx 2.6R$. Вблизи $h_{\text{кр}2}$ давление в основании песчаного слоя предложено трактовать не как среднее давление от веса грунтового цилиндра за вычетом сил трения на его боковой поверхности, а как вертикальные напряжения от веса пород в пределах свода обрушения (рис. 4.7, а). Их величина определяется выражением (3.27): $\sigma_{\text{св}} = \gamma R / 4\xi \operatorname{tg}\varphi$. Если при этом зона обрушения имеет параболическую форму, то ее высота составляет

$$b_1 = R/2\xi \operatorname{tg}\varphi. \quad (4.10)$$

Из сопоставления выражений (4.2) и (4.10) следует, что они тождественны при коэффициенте распора $\xi = 0.5$. Так как обычно угол трения сыпучих тел $\varphi > 19.5^\circ$, то $\xi < 0.5$, и равенство (4.10) дает несколько большие, чем – (4.2), значения высоты, а, значит, и давления параболического свода, которое определяется формулой (3.24): $\sigma_{\text{св}} = \gamma R / 2 \operatorname{tg}\varphi$ (графики 1, 4 на рис. 4.7, б). Например, для песков с углом трения $\varphi = 30^\circ$ они больше в 1.5 раза. Это свидетельствует в пользу выражения (4.10), поскольку известно [125, 213, 263], что с течением времени купол обрушения становится выше и захватывает больший объем пород, чем тот, что предусмотрен решением М.М. Протодяконова.

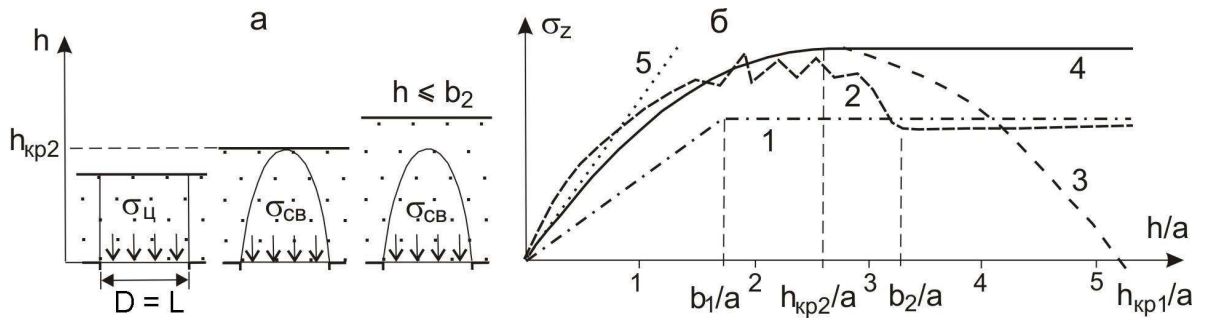


Рис. 4.7. Смещение грунтового цилиндра и формирование свода обрушения при малой мощности песчаного слоя (а) и изменение вертикального давления в подошве слоя в зависимости от его мощности (б): 1, 2 – по М.М. Протодьяконову (расчетная и экспериментальная кривые [228]); 3 – по А. Бирбаумеру (см. рис. 3.5); 4 – кривая для случая, показанного на рис. а; 5 – литостатическое давление; b_1 , b_2 – высота зон обрушения пород и разгрузки напряжений; $a = L/2$ – полупролет или радиус ($R = D/2$) карстовой полости; b_1/a , $h_{kp1,2}$ – критические значения мощности.

Отмечается, что крутизна свода обрушения возрастает и с увеличением пролета карстовой полости [167, 280]. На моделях, высота которых (h_m) ограничена размерами лотка, рост крутизны, вероятно, объясняется тем, о чем говорилось раньше – уменьшением относительной мощности слоя ($h_m/2a$). При $h_m < h_{kp2}$ наблюдатели могут зафиксировать даже цилиндрический или почти цилиндрический провал (рис. 4.7, а). В мощной толще грунтов ($h \gg 2a$) отмеченное явление, как показано в разделе 2.2, обусловлено разрушением грунтов в зоне разгрузки напряжений, высота которой существенно больше высоты зоны полных сдвижений (см. рис 2.18).

Таким образом, поведение песчаной толщи в окрестности ослабленного участка сильно зависит от мощности первой и ширины последнего. Если $h/R < 1/2\xi\tg\varphi \approx 2.6$, то в полость смещается грунтовой цилиндр, вес которого уменьшен трением по его боковой поверхности. Если $1/2\xi\tg\varphi \leq h/R \leq \ctg(\varphi/2)$, то опускается свод, стрела подъема которого определяется выражением (4.10). При $h/R > \ctg(\varphi/2)$ формируется классическая зона обрушения высотой $b_1 = R/\tg\varphi$, вертикальное давление грунтов над полостью стабилизируется, но на краях полости резко возрастает. Эти закономерности, которые необходимо учитывать, например, в расчетах устойчивости разделяющих пластов, записаны в виде уравнений:

$$\sigma_z = \gamma h / (1 - h\xi\tg\varphi/R), \quad h < R/2\xi\tg\varphi; \quad (4.11)$$

$$\sigma_z = \gamma R / 4\xi\tg\varphi, \quad R/2\xi\tg\varphi \leq h \leq R/\tg(\varphi/2); \quad (4.12)$$

$$\sigma_z = \gamma R / 3\tg\varphi + \gamma R / 2\tg\varphi, \quad h > R/\tg(\varphi/2). \quad (4.13)$$

Для песчаной толщи мощностью $h < R/2\xi\tg\varphi$, которая находится в состоянии предельного равновесия, равенство (4.11) принимает вид $\sigma_z = \gamma h / (1 - h\xi\tg\varphi/R) = (F - N)/\pi R^2 = 0$. Отсюда $F = N$, и для прогноза диаметра свежих провалов вполне пригодна

классическая модель Бирбаумера, которая подробно рассмотрена в разделе 3.2. В слоях мощностью $h \geq R/2 \xi \operatorname{tg} \varphi$ реализуется качественно иной механизм провалообразования, поэтому $\sigma_z \neq 0$, и при подстановке в уравнение (3.23) давления грунтов в пределах свода естественного равновесия (4.12) или (4.13) мы получаем квадратное уравнение. Его решение при $h > R \cdot \operatorname{ctg}(\varphi/2)$ для случая, когда $\sigma_{\text{св}} = \sigma_z = \gamma R/2 \operatorname{tg} \varphi$ (4.12), приведено в разделе 3.2. Значение $\sigma_z = \sigma_{\text{св}} = \gamma h/3 \operatorname{tg} \varphi$ в равенстве (4.13) отвечает конической зоне обрушения.

При большой амплитуде прогиба экранирующего слоя, а в его отсутствие – при значительной высоте карстовой полости, обрушение будет развиваться в зоне разгрузки. Это явление положено в основу одного из методов крепления массивов подработанных пород [263]. В таком случае вертикальное давление в основании мощной толщи может возрасти вплоть до значений, определяемых весом грунта внутри области ADB (рис. 4.7, б). Тогда на единицу длины карстового рва или трещины приходится давление:

$$\sigma_z = \gamma a^2 [(2\varphi - \sin 2\varphi)/8 \sin^4(\varphi/2)]. \quad (4.14)$$

В районах, где мощность покровной толщи невелика, провальный процесс легко проявляется на земной поверхности и поддается изучению прямыми инженерно-геологическими и геофизическими методами. Сами эти районы, как отмечалось в разделе 2.5, опасны «по определению» и требуют выполнения защитных мероприятий или вообще не подлежат хозяйственному освоению. Поэтому с точки зрения разработки детерминированных моделей провалов наибольший интерес представляют районы достаточно глубокого залегания закарстованных пород. Для случая $h/a \gg \operatorname{ctg}(\varphi/2)$ уравнение (4.9) заметно упрощается:

$$K_z = 1 + 2 \operatorname{tg}(\varphi/2) \sin(\varphi/2) / \varphi. \quad (4.15)$$

Безразмерные напряжения K_z , посчитанные по формулам (4.9), (4.15), приведены в табл. 4.2. Они хорошо отражают известную тенденцию роста опорного давления с увеличением прочности пород (φ) и глубины залегания ослабленного участка (h) и не противоречат данным натурных и модельных измерений [2, 3, 31, 114, 213, 288, 291]. В широком диапазоне прочности ($0^\circ \leq \varphi \leq 45^\circ$) значения $\varphi/2$ в радианах и $\sin(\varphi/2)$ совпадают с точностью до 0.01 (табл. 4.2). Поэтому для несвязных грунтов выражения (4.9) и (4.15) приводятся к виду:

$$K_z = 1 + (h - b_2) \operatorname{tg}(\varphi/2) / h; \quad h \geq a \cdot \operatorname{ctg}(\varphi/2), \quad (4.16)$$

$$K_z = 1 + \operatorname{tg}(\varphi/2); \quad h \gg a \cdot \operatorname{ctg}(\varphi/2). \quad (4.17)$$

Если, следуя М.М. Протодяконову (1933), рассматривать коэффициент внутреннего трения как коэффициент крепости горных пород, в котором фиктивное значение угла φ^* учитывает сцепление пород и величину геостатического давления (см. раздел 3.2), то

полученные выше формулы можно использовать не только для сыпучих грунтов. Так, в текучих глинах или пльвунах ($\varphi^* \geq 0^\circ$) разгружающий и выпадающий своды согласно (4.16), (4.17) вырождаются, и $K_z = 1$, как если бы полость находилась на дне водоема. В абсолютно твердом теле ($\varphi^* = 90^\circ$) высота зон обрушения и разгрузки одинакова ($b_1 = b_2$), однако первая имеет форму конуса, вторая – полусферы радиусом $b_2 = a$. При этом наибольшее опорное давление равно $K_z = 1.9$. В песках ($\varphi = 28\text{--}36^\circ$) при $h \gg b_2$ $K_z = 1.25\text{--}1.32$. (табл. 4.2).

Таблица 4.2. Зависимость коэффициента концентрации вертикальных напряжений (K_z) на кромке полости от угла внутреннего трения грунтов (φ)

φ , град	$\varphi/2$, рад	$\sin(\varphi/2)$	$b_2/a =$ $\text{ctg}(\varphi/2)$	K_z			
				$h/a = 4$	$h/a = 8$	$h/a = 12$	$h/a \gg b_2/a$
8	0.070	0.070	14.30	–	–	–	1.07
14	0.122	0.122	8.14	–	1.00	1.04	1.12
20	0.175	0.174	5.67	–	1.05	1.09	1.18
24	0.209	0.208	4.70	–	1.09	1.13	1.21
28	0.244	0.242	4.01	1.00	1.12	1.16	1.25
32	0.279	0.276	3.49	1.04	1.16	1.20	1.28
36	0.314	0.309	3.08	1.07	1.20	1.24	1.32
40	0.349	0.342	2.75	1.11	1.23	1.27	1.36
44	0.384	0.375	2.48	1.15	1.27	1.31	1.39
50	0.436	0.423	2.14	1.21	1.33	1.37	1.45
60	0.524	0.500	1.73	1.31	1.43	1.47	1.55
70	0.611	0.574	1.43	1.42	1.54	1.58	1.66
80	0.698	0.643	1.19	1.54	1.66	1.70	1.77
90	0.785	0.707	1.00	1.68	1.79	1.83	1.90

Для примера, максимальный коэффициент концентрации тангенциальных напряжений на стенках круглой горизонтальной выработки глубокого заложения для случая $\xi = 0.25$ согласно точному решению теории упругости составляет $K_z = 2.75$ [115, 291]. Коэффициентом распора $\xi = 0.25$ обладают твердые и полутвердые глины с коэффициентом Пуассона $\mu = 0.2$, а также пески с углом внутреннего трения $\varphi = 36.9^\circ$, если они находятся в активном ренкиновском состоянии. Основываясь на данных работы [291], можно сделать вывод, что в боках эллиптического выреза с большой полуосью $b = 2a$, ориентированной по вертикальной оси, опорное давление для этого случая примерно равно $K_z = 1.6$. Таким образом, значения $K_z = 1.25\text{--}1.32$ вполне соответствуют реальной концентрации напряжений на кромках полости, перекрытой несвязными грунтами ($\varphi = 28\text{--}36^\circ$). Учитывая, что в настоящее время для сечений сложной формы напряжения не могут быть представлены в виде замкнутой системы уравнений [115, 291], и их

вычисляют с помощью функций напряжений [187], о которых упоминалось в разделе 2.1, полученные выше результаты, по-видимому, интересны не только с практической, но и теоретической точки зрения.

В заключение заметим, что предложенная модель сводообразования хорошо отражает и тот факт, что с увеличением относительной высоты b/a опорное давление, чрезвычайно опасное для устойчивого состояния массива, уменьшается. А так как в основу модели положены синергетические принципы, то и управляют этой опасностью, как показывает табл. 4.2, сами грунты. Они, будто сообразуясь со своей прочностью (φ), мощностью (h) и внешними условиями, которые в данном случае сводятся к появлению карстовой полости (выреза с пролетом $2a$), создают в окрестности полости наиболее приемлемые для них динамические структуры. Под воздействием приложенных к ним сил эти структуры изменяются в ходе провалообразования, меняя в свою очередь направление и величину действующих усилий.

4.3. Свод обрушения в капиллярно-влажных песках

В разделе 4.1 показано, что крупные устойчивые полости в зоне аэрации песчаной толщи – явление чисто модельное, и требуется опосредованный анализ экспериментальных данных. Такой анализ может быть выполнен на основании результатов, полученных в разделах 2.4, 4.2.

Логично предположить, что не только в сухих, но и в капиллярно-влажных песках высота зоны разгрузки определяется углом внутреннего трения как основным показателем прочности несвязных грунтов и находится из выражения (4.4): $b_2 = a \cdot \text{ctg}(\varphi/2)$. Возникающая у песка связность препятствует проскальзыванию частиц в вершине разгружающего свода ADB и тем более вдоль приуроченных к ней поверхностей DA' , DB' зоны опорного давления (см. рис. 2.18). При этом единственно возможный путь развития процесса – образование разрывных нарушений внутри ADB .

Действительно, из экспериментов следует, что в слое влажных песков над полостью (рис. 4.8, а) или областью истечения водонасыщенных песков (рис. 4.8, б) появляется субгоризонтальная трещина отрыва. Она ограничивает высоту зоны полных сдвижений, которая формируется в результате сдвиговых деформаций на кромках полости или области истечения. Рост этой трещины, или щели в зоне аэрации (3, 4 на рис. 4.8, б, в), как отмечалось в разделе 4.1, приводит к провалам земной поверхности (рис. 4.8, г).

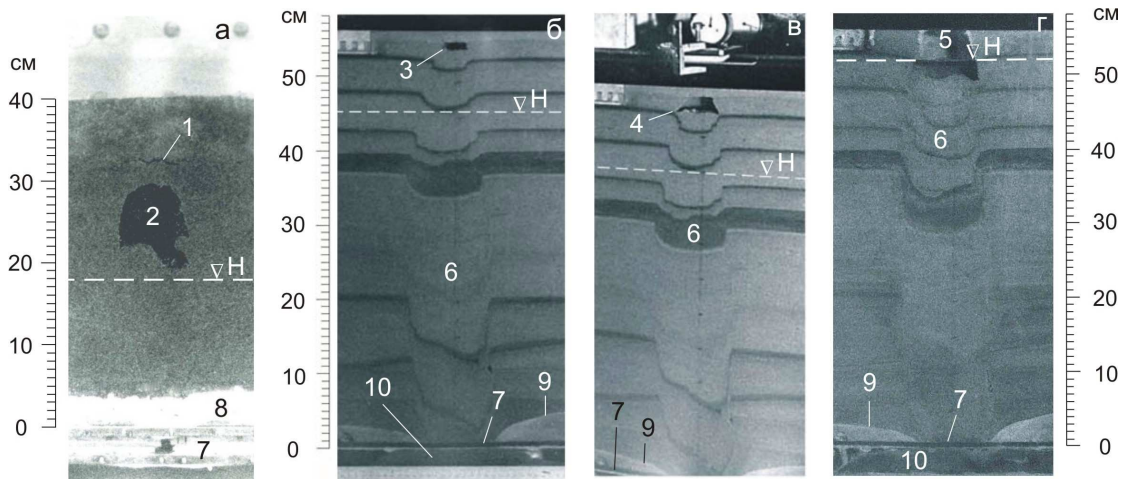


Рис. 4.8. Образование горизонтальной трещины 1 над промежуточной полостью 2 в крупнозернистых песках (а), рост щели 3, формирование сводообразной полости 4 и “цилиндрического” провала 5 над областью истечения 6 мелкозернистых песков (б, в, г). Дополнительные обозначения: 7 – жесткое основание, 8 – экранирующий пласт, 9 – кровля «коренных пород», 10 – область выноса и аккумуляции песка, Н – уровень воды в установках моделирования.

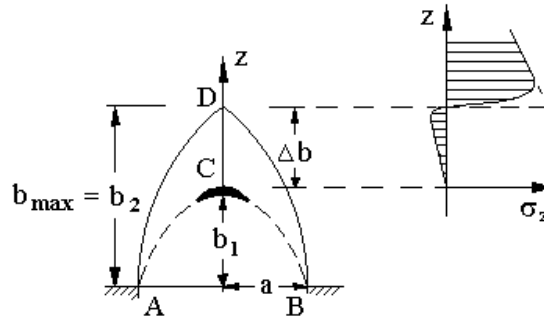


Рис. 4.9. Схема к расчету высоты свода обрушения (b_1) в слое влажных песков и эпюра вертикальных напряжений (σ_z) по оси пролета отверстия (b_2 – высота зоны разгрузки напряжений).

Анализ напряженного состояния показывает, что по осевой линии ниже разгружающей поверхности грунты испытывают только растяжение (рис. 4.9). Растяжению противостоит прочность влажных песков на разрыв C_p . Чтобы найти стрелу подъема свода обрушения b_1 , запишем уравнение равновесия осевого столбика высотой Δb , находящегося под действием собственного веса $\gamma = gr$ и сил сцепления (рис. 4.9):

$$C_p = \gamma \Delta b = \gamma(b_2 - b_1). \quad (4.18)$$

Подставляя в (4.18) значение $b_2 = a \cdot \text{ctg}(\varphi/2)$ из (4.4) получаем:

$$b_1 = a \cdot \text{ctg}(\varphi/2) - C_p/\gamma. \quad (4.19)$$

Условие (4.19) хорошо отражает увеличение крутизны выпадающего свода ($b_1/a = \text{ctg}(\varphi/2) - C_p/a\gamma$) с ростом ширины полости-приемника. Применительно к сухим пескам этот эффект обсуждался в предыдущем разделе. Видно также, что $b_1 < 0$, если $a < C_p \text{tg}(\varphi/2)/\gamma$, то есть при достаточно малых значениях пролета карстовой полости подошва перекрывающего слоя останется плоской, даже если к ней приложить дополнительное

растягивающее усилие. Иными словами, при таком условии грунт обладает некоторым запасом устойчивости. Если же $a \gg C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$, то $b_1 \approx b_2$. В этом случае сцепление не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода, и в капиллярно-влажных песках будет формироваться сужающийся или трубообразный канал, подобный тому, что образуется в несвязных грунтах плотного сложения (см. рис. 4.1, а; 4.3, 9). Количественное отличие заключается лишь в меньшей интенсивности процесса, а качественное – в периодическом появлении и схлопывании субгоризонтальных трещин или сводообразных промежуточных полостей, абсолютные отметки которых все увеличиваются, а их глубина от земной поверхности соответственно уменьшается.

Между указанными выше значениями радиуса полости-приемника ($R = a \geq C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$, $R = a \gg C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$) в слое влажных песков будут наблюдаться устойчивые своды обрушения. В первом приближении можно считать, что условие $a \gg C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$ выполняется, если $a = 10 \cdot C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$.

Поскольку пролет промежуточных полостей в капиллярно-влажных песках не превышает диаметра ослабленного участка или канала течения водонасыщенных песков (рис. 4.1, а; 4.2, б; 4.8), то эти полости будут устойчивыми, если их полуширина, равная полуширине полости-приемника или канала истечения, находится в интервале:

$$C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma \leq a \leq 10 \cdot C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma. \quad (4.20)$$

В чистых влажных песках $C_p \approx 1$ кПа, $\gamma \approx 2 \cdot 10^4$ Н/м³, $\varphi \approx 30^\circ$, поэтому для них этот интервал составляет: $a = 0.01 \div 0.13$ м. Но, даже принимая в качестве верхнего предела $a = 100 \cdot C_p \operatorname{tg}(\varphi/2)/\gamma$, видим, что пролет суффозионной полости не должен превышать 2.68 м. Таким образом, размеры устойчивых полостей в несвязных грунтах изменяются от первых сантиметров до первых дециметров, максимум до 1–3 м. Примерно такой же вывод сделан в разделе 4.1 только на основании общих положений теории подобия и анализа размерностей. Понятно, что ширина полости в пылеватых или глинистых песках будет больше. Оценить предельные значения ее пролета в каждом конкретном случае можно с помощью выражения (4.20).

Неустойчивость сводообразных трещин или суффозионных полостей в зоне аэрации (4, рис. 4.1, а; 9, рис. 4.2; 2, 4, рис. 4.8) обусловлена еще и тем, что зоной ослабления массива в данном случае является канал течения песков ниже уровня грунтовых вод. Его диаметр в отличие от пролета карстовой полости нельзя считать неизменным даже в самом первом приближении. Встречая компетентный пласт, роль которого может играть зона аэрации, “труба” течения будет расширяться, поэтому провал, скорее всего, обязательно произойдет, тем более что для этого, как следует из выражений (4.19) и

(4.20), не требуется существенного увеличения диаметра канала и, следовательно, выноса большого количества материала.

Здесь мы сталкиваемся с еще одной очень важной проблемой. Поскольку процесс обрушения сам по себе достаточно быстрый, а несвязные грунты в принципе неустойчивы, то время и сама возможность его проявления на земной поверхности зависят главным образом от того, способны ли закарстованные отложения принимать и накапливать обломочный материал. Эта способность, или аккумуляционная емкость растворимых пород, упоминавшаяся ранее, является одним из основных, если не главным, условием образования провалов. Подробно этот вопрос обсуждается в разделе 5.6.

4.4. Влияние локальной восходящей фильтрации на развитие массовой суффозии

В разделе 4.1 отмечалось, что процесс деформирования водонасыщенных песков над полостью приобретает весьма любопытные особенности, если пьезометрический уровень трещинно-карстовых вод H_0 находится выше уровня грунтовых вод H (см. рис. 4.1, в). По данным работы [295] этот процесс развивается и при равенстве уровней ($H_0 = H$). Нетрудно показать, что он может иметь место даже тогда, когда их положение свидетельствует о нисходящей фильтрации ($H_0 < H$). Парадокс объясняется напряженным состоянием грунтовой толщи в окрестности ослабленного участка.

Пусть в основании песчаной толщи залегает слабо деформированный глинистый пласт, бронирующий карстовую полость, и массив характеризуется нисходящей фильтрацией, возникающей вследствие не очень большой разности напоров: $\Delta H = H - H_0 \geq 0$. Поровое давление для этого случая отражает линия 1 на рис. 4.10. Если по какой-либо причине экранирующий слой над полостью внезапно разрушается, то в перекрывающей толще возникают зоны опорного давления и разгрузки напряжений, внутри которых грунты испытывают соответственно сжатие и растяжение (см. рис. 2.18). Причем наибольших значений растягивающие напряжения достигают в подошве толщи.

Согласно теории К. Терцаги [59, 273, 358] дополнительная сжимающая нагрузка, приложенная к водонасыщенному грунту, в первую очередь воспринимается поровой водой. Очевидно, то же самое будет происходить, если нагрузка растягивающая. Разница заключается лишь в том, что вода не отжимается, а поступает в образец грунта или некоторую область массива пород. Эта область, расположена непосредственно над окном в водоупоре и, как показано в предыдущих главах, имеет форму купола (3, рис. 4.10). Внутри нее давление воды от вершины к основанию резко уменьшается (2, рис. 4.10), а на контактной поверхности может быть даже отрицательным (ниже атмосферного).

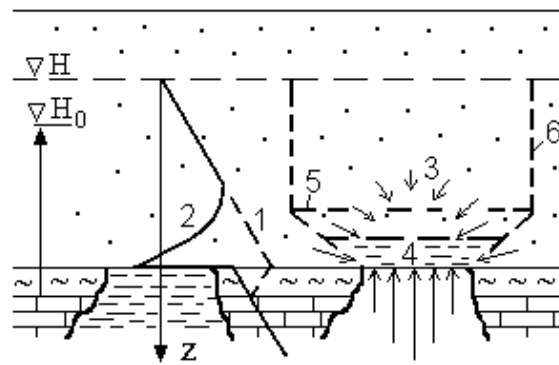


Рис. 4.10. Распределение порового давления по оси карстовой полости до (1) и после (2) образования “окна” в слабопроницаемом слое и схема формирования локального фильтрационного потока и разрушения песчаной толщи: 3 – зона разгрузки напряжений, 4 – растущая полость или перемещающаяся вверх щель, 5, 6 – границы неустойчивой полости и области внезапного разжижения грунта. Стрелками показано направление локального потока подземных вод, размер стрелок отражает интенсивность фильтрации.

Начинается локальная фильтрация по направлению к зоне разгрузки, наиболее интенсивная в подошве песков. Это объясняется не только исходным распределением напряжений в окрестности ослабленного участка, которое сильно зависит от соотношения мощности покровной толщи и радиуса карстовой полости h/R , а также от коэффициента бокового давления песков ξ (см. раздел 2.1), но и тем обстоятельством, что со стороны открытой полости вода не встречает сопротивления движению. Поэтому при определенных значениях h/R , ξ и ΔH восходящий поток может оказаться намного сильнее нисходящего потока.

Направленное вверх гидродинамическое давление временно удерживает свод от обрушения. Только после выравнивания напоров в пограничном слое частицы грунта, слагающие этот слой, оседают [100], а в грунтовой толще в зависимости от скорости поступления песка в трещинно-карстовые коллекторы появляется полость или щель (4, рис. 4.10; 7, 8, рис. 4.1, в). Эксперименты свидетельствуют о том, что ширина этой полости или щели увеличивается [295]. То же самое следует и из схемы, показанной на рис. 4.10. После того как частицы некоторого элементарного слоя опустились на дно карстовой полости или исчезли в трещинно-поровом пространстве растворимых пород, реакция опоры, которую временно заменяло гидродинамическое давление, действует уже на уровне кровли первичной полости (4, рис. 4.7). Образуется новый разгружающий свод, приуроченный не к отверстию в водоупоре, а к краям этой полости, и процесс повторяется. В данном случае потеря опоры, в отличие от вибрационного разжижения [43, 44], обусловлена не динамическим воздействием, а возникновением карстовой или суффозионной полости. Вероятно поэтому, а также потому, что зерна грунта (элементарные слои) постепенно снизу вверх отделяются от подошвы песчаного слоя, этот

процесс, как отмечалось, назван М.Н. Гольдштейном ползучим разжижением [44]. В работах [295, 296] показано, что он может играть главную роль в потере устойчивости закарстованных территорий при снижении уровня грунтовых и повышении напора карстовых вод.

С точки зрения физики явления рассматриваемый процесс представляет собой гравитационное оседание песчаных зерен в воде, несколько осложненное фильтрацией и дилатансионными эффектами. Последние заключаются в том, что над полостью песок разрыхляется, а около ее кромок, возможно, уплотняется. Это приводит к уменьшению градиентов порового давления [100]. Следовательно, несмотря на всё увеличивающиеся размеры перевернутой конической полости, локальный восходящий поток подземных вод становится слабее.

В зависимости от объема вынесенного материала рост промежуточной полости может прекратиться или инициировать цепное, по терминологии М.Н. Гольдштейна [64], разжижение вышележащих грунтов. В первом случае формируются эллиптические или каплеобразные зоны разуплотнения (10 на рис. 4.1, в), аналогичные тем, что наблюдаются при выпуске воздушно-сухих песков. Во втором – направленное вверх гидродинамическое давление, или частичная “реакция опоры”, не способно удержать грунт от обрушения, если полость достигает критического пролета (5, рис. 4.10). В этот момент давление от веса вышележащих песков передается на воду, ее пьезометрический уровень подскакивает, и происходит внезапное разжижение всего “столба” вышележащих водонасыщенных пород (6, рис. 4.10; 9 рис. 4.1, в). После разрушения наблюдатель зафиксирует вертикальный канал течения песков, нижняя часть которого сходится по направлению к отверстию под углом, близким к углу откоса песков под водой. Таким образом, особенности механизма процесса отражаются и на морфологии его подземных проявлений.

Из сказанного выше следует, что возникновение и рост щели или конической полости имеют практическое значение при условно мгновенном разрушении экранирующего слоя или кровли карстовой полости. В противном случае поровое давление, вызванное изменением напряженного состояния песчаной толщи в окрестности ослабленного участка, рассеивается, и массовая суффозия в таких условиях мало отличается от гравитационного истечения сыпучих грунтов. В этой связи большой интерес для оценки устойчивости закарстованных территорий представляет процесс, развивающийся над уже существующими участками ослабления массива при подъеме уровня подземных вод, который характерен для урбанизированных территорий и районов рекультивации подработанных массивов.

4.5. Разрушение несвязных грунтов при подъеме уровня подземных вод

Обращает на себя внимание расчетная модель В.П. Хоменко [296], в основу которой положен механизм процесса, наблюдающегося на физических моделях влажной песчаной толщи при восстановлении напора карстовых вод. На рис. 4.11 видно, что этот процесс развивается снизу вверх в форме сменяющих друг друга конических заполненных и параболических незаполненных водой полостей. Важно, что для его развития достаточно образования лишь первичной конической полости высотой s_1 и, следовательно, поступления очень небольшого объема песка в трещинно-поровое пространство подстилающих отложений. При образовании последующих конических полостей имеет место переупаковка частиц грунта в результате его ползучего разжижения. Поэтому объем каждой конической полости превышает объем предшествующей параболической полости во столько раз, во сколько раз естественная пористость песков превышает их пористость после уплотнения, которая принимается равной 26 %.

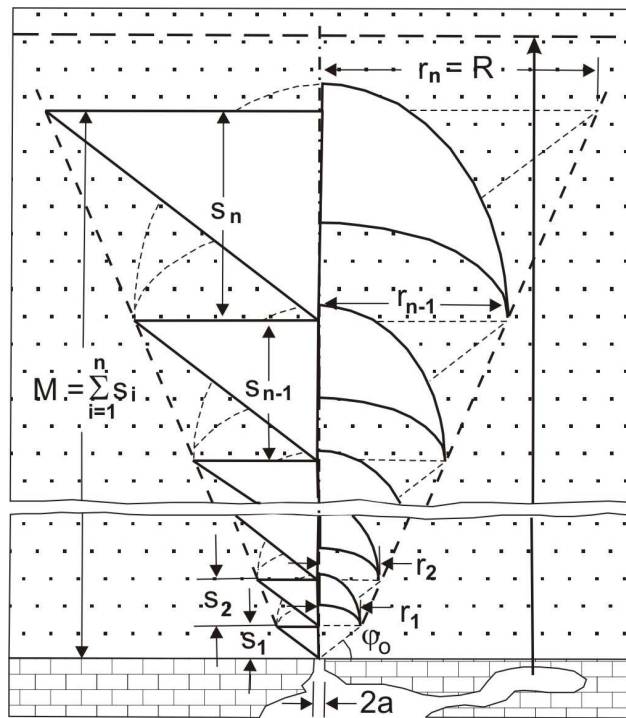


Рис. 4.11. Модель закрытого фильтрационного разрушения восходящим потоком (по В.П. Хоменко, 2003): φ_0 – угол откоса песков под водой; s , r – высота и радиус заполненных водой конических полостей (слева), формирование которых предшествует обрушению сводов (справа); R – радиус подземного или поверхностного проявления процесса (в зависимости от соотношения мощности покровной толщи и величины напора трещинно-карстовых вод).

Из равенства объемов каждой пары сменяющих друг друга полостей следует, что изменение их размеров подчиняется геометрической прогрессии и выражается формулами:

$$r_i = r_{i-1} [1.5e_0 / 0.26(e_0 + 1)]^{1/3}, \quad (4.21)$$

$$r_n = r_1 \{1.79[e_0/(e_0 + 1)]^{1/3}\}^n, \quad (4.22)$$

$$M = \sum_{i=1}^n s_i = \{[1.79 \{e_0/(e_0 + 1)\}^{1/3}]^n - 1\}(r_1 - a) \operatorname{tg} \varphi_0 / \{1.79[e_0/(e_0 + 1)]^{1/3} - 1\}, \quad (4.23)$$

где e_0 – коэффициент исходной пористости. Остальные обозначения показаны на рис. 4.11. Совместное решение уравнений (4.22), (4.23) при условии, что величина пролета карстовой полости пренебрежимо мала ($a \ll R$), позволяет найти радиус зоны возможного поражения массива или земной поверхности:

$$R = r_n = r_1 + M \{1 - 0.56[e_0/(e_0 + 1)]^{1/3}\} / \operatorname{tg} \varphi_0. \quad (4.24)$$

При использовании зависимости (4.24) В.П. Хоменко предлагает принять: $r_1 = 0$, и, если несвязные грунты мощностью h залегают с поверхности, то $M = H$ (H – напор трещинно-карстовых вод). Если же они перекрыты связными породами, то $M = H$ при $H \leq h$; $M = h$ при $H > h$ [296].

Пусть покровная толща целиком сложена песками, мощность которых не намного больше величины пьезометрического уровня ($h \geq H$), так как в случае, когда $h \gg H$, процесс, развивающийся над точечным отверстием, скорее всего не отразится на земной поверхности. Учитывая, что $e_0/(e_0 + 1) = n_0$, перепишем уравнение (4.24) в виде

$$R = H(1 - 0.56n_0^{1/3}) / \operatorname{tg} \varphi_0, \quad (4.24a)$$

откуда следует, что $R = H$, если

$$\varphi_0 = \arctg(1 - 0.56n_0^{1/3}). \quad (4.25)$$

Поскольку пористость песков чаще всего лежит в пределах 35–45 % [72, с. 628], примем в качестве среднего значения $n_0 = 0.4$. Тогда из выражения (4.25) получаем, что $R = H$, если $\varphi_0 = 30.4^\circ$. Обычно подводный угол откоса песков $\varphi_0 < 30.4^\circ$, поэтому $R > H$. Например, при $\varphi_0 = 28^\circ$ и $H = 5\text{--}20$ м, радиус провала на земной поверхности согласно (4.24a) составит $R = 5.5\text{--}22.1$ м. Таким образом, общий диаметр карстово-суффозионной воронки для рассмотренного случая ($M = H$, $h \geq H$, $n_0 = 0.4$) должен превышать мощность покровной более чем в два раза.

Заметим, что полученные выше значения $D_B = 2R$ характеризуют ширину лишь центральной, собственно провальной, части воронки (D_{B1} на рис. 2.19 раздела 2.4; см. также рис. 4.1, б, в). С учетом формирования боковых клиньев, угол наклона которых к горизонту в самом первом приближении равен $\pi/4 + \varphi/2$, диаметр воронки при $h > H$ будет еще больше: $D_{B2} = D_{B1} + 2(h - H) \operatorname{tg}(\pi/4 - \varphi/2)$. Но и полученное выше значение $D_B > 2h$, учитывая, что пролет отверстия $2a \ll h$, представляется маловероятным.

Очевидно, что в рассмотренной выше модели базовыми являются процессы, которые обсуждались в разделах 4.3, 4.4, поэтому несоответствие реальных и вычисленных значений ширины зоны поражения объясняется неустойчивостью как влажных, так и

водонасыщенных песков над ослабленным участком массива, о чем говорилось также в разделе 4.1. Представляется, что процесс будет развиваться в соответствии с этой моделью лишь до некоторой высоты $M_{кр} < M$, начиная с которой разрушение становится прогрессирующим или затухающим в зависимости от размеров подземной полости и скорости поступления в нее водонасыщенных грунтов. В первом случае на отметках выше $M_{кр}$ внутри трубообразного канала со скоростью, существенно большей скорости подъема уровня подземных вод, образуются параболические полости примерно так, как это показано на рис. 4.1 (а). Во втором – они схлопываются, и внутри массива формируется область разуплотнения. В обоих случаях форма всей области деформирования похожа на ту, что наблюдается при выпуске сыпучих материалов. Таким образом, модель закрытого фильтрационного разрушения требует введения граничного условия, например, в виде $r_{max} = (10 \div 100)C_p \text{tg}(\phi/2)/\gamma$ (см. выражение (4.20), раздел 4.3), которое бы определяло высоту расширяющейся части канала $M_{кр}$. Величину $M_{кр}$ можно представить в виде суммы высоты первичной конической полости (s_1 , рис. 4.8) и высоты образующейся над ней зоны разгрузки напряжений, которая согласно (4.4) равна $b_2 = r_1 \cdot \text{ctg}(\phi/2)$. Все эти вопросы, несомненно, заслуживают дальнейшего анализа и дополнительных исследований.

Выше и в разделе 4.4 предполагалось, что разность напоров подземных вод заведомо меньше ее критического значения. Однако возникновение именно критического градиента восходящей фильтрации, равного

$$I_{кр} = \Delta H_{кр}/h = \rho_d'/\rho_w, \quad (4.26)$$

представляет наибольшую угрозу для устойчивости массива. В выражении (4.26) h – мощность несвязных грунтов, ρ_w – плотность воды, $\rho_d' = (\rho_s - \rho_w)(1 - n)$ – плотность скелета грунта под водой (ρ_s – плотность минеральной части).

Как показывают опыты (рис. 4.12, а), при постепенном увеличении давления воды в основании песчаной засыпки до величины $I_{кр}$ происходит равномерное разуплотнение песка. По достижении критического градиента песок оказывается полностью взвешенным в воде и выливается вместе с ней из выпускного отверстия в стенке емкости при малейшем наклоне последней. Если же резко увеличить давление воды до значений, отвечающих критическому градиенту, то примерно посередине слоя образуется заполненная водой горизонтальная трещина. Около нее начинается турбулентное перемешивание песка, быстро охватывающее весь слой.

Подобные опыты проводились задолго до нас, их описание можно найти в классических работах [59, 100, 273]. При этом все внимание уделялось определению величины критического градиента и скорости восходящей фильтрации, при которой

ламинарный режим сменяется турбулентным. В механике псевдооживления сыпучих тел поршневой режим течения связывают с превышением скоростью фильтрации скорости образования пузырей [86]. Однако причины возникновения пузырей, поршней, или трещин, остаются невыясненными. Но, судя по внешним признакам процесса, главную роль в появлении щели играют силы давления в фильтрате и, следовательно, эффективные напряжения σ_w (см. раздел 3.3).

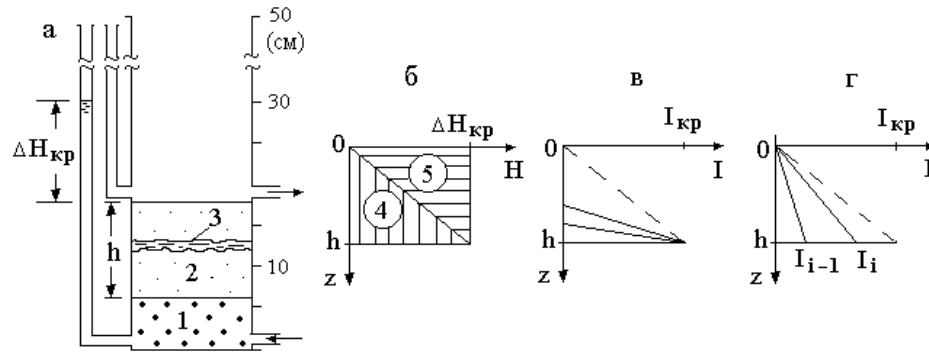


Рис. 4.12. Проведение опытов (а) и схемы к анализу влияния неустановившегося (б, в) и установившегося (г) движения восходящего потока: 1 – фильтр (дробь свинцовая); 2 – песчаный слой; 3 – трещина; 4, 5 – эпюры нейтрального и эффективного порового давления при мгновенном распространении ударной волны от подошвы до кровли слоя; ΔH – избыточный напор; $I = \Delta H/h$ – градиент фильтрации.

Допускаем, что при неустановившейся фильтрации поровое давление $g\rho_w\Delta H$ последовательно распространяется на слой снизу вверх аналогично прохождению ударной волны в напорных водоносах. Скорость этого процесса настолько велика, что его можно считать условно мгновенным.

Пусть также энергия ударной волны по мере ее продвижения расходуется на изменение давления воды (4, рис. 4.12, б) и на изменение эффективных напряжений в скелете (5, рис. 4.12, б). Тогда условие возникновения трещины записывается в виде (4.27), если пренебречь разрывной прочностью грунта и его трением о стенки емкости:

$$g\rho_d z - g\rho_w \Delta H(1 - z/h) \leq 0. \quad (4.27)$$

Тот же самый результат получится, если воспользоваться представлением о гидродинамическом давлении $g\rho_w I$ ($I = \Delta H/h$), которое быстро поднимается от подошвы к кровле слоя (рис. 4.12, в) и на уровне щели должно быть не меньше вертикальных напряжений в скелете водонасыщенного грунта:

$$g\rho_w I(h - z) \geq g\rho_d z. \quad (4.27a)$$

Для предельного состояния грунтов условия (4.27) дают:

$$z/h = \rho_w \Delta H / (\rho_d h + \rho_w \Delta H) = \rho_w I / (\rho_d + \rho_w I). \quad (4.28)$$

Подставляя сюда значения $\Delta H_{кр}$ и $I_{кр}$ из условия (4.26), получим $z/h = 1/2$. Из уравнения (4.28) следует также, что $z/h = 1$, когда “мгновенный” избыточный напор в основании песчаного слоя существенно больше $I_{кр}h$. Если же $\Delta H \ll I_{кр}h$, то $z/h = 0$. Последнее условие объясняет, почему постепенное увеличение избыточного давления до величины, отвечающей критическому градиенту, приводит к равномерному разуплотнению песка. В этом случае приращение градиента давления происходит уже после того, как установилась фильтрация с меньшим градиентом (рис. 4.12, г). Поэтому напряжения $\Delta \sigma_w = g\rho_w(I_i - I_{i-1})h$, обусловленные перепадом давления в жидкости на каждой ступени повышения напора, малы и не вызывают разрыва слоя.

Таким образом, условно мгновенное возникновение разности напоров $\Delta H_{кр} = I_{кр}h$ вызывает гидравлическое разрушение толщи несвязных грунтов над ослабленным участком массива. Главной действующей силой процесса служат дополнительные напряжения $\sigma_w = g\rho_w\Delta H_{кр}$.

Приведенные соображения интересны не только с теоретической точки зрения. Они показывают, что для сохранения устойчивости массива поэтапное прекращение эксплуатации водоносных горизонтов намного предпочтительнее резкой остановки работы водозаборов.

Выводы

1. Независимо от степени водонасыщения несвязных грунтов, перекрывающих закарстованные породы, и от того, находится ли вода в покое или движении, образование и строение канала истечения водонасыщенных песков принципиально не отличаются от строения и образования каналов движения воздушно-сухих сыпучих материалов. Другими словами, базовым процессом является гравитационное деформирование сыпучей среды, которое определяется двумя ее фундаментальными свойствами – трением и дилатансией. Карстово-суффозионные провалы в песчаной покровной толще возникают благодаря реализации двух механизмов процесса – разуплотнению песков и локализации деформаций на поверхностях скольжения. И тот и другой характеризуются последовательным возникновением и разрушением сводчатых, в том числе, и крестообразных структур. Закономерности их формирования и надо выяснить для создания комплексной детерминированной модели поведения несвязных грунтов. При этом необходимо учитывать, что в отличие от искусственных засыпок в специально поставленных опытах образование первичной воронки на поверхности массива пород чаще всего обусловлено именно разрыхлением грунтов независимо от того, в какой форме происходит истечение грунта в нижней части канала.

2. Анализ напряженного состояния и условий равновесия сводообразной поверхности любой формы под действием реактивных сил в опорах показывает, что высота свода обрушения и углы полных сдвижений соответствуют наблюдаемым и общепринятым в горно-геологической практике, только если разрушение свода происходит в его вершине. Получить эти зависимости, исходя из представлений о нарушении устойчивости купола в его опорах, невозможно. Предложены также выражения для высоты свода разгрузки, обладающего наиболее энергетически выгодной формой, и для концентрации напряжений на кромках полости. С их помощью высота свода и коэффициент концентрации легко определяются в ходе стандартных инженерно-геологических изысканий, причем найденные значения не противоречат или близки к тем, которые получены на основе точных решений теории упругости. Зависимость давления несвязных грунтов на заслонку отверстия или разделяющий пласт от их мощности и ширины полости (отверстия) записаны в виде трех уравнений, которые базируются на представлениях о зональном строении области влияния ослабленного участка и динамической перестройке структуры массива. Эти уравнения необходимо использовать при расчете диаметра возможных провалов на земной поверхности.

3. В толще влажных несвязных грунтов провалообразование может прекратиться вследствие образования устойчивых промежуточных полостей. Однако в песках их пролет не превышает первых дециметров (максимум 1–3 м). При большей ширине ослабленного участка сцепление не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода, и в капиллярно-влажных несвязных грунтах формируется трубообразный или сужающийся кверху канал, подобный тому, что образуется в сыпучих материалах плотного сложения. Таким образом, кинематическое и морфологическое отличия процесса, развивающегося во влажных несвязных грунтах, заключаются лишь в меньшей по сравнению с воздушно-сухими грунтами скорости его развития и в периодическом появлении и схлопывании субгоризонтальных трещин отрыва или сводообразных промежуточных полостей.

4. Особенности деформирования-разрушения водонасыщенных песков над полостью при восходящей фильтрации заключаются в том, что на контакте растворимых и несвязных пород растет промежуточная коническая полость. В зависимости от объема вынесенного материала ее рост может прекратиться или инициировать цепное разжижение всего столба вышележащих водонасыщенных песков. Этот процесс развивается при условно мгновенном разрушении экранирующего слоя или кровли карстовой полости и может иметь место даже тогда, когда пьезометрический уровень

трещинно-карстовых вод находится ниже зеркала грунтовых вод. Парадокс объясняется напряженным состоянием грунтовой толщи в окрестности ослабленного участка.

5. При постепенном увеличении давления воды в основании песчаного слоя до величины, отвечающей критическому градиенту фильтрации, происходит равномерное разуплотнение песка, после чего песок переходит в текучее состояние. Если же резко увеличить давление воды до критических значений, то примерно посередине слоя образуется заполненная водой горизонтальная трещина. Главную роль в ее появлении играют силы давления в фильтрате, нормальные по отношению к скелету грунта. Таким образом, условно мгновенное возникновение критической разности напоров приводит к классическому гидравлическому разрушению толщи несвязных грунтов. Из этого следует важный практический вывод: для сохранения устойчивости массива поэтапное прекращение эксплуатации водоносных горизонтов намного предпочтительнее резкой остановки работы водозаборов.

Глава 5. Свободное истечение несвязных грунтов в подземные полости

Истечение так называемых сыпунув – сухих мелкозернистых кварцевых песков надугольной толщи – получило печальную известность в Подмосковном угольном бассейне. Оно наблюдалось при малейших нарушениях пачки угля, оставляемой в кровле выработок, и послужило причиной нескольких несчастных случаев с горняками. Вызванное им обрушение вышележащих водоупорных отложений нередко приводило к прорывам водонасыщенных песков, полному затоплению и выходу из строя некоторых шахт и штреков, к гибели людей [38]. Однако интерес к чисто гравитационному движению несвязных грунтов обусловлен не только и не столько тем, что оно имеет место в природных условиях, сколько тем, что его механизм, как отмечалось в разделе 4.1, лежит в основе деформирования песчаного слоя любой степени водонасыщения.

Ниже обсуждаются результаты специальных исследований базового процесса, которые, на наш взгляд, относятся не только к строению и свойствам грунтов, но и к гидродинамическим явлениям. Представляется, что результаты настоящих исследований, важные для прогнозирования карстово-суффозионного процесса, важны также для инженерной геологии и гидрогеологии в целом.

5.1. Схематизация природных условий, материалы, методика и результаты лабораторных экспериментов

Схема проведения опытов отвечала наиболее распространенному в природе случаю возобновляющегося поступления песка из горизонтально залегающего слоя в полость-приемник закарстованных отложений, которые, как и раньше, считались недеформируемыми. Влияние боковых стенок в насыпных моделях небольшой мощности и во всех моделях плотного сложения на стадиях подготовки и формирования воронок исключалось. В дальнейшем, при увеличении размеров воронки и расширении канала течения песков, оно становилось существенным, однако выпуск материалов из центральных донных отверстий продолжался вплоть до образования в установках устойчивых откосов.

Поскольку основными прочностными характеристиками грунтов являются сцепление (C) и угол внутреннего трения (φ), то приближенное физическое подобие моделей и натуры (нижние индексы “м”, “н” соответственно) определяется геометрическим масштабом ($\alpha_l = l_n/l_m$), а также масштабами плотности ($\alpha_p = \rho_n/\rho_m$) и сцепления ($\alpha_c = C_n/C_m$). Коэффициент внутреннего трения как безразмерная величина должны быть одинаковым для массива и модели и, следовательно, $\alpha_\varphi = \operatorname{tg}\varphi_n/\operatorname{tg}\varphi_m = 1$.

Таким образом, для воздушно-сухой ($C_n = C_m = 0$; $\varphi_n = \varphi_m$), полностью водонасыщенной ($C_n' \approx C_m = 0$; $\varphi_n' = \varphi_m$; $\alpha_p = \rho_n'/\rho_m$) и даже влажной ($C_n'' \geq 0$; $\alpha_p \alpha_l \gg 1$; $C_m = C_n''/\alpha_p \alpha_l \approx 0$; $\varphi_n'' = \varphi_m$) толщ исходные условия подобия выполнялись автоматически. Однако, как показано в разделе 4.3, пролет ослабленного участка в подошве влажного натурального слоя не может быть меньше 0.1–3 м, а градиент вертикальной фильтрации в водонасыщенном массиве должен быть близок к нулю. В противном случае подобие нарушается в результате сводообразования или влияния гидродинамических сил.

Методика и результаты выпуска воздушно-сухих материалов

Опыты проводились в двух цилиндрических емкостях из плексигласа с внутренними размерами 6.1×17.4 см и 12.2×24 см. Съёмные днища емкостей – это железные пластины толщиной 0.9 мм с круглыми центральными отверстиями разного диаметра D , снабженные специальными задвижками. Модели укладывались из песка и дроби послойно с трамбовкой или насыпью. Соответственно средняя плотность как частное от деления веса уложенного материала на занимаемый им объем была близка к максимальному или минимальному значениям, указанным в табл. 5.1. Мощность осесимметричных моделей h превышала диаметр отверстия D в 10–63 раза ($h/D = 10–63$).

Таблица 5.1. Состав и свойства материалов воздушно-сухих моделей

Характеристика материала	Гранулометрический состав			Физико-механические свойства				
	d_i , мм	a , %	d_{50} , мм	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	n , %	φ_o , град.	K_n
Дробь чугунная, средняя, окатанная и хорошо окатанная	1.6–1	12.2	0.85	7.13	4.26–4.69	40.0–33.9	<u>25.0–28.2</u> 26.0	1.25
	1–0.63	87.5						
	< 0.63	0.3						
Песок кварцевый, мелкий, полуокатанный и угловатый	0.63–0.4	1.9	0.25	2.65	1.47–1.67	44.7–37.2	<u>26.6–30.2</u> 29.2	1.59
	0.4–0.315	17.9						
	0.315–0.2	53.5						
	0.2–0.16	22.8						
	0.16–0.1	3.7						
< 0.1	0.2							

Примечания: d_i – размер фракций, a – содержание, d_{50} – средний диаметр, ρ_s – плотность частиц, ρ_d – плотность укладки (скелета), n – пористость, φ_o – угол естественного откоса (над чертой – φ_{min} ÷ φ_{max} , под чертой – φ_{cp}), $K_n = d_{60}/d_{10}$ – коэффициент неоднородности.

Материал выпускался порциями, взвешивался и рассчитывался весовой расход (Q). Замечено, что уменьшение времени выпуска до 0.2–0.6 с приводит к увеличению расхода на несколько процентов (до 10 % для малых отверстий), что объясняется влиянием веса частиц, лежащих в отверстии между поверхностью задвижки и подошвой слоя, на общий

вес высыпавшегося материала. Поэтому отверстие открывалось на 1–30 секунд и более в зависимости от вида опыта и стадии процесса. В моделях с отверстиями 0.5 см и 0.7 см после каждого выпуска измерялись также деформации поверхности, по которым строились ее профили и вычислялись скорости оседания в центре (v_1) и по краям (v_2) воронки. В некоторых опытах малый цилиндр закрывался сверху герметичной крышкой, препятствующей поступлению воздуха. Так моделировалось разрежение воздуха, которое возникает в песчаном слое, залегающем не с поверхности, а на глубине.

Опыты показали, что время выпуска, за которое процесс деформирования достигает кровли слоя сыпучего материала, зависит от его безразмерной мощности и плотности. В моделях одинаковой мощности с переходом от наибольших значений плотности к наименьшим оно увеличивается в несколько раз (в 10–50 раз для $h/D = 30–63$). Форма проявления процесса на дневной поверхности также определяется этими показателями. В мощных специально утрамбованных и насыпных слоях регистрируются соответственно блюдцевидные понижения, диаметр которых в 3–5 раз больше диаметра отверстия, и плоскопараллельное опускание всей поверхности. Иногда перемещению последней предшествует едва заметная просадка ее центральной части. Воронка, как правило, коническая возникает в рыхлых слоях мощностью $h/D \leq 12–16$.

Замечен пульсирующий характер истечения песка из малых отверстий. В работе [123] пульсация струи объясняется эжектирующими свойствами мелкодисперсных сыпучих тел. И действительно, при выпуске песка из моделей рыхлого сложения, проведенном без доступа воздуха к их дневной поверхности, расход уменьшался на 20–40 %. В плотных слоях течение через отверстия диаметром 0.3 и 0.5 см вообще прекращалось на неопределенное время, затем возобновлялось и так вплоть до образования воронки.

На расход дроби эти граничные условия практически не влияли. Устойчивое уменьшение скорости истечения из отверстия диаметром 0.5 см не превышало 0.1 г/с и находилось в пределах экспериментального разброса значений. При $D > 0.5$ см не удалось обнаружить никаких изменений расхода дроби во времени.

Таким образом, подтверждается вывод [123, 364] о существенном влиянии встречного воздушного потока на движение относительно легких, мелких частиц. Вместе с тем опыты свидетельствуют о быстром рассеянии избыточного давления воздуха и уменьшении его влияния над достаточно большими отверстиями. Следует ожидать, что воздействие локального восходящего потока подземных вод как следствие перепада давлений вблизи ослабленного участка (см. раздел 4.4) будет более сильным, поскольку у воды плотность и вязкость намного больше, чем у воздуха.

На рис. 5.1 видно, что хорошо известное постоянство расхода сыпучего материала нарушается в начале и в конце выпуска. В это же время изменяются и скорости оседания поверхности, что отражается на форме воронки. Слабый подъем средней части этих кривых для песка обусловлен уменьшением мощности слоя и увеличением его газопроницаемости.

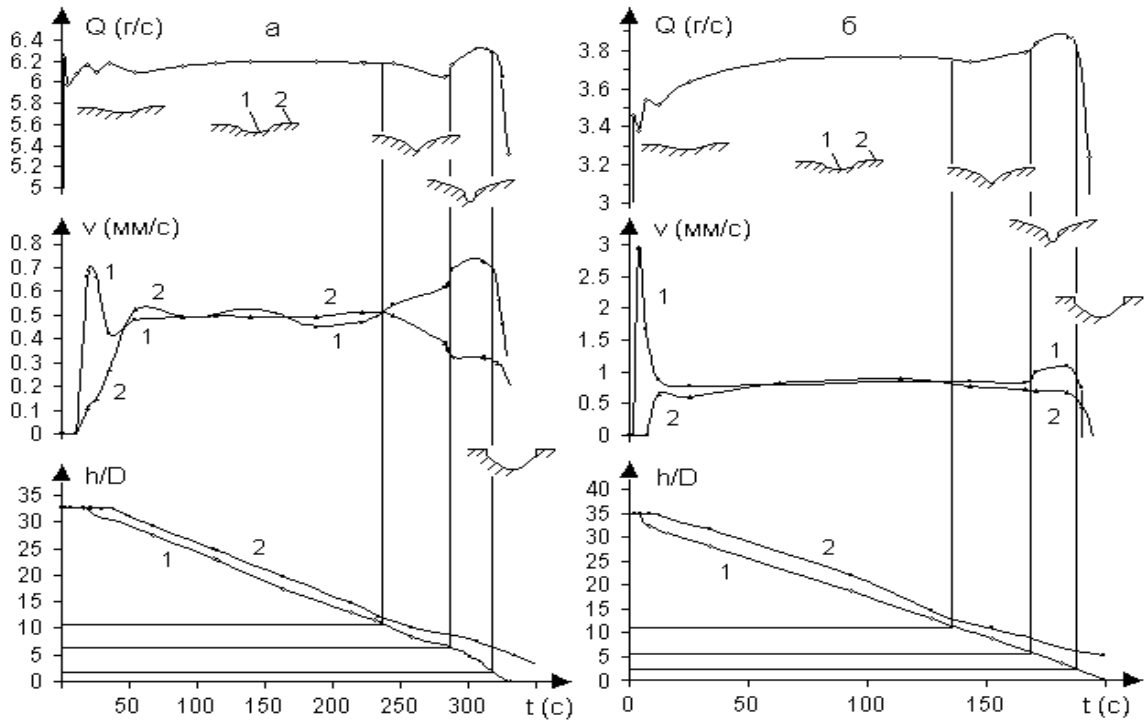


Рис. 5.1. Характерные кривые выпуска дроби (а) и песка (б) из моделей плотного сложения: t – время, Q – весовой расход, v – скорость оседания поверхности в центре (1) и по краям (2) воронки, h/D – безразмерная мощность слоя (D – диаметр выпускного отверстия).

Появившаяся в начальной стадии неустановившегося движения плотно уложенного материала блюдцеобразная воронка растет в глубину и в ширину, сохраняя форму или осыпаясь и становясь конической ($v_1 \gg v_2$, рис. 5.1). Затем ($v_1 \approx v_2$) она “застывает” и смещается вниз одновременно с прилегающими плоскими участками поверхности, если ее края не достигают стенок установки. На этой стадии начинается скольжение ранее неподвижных частиц по стенкам. Оно постепенно распространяется сверху вниз до определенной глубины, которая зависит от соотношения диаметров отверстия и емкости. Скорость этого движения возрастает, но в любой момент времени на низких отметках она меньше, чем на высоких. При этом на поверхности слоя у стенок формируется кольцевое понижение, глубина которого увеличивается до 1 мм, а ширина при $d_{50} = 0.85$ мм достигает 2–5 мм.

В моделях из дроби замечено появление вакансий в скользящем по стенкам контактном слое. Создается впечатление, что отдельные частицы затягиваются от стенки вглубь модели, оставляя после себя дырку, которая вскоре схлопывается.

Начиная с мощности $h/D = 11 \pm 1$, расход несколько уменьшается, воронка растет в глубину ($v_1 > v_2$, рис. 5.1) и приобретает “суффозионные” очертания с характерным увеличением уклона стенок к центру воронки. В интервале $h/D = 5 \pm 1 - 2 \pm 0.5$ скорости v_1 и v_2 изменяются незначительно, сильно отличаясь по величине, расход заметно увеличивается. В центре воронки часто появляется “клюв”, после чего ее профиль становится параболическим. Затем Q и v падают, а выпуск продолжается очень короткое время только за счет осыпания крутых бортов воронки (рис. 5.1). Если посмотреть на воронку сверху после того, как истечение прекратилось, то видно, что дно у кромки отверстия выступает из-под сыпучего тела на ширину, примерно равную $1d$. Эта обнаженная кайма очень неровная, там, где наблюдается скопление более крупных частиц, она шире и наоборот. Местами она вообще пропадает под нависающими зернами.

Таблица 5.2. Зависимость расхода дроби (Д) и песка (П) от диаметра выпускного отверстия (D)

D, см	Весовой расход Q, Г/с		Средний относительный объемный расход $Q^{\text{отн}} = Q_{\text{ср}}/\rho_s, \text{ см}^3/\text{с}$		$Q_{\text{п}}^{\text{отн}}/Q_{\text{д}}^{\text{отн}}$
	Д	П	Д	П	
0.3		$\frac{0.7-0.8}{0.8}$		3.01	
0.5	$\frac{6.1-6.2}{6.1}$	$\frac{3.6-3.8}{3.7}$	0.86	1.39	1.62
0.7	$\frac{16.7-17.1}{16.9}$	$\frac{8.8-11.2}{9.6}$	2.37	3.61	1.52
0.95	$\frac{41.6-44.4}{43.3}$	$\frac{20.3-22.9}{21.6}$	6.07	8.12	1.34
1.5	$\frac{148.5-64.4}{156.0}$	$\frac{68.6-70.9}{69.5}$	21.88	26.13	1.19
1.8	$\frac{236.5-269.4}{257.5}$	$\frac{106.8-120.0}{112.4}$	36.12	42.26	1.17
2.41		$\frac{214.0-333.9}{241.8}$		90.90	

Примечания: над чертой – $Q_{\text{min}} \div Q_{\text{max}}$, под чертой – $Q_{\text{ср}}$; Г – грамм силы.

Кривые изменения расхода, мощности и скорости оседания поверхности при выпуске песка и дроби из моделей рыхлого сложения напоминают те, что показаны на рис. 5.1, только время неустановившегося движения, как и колебания Q и v на этой стадии, для насыпных слоев в 2–3 раза меньше. Кроме того, появление воронки, а

следовательно, и разветвление кривых скорости и мощности, регистрируется на более высоких отметках мощности ($h/D = 14 \pm 2$), чем ее рост в специально уплотненных моделях ($h/D = 11 \pm 1$, рис. 5.1). Тем не менее, на стадии установившегося течения ($Q \approx \text{const}$) расход сыпучего материала не зависит от его исходной плотности. Он определяется только размером выпускного отверстия (табл. 5.2).

Относительный объемный расход, или отношение плотности движущейся среды к плотности составляющих ее частиц может служить мерой сыпучести материала. Тогда, судя по цифрам, приведенным в последнем столбце табл. 5.2, песок является более сыпучим телом, чем дробь, хотя угол его откоса больше. Однако устойчивое уменьшение $Q_{\text{п}}^{\text{отн}}/Q_{\text{д}}^{\text{отн}}$ с увеличением D свидетельствует о том, что дело здесь не столько в свойствах материалов, сколько в упоминавшемся эжектировании. Так как высота емкости в опытах не меняется, то мощность слоя h/D с ростом D уменьшается, а его газопроницаемость увеличивается. При этом влияние восходящего потока воздуха ослабевает, и в отличие от дроби, для которой пневматические эффекты не существенны, расход песка возрастает.

Методика и результаты выпуска водонасыщенного песка

Гравитационное истечение в условиях полного насыщения водой изучалось на моделях мощностью $h/D = 6.5-20.4$, приготовленных из песка. Гранулометрический состав и свойства использовавшегося песка приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.3. Состав и свойства материала водонасыщенных моделей

Краткая характеристика грунта	Гранулометрический состав			Физико-механические свойства				
	d_i , мм	a , %	d_{50} , мм	ρ_s , г/см ³	K_n	φ_c , град.	φ_b , град.	K_f , 10 ⁻² см/с
Песок кварцевый, мелкий, окатанный и полуокатанный	0.63 – 0.4	0.2	0.2	2.65	1.38	<u>22.8–31.0</u> 26.8	<u>21.6–28.9</u> 24.2	<u>3.2–3.7</u> 3.4
	0.4 – 0.315	4.4						
	0.315 – 0.2	44.2						
	0.2 – 0.16	39.8						
	0.16 – 0.1	11.3						
< 0.1	0.1							

Примечания: φ_c , φ_b – угол естественного откоса песка в воздушно-сухом состоянии и под водой соответственно, K_f – коэффициент фильтрации. Остальные обозначения прежние (см. табл. 5.1).

Все модели укладывались насыпью и характеризовались невысокими средними значениями плотности скелета $\rho_d = 1.40-1.52$ г/см³, чтобы по возможности исключить влияние дилатации и сократить время неустановившегося движения, когда расход скачкообразно меняется. Рабочий цилиндр 1 помещался в заполненный водой стеклянный бак 5 (рис. 5.2), и песок засыпался в воду. В опытах первых 5-ти серий связь внешней и

поровой воды осуществлялась только через выпускное отверстие. Замечено, что при истечении песка поровое давление падает на 0.3–1.9 см, поэтому в экспериментах следующих 6-ти серий открывались отверстия диаметром 3 мм, просверленные в верхней части цилиндра по его периметру (6 на рис.5.2). Так моделировался единый водоносный горизонт.

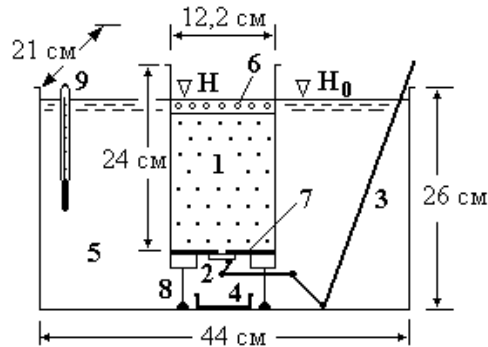


Рис. 5.2. Экспериментальная установка для изучения суффозии (УИС-2): 1 – внутренняя емкость (рабочий цилиндр); 2 – заслонка; 3 – манипулятор (привод заслонки); 4 – приемник материала; 5 – внешняя емкость (заполненная водой камера); 6 – отверстия для поддержания одинаковых уровней воды во внутренней (Н) и внешней (Н₀) емкостях; 7 – съемное дно с отверстием в центре; 8 – стойки, регулирующие высоту положения рабочего цилиндра; 9 – термометр.

Поскольку уровень воды во внешней камере (Н₀) находился выше поверхности засыпок на 1.5–2 см и с помощью сосуда Бойля поддерживался постоянным, таким же оставался и исходный уровень во внутренней емкости (Н), то есть модели были затоплены. Песок выпускался порциями вплоть до образования в установке устойчивых откосов. Перед взвешиванием каждая порция песка из приемника 4 высушивалась.

Проведены также опыты, в которых тот же песок (табл. 5.3) выпускался из воздушно-сухих моделей. Для удобства сопоставления полученных данных все они сведены в одну таблицу (табл. 5.4).

В водонасыщенных моделях появление блюдцеобразной воронки диаметром $D_v/D = 3-5$ ($D_v \geq D_k$, D_k – ширина канала течения) сопровождалось опусканием плоских участков поверхности. При этом расход быстро увеличивался до некоторого значения, которое в дальнейшем оставалось более или менее постоянным. Затем на фоне общего оседания поверхности засыпок воронка становилась шире, и ее края достигали стенок емкости. На отметках $h/D = 9.8-6.3$ воронка росла в глубину и приобретала чашеобразную или коническую форму. В интервале $h/D = 6.0-2.6$ в ее центре появлялась понора – узкий глубокий канал (“клюв”), исчезающий с прекращением выпуска за счет оплывания стенок.

Таблица 5.4. Зависимость расхода водонасыщенного (Q_1 , Q_2) и воздушно-сухого (Q_3) песка от диаметра выпускного отверстия (D)

D , см	Q_1 , Г/с	q_1 , Г/с·см ²	Q_2 , Г/с	q_2 , Г/с·см ²	Q_3 , Г/с	q_3 , Г/с·см ²	Q_3/Q_2	Q_2/Q_1
0.5					<u>3.47–3.92</u> 3.76	19.18		
0.7					<u>8.75–9.38</u> 9.25	24.03		
0.78			<u>2.05–2.79</u> 2.24	4.69	11.5		5.13	
0.95					<u>20.23–21.35</u> 20.61	29.07		
1.2	<u>2.29–2.58</u> 2.46	2.18	<u>5.17–6.50</u> 5.96	5.27	<u>37.06–39.58</u> 38.84	34.34	6.52	2.42
1.5	<u>3.37–5.76</u> 5.00	2.83	<u>7.25–10.29</u> 9.39	5.31	<u>62.77–72.64</u> 68.06	38.52	7.52	1.88
1.8	<u>6.47–9.90</u> 7.26	2.85	<u>8.62–15.98</u> 13.56	5.33	<u>95.34–114.65</u> 109.04	42.84	8.04	1.87
2.12	<u>10.77–14.83</u> 12.80	3.63	<u>15.27–22.12</u> 18.49	5.24	<u>147.80–174.87</u> 166.37	47.13	9.00	1.44
2.41	<u>10.35–19.97</u> 16.35	3.63	<u>20.59–30.89</u> 24.55	5.38	<u>219.61–245.58</u> 227.89	49.95	9.28	1.49

Примечания: Q_1 – расход, измеренный в условиях понижения порового давления при выпуске; Q_2 – расход в гидростатических условиях; $q = Q_{cp}/S$ – средняя весовая скорость истечения ($S = \pi D^2/4$ – площадь выпускного отверстия). В двух последних столбцах – отношения средних значений.

При дальнейшем уменьшении мощности засыпки ($h/D \leq 2.5$) профиль воронки становился параболическим, а расход песка заметно возрастал и затем резко падал. В этот момент в центре воронки наблюдался восходящий поток воды в виде мутьевого фонтана, поднимающего тонкие и мелкие частицы на высоту до 1–2 см, после чего из-под слоя песка показывалось отверстие, и выпуск прекращался. Таким образом, морфологически процесс выпуска рыхлого водонасыщенного песка во многом напоминает истечение сухого песка из плотно уложенных моделей, хотя имеет и свои особенности.

В отличие от сухих сыпучих материалов, где встречный поток воздуха нельзя увидеть и трудно измерить, в водонасыщенном песке эжектирующие свойства мелкозернистых несвязных грунтов визуализируются. Но главный вывод заключается в том, что скорость истечения водонасыщенных песков не зависит от диаметра выпускного отверстия, если последнее достаточно велико (q_1 , q_2 , табл. 5.4). Тогда как скорость движения сухих песков, напротив, увеличивается с ростом D (q_3 , табл. 5.4).

Установлено, что в опытах с закрытыми боковыми отверстиями уменьшение уровня воды в рабочем цилиндре от $H = H_0$ в начале до H_i в конце i -го выпуска прямо пропорциональна весу удаленного сухого песка P_i и обратно пропорциональна среднему объемному весу засыпки (скелета грунта) $\gamma_d = \gamma_s(1 - n)$ и площади внутреннего сечения цилиндра $S_{ц}$:

$$\Delta H_i = H_0 - H_i = P_i / \gamma_d S_{ц}. \quad (5.1)$$

Для среднего значения $(\Delta H_i)_{ср} = 10.78$ мм разность между измеренными и рассчитанными по (5.1) значениями ΔH_i в среднем составляет 1.05 мм. Учитывая, что уровни воды в экспериментах фиксировались визуально, можно утверждать, что ошибка вычисления ΔH_i находится в пределах точности измерений. Если не принимать во внимание дилатацию, которая, несмотря на невысокую плотность засыпок, все-таки должна иметь место над отверстием, то $P_i = \gamma_d \Delta h_i S_{ц}$, где Δh_i – уменьшение высоты слоя в конце i -го выпуска. Тогда согласно (5.1) получается, что $\Delta H_i = \Delta h_i$, то есть, высыпаясь, песок увлекает за собой всю поровую воду.

Уменьшение порового давления приводит к возникновению локального восходящего потока воды над ослабленным участком. Его влияние на расход материала, как и следовало ожидать, оказывается заметным над небольшими отверстиями (q_1, q_2 , табл. 5.4). Однако в опытах с понижением уровня воды в рабочем цилиндре малые отверстия характеризуются диаметром $D < 2.12$ см (q_1 , табл. 5.4), а при равенстве ее уровней в цилиндре и внешней камере – $D < 1.2$ см (q_2 , табл. 5.4). Поэтому в следующем разделе наряду с результатами выпуска сухих материалов анализируются лишь результаты 6-ти серий опытов с водонасыщенным песком, в которых влияние восходящей фильтрации было сведено к минимуму.

5.2. Кинематика свободного истечения несвязных грунтов в отверстия

Результаты моделирования, рассмотренные в разделе 5.1, подтверждают вывод о том, что действительно серьезное отличие свободной суффозии воздушно-сухих и водонасыщенных песков относится лишь к кинематике процесса (см. раздел 4.1). Принципиально разных механизмов выноса вещества не обнаружено.

Обращает на себя внимание постоянство значений h/D , при которых происходят характерные изменения режима течения на заключительных стадиях выпуска, а также их близость для таких разных материалов, как песок и дробь (см. рис. 5.1). Проще всего это объясняется разрушением области влияния отверстия (см. рис. 2.18), или эллипсоида выпуска (рис. 2.24), который формируется в начальный период неустановившегося движения и в дальнейшем определяет скорость процесса. Если предположить, что его

размеры связаны с углом внутреннего трения или естественного откоса как с комплексным прочностным показателем, учитывающим форму, размер и шероховатость зерен, то становится понятной и близость значений h/D в поставленных опытах. Главную роль в постоянстве расхода сыпучих материалов, вероятно, играет нижняя зона области влияния (АСВ на рис. 2.18). Ее высота, как следует из опытов, не превышает $2 \pm 0.5 h/D$.

По данным радиоактивного просвечивания [45] пористость сыпучих материалов над выпускным отверстием может изменяться от $n = 0.74$ в плоскости последнего на отметке $h/D = 0$ до $n = 0.56$ на высоте $h/D = 2.5$. Учитывая столь сильное разрыхление, допускаем, что частицы могут падать свободно без трения с поверхности АСВ, которая для круглого отверстия аппроксимируется поверхностью кругового конуса (рис. 5.3, а). Скорость, с которой отдельно рассматриваемая частица подходит к внешней стороне зоны кинематического разрыва, гасится внутри нее вследствие сходящегося движения зерен и сдавливающего влияния кромки отверстия. Поэтому на выходе из зоны разрыва начальная скорость равна нулю (рис. 5.3, а). Такой подход отвечает гипотезе динамического свода [123, 218, 292]. Отличие состоит лишь в форме свода, который авторы [218] трактовали как параболоид вращения, опирающийся на края круглого отверстия, а авторы [292] – как целую систему таких параболоидов. На одном из рисунков работы [123] он показан в виде поверхности шарового сегмента, ширина основания которого примерно в 3 раза больше диаметра полости, а высота приблизительно равна диаметру. На наш взгляд, динамический свод образован тремя нижними зонами эллипсоида выпуска, которые в статике представляют собой зоны обрушения, разгрузки и опорного давления (см. рис. 2.18). В движущемся материале выделенный конус, является небольшой, но важной частью динамического свода:

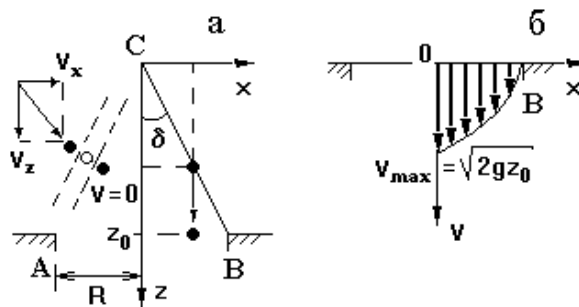


Рис. 5.3. Схема определения объемного расхода при истечении сыпучих материалов из отверстия АВ: v – скорость движения частицы, АСВ – нижняя граница зоны кинематического разрыва.

С учетом принятых допущений уравнение скорости каждой частицы на отрезке АВ/2 записывается в виде (рис. 5.3, а):

$$v^2 = 2g \cdot \text{ctg} \delta \cdot (R - x), \quad (5.2)$$

где g – ускорение свободного падения. Если рассматривать сыпучее тело как сплошную среду, то объемный расход, или скорость всех частиц, находящихся в плоскости круглого отверстия, описывается интегралом (рис. 5.3, б):

$$Q' = \pi \int_0^{v_{\max}} x^2 dv. \quad (5.3)$$

Проведя подстановку и интегрирование, получим

$$Q' = 2\pi D_0^{2.5} (g \operatorname{ctg} \delta)^{0.5} / 15. \quad (5.4)$$

Выражение (5.4) по форме идентично общепринятому уравнению для определения объемной скорости истечения [329, 364]:

$$Q' = C g^{0.5} (D - kd)^{2.5}, \quad (5.5)$$

в котором $d = d_{50}$ – средний диаметр частиц, C , k – эмпирические коэффициенты. Первый представляет собой безразмерный расход и называется также генеральной константой истечения, а последний отражает тот факт [324], что материал выносится не со всей площади отверстия – кольцо шириной $kd/2$ у его края всегда остается пустым.

Именно поэтому вместо D в уравнение (5.4) введен истинный диаметр $D_0 = D - kd$, хотя непосредственно из модели сплошной среды это не следует. Приравнявая (5.4) и (5.5), получаем:

$$C = 2\pi/15 (\operatorname{tg} \delta)^{0.5}. \quad (5.6)$$

Таблица 5.5. Значения коэффициентов C и k в уравнении (5.5) и угла δ в уравнении (5.4)

C	k	δ , град.	Автор, год публикации, ссылка
0.67	2.5	21.4	Ф.Е. Кенеман, 1960, [123]
0.583	1.4	27.3	W.A. Beverloo et al., 1961, [329]
0.647	2.9	22.8	
	1.35-2.30		R.L. Brown, 1961, [324]
0.575	1.5	28.0	F.A. Zenz, 1962, [329]
	2.24		U. Tüzün, R.M. Nedderman, 1979, [364]
0.58	1.6	27.6	R.M. Nedderman et al., 1983, [329]
0.61	2.11	24.8	H. Firewicz, 1984, [329]
0.616	1.56	24.8	
0.57	1.56	28.4	H. Firewicz H., 1986, [329]
0.521		32.9	H. Firewicz H., 1990, [329]
0.582		27.4	

В работе [329] даны значения C и k , предложенные разными авторами. С некоторыми дополнениями они приведены в табл. 5.5. В третьем столбце посчитан полуугол $\delta = \operatorname{arctg}(2\pi/15C)^2$ при вершине разрывного конуса. Заметно (табл. 5.5), что диапазон его изменения невелик, и его значение, по-видимому, лежит в пределах минимального и максимального угла откоса наиболее часто используемых материалов.

Перейдем от модели сплошной к модели дискретной среды, составленной из гладких шаров равного (среднего) диаметра $d = d_{50}$. За исходную примем наиболее вероятную с точки зрения статической устойчивости укладку, где каждый шар контактирует с восемью соседними [118]. Тогда расстояния bd между центрами соседних шаров таковы, что $1 < b_x = b_y < (3/2)^{1/2}$, $1/2 < b_z < 2^{1/2}$ (рис. 5.4, а). При этом объемная концентрация (n – пористость), описывается выражением

$$1 - n = \pi d^3 / 6 b_x d b_y d b_z d = \pi / 6 b^2 b_z \quad (5.7)$$

и находится в интервале: $2\pi/9 < 1 - n < \pi(3/2)^{1/2}$.

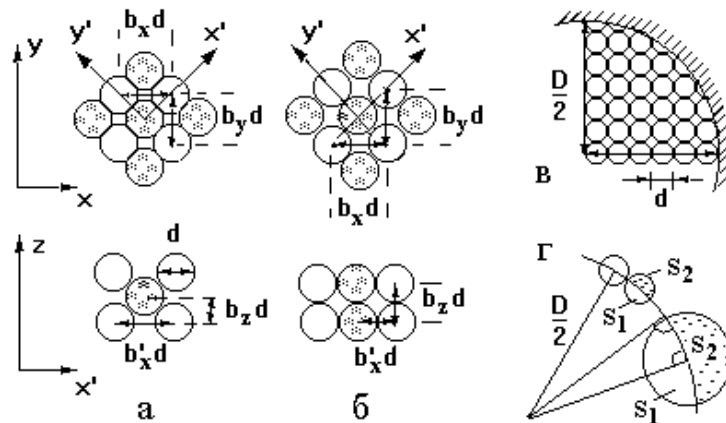


Рис. 5.4. Схема учета начальных (а – в статике, б – в движении) и граничных условий (в, г): $s_1 + s_2 = s$ – площадь проекции сферического зерна диаметром d , центр которого совпадает с кромкой отверстия диаметром D .

Разуплотнение сыпучей среды над отверстием или увеличение расстояний bd ($b_x = b_y > (3/2)^{1/2}$, $1 - n < 2\pi/9$) приведет к формированию структуры с шестью контактами. Учитывая, что внутри конуса частицы должны падать вниз без столкновений и скорость их падения возрастает по направлению к оси отверстия, расстояния между их центрами в горизонтальных плоскостях не могут быть меньше $2^{1/2}d$ ($b_z = 1/2$). При этом $b'_x = b'_y = b'_z \geq 1$ (рис. 5.4, б), и максимально допустимая объемная концентрация непосредственно над отверстием согласно выражению (5.7) соответствует наиболее рыхлой кубической упаковке: $1 - n = \pi/6 \approx 0.524$ ($n \approx 0.476$). Но, как видно на рис. 5.4 (в), количество шаров в круглом отверстии не может равняться его безразмерной площади $\pi D^2 / 4d^2$, даже если D/d – целое число. Необходимо исключить те шары, которые не вписываются в большую окружность. Как показывает численный анализ, лучше всего это достигается введением поправки $(-D/d)$ в величину безразмерной площади:

$$N_s = \pi D^2 / 4d^2 - D/d. \quad (5.8)$$

Теперь шары в плоскости отверстия могут несколько раздвинуться и занять всю его площадь, чем полностью удовлетворяется условие отсутствия трения для реальных

шероховатых частиц. При этом относительное расстояние b между центрами соседних частиц в плоскости XY находится из выражения $\pi D^2/4d^2 - D/d = \pi D^2/4b^2d^2$ и равно $b = [\pi D/(\pi D - 4d)]^{1/2}$. Так как по-прежнему $b'_z = 1$, то окончательно объемная концентрация, согласно формуле (5.7), равна

$$1 - n = \pi/6 - 2d/3D = \pi(1 - 4d/\pi D)/6. \quad (5.9)$$

Но кроме начальных, или структурных, необходимо учесть и граничные условия, запретив шарам, центры которых попадают на кромку, падать в отверстие. Тогда для больших отверстий ($D/d \gg 1$) их безразмерную площадь с достаточной точностью можно уменьшить на половину того количества зерен, которое укладывается по периметру большой окружности (рис. 5.4, г):

$$N'_s = \pi D^2/4d^2 - \pi D/2d. \quad (5.10)$$

В то же время

$$N'_s = \pi(D - kd)^2/4d^2. \quad (5.11)$$

Равенство выражений (5.10) и (5.11) позволяет составить квадратное уравнение, а его решение с учетом физических соображений – однозначно определить ширину пустого кольца или величину k :

$$k = D/d - (D^2/d^2 - 2D/d)^{1/2}, \quad (5.12)$$

и, следовательно, истинный диаметр $D_o = D - kd$:

$$D_o = (D^2 - 2D/d)^{0.5}. \quad (5.13)$$

Из уравнения (5.12) следует, что $k = 1$, когда $D/d = \infty$, и $k = D/d$, когда $D/d = 2$. В последнем случае истечение невозможно. Сводообразование, способное в 2–3 раза увеличить этот критический диаметр ($D_{\min} = 2d$), сейчас не рассматривается. Но внимания заслуживает значение $D_{\min} = 2d$, полученное из уравнения (5.12) и полностью соответствующее опыту: просеив сыпучие материалы сквозь сита, удалить застрявшие в круглых отверстиях сферические частицы с $d \approx D/2$, бывает довольно трудно. Это происходит тогда, когда три частицы попадают в отверстие так, что их центры располагаются в вершинах равностороннего треугольника, а сами они оказываются вписанными в большую окружность (рис. 5.5).

Что касается минимальной ширины пустого кольца, то $k = 1$ ощутимо меньше значений, приведенных в табл. 5.5, так как предполагается существование зависимости между плотностью среды $(1 - n)$ и диаметром D/d . Если же плотность принять постоянной и определять, как, например, в работе [324], по результатам осаждения материала в восходящем воздушном потоке, то для идеального сыпучего тела $(1 - n) = \pi/6$. Тогда поправку на кривизну круглого отверстия из формулы (5.10) надо ввести в фиктивную ширину пустого кольца. Следует ожидать, что полученные при этом значения

к будут лежать в интервале наиболее распространенных значений (табл. 5.5). Если $D/d < 5-7$, то принятый учет граничных условий становится слишком грубым, так как площадь части зерна, нависающей над отверстием, очевидно, меньше $s/2$ (см. рис. 5.4, г).

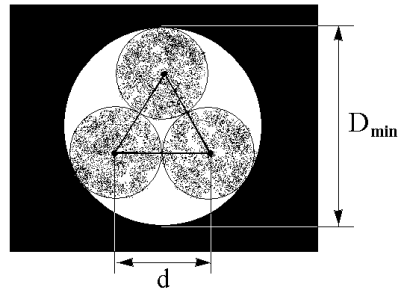


Рис. 5.5. К определению минимального диаметра выпускного отверстия D_{\min} : d – диаметр частиц.

Подводя итоги, запишем уравнение для весовой скорости истечения в виде

$$Q = \pi(g \cdot \text{ctg} \delta)^{0.5} \gamma_s (1 - 4d/\pi D_o) D_o^{2.5} / 45 = W \cdot \text{ctg} \delta^{0.5}, \quad (5.14)$$

где $\gamma_s = g\rho_s$ удельный вес. На рис. 5.6 показаны графики зависимости угла δ от величины D/d . Для воздушно-сухих материалов угол δ вычислялся на основании экспериментальных данных о среднем весовом расходе Q (см. табл. 5.2 и 5.4) по формуле $\delta = \arctg(W/Q)^2$. В опытах с дробью (рис. 5.6, а), начиная с $D/d = 8$, график имеет вид горизонтальной прямой с постоянным значением угла $\delta \geq 25^\circ$, близким к среднему значению угла откоса $(\varphi_o)_{\text{ср}} = 26.0^\circ$ (см. табл. 5.1). Резкое уменьшение δ при $D/d \leq 7$, на наш взгляд, обусловлено вышеупомянутыми погрешностями в определении безразмерной площади действующего отверстия.

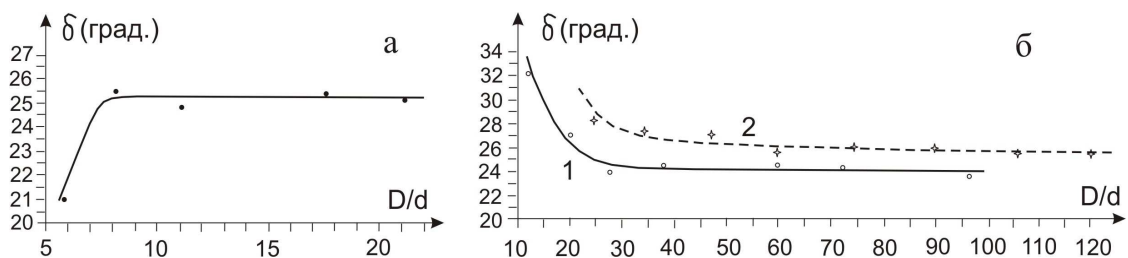


Рис. 5.6. Зависимость полуугла при вершине зоны свободного падения (конической поверхности кинематического разрыва) от безразмерного диаметра отверстия D/d для дробы (а) и песка (б): 1 – $d_{50} = 0.25$ мм, 2 – $d_{50} = 0.20$ мм.

В опытах с песками (рис. 5.6, б) кривая 1 стремится к постоянной величине $\delta \approx 24^\circ$, начиная с $D/d \geq 25$, а кривая 2 – к $\delta \approx 26^\circ$, начиная с $D/d \geq 35$. Крутой подъем графиков при $D/d < 25$, $D/d < 35$, очевидно, вызван ростом влияния восходящего потока воздуха, сильно уменьшающего измеряемый расход в области малых отверстий, что и приводит к мнимому увеличению угла. А расхождение в ширине малых отверстий ($D/d = 25, 35$),

вероятно, обусловлено разными значениями среднего диаметра d_{50} и коэффициента неоднородности K_n этих песков (см. табл. 5.1, 5.3). Но даже если при большом диаметре D/d влияние встречного потока воздуха невелико, асимптота в 24° (1 на рис. 5.6, б) существенно меньше среднего значения $\varphi_0 = 29.2^\circ$ (см. табл. 5.1). Этому есть как минимум два разумных объяснения. В соответствии с первым надо признать справедливость главного вывода работы [123] о независимости скорости истечения, выраженной в безразмерной форме, от индивидуальных физико-механических свойств сыпучего тела. Тогда, судя по результатам опытов (рис. 5.6), угол $\delta \approx 25^\circ \pm 1^\circ$, а вернее, котангенс этого угла должен быть некоторой генеральной константой в уравнениях течения (5.4) и (5.14).

Второе объяснение традиционнее и понятнее с геологической точки зрения. Оно предполагает наличие зависимости между кинематикой процесса и углом естественного откоса песка как комплексной характеристикой слагающих его зерен. Известно [45], что при прочих равных условиях плотность несвязных грунтов, в том числе и сыпучих материалов в канале течения, возрастает с увеличением их неоднородности. По-видимому, модель идеальной дискретной среды и полученная с ее помощью величина исходной объемной концентрации ($1 - n = 0.524$) дают неплохое приближение к действительности для округлых и выдержанных по размеру частиц. Так, для дроби ($K_n = 1.25$, табл. 5.1) значения углов $(\varphi_0)_{cp}$ и $\delta = \arctg(W/Q)^2$ совпадут, если вместо $\pi/6 \approx 0.524$ в выражение (5.9) подставить 0.533. Учитывая большой разброс размеров частиц по фракциям для песка с $d_{50} = 0.25$ мм ($K_n = 1.59$, табл. 5.1), можно ожидать увеличения его исходной плотности на 5–6 %. Тогда для больших ($D/d > 25$) отверстий $\delta \approx (\varphi_0)_{cp} \approx 29^\circ$.

Таким образом, объемная концентрация падающих в отверстие частиц (5.9), ширина пустого кольца или коэффициент k (5.12) и действующий диаметр (5.13) являются функциями D/d . Полученные решения (5.4), (5.14) автомодельны, то есть в отсутствие сопротивления межчастичной среды безразмерный расход (5.6) на стадии установившегося движения не зависит от диаметра отверстия и определяется только величиной угла при вершине конической зоны свободного падения частиц (2δ).

При истечении воздушно-сухих сыпучих материалов мощностью $h/D > 2.5$ из отверстий диаметром $D/d > 25 \div 35$ угол δ близок к углу естественного откоса и не меняется в процессе выпуска. При этом их расход пропорционален диаметру отверстия в степени 2.5, а скорость истечения – в степени 0.5.

В гидростатических условиях, напротив, скорость истечения песков из больших отверстий ($D \geq 1.2$ см, $D/d \geq 60$) является величиной постоянной и не зависит от их диаметра (раздел 5.1, табл. 5.4). Следовательно, расход пропорционален площади

отверстия. Проще всего это объясняется, как и в случае сухих сыпучих материалов, существованием динамического свода и его нижней зоны свободного падения зерен песка. Отличие состоит лишь в том, что ускоренное падение мелких частиц в воде в силу ее большой, по сравнению с воздухом, вязкости быстро (практически сразу) сменяется равномерным движением. Поэтому для определения скорости частицы в момент прохождения отверстия можно воспользоваться известной формулой Стокса:

$$v = g(\rho_s - \rho_w)d^2/18\eta, \quad (5.15)$$

где η – динамическая вязкость воды. Значения этой скорости приведены в табл. 5.6. Для получения $q = Q/S$ ($S = \pi D^2/4$ – площадь отверстия) скорость отдельной частицы v надо умножить на объемный вес песка в плоскости выпускного отверстия $(\gamma_d)_o$, который, вообще говоря, не известен. Его можно принять равным среднему весу скелета γ_d , учитывая рыхлое сложение грунта при его отсыпке в воду, или воспользоваться зависимостью (5.9), в соответствии с которой

$$(\gamma_d)_o = \gamma_s(\pi/6 - 2d/3D_o). \quad (5.16)$$

Значения весовой скорости q для этих двух вариантов, приведенные в табл. 5.6, несколько отличаются, но в целом близки к ее экспериментальным значениям (q_2 , табл. 5.4).

Таблица 5.6. Результаты определения скорости истечения песка (q) в гидростатических условиях

D, см	D _o , см	ρ_d , г/см ³	Т°С	η , 10 ⁻² г/см·с	ρ_w , г/см ³	v, см/с	q, Г/с·см ²		
							$\gamma_d v$	$(\gamma_d)_o v$	Q_2/S_o
0,78	0,76	1,43	24	0,916	0,997	3,94	5,63	5,28	4,94
1,2	1,18	1,43	23	0,938	0,998	3,84	5,49	5,22	5,45
1,5	1,48	1,44	23	0,938	0,998	3,84	5,53	5,24	5,46
1,8	1,78	1,49	21	0,983	0,998	3,67	5,46	5,01	5,45
2,12	2,10	1,45	20	1,005	0,998	3,59	5,20	4,91	5,34
2,41	2,39	1,52	20	1,005	0,998	3,59	5,45	4,92	5,47

Примечания: D_o – истинный (расчетный) диаметр выпускного отверстия (5.13); ρ_d – средняя плотность скелета; Т°С – температура (град. Цельсия); η , ρ_w – динамическая вязкость и плотность воды; v – установившаяся скорость свободного падения частиц в воде (5.15); γ_d – средний объемный вес скелета песка; $(\gamma_d)_o$ – расчетный вес скелета (5.16); Q_2 – средний расход в табл. 5.4; $S_o = \pi(D_o)^2/4$ – истинная площадь выпускного отверстия; Г – грамм силы, г – грамм массы.

Нет никаких оснований утверждать, что в отличие от воздушно-сухих сыпучих материалов водонасыщенный песок при выпуске занимает всю площадь отверстия. Экспериментальные значения скорости истечения с поправкой на ширину пустого краевого кольца согласно выражениям (5.12), (5.13) посчитаны в последнем столбце табл. 5.6. Видно, что за исключением наименьшего отверстия совпадение значений $q = \gamma_d \cdot v$ и $q = Q/S_o$ ($S_o = \pi D_o^2/4$) практически полное. Этот результат далеко не очевиден.

Следовало бы ожидать уменьшения плотности песка в зоне свободного падения по сравнению с исходной плотностью засыпки (γ_d) и, как следствие, наибольшей близости значений $q = (\gamma_d)_o \cdot v$ и $q = Q/S_o$. Этот вопрос, несомненно, требует дальнейшего анализа и дополнительных экспериментальных исследований.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что в гидростатических условиях объемный расход мелкозернистых несвязных грунтов с достаточной для практических оценок точностью равен произведению площади ослабленного участка на установившуюся скорость свободного падения зерен в воде. Этот вывод позволяет непосредственно оценивать время образования и скорость роста суффозионных воронок на поверхности песчаной толщи при одинаковом положении уровней грунтовых и трещинно-карстовых вод. Кроме того появляется возможность прогнозировать скорость массовой суффозии в общем случае нисходящей или восходящей фильтрации на основе общего дифференциального уравнения движения тела в среде, сопротивление которой пропорционально его скорости.

5.3. Моделирование полей скорости и плотности потока сыпучих тел методом клеточных автоматов

Теоретические основы имитационного компьютерного моделирования на клеточных автоматах (Cellular Automata, СА-модели) и использование СА-моделей как самостоятельного математического объекта исследований и как эффективной среды воспроизведения самоорганизующихся процессов подробно изложены в монографии В.З. Аладьева (2009). Их возможные применения в инженерной геологии и преимущества или недостатки по сравнению с другими методами математического моделирования рассмотрены в работах [131, 299].

Карстово-суффозионный процесс исследовался на моделях прямоугольных бункеров, аналогичных тем, которые показаны на рис. 4.3–4.5 раздела 4.1. Плотность виртуальной засыпки варьировалась в интервале 30–70 % от суммарного количества узлов модели, что соответствовало исходной пористости материала 70–30 %. Ширина и высота моделей составляли 100–300 узлов, пролет центрального донного отверстия – 10–40 узлов, относительная мощность – $h/D = 4–30$. В ходе каждого эксперимента велись наблюдения за динамикой процесса на экране монитора и фиксировались различные фазы его развития в виде изображений и количественных характеристик плотности, скорости и дивергенции по всему полю модели. Дальнейшее осреднение и обработка этих данных позволили получить представления о макроскопическом поведении сыпучих тел во времени.

Гравитационное истечение частиц имело место в результате создания вертикального градиента давления, направленного на них сверху вниз. При этом на микроскопическом уровне частицы динамической среды, имитирующей сыпучий материал, взаимодействовали при столкновениях как упругие несжимаемые тела без трения. При переходе к макроскопическому объему динамическая среда приобретала новые свойства – кинематическую вязкость за счет обмена импульсами энергии соударяющихся частиц, сжимаемость и переменную скорость деформирования.

В СА-моделях выделяются четыре стадии выпуска несвязных грунтов. *Стадия первоначального уплотнения* начинается сразу же после создания донного отверстия. В течение короткого промежутка времени сыпучий материал перемещается сверху вниз и уплотняется. При этом векторы скорости частиц по всему полю модели направлены строго вертикально. Продолжительность начальной стадии зависит от исходной плотности материала и величины приложенного градиента давления – с их увеличением она сокращается.

С появлением застойной зоны в основании бункера по обе стороны от выпускного отверстия область вертикального движения уменьшается в размерах, и начинается *переходная стадия* истечения. Она характеризуется плоскопараллельным опусканием поверхности засыпки, которая имеет горизонтальный или слегка вогнутый профиль, и перестройкой структуры всего насыпного массива. Вблизи отверстия начинается перераспределение плотности материала и скорости его перемещения. Структурные деформации постепенно распространяются вверх по потоку вплоть до дневной поверхности. На рис. 5.7 (а) хорошо видно, что в нижней части массива (до отметок 100–120) формируется центральный канал, или труба течения с относительно низкой плотностью среды и высокой вертикальной скоростью частиц. Примерно такие же значения плотности и скорости наблюдаются в узких зонах возле стенок бункера, где имеет место проскальзывание материала.

По обе стороны от трубы течения материал отличается большей плотностью, повышенными значениями горизонтальной скорости и пониженными значениями вертикальной. Здесь формируются пересекающиеся крестообразные структуры, или полосы, в которых только и имеет место горизонтальное движение частиц (рис. 5.7, б). Им отвечают чередующиеся зоны положительной и отрицательной дивергенции, внутри которых материал испытывает соответственно растяжение и сжатие. Продвигаясь от выпускного отверстия вверх и в стороны, они постепенно распространяются по всему объему бункера (рис. 5.8).

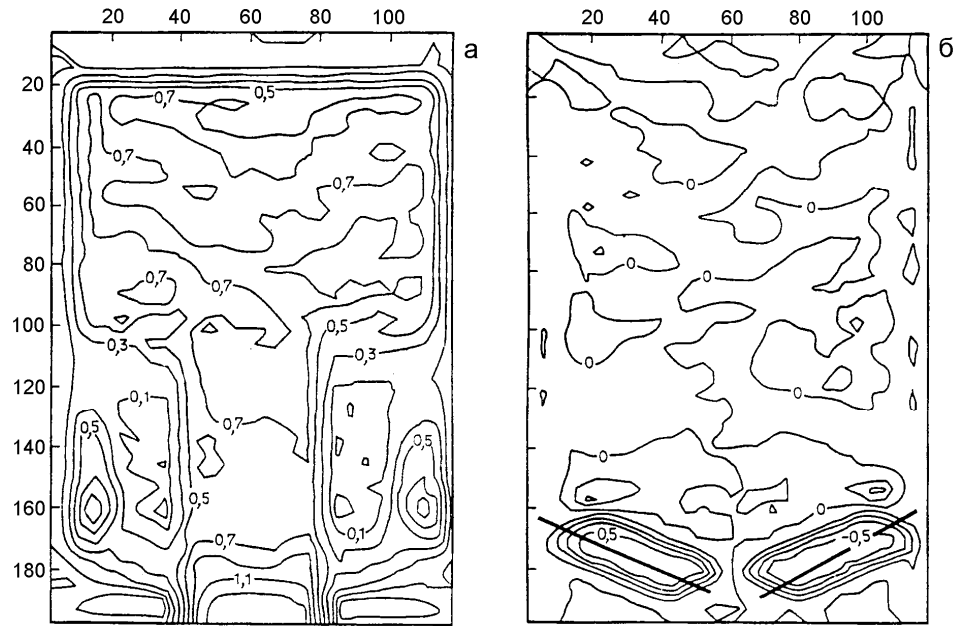


Рис. 5.7. Изолинии вертикальной (а) и горизонтальной (б) компонент скорости движения частиц (в условных единицах) на конец стадии первоначального уплотнения – начало переходной стадии. Прямые линии – направление полос, или зон локализации горизонтальных перемещений среды.

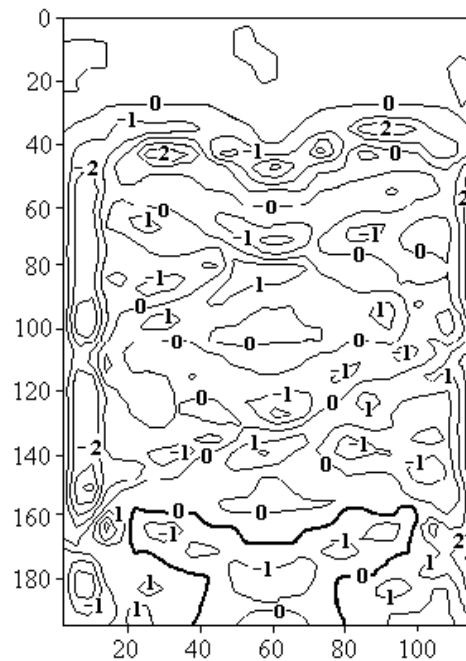


Рис. 5.8. Поле дивергенции (в условных единицах) на конец переходной стадии – начало стадии развитого течения (жирной изолинией оконтурена ближайшая к отверстию область отрицательной дивергенции, сформировавшаяся в начале переходной стадии).

В нижней части массива, где крестообразные структуры уже сформировались, картина распределения плотности и скорости не изменяется во времени. Другими словами, уже на переходной стадии около устья выпускного отверстия возникает стационарный режим движения, после чего расход потока остается постоянным почти до конца эксперимента. Расход не зависит и от исходной пористости, так как на

первоначальной стадии материал уплотняется до некоторой постоянной величины. Об этом свидетельствуют и изолинии кинетической энергии ($mv^2/2$) в основании бункера, одинаковые для моделей с разной начальной плотностью (рис. 5.9).

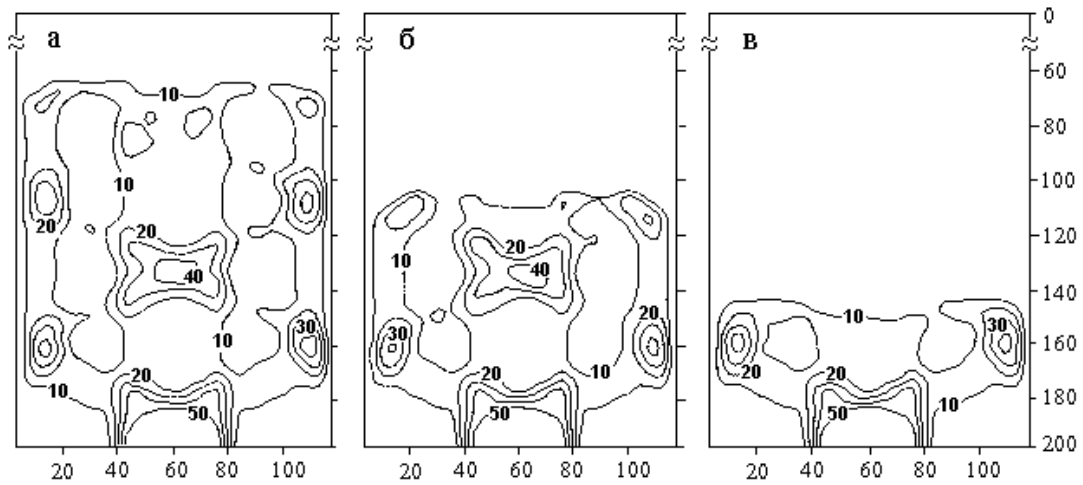


Рис. 5.9. Распределение кинетической энергии (условные единицы) в момент, предшествующий возникновению воронки, для моделей с исходной плотностью 70 % (а), 50 % (б) и 30 % (в).

Стадия массового истечения начинается после перестройки структуры всего насыпного массива при появлении на дневной поверхности воронки с осыпавшимися бортами и пристеночной канавки (рис. 5.10, а). Когда опускающаяся поверхность засыпки проходит узлы пересечения полос положительной и отрицательной дивергенции, отмечаются слабые скачкообразные изменения рельефа. Однако они практически не сказываются на форме воронки. Достаточно сложная динамика потока на этой стадии определяется одновременным функционированием зон локализации горизонтальных перемещений (рис. 5.10, б) и трех вертикальных зон – центральной трубы течения, промежуточной области и зоны проскальзывания по стенкам бункера (рис. 5.10, а).

На рис. 5.11 видно, что движение материала в центральной и пограничной зонах в основном происходит в вертикальном направлении с различной скоростью в разных по высоте сечениях бункера. Изменение скорости носит циклический, пульсирующий характер. Это связано с особенностями течения материала в промежуточной области, где траектории перемещения имеют форму, близкую к синусоиде, и наблюдается последовательное чередование сходящихся и расходящихся потоков. В местах их пересечения с центральным каналом происходит пережим последнего, который выражается в появлении у скорости горизонтальной компоненты по краям “трубы” и в резком увеличении вертикальной скорости по оси симметрии. В местах, где “синусоида” отклоняется от центрального канала, вертикальная скорость перемещения материала в нем уменьшается. Похожую картину можно видеть и в зоне проскальзывания.

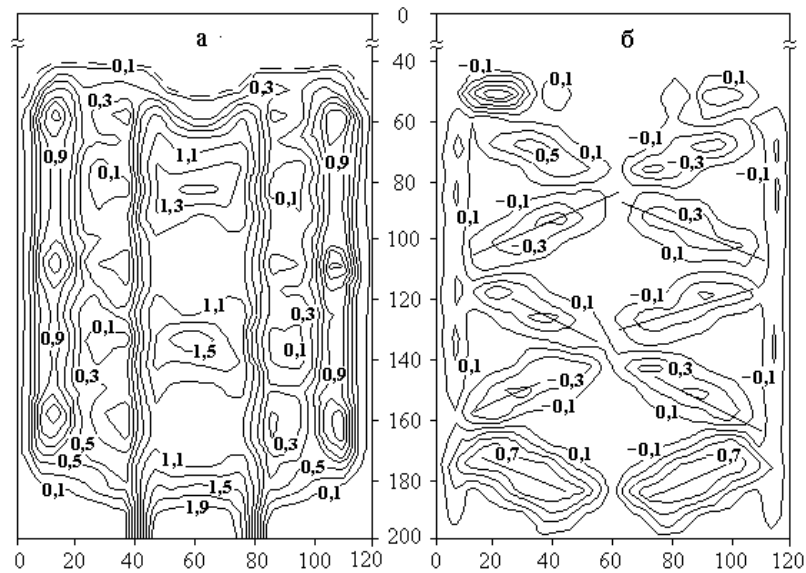


Рис. 5.10. Изолинии вертикальной (а) и горизонтальной (б) составляющих скорости движения частиц (в условных единицах) на стадии массового истечения. Прямые линии – направление зон локализации горизонтальных деформаций, пунктирная – форма поверхности СА-модели.

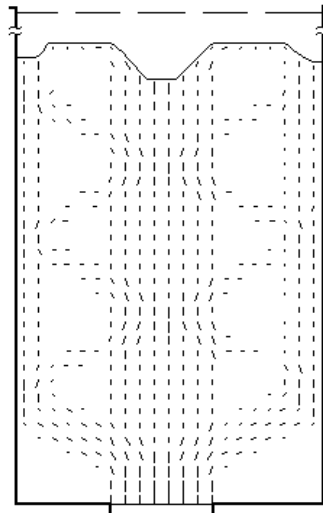


Рис. 5.11. Векторная картина поля скорости на стадии массового течения: пунктирной линией показано исходное положение дневной поверхности, сплошной – поверхность после осыпания стенок воронки и образования краевых канавок.

В устье выпускного отверстия горизонтальная составляющая перемещений равна нулю, вертикальная скорость достигает абсолютного максимума, а ее распределение по сечению отверстия соответствует равномерному закону (рис. 5.12, а). В сечении, расположенном непосредственно над отверстием в зоне сходящегося движения, профиль вертикальной скорости имеет форму седла: относительные максимумы скорости фиксируются в краевых частях трубы течения, а минимум – в середине (180 на рис. 5.12, б). Несколько выше в той же зоне сходящегося движения “седло” становится уже и выражено намного слабее.

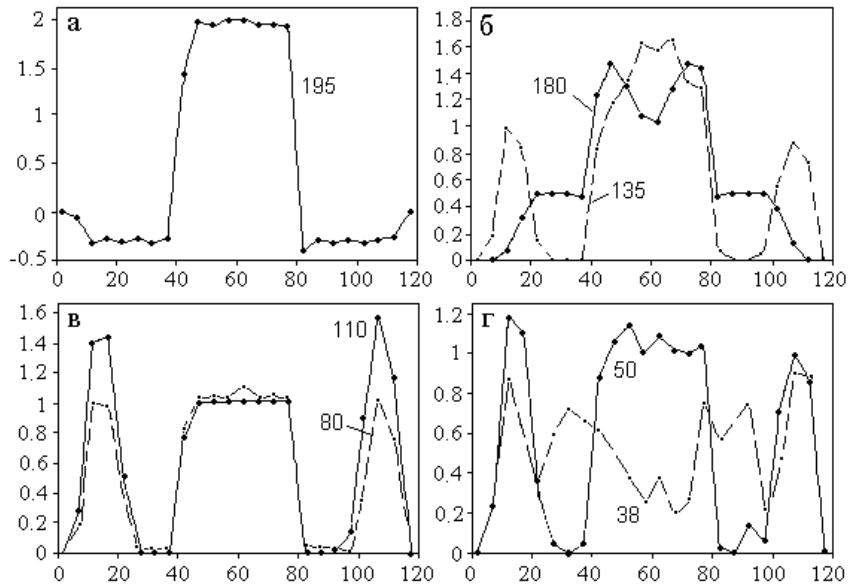


Рис. 5.12. Характерные профили вертикальной скорости (условные единицы) в сечениях с условными отметками 195 (а), 180 и 135 (б), 110 и 80 (в), 50 и 38 (г): 195, 38 – отметки дна и зафиксированной в данный момент времени поверхности модели.

По обе стороны от границы центрального канала вертикальные составляющие скорости падают вплоть до нуля, и движение здесь происходит только в горизонтальном направлении (135 на рис. 5.12, б). Такие же зоны отсутствия вертикальной скорости фиксируются на всех более высоких отметках, за исключением отметки опускающейся дневной поверхности 38 (рис. 5.12, в, г).

Завершающий этап, как и первоначальная стадия, крайне непродолжителен. Он начинается, когда мощность засыпки уменьшается до величины, близкой к величине пролета отверстия. При этом исчезают деформационные структуры, профиль воронки изменяется, и она приобретает конические очертания.

5.4. Сравнительный анализ данных физического и математического моделирования, основные закономерности процесса

Из результатов, изложенных в разделе 5.1, следует, что при прочих равных условиях морфология проявлений карста на земной поверхности определяется мощностью покровной толщи. В моделях несвязных грунтов плотного сложения, где изменение формы воронок наиболее заметно, мульды сдвижения регистрируются при относительной мощности $h/D < 1.5-2$, провальные воронки – $h/D = 1.5-6$, суффозионные – $h/D = 4-12$ и блюдца оседания – $h/D > 10-12$. Как отмечалось (раздел 2.4), в строении и мульды сдвижения, и провальных воронок выделяются центральный собственно провальный участок с плоским или слегка вогнутым дном, связанный с каналом течения грунтов или непосредственно с отверстием, и периферийная часть прогиба и среза поверхности в

границах боковых клиньев (рис. 5.13, а). Другими словами, механизм образования этих поверхностных форм один и тот же, поэтому морфологических отличий между ними нет.

На заключительной стадии выпуска “параболический” профиль воронки, условно названной мульдой сдвижения, объясняется малой мощностью слоя, большой скоростью истечения, определяющейся скоростью свободного падения, и тем, что песок у отверстия становится рыхлым, независимо от способа его укладки. При сочетании этих условий происходит практически одномоментное смещение центрального и боковых клиньев, и стенки воронки до ее осыпания совпадают с нижней частью границы эллипсоида выпуска (рис. 5.13, б). Кстати, именно давлением боковых клиньев помимо давления центрального блока на заслонку выреза обусловлен парадокс М.М. Протождяконова (1933), рассмотренный в разделе 3.2. А увеличение уклона стенок суффозионной воронки к ее центру, появление клюва или поноры (раздел 5.1) свидетельствуют о близости выпускного отверстия, вернее – динамического свода, образованного тремя нижними зонами области влияния (рис. 2.18, раздел 2.4), речь о котором шла в начале раздела 5.2.

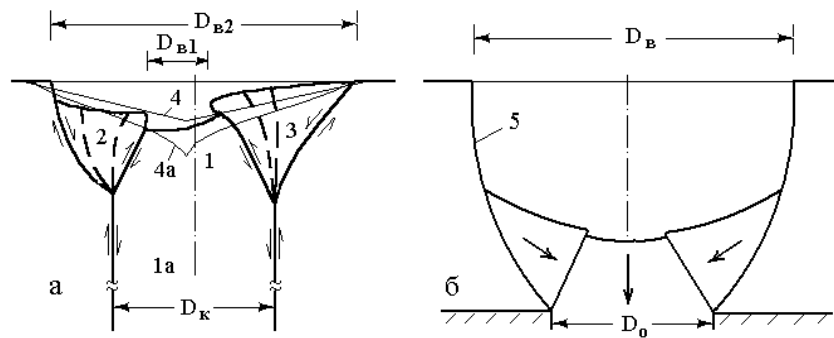


Рис. 5.13. Строение провальной воронки в общем случае несимметричного деформирования (а) и формирование ее параболического профиля на заключительной стадии выпуска (б). Условные обозначения: 1 – центральный блок, свод обрушения, зона полных сдвижений, или собственно провал поверхности; 1а – канал течения, или область видимых деформаций; 2 – опережающий клин, скользящий блок, или область заметного оседания; 3 – запаздывающий клин, или область плавного прогиба; 4 – поверхность грунтовой толщи после осыпания стенок воронки; 4а – форма поверхности суффозионной воронки; 5 – граница нижней части области влияния отверстия на рис. 2.18. Тонкими стрелками показано направление сдвигов, толстыми – общего движения грунта.

Похожие результаты получены и на имитационных моделях, хотя начальная форма движения в них вызвана не разрыхлением, а уплотнением материала (раздел 5.3). Так, на рисунке 5.14 хорошо видны внешний и внутренний диаметры воронки. Мощность слоя, при которой последняя появляется на поверхности, уменьшается с уменьшением исходной плотности виртуальной среды (рис. 5.9, 5.14). В слоях малой мощности воронка становится шире и приобретает округлые (“параболические”) очертания (рис. 5.14, в).

Появление блюдцеобразных понижений обусловлено просадкой грунта над областью разуплотнения, границы которой совпадают с границами будущего канала течения песков ($D_b \approx D_k$). В моделях плотного сложения не очень большой мощности формируется вертикальный канал шириной $L_k \approx L$, и такой же ширины достигают первоначальный прогиб поверхности и свежая воронка $L_b \approx L$ (раздел 4.1, рис. 4.3.8, 4.3.9).

В мощных слоях канал расширяется вблизи выпускного отверстия, а вертикальным становится на некотором удалении от него. Ширина канала на стадиях подготовки и образования провала составляет $L_k/L = 3-5$ (раздел 4.1, рис. 4.4.1, 4.4.2, 4.5.1, 4.5.2). Таких же значений достигает диаметр блюдец оседания ($D_b/D = 3-5$, раздел 5.1) и диаметр области влияния карстовой полости ($D_0/D = 3-5$, раздел 2.2). Возникает вопрос, каковы принципиальные отличия провалов от локальных оседаний, или согласно [113, 114, 127, 128, 174, 265] воронок провала от воронок оседания?

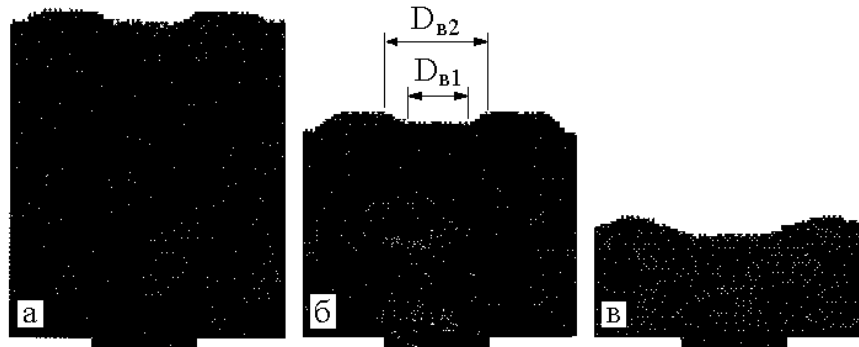


Рис. 5.14. Появление воронки ее форма в СА-моделях с начальной плотностью в условных единицах 70 % (а), 50 % (б) и 30 % (в).

Мульды оседания обычно образуются при посадке кровли протяженных выработок небольшой высоты [2, 114, 150, 213, 315]. Известно их формирование и над пластами каменной соли [4]. В последнем случае имеет место не локализованное, а площадное растворение, поэтому с позиций геомеханики мульды, описанные в работе [4], ничем не отличаются от классических горно-геологических форм, процесс образования которых легко воспроизводится путем малого опускания достаточно широкого поршня в основании физических моделей ($\Delta h/h = 0.064$, $L/h = 0.64$, рис. 5.15).

На рис. 5.15 видно, что мульда, или воронка оседания глубиной $h_b/L = 0.08$ образовалась при смещении поршня на величину $\Delta h/L = 0.1$. В разрезе она имеет форму вазы, стенки которой вплоть до верхнего маркирующего горизонта наклонены к горизонту под углом $\Psi_1 = 78^\circ-79^\circ$. У поверхности они расходятся, и $\Psi_1' = 126^\circ-132^\circ$ ($\Psi_{1cp}' = 129^\circ$). Провести единую границу, выделяющую зону блокового смещения, как и на рисунках 4.3.5–4.3.7 (раздел 4.1), не удастся. Ее отрезки, выделяемые по горизонтальным частям

маркирующих горизонтов, наклонены к плоскости выпускного отверстия под углом $\Psi_2 = 63^\circ$ у его кромок и $-\Psi_2 = 54^\circ-59^\circ$ у дневной поверхности. Соответственно дополняющий угол $90^\circ - \Psi_2$, отвечающий половине угла при вершине конической зоны обрушения (раздел 4.2), изменяется от 27° до $31^\circ-36^\circ$, то есть близок к углу откоса ($\varphi_0 = 32^\circ$).

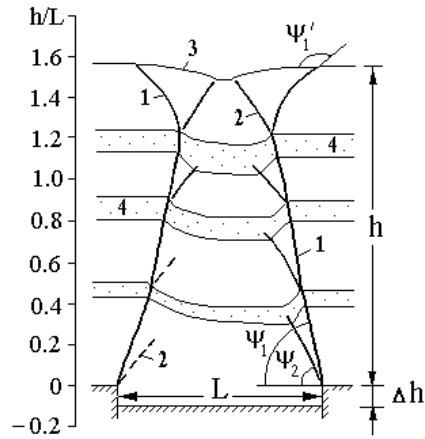


Рис. 5.15. Мульда оседания в воздушно-сухой толще мелких песков средней плотности ($d_{50} = 0.18$ мм, $\rho_d = 1.62$ г/см³, $n = 0.39$, $\varphi_0 = 32^\circ$) мощностью $h/L = 1.56$: 1 – граница области видимых деформаций; 2 – границы блокового смещения; 3 – воронка оседания; 4 – маркирующие прослои; Ψ_1, Ψ_1', Ψ_2 – углы наклона границ 1, 2 к горизонту.

Таким образом, строение блюдец оседания качественно практически не отличается от строения воронок провала. Различия заключаются лишь в ведущей роли одного из двух совместно действующих механизмов формирования канала: в первом случае – это разуплотнение песков, во втором – их срез и блоковое перемещение по хорошо выраженным поверхностям локализации деформаций. Отсюда и существенные количественные отличия абсолютной величины перемещения центрального и боковых “клиньев”, а также их размеров в плане (рис. 5.13, а; рис. 5.15). Заметим кстати, что даже в рассмотренных выше условиях – малая мощность слоя, его воздушно-сухое состояние и не самая плотная укладка – разрыхление, приводящее к оседанию земной поверхности, вносит заметный вклад в увеличение устойчивости массива и снижение опасности провалообразования. Помимо качественной картины об этом свидетельствует тот факт, что объем воронки, показанной на рис. 5.15, практически в три раза меньше объема песка, поступившего в полость-приемник с размерами $\Delta h \times L$: $V_v/V_{\Pi} = 0.303$.

В насыпных слоях ширина канала течения сильно увеличивается вверх по потоку и при большой мощности засыпки, грубо говоря, достигает горизонтальных размеров емкости, после чего наблюдается плоскопараллельное опускание дневной поверхности. На самом деле на стенки выходят пересекающиеся поверхности сдвига, аналогичные кривым $A'D$ и DB' на рис. 2.18 (раздел 2.4). Они хорошо видны как границы области

разрыхления плотноупакованного песка (раздел 4.1, рис. 4.3). Причем в мощных утрамбованных моделях плоскопараллельное движение начинается после прекращения роста блюдцеобразной воронки (раздел 5.1, рис. 5.1), то есть также по достижении каналом достаточно большой ширины (раздел 4.1, рис. 4.3.3). А поскольку дилатансионная, по выражению С.Б. Стажевского [260–262], компонента прочности грунта вдоль стенок не работает (см. также пояснения к рис. 2.7 в разделе 2.2), то здесь формируется кольцевая канавка (раздел 5.1). В насыпных же грунтах воронка появляется в слоях небольшой мощности ($h/D \leq 14 \pm 2$, раздел 5.1). Это объясняется тем, что при такой мощности дневная поверхность проходит вблизи границы динамического свода $A'DB'$ (см. рис. 2.18, раздел 2.4). Прослеживается очевидная связь увеличения глубины воронки в исходно плотных материалах при $h/D \leq 11 \pm 1$ и ее возникновения – в рыхлых при той же мощности: $h/D \leq 11 \pm 1$.

Таким образом, в зависимости от плотности и относительных размеров физических моделей, а также стадии процесса наблюдаются все три формы движения сыпучей среды, о которых говорилось в разделе 4.1. С помощью клеточных автоматов по сути дела воспроизводится только вторая форма движения, которая имеет место даже в период формирования центрального канала (раздел 5.3, рис. 5.7). Примечательно, что как и в реальных засыпках (раздел 4.1, рис. 4.5.3–4.5.8), на фоне полей плотности (рис. 5.14, б) и скорости (рис. 5.10, а; 5.11) выделяется “столб”, соединяющий выпускное отверстие с воронкой на поверхности. Плотность внутри него существенно меньше, а вертикальная компонента скорости больше, чем за его пределами.

Более того, данные имитационного моделирования помогают объяснить некоторые наблюдавшиеся в физических опытах явления. Так, на рис. 5.16 видно, что, осыпаясь на дно воронки, подкрашенный песок маркирующих горизонтов как бы растаскивается в стороны на небольшой глубине, образуя темное пятно х-образной формы. Происходит это, вероятно, в месте пересечения центрального канала с верхней парой полос локализации деформаций сдвига, в которых направление и скорость движения зерен резко меняются (раздел 5.3, рис. 5.10, б; 5.11).

Становится понятной и природа крестообразных сдвиговых структур типа DA' и DB' на рис. 2.18 (раздел 2.4), которые возникают в движущемся сыпучем материале, причем не только над выпускным отверстием, но и во всей области развитого течения (раздел 5.3, рис. 5.7, б; 5.10, б; 5.11). Формирование этих структур и соответствующих им узких чередующихся зон растяжения и сжатия (рис. 5.8), очевидно, обусловлено появлением у частиц горизонтальной скорости. Образование относительно рыхлых и плотных полос зарегистрировано и в процессе выпуска песков из бункеров со сходящимися стенками

[259, 261, 344]. Автор работы [344] считает полосы локализации сдвиговых деформаций зонами кинематического разрыва, отвечающими за флуктуацию скорости и давления в потоке сыпучего.

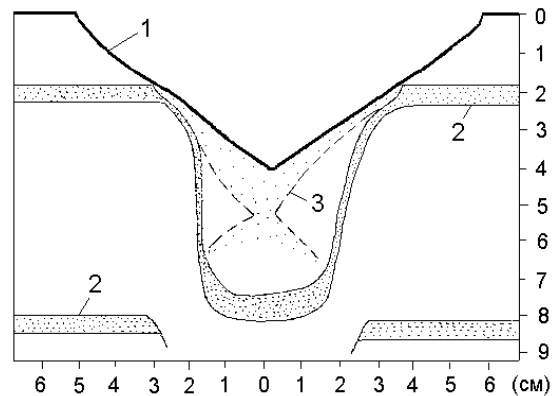


Рис. 5.16. Приповерхностный участок трубообразного канала течения песков: 1 – воронка; 2 – маркирующие горизонты; 3 – граница между темным и светлым песком.

Выходом на боковые стенки емкости наклонных зон горизонтального движения частиц, можно объяснить появление вакансий в пограничном слое и другие краевые эффекты, упоминавшиеся в разделе 5.1. В частности, согласно данным раздела 5.3 периферийная канавка образуется в узкой пристеночной зоне повышенной вертикальной скорости движения частиц, которая тесно связана с крестообразными структурами (рис. 5.10, а; 5.11). Однако в имитационных моделях частицы скользят по всей высоте стенок за исключением самой нижней их части, попадающей в застойную зону, и изменение скорости носит периодический характер. В физических же моделях проскальзывание постепенно развивается сверху вниз (раздел 4.1, рис. 4.5), и его скорость в этом направлении убывает (раздел 5.1), так как верхние пары полос локализации деформаций сдвига выходят на боковые стенки раньше нижних, и скольжение зерен распространяется все глубже вплоть до застойной зоны. Вероятно, это вызвано снижением давления от веса материала при уменьшении мощности слоя.

Как показано в [365], истинные границы установившегося массового истечения – параболические, стенки же бункера в зависимости от его ширины просто отсекают ту или иную часть истинного канала (рис. 5.17, а). При этом бункер разделяется на четыре области [125, 180, 349, 351]. В его нижней части течение сходится в направлении отверстия между застойными зонами, внутри которых скорость частиц настолько мала ($v \leq d_{50}/c$), что они считаются неподвижными [351, 364]. В зоне сходящегося движения профили вертикальной скорости имеют вид вытянутых языков, тем более узких и длинных, чем ближе к отверстию расположено сечение профиля. В переходной зоне они выполаживаются (рис. 5.17, б), и на больших расстояниях от дна емкости, в зоне

поршневого течения скорости постоянны за исключением тонкого – $(5-6) \cdot d_{50}$ – пограничного слоя [350]. Зоны 2, 3, 4 на рис. 5.17, как правило, постепенно переходят одна в другую, поэтому границы между ними определяются плохо.

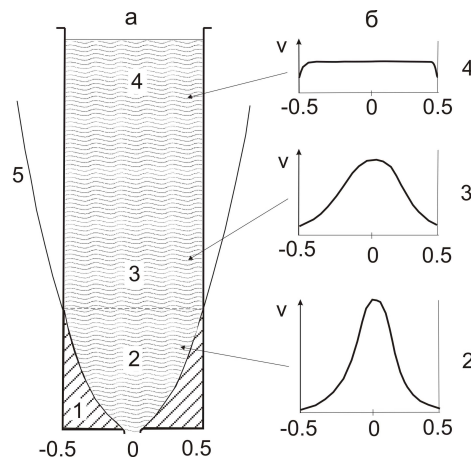


Рис. 5.17. Горизонтальные зоны в потоке сыпучего материала (а) и характерные для них профили вертикальной скорости (б): 1 – застойная зона, 2 – зона сходящегося движения, 3 – переходная зона, 4 – зона поршневого течения, 5 – параболическая граница канала течения полностью дилатированного материала (по данным работ [349–351, 364, 365]).

В имитационных моделях область массового течения также состоит из трех горизонтальных зон (см. рис. 5.12, раздел 5.3). Зона поршневого течения на рис. 5.12 (г) находится вблизи дневной поверхности у отметки 38, а на отметке 50 уже виден хорошо выраженный центральный пик вертикальной скорости, свидетельствующий об окончании переходной зоны и начале зоны сходящегося движения. Вместе с тем экспериментальные значения скорости поршневого движения в несколько раз меньше вертикальной скорости, зарегистрированной в зоне сходящегося движения [325, 344, 351, 364], тогда как клеточные автоматы показывают их незначительное расхождение. Сильно отличается и форма профилей на рис. 5.12, 5.17. В частности, боковые пики скорости, полученные в ходе компьютерного моделирования, в потоках реальных сыпучих тел отсутствуют. Граница между зоной сходящегося движения несвязных грунтов и застойными зонами вогнутая или параболическая для второй формы течения. Средний угол ее наклона в песках среднего и плотного сложения по нашим данным и данным многих других исследователей [114, 125, 150, 213, 259–261 и др.] составляет 57° – 60° , а на рис. 5.7, 5.10 она практически прямая и образует с горизонтом угол, близкий к 30° .

Представляется, что все эти различия связаны со свойствами “сыпучего материала” имитационных моделей и с механизмом формирования макроскопических свойств потока. Имеется в виду отсутствие у идеальных частиц формы и объема и, следовательно, зацепления, а также обмен импульсами в результате столкновений при отсутствии сухого

кулоновского трения. Отличия поэтому не вызывают удивления, внимания заслуживает качественное совпадение многих сторон реального и виртуального процессов.

Анализ данных физического и математического моделирования, дает дополнительные аргументы в пользу новой трактовки динамического свода. На рис. 5.8 раздела 5.3 жирной линией показана область, ограниченная нулевой изолинией дивергенции. Похожую форму имеет область, состоящая из сводообразной зоны строго вертикального движения частиц непосредственно над отверстием и примыкающих к ней боковых зон сходящегося течения (рис. 5.11). Нетрудно увидеть их морфологическое сходство с областью AA'DB'В, образованной тремя нижними зонами области влияния на рис. 2.18 (раздел 2.4). Убедительные, на наш взгляд, доказательства справедливости этого предположения содержатся и в работе [123], хотя ее автор, как отмечалось в разделе 5.2, иначе представлял себе строение динамического свода.

Ф.Е. Кенеман (1960) провел несколько серий замечательных по простоте и эффективности опытов. Они свидетельствуют, например, о том, что с увеличением угла наклона стенок емкости от 0° (плоскодонный сосуд) до 75° расход сначала несколько уменьшается, а возрастает, начиная только с 42° – 45° , и при 54° – 60° достигает величины расхода из плоскодонного бункера. Показано также, что на расход влияет форма лишь небольшой части наклонных стенок высотой до $h/D = 0.5$ – 0.9 .

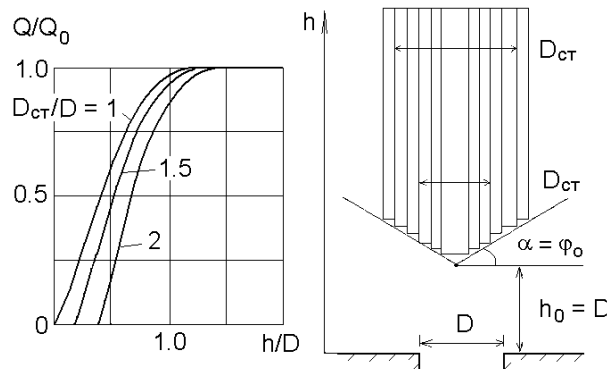


Рис. 5.18. Зависимость относительного расхода Q/Q_0 сыпучего материала от высоты h/D закрепления стержней над отверстием: Q_0 – расход в отсутствие стержней, ϕ_0 – угол откоса (по Ф.Е. Кенеману, 1960).

В одной из серий этих опытов над отверстием закреплялись цилиндрические стержни разного диаметра $D_{ст}$, и фиксировалось расстояние h/D , выше которого они не сказывались на расходе сыпучего (рис. 5.18). При этом установлено, что граница области влияния стержней близка к конической поверхности, составляющей с горизонтом угол, близкий к углу естественного откоса. Ее вершина отстоит от отверстия на расстояние $h_0 = D$. На наш взгляд, поверхность этого конуса слегка выпуклая и в разрезе следует линии AA'DB' на рис. 2.18 (раздел 2.4).

Если истечение дискретной среды не сопровождается ее разуплотнением, то она называется полностью дилатированной [180, 325, 347, 365]. Заметим, что в природных условиях такая среда может сформироваться как в трубообразном, так и заметно расширяющемся каналах течения, но только после образования воронки на земной поверхности. Поведение полностью дилатированной среды рассматривается в рамках теории быстрых – порядка 1 м/с и более [62], – движений зернистой среды. Именно такой скоростью обычно обладают частицы, падающие в отверстие. В отличие от режима медленного, или пластического, течения, когда напряжения сдвига возникают в результате действия сухого трения, режим быстрого движения реализуется в телах с заметно меньшей плотностью и характеризуется зависимостью напряжений от скорости деформирования. Существование такой зависимости обусловлено обменом импульсами между сталкивающимися или перемещающимися из слоя в слой частицами при большей или меньшей их концентрации соответственно. Эти два, а по сути дела три механизма формирования напряжений – кулоновское трение и перенос импульса (последний имеет две разновидности) могут работать одновременно. Однако чаще всего один из них играет решающую роль в деформировании сыпучих тел [62].

Полагаем, что при свободном истечении три первые зоны области влияния отверстия в статике по физическому смыслу отвечают трем механизмам формирования напряжений в режиме быстрого движения. В первой зоне (ACB на рис. 2.18, раздел 2.4), как установлено в разделе 5.2, частицы падают свободно без трения с начальной нулевой скоростью. Во второй (ADB) – вследствие сходящегося движения и сдавливающего влияния кромок отверстия скорость частиц или, по крайней мере, ее вертикальная составляющая гасится в результате соударений. В третьей зоне, внешняя граница которой (AA'DB'B, рис. 2.18) является и границей динамического свода, течение материала с высокими скоростями остается пластическим. В четвертой – вытянутые языки профилей скорости становятся все более пологими, и выше области влияния движение становится поршневым, а профили скорости имеют вид горизонтальных прямых (см. рис. 5.17).

Известно, что любая научная гипотеза должна отвечать следующим требованиям: не противоречить имеющимся данным, объяснять новые факты и стороны явления, а также позволять прогнозировать возможные последствия процесса. Именно это и происходит, если мы принимаем рассмотренное выше строение “эллипсоида” выпуска.

Во-первых, становится понятным происхождение трех горизонтальных зон в канале течения (2, 3, 4 на рис. 5.17). Во-вторых, устраняется противоречие между кинематическим и динамическим подходами к анализу процесса, которое заключается в следующем. Согласно первому подходу поле скоростей связано с полем напряжений,

которые рассчитываются от дневной поверхности, сверху вниз по потоку. Второй же подход базируется на предположении о том, что веса каждой частицы вполне достаточно, чтобы вызвать движение, не зависящее от градиентов напряжений. Получается [62, 325, 347], что в динамических моделях распределение скорости в выбранном сечении определяется условиями, сложившимися выше, а в кинематических – ниже по течению.

В-третьих, скорость истечения, как установлено в разделе 5.2, определяется аналитически без привлечения эмпирических коэффициентов, кинематических констант и других трудно находимых и неоднозначно трактуемых величин. И, наконец, как будет показано в разделах 5.5, 5.6, легко оцениваются форма и размеры воронок на земной поверхности, а также возможность их образования.

5.5. Строение области влияния подземной полости и карстово-суффозионный процесс

Результаты, полученные в этой и в трех предыдущих главах, свидетельствуют о том, что размеры эллиптической области влияния, существующей и в статике, и в динамике истечения несвязных грунтов, зависят от угла их откоса или трения, который служит комплексной характеристикой, учитывающей форму, размеры, шероховатость и состав частиц. Видимо, из-за сходства решаемых проблем автор разделяет позиции Новосибирской школы геомехаников и горных инженеров [144, 231, 233, 260, 262, 263], согласно которым угол внутреннего трения является мобилизованным и равен

$$\varphi = \varphi_{\mu}' + \nu, \quad (5.17)$$

где φ_{μ}' – угол контактного, или эффективного трения такого сыпучего материала, который не изменяется в объеме и для которого связанный с упаковкой угол дилатансии $\nu = 0$. Для песчаных грунтов по данным [262, 328, 355] $\varphi_{\mu}' \approx 23^\circ$, а угол дилатансии возрастает от ν_{\min} при остаточном сопротивлении сдвигу до ν_{\max} для пиковой прочности. Соответственно в условиях сжатия “прочность” сыпучих тел находится в пределах $\varphi_{\min} \leq \varphi \leq \varphi_{\max}$.

Для основных минералов, слагающих песчаные грунты, угол трения между отдельными частицами по данным В.В. Охотина и В.А. Приклонского лежит в интервале $\varphi_T = \varphi_{\mu} = 6^\circ - 12^\circ$ [71, 205], то есть в 2–3 раза меньше угла φ_{μ}' . Угол внутреннего трения в традиционном его понимании равен $\varphi_{\min} = \varphi_{\mu}' + \nu_{\min}$ [148]. В несвязных грунтах он обычно составляет $\varphi_{\min} = 28^\circ - 34^\circ$. Принимая $\varphi_{\mu}' \approx 23^\circ$, видим, что $\nu_{\min} = 5^\circ - 11^\circ$, то есть, несмотря на разную природу ν_{\min} и $\varphi_T = \varphi_{\mu}$, величина их практически одинакова.

При обработке результатов определения пиковой прочности кварцевого песка плотного и среднего сложения выяснилось, что $\Delta\varphi_{\max} = \Delta\nu_{\max} = 14^\circ \pm 0.5^\circ$ в широком

диапазоне вертикального давления: $\sigma = 10\text{--}200$ кПа (рис. 5.19). Отсюда: $v_{\max} = \Delta v_{\max} + v_{\min} = 19^\circ\text{--}25^\circ$, и максимальная “прочность” песка может достигать значений $\varphi_{\max} = \varphi_{\mu}' + v_{\max} = 42^\circ\text{--}48^\circ$ и более. Этот вывод согласуется с результатами не только наших прямых испытаний ($\varphi_{\max} = 39^\circ\text{--}52^\circ$, рис. 5.19, а), но и обратных расчетов с использованием критерия Кулона-Мора ($\varphi_{\max} = 40^\circ\text{--}52^\circ$), выполненных в работе [233] по результатам экспериментального изучения выпуска.

При свободном истечении сыпучих тел их прочность непосредственно над отверстием определялась бы нулевым трением, а на удалении от него – трением между частицами ($\varphi_{\min} = \varphi_{\mu}$), если бы самоорганизация массива не препятствовала такому “катастрофическому” для него развитию событий. Формирование зональной области влияния (динамического свода) приводит к тому, что даже в режиме быстрого движения нулевая прочность песков имеет место только в нижней конической зоне, размеры которой определяются углом их откоса (см. раздел 5.2), несколько большим, хотя и близким к углу контактного трения ($\varphi_{\min} \approx \varphi_{\mu}'$, $v = 0$).

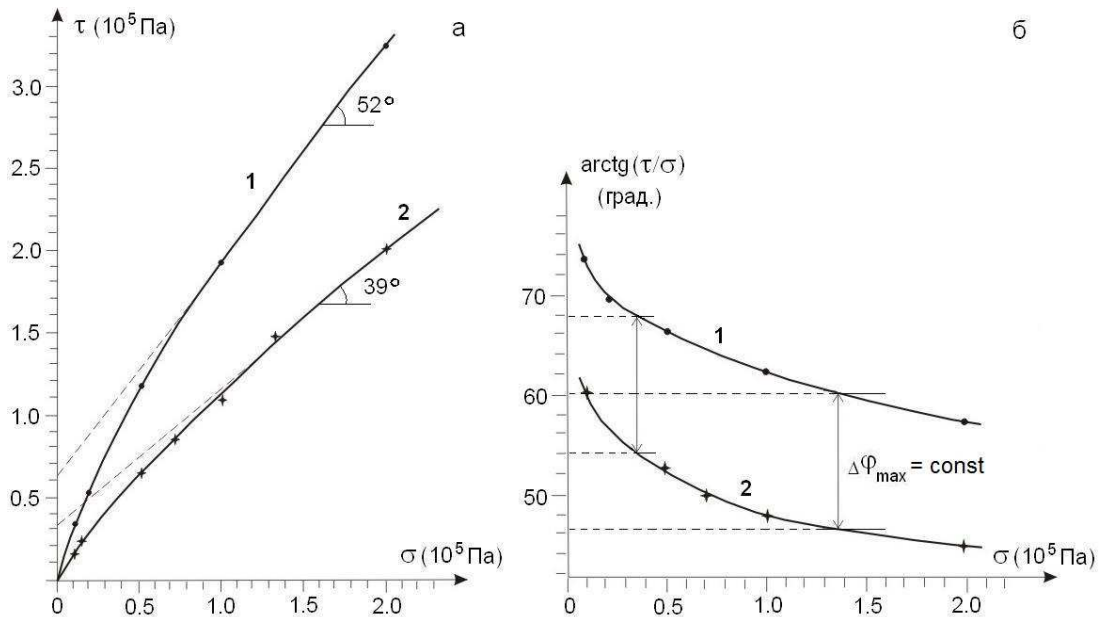


Рис. 5.19. Результаты определения сдвиговой прочности сухого мелкого кварцевого песка на приборе плоского среза П10-С (а) и зависимость максимального угла внутреннего трения $\varphi_{\max} = \arctg(\tau/\sigma)$ от нормального давления σ (б): 1, 2 – при плотности песка 1.68 г/см³ и 1.57 г/см³ соответственно.

Переходя к строению области влияния, полагаем, что ее граница в разрезе представляет собой гладкую кривую, описывающую комбинацию ломаных линий. Последние состоят из линий активного ($\beta = \pi/4 + \varphi/2$) и пассивного ($\alpha = \pi/4 - \varphi/2$) давления, а также отрезков прямых типа AC, AD (рис. 2.18, 5.20), вдоль которых происходит локализация сдвиговых деформаций на стадиях подготовки провала. Углы их

наклона ψ , ϕ тоже являются функциями угла трения (5.17). Формирование “эллипсоида” в толще несвязных грунтов представляется следующим.

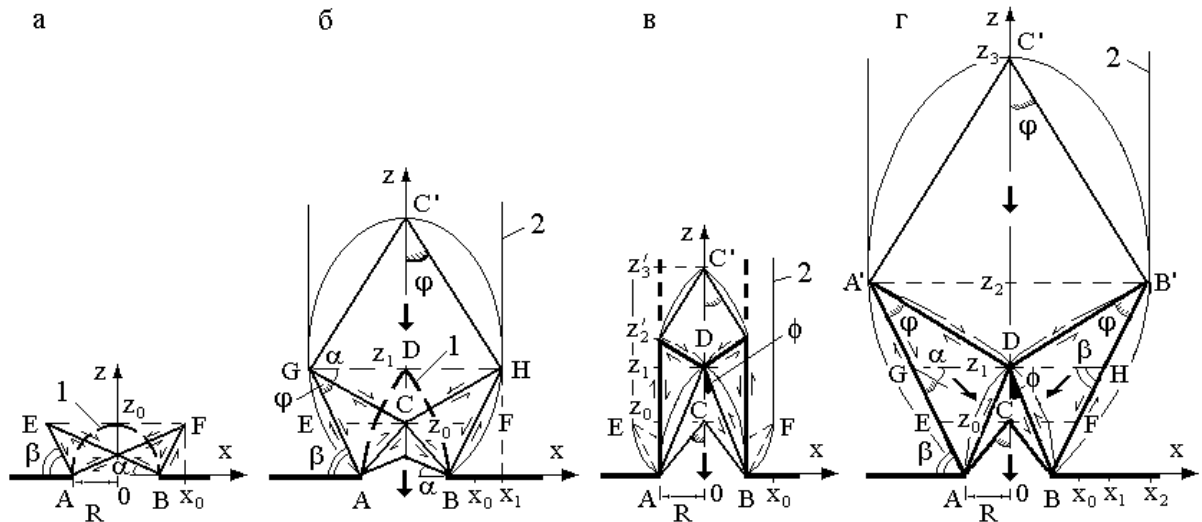


Рис. 5.20. Формирование расширяющегося (а, б, г) и трубообразного (в) каналов течения несвязных грунтов в начальный момент времени (а), на стадиях неустановившегося (б), переходного и установившегося (в, г) движения: AB – ослабленный участок в жестком основании; ACB – зона полных сдвижений, отрыва, блокового обрушения в статическом и квазистатическом состояниях или зона свободного падения частиц в режиме свободного истечения сыпучих тел; ADB – зона интенсивной разгрузки напряжений, разуплотнения, повышенной трещиноватости и потенциального обрушения в статике или зона преимущественного столкновения частиц в динамике; $AA'DB'BDA$ – статическая или квазистатическая зона опорного давления и возможного скольжения или динамическая зона пластического течения; $AA'DB'B$ – динамический «свод»; $DA'C'B'D$ – зона перехода от аномально низких и высоких напряжений к литостатическим (зона возможного прогиба и разуплотнения) в статике и зона перехода от сходящегося движения к поршневому в динамике; $AA'C'B'B$ – область влияния ослабленного участка или эллипсоид выпуска; 1, 2 – границы области видимого деформирования и максимально широкого канала течения соответственно; $\alpha = \pi/4 - \phi/2$, $\beta = \pi/4 + \phi/2$, $\psi = \phi$, $\phi \approx \phi'/2$, $\phi = \phi' + \nu$ (ϕ' – угол трения между зернами песка, ν – связанный с упаковкой угол дилатансии, изменяющийся при разуплотнении от ν_{\max} до ν_{\min}). Маленькими стрелками показано направление максимальных касательных напряжений, большими – общее направление движения сыпучего или раздробленного грунта.

В момент появления отверстия пески пытаются сместиться в него по поверхности, составляющей с горизонтом угол $\beta = \pi/4 + \phi/2$. Это приводит к сжатию слоя над полостью и образованию клиньев, размеры которых определяются шириной полости и углом наклона α - и β -линий (рис. 5.20, а). При этом центральный клин, образованный α -линиями и расположенный прямо над отверстием, оказывается не зажатым и поступает в полость [19]. В экспериментах он не регистрируется из-за малых размеров, а в этот момент наблюдается некоторое разуплотнение и изгиб толщи в области $A E F B$, наиболее заметные внутри параболической области (рис. 4.3.1, раздел 4.1), близкой по форме к полуокружности (1, рис. 5.20, а), где перемещения частиц достигают максимальных

значений. Вслед за этим в отверстие смещается конус ACB (рис. 5.20, б), четко фиксирующийся в опытах (рис. 4.3.2). Его высота предопределена размерами AEFB, точнее – высотой подъема первичных боковых клиньев, ограниченных α - и β -линиями. Нетрудно показать, что при этом $\angle ACB = 2\varphi$ и, следовательно,

$$z_0 = R/\operatorname{tg}\varphi. \quad (5.18)$$

В разделе 4.2 отмечалось, что именно такой высотой характеризовались своды обрушения в классических опытах М.М. Протождяконова [228], тогда как теоретический анализ устойчивости параболического свода в опорах под действием равномерно распределенного по поверхности свода давления дает высоту, в два раза меньшую ($z_0 = R/2\operatorname{tg}\varphi$). В том же разделе, но иным способом получено идентичное равенству (5.18) выражение (4.2).

Таким образом, на стадии неустановившегося движения в результате взаимодействия областей активного и пассивного состояния грунтов в отверстие выпадает конический блок с углом $(\pi/2 + \varphi)$ при вершине. Зона ACB выполняет функцию разгружающего свода, к которому примыкают “пластические клинья” AGC, BHC (рис. 5.20, б), аналогичные тем, что сформировались в начальный момент времени (рис. 5.20, а). Они определяют максимально возможную ширину области влияния отверстия, а значит, и ширину канала течения на этой стадии ($2x_1$, рис. 5.20, б). Но вначале область видимых деформаций ограничена конусом с выпуклой боковой поверхностью ADB (1, рис. 5.20, б).

На переходной стадии и стадии установившегося движения сводом обрушения является конус ACB, а блок ADB играет роль разгружающего свода. Причем в зависимости от мощности слоя, плотности грунтов, шероховатости основания и условий на выходе – свободный выпуск, стесненное деформирование – процесс может развиваться по схеме первой (рис. 5.20, в) или второй (рис. 5.20, г) форм истечения, которые могут быть проиллюстрированы моделями идеальных дискретных тел.

На фотографиях 1 рисунка 5.21 видно, что независимо от начальных и граничных условий процесс начинается с образования замкового блока (ACB, рис. 5.20, в, г). Его поступление в полость, по выражению С.Б. Стажевского [263], открывает дорогу сыпучим грунтам, характер движения которых теперь оказывается тесно связанным с их плотностью и, на наш взгляд, со скоростью выпуска и шероховатостью основания. Если, например, имеет место проскальзывание частиц на кромках отверстия, то поверхность сдвига образуется вдоль нижней границы пластических клиньев (AA', BB', рис. 5.20, г; 2, 3, рис. 5.21, б). Дальше процесс “выпадение свода – сдвиг по наклонным поверхностям” повторяется (4, 5, рис. 5.21б), что и приводит к появлению расширяющегося канала. Защемление грунта на кромках или его плотная упаковка запрещают такое развитие

провалообразования. В этих случаях скольжение приурочено к вершине замкового блока и происходит у верхней границы зоны опорного давления (DA' , DB' , рис. 5.20, в; 1, 2, рис. 5.21, а) по α -линиям. Разуплотнение сменяется срезом по вертикальным поверхностям, и в итоге возникает труба течения (3, 4, рис. 5.21, а), стенки которой в реальных грунтах можно рассматривать как поверхность вынужденного смещения. За ней деформации, как и в застойной зоне (см. раздел 5.4), настолько малы, что их можно не принимать во внимание.

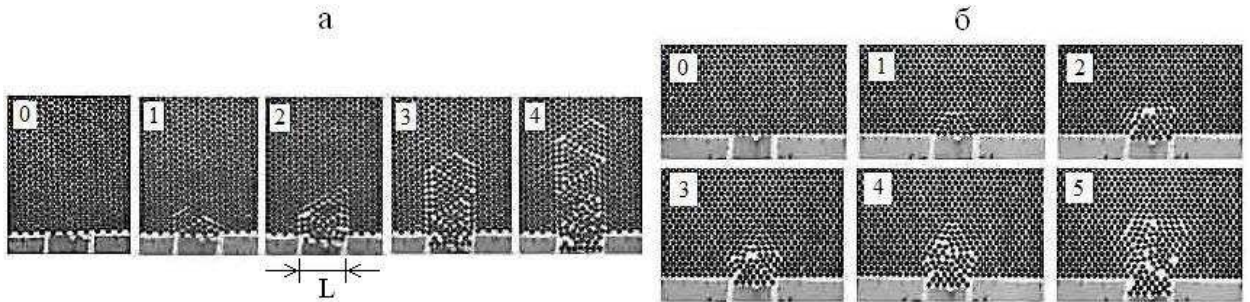


Рис. 5.21. Начальные стадии образования цилиндрического (а) и расширяющегося (б) каналов, или первая и вторая формы движения идеальных дискретных тел в плоских моделях толщиной в один диаметр частиц ($d = 2.0 \pm 0.02$ мм), уложенных из свинцовых шариков (L – ширина опускающегося поршня).

На рис. 5.20 (в, г) видно, что на переходной стадии и стадии установившегося движения диаметр трубообразного канала находится в интервале $2R \leq D_k \leq 2x_0$, а эллиптического (расширяющегося) – $2x_1 \leq D_k \leq 2x_2$. Из геометрических построений следует [19], что

$$D_k = 2x_0 = 2R/\sin\varphi, \quad (5.19)$$

$$D_k \leq 2x_1 = R(1 + \sin\varphi)/\sin^2\varphi, \quad (5.20)$$

$$D_k = 2x_2 = R(1 + \sin\varphi)^2/2\sin^3\varphi, \quad (5.21)$$

$$z_1 = R(1 + 2\sin\varphi)/2\operatorname{tg}\varphi \cdot \sin\varphi = R/\operatorname{tg}(\varphi) \approx R/\operatorname{tg}(\varphi/2), \quad (5.22)$$

$$z_2 = z_1 + R(1 + \sin\varphi)/4\operatorname{tg}\varphi \cdot \sin^2\varphi, \quad (5.23)$$

$$z_3 = z_2 + x_2/\operatorname{tg}\varphi. \quad (5.24)$$

Для грунтов, угол трения которых находится в пределах $\varphi = 24^\circ\text{--}31^\circ$, с достаточной точностью можно принять, что $\varphi = \varphi/2$, и упростить вычисления.

Учитывая, что в предельном состоянии $\sin\varphi = (\sigma_1 - \sigma_2)/(\sigma_1 + \sigma_2)$, и коэффициент бокового распора $\xi = \operatorname{tg}^2\alpha$, где $\operatorname{tg}\alpha = \operatorname{tg}(\pi/4 - \varphi/2) = \cos\varphi/(1 + \sin\varphi)$, максимальную ширину канала течения (5.21) можно представить в виде

$$D_k = 2x_2 = R/2\xi\sin\varphi \cdot \operatorname{tg}^2\varphi = R(\sigma_1 + \sigma_2)/2(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \xi\operatorname{tg}^2\varphi. \quad (5.21a)$$

Строго говоря, равенство $\sin\varphi = (\sigma_1 - \sigma_2)/(\sigma_1 + \sigma_2)$ справедливо только для плоской задачи. Тем не менее, зная о близости многих двумерных и осесимметричных ($\sigma_2 = \sigma_3$) решений, полагаем, что выполненная при получении (5.21а) подстановка достаточно корректна. Как отмечалось в разделе 3.2, $\xi \operatorname{tg}\varphi = 0.19$, поэтому выражение (5.21а) заметно упрощается:

$$D_k = 2x_2 = 2.6R(\sigma_1 + \sigma_2)/(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \operatorname{tg}\varphi. \quad (5.21б)$$

Уравнения (5.21, а, б) объясняют, почему вверх по потоку канал течения несвязных грунтов расширяется, даже если угол их трения не изменяется, как, например, в полностью дилатированной среде (см. раздел 5.4). Снизу вверх главные напряжения σ_1 , небольшие вблизи ослабленного участка, увеличиваются, а достаточно высокие значения σ_2 уменьшаются. Как следствие, растет диаметр канала, но кривизна расходящихся границ уменьшается по мере приближения значений главных нормальных напряжений к литостатическим. Выше динамического “свода” ($z > z_2$, рис. 5.20, г) $\sigma_1 \approx \sigma_z$, $\sigma_2 \approx \sigma_x$, и отношение $(\sigma_1 + \sigma_2)/(\sigma_1 - \sigma_2)$ становится практически инвариантом, а $D_k = 2x_2 \approx \text{const}$.

На практике далеко не всегда удастся рассчитать напряженное состояние массива пород вблизи карстовой полости, а тем более его изменение в процессе деформирования. Рассмотренная выше концепция области влияния учитывает этот аспект проблемы и, кроме того, базируется на представлениях о взаимодействии зон активного и пассивного давления, локализации деформаций и формировании блоковой структуры массива в процессе деформирования. Уравнения (5.18)–(5.24), отражающие эту концепцию, легко использовать для прогноза диаметра воронок внутри и на поверхности покровной толщи, если предварительно оценить, например, по данным геофизических или спелеологических исследований, размеры карстовых полостей. Можно решить и обратную задачу: зная диаметр свежих провалов, рассчитать пролет ослабленных участков.

Мысленно увеличивая на рис. 5.20 (г) мощность песков среднего или плотного сложения, видим, что сначала, в тонком слое ($h \leq z_0$), эффекты дилатации не играют заметной роли. Обрушение свода АСВ и смещение боковых призм по линиям скольжения семейства β вблизи граничных поверхностей АЕ, ВF кажутся одновременными, и диаметр воронки (оседания или провала в зависимости от высоты карстовой полости) близок к максимально возможному пролету $2x_0$.

Если $z_0 < h \leq z_1$ (рис. 5.20, г), то образование замкового блока АСВ сопровождается разрыхлением грунта и возникновением сдвигов, параллельных АС и ВС, внутри криволинейного треугольника АDB. У дневной поверхности эти сдвиги отделяют плоское дно мульды оседания или сдвижения от ее периферийной части (см. также рис. 5.15).

По мере выноса грунта дно воронки опускается, увеличивается прогиб ее крыльев, и последовательно от центра к периферии реализуются сначала α -, затем β -линии скольжения. При этом диаметр провала приближается к $2x_1$ (рис. 5.20, г). Таким образом, деформирование песчаного слоя небольшой мощности ($h \leq z_1$), как отмечалось, аналогично сдвигению подработанных массивов пород. С ростом h роль дилатации возрастает, а площадь первичной мульды (сдвига или оседания) уменьшается.

Когда $z_1 < h \leq z_2$, вокруг зоны разгрузки формируется зона опорного давления $AA'DB'B$ (рис. 2.18, 5.20, г). Скольжение грунта вдоль β -линий в ней невозможно, а развитие α -линий способствует расширению канала течения на отметках $z_0 \leq z \leq z_1$ вплоть до значений $2R$. Выше точки D возникают разрывы типа AC , BC , приуроченные к граничным линиям скольжения DA' , DB' . Из-за близости дневной поверхности они проявятся на ней в виде воронки, скорее всего – провальной, которая сообщается с отверстием AB трубообразной и даже сужающейся кверху областью деформирования.

В интервале $z_2 < h \leq z_3$ связанные с отверстием зоны разгрузки и опорного давления полностью сформированы, и движение песка в них определяет характер деформирования вышележащих грунтов. Если песок свободно падает в отверстие, то разуплотнение слоя в зоне $AA'DB'B$ (α -сдвиги) быстро сменяется скольжением грунта по β -поверхностям. В то же время выше появляются поверхности отрыва, аналогичные AC и BC , и область видимых деформаций становится похожей на эллипсоид. Его малая полуось меньше x_2 , так как песок поступает в зону ACB не только с боков, но и сверху, а мощность слоя все еще невелика. Влияние границ DA' и DB' , у которых направление и скорость движения меняются, сказывается на форме оседания поверхности. Обнаружив такую воронку в полевых условиях, мы назвали бы ее “суффозионной” из-за характерного треугольного профиля. Если же, как это чаще всего бывает в районах покрытого карста, песок постепенно, отдельными порциями поступает в трещинно-поровое пространство растворимых пород, то канал течения будет трубообразным с диаметром, примерно равным $2R$.

В плотной толще мощностью $h > z_3$ перераспределение напряжений наиболее заметно в области влияния. Именно внутри “эллипсоида” может происходить собственно течение песка, а за его границей толща главным образом разуплотняется, что выражается в перемещении грунта в основном вдоль α -линий. На это указывают: отсутствие четко выраженных поверхностей локализации деформаций выше “эллипсоида” выпуска и невозможность реализации здесь β -линий. При этом канал, постепенно расширяясь, растет преимущественно вверх. В пределе его ширина достигает $D_k = 2x_2$, и точки A' , B'

становятся как бы кромками новой полости. Серьезное отличие $A'B'$ от отверстия AB заключается в условиях истечения (выпуска). Если на AB они одинаковы, за исключением краевых точек A и B , то на $A'B'$ интенсивность движения песка из-за близости разрывных поверхностей DA' и DB' увеличивается по направлению к осевой линии. Выше z_3 их влияние ослабевает, и здесь формируются сначала “эллипсоид”, затем “труба” разрыхления, а на земной поверхности или в подошве компетентного пласта – первичная блюдцеобразная воронка радиусом $R_b = x_2$. При дальнейшем выносе песка с подошвы толщи воронка растет в глубину, ее стенки осыпаются, и диаметр “трубы” со сходящимися в нижней части стенками $A'A$ и $B'B$ постепенно увеличивается ($D_k \geq 2x_2$).

Конечно, истинная картина деформирования несвязных грунтов намного сложнее той, что представлена выше, исходя из концепции области влияния карстовой полости. Она зависит, например, от условий на выходе и, в частности, от скорости выноса материала, хотя в работах [144, 260] утверждается, что скорость выпуска не влияет на размеры канала течения. Следует отметить также, что границы между зонами разнонаправленного движения не являются поверхностями, как на рис. 2.18, 5.20, но имеют определенную толщину. Отметки мощности или глубины, где характер процесса меняется, не так строго фиксированы, что, на наш взгляд, связано с изменением мобилизованного угла трения. Как показано в начале раздела, ϕ может увеличиваться от $\phi_{\min} = \phi'_\mu \geq 23^\circ$ над полостью до $\phi_{\max} = \phi'_\mu + v_{\max} \geq 52^\circ$ выше области влияния, что сильно осложняет интерпретацию процесса. Несмотря на это, разработанная модель (рис. 5.20) объясняет данные многих натуральных [6, 51, 67, 68, 114, 128, 143, 352 и др.] и лабораторных [144, 150, 192, 260, 262, 295, 319, 326, 328, 332] наблюдений. Она, а вернее, следующие из нее зависимости (5.18)–(5.26) позволяют определять размер карстово-суффозионных воронок или подземных полостей и прогнозировать возможность образования провалов, сопоставляя количество удаленного из слоя материала с аккумуляционной емкостью закарстованных пород.

5.6. Прогноз провалообразования в песчаной толще

Исходя из полученных результатов, можно утверждать, что устойчивость песчаной толщи над подземными карстовыми формами чрезвычайно мала. Это следует хотя бы из того, что несвязные грунты не могут сопротивляться растягивающим напряжениям, которые возникают в окрестности ослабленного участка (гл. 2). Мы видели также, что истечение водонасыщенных песков в подземные полости имеет место как при вертикальной фильтрации (нисходящей и восходящей), так и при равенстве уровней грунтовых и трещинно-карстовых вод. Даже влажные пески не способны противостоять

обрушению, если пролет полости больше 1–3 м (гл. 4). Иначе говоря, локальное прогнозирование устойчивости песчаной толщи сводится не столько к выявлению закономерностей ее деформирования, сколько к определению аккумуляционной емкости подстилающих отложений, то есть их способности принимать и накапливать несвязные и раздробленные связные грунты.

Понятие “аккумуляционной емкости”, введенное достаточно давно [15, 17, 18], предполагает зависимость этой характеристики (V_a) от многих условий и факторов, в том числе, минерального состава, трещиноватости и растворимости закарстованных пород, режима подземных вод. В первом приближении

$$V_a = V_M(K_K + v_K \cdot \Delta t / \Delta h), \quad (5.25)$$

где V_M , Δh – объем массива пород, или области аккумуляции, в пределах которой может откладываться обломочный материал, и ее высота ($V_M / \Delta h$ – ее средняя площадь); K_K – коэффициент открытой трещинно-карстовой пустотности; v_K – скорость карстовой денудации; Δt – рассматриваемый промежуток времени, который обычно принимается равным сроку службы зданий и сооружений ($\Delta t = T$). Если, как в случае, рассмотренном в разделе 1.3, $v_K \rightarrow 0$, и, следовательно, $v_K \cdot \Delta t / \Delta h \ll K_K$, то

$$V_a = V_M \cdot K_K. \quad (5.25a)$$

Так, для инженерно-геологических условий, показанных на рис. 5.22, область аккумуляции представляет собой усеченный конус, и емкость (5.25a) равна

$$V_a = \pi m K_K [3D^2 + 2m \cdot \text{ctg} \varphi'_0 (3D + 2m \cdot \text{ctg} \varphi'_0)] / 12, \quad (5.25б)$$

где $m = \Delta h$ – мощность карбонатных пород, $D = 2R$ – диаметр ослабленного участка, φ'_0 – угол откоса песков под водой. При $D \ll m \cdot \text{ctg} \varphi'_0$ выражение (5.25б) заметно упрощается:

$$V_a = \pi m^3 K_K \cdot \text{ctg}^2 \varphi'_0 / 3. \quad (5.25в)$$

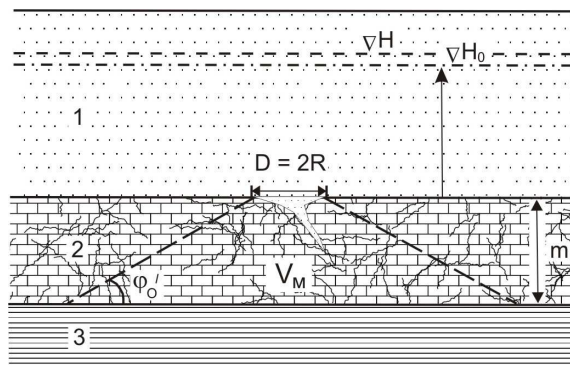


Рис. 5.22. К определению аккумуляционной емкости растворимых пород (5.25): 1 – пески, 2 – известняки сильнотрещиноватые кавернозные с глинистым элювием в кровле, 3 – глины тугопластичные и полутвердые, $H \geq H_0$ – уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод, $D = 2R$ – диаметр (пролет) ослабленного участка, φ'_0 – угол откоса песков под водой, V_M – коническая область аккумуляции.

Если пьезометрическая поверхность трещинно-карстовых вод имеет заметный уклон, то их горизонтальная скорость велика, и угол при нижнем основании конуса V_M (рис. 5.22) в направлении движения воды значительно меньше φ_o' , а в противоположном направлении – несколько больше, и V_a увеличивается. При интенсивном отборе трещинно-карстовых вод объем V_M и, следовательно, емкость V_a возрастают очень сильно.

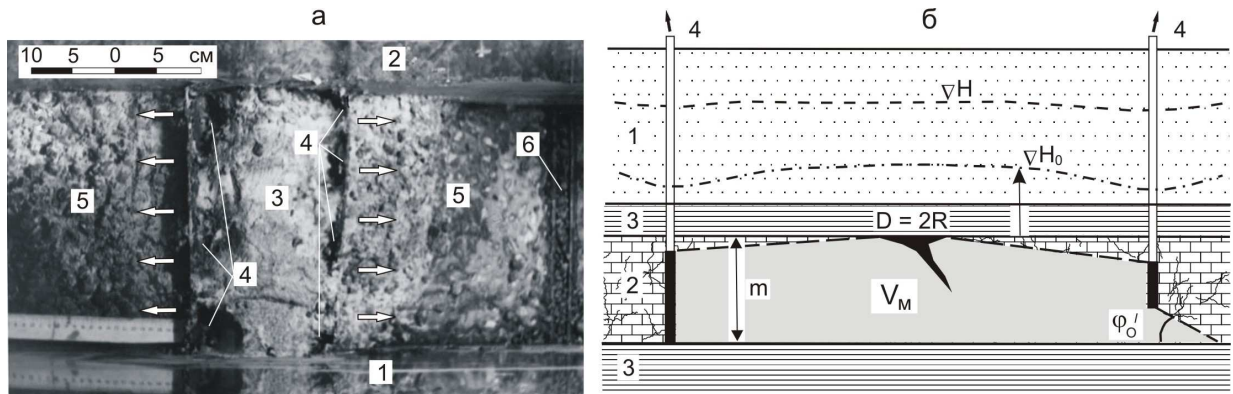


Рис. 5.23. Вид физической модели сверху после зачистки верхней песчаной толщи и экранирующего глинистого слоя, разрушенных в ходе опытов (а), и увеличение области потенциальной аккумуляции V_M в результате интенсивной откачки трещинно-карстовых вод (б). а: 1, 2 – лицевая и задняя стенки лотка; 3 – выполненная песком ослабленная зона; 4 – суффозионные полости; 5 – трещинно-поровое пространство “закарстованных пород”, запечатанное песчано-глинистым материалом; б – правая дрена (левая дрена на фотографии не видна); стрелками показано направление движения напорных вод, возникающего вследствие откачек. б: 4 – водозаборные скважины; остальные обозначения см. на рис. 5.22.

На рис. 5.23 (а) видно, что после разрушения экранирующего слоя над системой суффозионных полостей и выноса несвязных грунтов верхней толщи поровое пространство слоя, имитирующего закарстованные породы, оказывается полностью закольматированным. При этом размеры области аккумуляции в массиве будут определяться положением эксплуатационных скважин в плане и глубиной интервала откачек (рис. 5.23, б). В пользу этого вывода свидетельствуют и результаты, полученные Ф.В. Котловым (1962) в ходе комплексного изучения суффозии на участке Замоскворецкой дренажной системы.

Обращает на себя внимание, что в бортах ослабленной зоны, несмотря на одинаковые условия, возникают не суффозионные рвы: суффозия локализуется, образуя цепочки полостей (рис. 5.23, а). Причем наибольших размеров полости достигают у прозрачных стенок лотка, где и сформировались воронки на поверхности модели. Очевидно, это связано с тем, что на контактной поверхности работает лишь трение скольжения грунта по стенке, которое определяется углом $\varphi_{ст} \leq \varphi_{\mu}'$ (см. раздел 5.5).

Именно снижением трения во многом объясняется образование провалов над подземными коллекторами или у колодцев и буровых скважин, о чем говорилось также в разделе 2.2. Таким образом, с точки зрения геологического строения модельную ситуацию, показанную на рис. 5.23 (а), можно рассматривать как пересечение погребенного эрозионного вреза (ослабленной зоны 3) разрывными тектоническими нарушениями (стенками лотка 1, 2).

Самым общим результатом выноса некоторого объема песка ΔV из толщи среднего и плотного сложения является ее разуплотнение в пределах области деформирования объемом V_0 . При этом уравнение баланса массы грунта записывается в виде

$$\rho_s(1 - n_0)V_0 = \rho_s(1 - n)V = \rho_s(1 - n)(V_0 + \Delta V), \quad (5.26)$$

где ρ_s – плотность минеральной части грунта; n_0, n – средняя пористость песков до и после разрыхления, $V = V_0 + \Delta V$. Так как провалы земной поверхности возникают только после того, как высота области V_0 достигает мощности слоя h [13, 15], то, обозначая $\Delta V = V_{cr}$, получаем из (5.26) максимальный объем песка, который может быть удален из покровной толщи без серьезных последствий:

$$V_{cr} = V_0(n - n_0)/(1 - n) = kV_0. \quad (5.27)$$

В разделе 5.5 показано, что в зависимости от относительной мощности песчаной толщи h/R область деформирования V_0 может быть аппроксимирована конусом, цилиндром и эллипсоидом вращения. Для этих схем (рис. 5.24) равенство (5.27) записывается в виде

$$V_{cr} = k\pi R^2 h/3, \quad (5.28)$$

$$V_{cr} = k\pi R^2 h, \quad (5.29)$$

$$V_{cr} = 4k\pi a^2 h/3, \quad (5.30)$$

где $x_1 \leq a \leq x_2$ – малая полуось “эллипсоида”; x_1, x_2 – полуширина канала течения в уравнениях (5.20), (5.21) и на рис. 5.20 раздела 5.5.

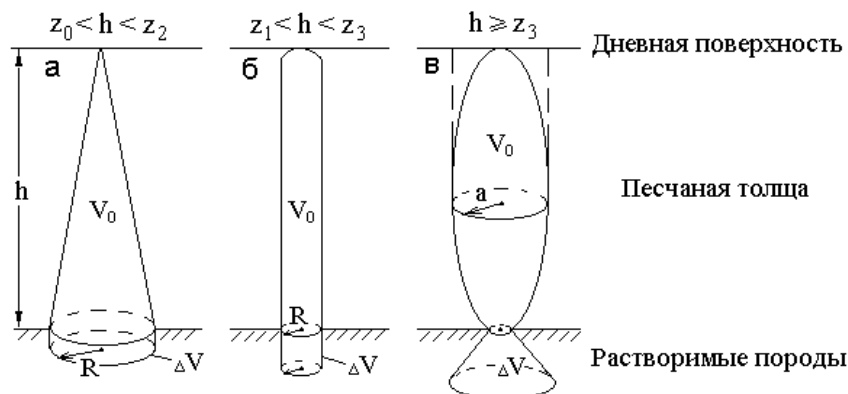


Рис. 5.24. Схема к расчету критического объема несвязного грунта (ΔV), вынесенного из области деформирования (V_0), которая аппроксимируется круговым конусом, цилиндром и эллипсоидом (z_1, z_2, z_3 – характерные отметки мощности песчаного слоя на рис. 5.20).

Таким образом, разработанная концепция области влияния ослабленного участка позволяет определить, по какой схеме будет развиваться процесс, и рассчитать объем V_{cr} . Оценив величину аккумуляционной емкости закарстованных пород V_a по результатам инженерно-геологических изысканий, и сопоставив ее с объемом V_{cr} , нетрудно ответить на вопрос: отразится ли суффозия массы на земной поверхности и, если отразится ($V_a > V_{cr}$), то насколько сильно. Из уравнения (5.28) и вытекающих из него зависимостей (5.29)–(5.30) следует, что V_{cr} стремится к нулю при $h \rightarrow 0$, $R \rightarrow 0$, причем изменение R оказывает наибольшее влияние, так как $V_{cr} = f(R^2)$. Этим хорошо объясняется тот факт, что оседание мощной покровной толщи и особенно деформирование большой площади поверхности происходят, как правило, в форме медленного прогиба с небольшой амплитудой, тогда как воронки появляются внезапно, могут быть очень глубокими и нередко возобновляются. Кроме того, $V_{cr} \rightarrow 0$ при $n_0 \rightarrow n$, что указывает на возможность просадок грунтов в отсутствие закарстованных отложений, например при увлажнении (лессы) или вибрации (рыхлые пески).

Богатый опыт изучения устойчивости подработанных территорий свидетельствует, что три основные формы области разрыхления – коническая, цилиндрическая и эллиптическая (рис. 5.24) – наблюдаются в самых разных горных породах – скальных, полускальных и дисперсных [2, 31, 61, 67, 68, 114, 213, 220, 248 и др.]. Переход пород из монолитного (плотного) в раздробленное (рыхлое) состояние характеризуется коэффициентом разрыхления

$$K_p = \rho_m / \rho_p, \quad (5.31)$$

где ρ_m – исходная плотность горных пород, ρ_p – их плотность после дробления или насыпная плотность. При первоначальном обрушении массива он может изменяться от $K_p = 1.08$ до $K_p = 2.10$. Чаще всего его предельные значения, при которых породы, разрушаясь, заполняют выработанное пространство и воспринимают на себя давление вышележащих пластов, составляют $K_p = 1.15$ – 1.80 [114, 291, 315].

Выделяют также коэффициент остаточного разрыхления K_{op} , которым характеризуются обрушенные породы после их уплотнения в течение некоторого, иногда очень продолжительного, времени. Его величина существенно меньше величины коэффициента первичного разрыхления: $K_{op} = 1.10$ – 1.30 [315].

Представив выражение (5.31) в виде

$$K_p = V/V_0 = (V_0 + \Delta V)/V_0 \quad (5.31a)$$

и учитывая, что $\Delta V = V_{cr}$, получим уравнение, аналогичное условию (5.27):

$$V_{cr} = (K_p - 1)V_0. \quad (5.27a)$$

Отсюда следует, что коэффициент разрыхления $K_p = \rho_m/\rho_p = (1 - n)/(1 - n_0)$ связан с коэффициентом $k = (n - n_0)/(1 - n_0)$ в формулах (5.27)–(5.30) соотношением

$$K_p = k + 1. \quad (5.32)$$

Таким образом, рассмотренный выше подход можно использовать для прогнозов устойчивости не только песчаной покровной толщи, но и вообще районов покрытого, а также голого карста.

Если рассматривать устойчивость массива над отдельной карстовой полостью объемом ΔV и высотой Δh , то аккумуляционная емкость $V_a = \Delta V$ будет пропорциональна Δh , а объем V_0 – высоте области деформирования-разрушения h_0 . Причем область V_0 может воспринимать на себя давление перекрывающих пород и подпирать, или “подбучивать” их, не достигая земной поверхности, то есть в общем случае $h_0 \neq h$. Тогда из выражений (5.27) имеем:

$$\Delta h \sim h_0 k = h_0 (K_p - 1), \quad (5.33)$$

$$h_0 \sim \Delta h k = \Delta h / (K_p - 1). \quad (5.33a)$$

В работе В.Н. Андрейчука (1999) предложено следующее прогностическое уравнение:

$$h_{см} = \Delta h K_p / (K_p - 1), \quad (5.34)$$

где $h_{см}$, по образному выражению автора, – высота смыкания обвального свода и догоняющей его осыпи [8]. Вывод (5.34) не приводится, но поскольку $h_{см} = h_0 + \Delta h$ (рис. 5.25), то легко видеть, что это уравнение является еще одной формой записи условий (5.33), если высоту области разрыхления V_0 считать не от кровли, а от подошвы карстовой полости.

Такой же подход, основанный на сравнении h_0 и Δh , применяет Г. Адерхолд, реконструируя механизм карстовых провалов в Земле Гессен (Германия) [4]. А в работе [315] рассмотрена методика послойного (снизу вверх) суммирования мощности отдельных слоев h_i , их мощности после разрушения $h_i \cdot K_p$ и сопоставления с общей высотой возможной зоны обрушения $m_b + \sum h_i$, где $m_b = \Delta h$ – вынимаемая мощность пласта очистной выработки. Более сложный, но также основанный на эффекте разрыхления подход использует и В.П. Хоменко для оценки формы и размеров известного в Нижегородской области “Пивоваровского” провала [298]. Таким образом, обсуждаемая в этом разделе проблема в последние годы становится все более актуальной.

Большое значение работы [8], на наш взгляд, заключаются в том, что В.Н. Андрейчук на примере Кунгурской и Ледяной пещер на Урале и целого ряда пещер в Западной Украине показал, что одним из самых важных критериев устойчивости

закарстованных территорий является глубина залегания ослабленных участков массива. Это прямо следует и из уравнений (5.27)–(5.30) [15, 17], но до сих пор, к сожалению, не нашло отражения в нормативных документах, регулирующих изыскания и строительство в Москве [105], Нижегородской области [289] и некоторых других карстовых районах России. Вместе с тем, критерий мощности грунтов, перекрывающих растворимые породы, является обязательным, например, на территории Республики Башкортостан [290], где карст представляет серьезную угрозу [1, 283].

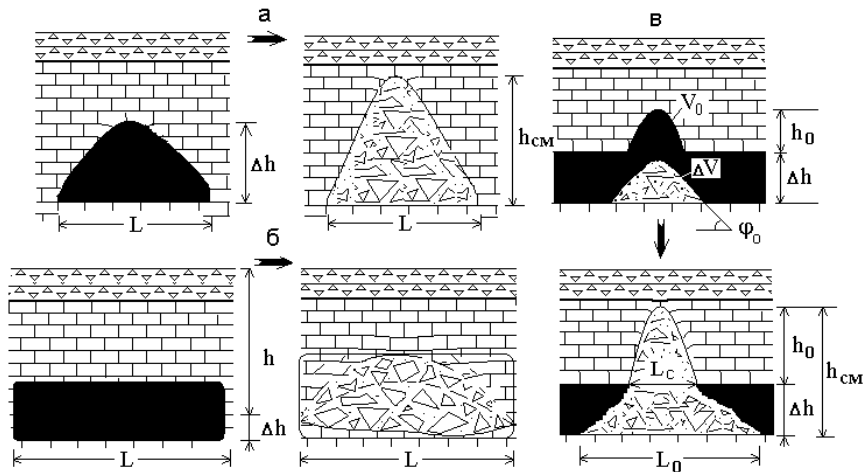


Рис. 5.25. Обрушение горных пород над полостью, при котором в выражениях (5.33) справедлив знак равенства (а, б), и наблюдаемое в массиве обрушение кровли пещер (в).

Возвращаясь к уравнениям (5.33) и (5.34), заметим, что знак равенства вместо знака пропорциональности мы имеем право поставить в них только тогда, когда форма карстовой полости и области разрыхления над ней одна и та же (рис. 5.25, а, б). На это обстоятельство еще в 1953 г. обратил внимание Г.М. Шахунянец [311]. По-видимому, он первым предложил оценивать устойчивость закарстованного массива, сравнивая объем полости с объемом заполняющих ее при обрушении растворимых пород.

На рис. 5.25 (в) показана схема развития процесса над карстовой пещерой в зрелой стадии ее развития. Она прямо следует из спелеологических наблюдений, в том числе и результатов обследования гротов Кунгурской и Ледяной пещер [8, 9, 82], а также Новомурадымовской пещеры в Башкирии. Очевидно, что зависимость Δh от h_0 (или h_{cm}) при этом будет более сложной, чем та, что предусмотрена формулами (5.33), (5.34). Более подробно этот вопрос, тесно связанный с понятием “аккумуляционная емкость”, обсуждается в следующей главе на конкретном примере (см. раздел 6.4).

Из трех канонических схем, показанных на рис. 5.24, условию равенства форм областей аккумуляции и деформирования удовлетворяет только средний рисунок. Но если

трубообразная форма канала течения или обрушения (в зависимости от состава и свойств перекрывающих отложений) достаточно часто наблюдается в карстовых районах, то вертикальная цилиндрическая полость в растворимых породах – явление крайне редкое.

Чаще всего приходится сталкиваться не с одной горизонтальной полостью, протяженность которой много больше ее высоты (рис. 5.25, в), а несколькими их системами причудливой формы, связанными между собой вертикальными и наклонными ходами. И в этом состоит одно из главных отличий карстования от горного дела, которое оперирует вполне определенными геометрическими характеристиками полого подземного пространства.

Математически строгое описание таких систем – задача чрезвычайно сложная. Если же кроме геометрии трещинно-порового пространства требуется учитывать растворимость горных пород и режим подземных вод, – сложная вдвойне. Тем не менее, ставить и решать эту задачу нужно. Для ориентировочных оценок величины аккумуляционной емкости закарстованных пород и, следовательно, устойчивости карстовых районов пригодны схемы, показанные на рис 5.22, 5.23 (б) и 5.25 (в), которые могут и должны быть модифицированы применительно к тем или иным инженерно-геологическим условиям.

Другое серьезное отличие карстования от горного дела заключается в выборе величины коэффициента разрыхления. Известно [114], что с ростом отношения глубины выработки h к ее высоте m_b он возрастает и максимальных значений достигает при $h/m_b \approx 3-4$, а затем снижается. Уменьшается он и при увеличении количества циклов обрушения. Такой характер уменьшения коэффициента разрыхления объясняется динамическим уплотнением грунтов. Поэтому при размещении выработок, определении порядка отработки пластов и управлении горным давлением обычно принимают промежуточные, между K_p и K_{op} , ближе к последнему, значения коэффициента: $K_{op} \leq K_p' < K_p$ [291, 315]. Учитывается также возможность уплотнения рыхлых пород во времени. Видимо, тех же позиций придерживается и В.Н. Андрейчук, никак не затрагивающий этот вопрос, но рекомендуемый достаточно низкие значения K_p некоторых типов пород, встречающихся в районе Кунгурской и Ледяной пещер. Так, для песчаных и гравийно-галечниковых отложений согласно [8] $K_p = 1.0-1.1$.

Действительно, в плотных моделях, приготовленных из сухого кварцевого полукатанного песка, значения коэффициента разрыхления получаются равными $K_p = 1.05-1.12$. Например, в модели, показанной на рис. 5.15 раздела 5.4 $K_p = 1.06$. Однако заметим, что даже при тщательной укладке и трамбовке плотность засыпок не превышала $\rho_0 = 1.60-1.67 \text{ г/см}^3$, соответственно начальная пористость $n_0 \leq 0.40-0.37$. Согласно [72]

такие грунты характеризуются средней плотностью, у плотных мелких, а тем более средних и крупных песков начальная пористость заметно меньше этих значений n_0 .

Средняя конечная пористость в области деформирования моделей составляла $n = 0.42-0.44$, тогда как для максимально рыхлого сложения идеальных сыпучих тел $n = 0.48$ [118]. В несвязных грунтах, частицы которых угловатые, и в пылеватых песках она может быть даже выше [158, 217]. Кроме того в массиве песчаные отложения, как правило, водонасыщенные или влажные. А в них, хотя и по разным причинам, могут существовать, не разрушаясь, достаточно крупные пустоты – от 2–10 мм до первых дециметров и даже больше (см. гл. 4), и общая пористость – быть существенно выше, чем в воздушно-сухих песках. Именно поэтому для оценок устойчивости несвязных грунтов в работах [13, 15] предложено пользоваться величиной конечной пористости $n = 0.5$. С учетом всего вышесказанного значения коэффициента разуплотнения песчаной толщи, даже равные $K_p = 1.2-1.3$, не кажутся чрезмерно большими.

Если не рассматривать обрушение пород над крупной карстовой полостью, то в отличие от подработанных массивов, накопление обломочного материала в трещинно-поровом пространстве растворимых отложений не может сопровождаться его повторным уплотнением – ни статическим, ни динамическим. Скорее следует ожидать, что в области аккумуляции, показанной, например, на рис. 5.22, его пористость может неограниченно возрастать. Это обстоятельство также необходимо принимать во внимание.

Таким образом, представляется, что прогнозируя возможность появления карстово-суффозионных воронок на дневной поверхности, следует ориентироваться на максимальные значения коэффициента первичного разрыхления горных пород. После того, как воронка образовалась, начинается эволюция ее формы, которая может развиваться, в том числе и за счет уплотнения грунта в канале течения. Но этот процесс вторичен и, на наш взгляд, не так опасен, как первичное провалообразование, хотя бы потому, что воронка уже сформировалась, мы знаем об этом и можем принять те или иные меры защиты.

5.7. Классификация суффозии по условиям, факторам и механизму процесса

В работе [296], по-видимому, впервые обращено внимание на то, что суффозионный процесс намного шире существующих представлений о нем, и четко сформулированы особенности состояния этой проблемы. Предложены: стройная вербальная теория суффозии, которая имеет большое значение для понимания проблемы в целом, классификации процесса по ряду признаков и расчетные модели некоторых механизмов

его развития. Тем не менее, вопросы классификации суффозии заслуживают дополнительного обсуждения.

Обратимся к наиболее полному определению. Суффозией В. П. Хоменко называет экзогенный геологический процесс разрушения и выноса потоком подземных вод отдельных компонентов и крупных масс дисперсных и сцементированных обломочных пород, в том числе слагающих структурные элементы скальных массивов [296]. Под это определение подпадают не только механическая и химическая суффозия, в том числе и так называемая суффозия в лессах, но и выветривание целой подгруппы скальных пород. При этом складывается парадоксальная ситуация. В гидростатических условиях истечение водонасыщенного песка в подземные полости подстилающих отложений суффозией не является, поскольку нет вертикального потока подземных вод. Но, как показано в главе 4 и в начале этой главы, механизм процесса ничем не отличается от механизма истечения песка, или массовой суффозии в условиях нисходящей фильтрации. Парадокс кроется в самом определении процесса, поскольку в нем не нашлось места гравитационной составляющей действующей силы. Между тем автор работы [296], рассматривая, например, модель закрытого фильтрационного разрушения несвязных грунтов нисходящим потоком, учитывает вес пород в виде горизонтальных напряжений сжатия [296, с. 109–118].

В процитированном выше определении, очевидно, предполагается, что развитие экзогенных геологических процессов в поле силы тяжести – это известный факт, не требующий пояснений. Тем не менее, на этом обстоятельстве, как будет показано ниже, стоит заострить внимание и ввести некоторые уточнения в определение В.П. Хоменко с учетом того, что в настоящей работе химическая суффозия не рассматривается.

Суффозией предлагается называть процесс разрушения и перемещения под действием силы тяжести и гидродинамического давления отдельных компонентов и крупных масс дисперсных несвязных и связных глинистых грунтов, слагающих выдержанные по простиранию слои или заполняющих трещинно-поровое пространство скальных массивов.

Согласно такому пониманию термина, с одной стороны, из рассмотрения исключаются процессы, развивающиеся в скальных и полускальных породах, химическая суффозия и суффозия в лессах. С другой стороны, фильтрационное разрушение глин относится к суффозии, хотя ранее автор никогда не связывал между собой эти процессы. Более того, обрушение связных грунтов над полостью под действием собственного веса, как ни странно, также оказывается разновидностью суффозии (рис. 5.26).

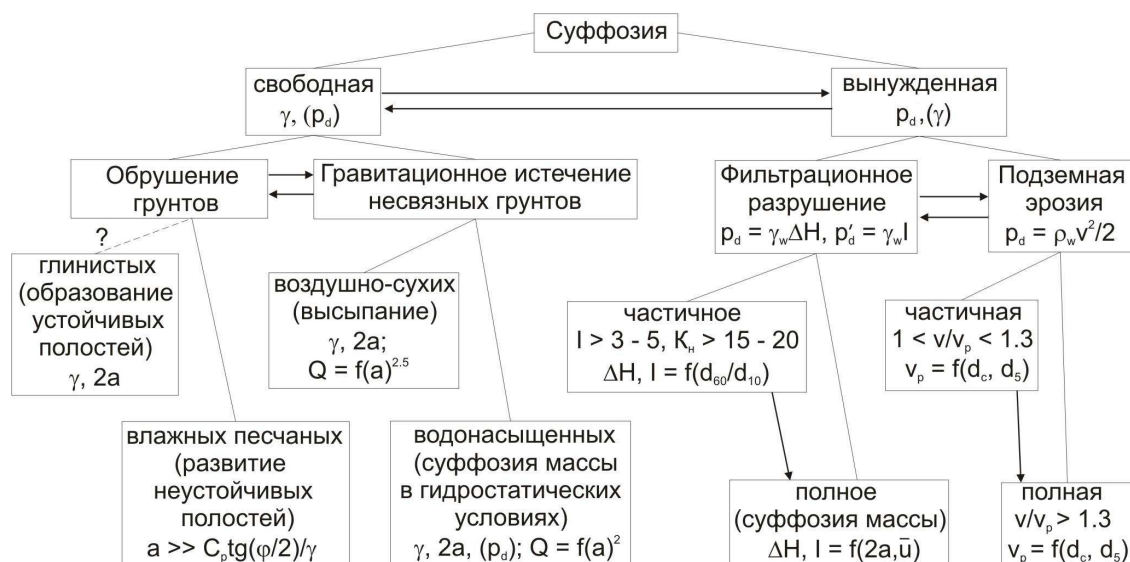


Рис. 5.26. Классификация суффозии по факторам, механизмам и условиям развития процесса (фактор, действие которого мало по сравнению с работой основной силы, приводится в скобках). Обозначения: γ, γ_w – объемный вес пород и воды; p_d (p'_d) – гидродинамическое давление; $\Delta H, l, \rho_w, v, \bar{u}$ – разность и градиент напоров, плотность, скорость и направление движения подземных вод соответственно; v_p – скорость трогания частиц (срывающая, или размывающая скорость); $2a$ – пролет (ширина) или диаметр ослабленного участка (области выноса); a – полупролет; $K_n = d_{60}/d_{10}$ – коэффициент неоднородности грунтов; d_{60}, d_{10} – контролирующий и эффективный, или действующий, диаметры частиц; d_c, d_5 – средневзвешенный диаметр и диаметр наиболее крупных зерен, составляющих 5 % общего веса; Q – объемный ($\text{см}^3/\text{с}, \text{м}^3/\text{с}$) или весовой ($\text{г}/\text{с}, \text{кг}/\text{с}$) расход сыпучего грунта; C_p, φ – сцепление при разрыве и угол трения. Стрелками показаны связи между типами, подтипами и видами суффозии и возможность перехода одной разновидности процесса в другую.

Очевидно, что подходы к изучению химической и механической суффозии совершенно разные. По-видимому, можно создать общую теорию, которая бы количественно и с единых позиций описывала два в корне различающихся по своей природе процесса, но стоит ли это делать, учитывая, что вклад химической суффозии в образование подземных и поверхностных форм чаще всего незначителен? Как показано в разделе 5.6, даже массовый вынос песка и локальное разрыхление толщи плотного сложения на 5–15 % не сказываются на ее устойчивости, если высота области разуплотнения меньше мощности толщи.

Не вызывает сомнения, что в течение длительного геологического времени выщелачивание растворимых включений может увеличивать скважность горных пород, особенно засоленных, тем самым создавая условия для последующего развития механической суффозии, которая и приводит к появлению западин, воронок и провалов. Но и выветривание способствует возникновению экзогенных геологических процессов. Тем не менее, мы не считаем его первой стадией, например, оползневой процесса, а рассматриваем тот массив горных пород – его строение, свойства и состояние, которые

сформировались на момент, предшествующий смещению оползня. Таким образом, химическую суффозию и суффозию в лессах лучше рассматривать вместе с растворением горных пород (карст, химическое выветривание) и просадками лессов, тем более что изучению последнего процесса в инженерной геологии уделяется исключительно большое внимание [103, 147, 157, 160, 161, 170, 203, 284, 285 и др.].

Для механической, или собственно, суффозии, однозначно формулируются действующие силы, или факторы, и условия возникновения процесса. В качестве первых В.Д. Ломтадзе называет большие скорости потока подземных вод либо достаточно сильное гидродинамическое давление, а в качестве вторых – неоднородность породы, градиенты фильтрационного потока и наличие области выноса [166]. По-видимому, не совсем корректно сравнивать функцию (гидродинамическое давление) и ее аргумент (скорость) и тем более рассматривать градиент (показатель скорости движения или силового воздействия) потока – величину чрезвычайно изменчивую – как условие развития процесса. С учетом сделанных замечаний выделим два условия и два фактора развития суффозионного процесса. К первым относятся: 1) наличие области выноса; 2) мелкая зернистость или неоднородность горных пород. Ко вторым – 1) гидродинамическое давление; 2) вес пород.

Рассмотрим сначала действующие силы. Полный запас удельной механической энергии воды (E) в некотором сечении потока согласно уравнению Бернулли равен

$$E = z + p_s / \gamma_w + v^2 / 2g, \quad (5.35)$$

где z – высота над плоскостью сравнения, $p_s = \gamma_w h_w$ – гидростатическое давление (h_w – глубина рассматриваемой точки), $\gamma_w = g\rho_w$ – объемный вес воды (ρ_w – плотность воды), v – средняя скорость ее течения, g – ускорение свободного падения. При движении воды в раскрытых трещинах (каналах, пещерах и т. п.) изменением гидростатического давления в соседних сечениях можно пренебречь. Тогда гидродинамическое давление p_d будет определяться третьим слагаемым уравнения (5.35):

$$p_d = \gamma_w v^2 / 2g = \rho_w v^2 / 2. \quad (5.36)$$

Именно в такой форме проявляется действующая сила при подземной эрозии. Поскольку плотность воды – величина относительно постоянная, главным фактором размыва является скорость (рис. 5.26). По величине отношения средней скорости движения воды v к скорости трогания v_p (срывающей, или размывающей скорости), при которой начинается передвижение отдельных зерен грунта [258], внутреннюю эрозию также можно разделить на частичную ($1 < v/v_p \leq 1.3$) и полную, или массовую ($v/v_p > 1.3$). Если же подземные каналы и трещины заполнены песчано-глинистым материалом, то

оценку возможности их раскрытия и последующей эрозии следует проводить по схеме фильтрационного разрушения, которое рассматривается ниже.

При медленном движении подземных вод в пористой среде, напротив, инерционный член уравнения (5.35) становится пренебрежимо малым по сравнению с удельной потенциальной энергией потока [90, 117], поэтому в границах действия закона Дарси гидродинамическое давление определяется разностью гидростатических давлений в соседних сечениях:

$$p_d = \Delta p_s = \gamma_w \Delta H, \quad (5.37)$$

где ΔH – разность напоров подземных вод. В гидрогеомеханике под гидродинамическим давлением вслед за Н.Е. Жуковским (1889) обычно понимается произведение объемного веса воды на пьезометрический градиент $I = \Delta H/l$ (l – длина пути фильтрации):

$$p_d' = \gamma_w I = \gamma_w \Delta H/l. \quad (5.38)$$

Видно, что главное различие между выражениями (5.37), (5.38) заключается в том, что p_d' , судя по размерности, является не давлением, а удельной силой. При расчетах силового воздействия воды иногда удобнее пользоваться выражением (5.38), а не (5.37), поскольку размерности p_d' и объемного веса пород γ совпадают. В связи с этим главным фактором фильтрационного воздействия обычно считается градиент I ($\gamma_w = \text{const}$), хотя не менее справедливым будет назвать основным фактором разность напоров ΔH (рис. 5.26). При этом вес пород будет способствовать $(p_d' + \gamma)$ или препятствовать $(p_d' - \gamma)$ суффозии в зависимости от того, совпадает или не совпадает направление подземного потока с направлением силы тяжести.

Переходим к условиям развития процесса. Если нет области выноса (полости на контакте слоев, выхода на дневную поверхность, открытой трещины, крупных пор внутри слоя и т. п.), то, каким бы большим ни было силовое воздействие и сколь угодно мелкозернистым или неоднородным грунт, суффозии не будет. Другими словами, первое условие, которое характеризуется объемом, а чаще всего шириной или пролетом полости, является обязательным, а второе – нет, поскольку тесно связано с действующей силой (рис. 5.26). Так, при подземной эрозии величина размывающей скорости прямо зависит от крупности частиц грунта, выраженной через их средневзвешенный диаметр d_c или диаметр наиболее крупных зерен d_5 , составляющих 5 % общего веса: $v_p = f(d_c, d_5)$. Очевидно, что диаметр d_5 , использующийся при расчетах эрозии открытых русел в гидравлике [258], соответствует ординате 95 % (d_{95}) на суммарной кривой гранулометрического состава, общепринятой в грунтоведении. Полное фильтрационное разрушение в явном виде не связано с механическим составом грунтов, а частичное –

определяется коэффициентом неоднородности K_n , представляющим собой отношение контролирующего d_{60} и эффективного d_{10} диаметров: $I = f(K_n) = f(d_{60}/d_{10})$.

Таким образом, наличие области выноса – необходимое, а часто и достаточное условие развития суффозии. Например, если не трещиноватые, прочные, не набухающие глины подстилают пески, то они надежно экранируют нижележащие закарстованные известняки до тех пор, пока не будет создана критическая разность напоров грунтовых и трещинно-карстовых вод, которая согласно уравнению 3.39 раздела 3.3 равна

$$\Delta H_{кр} = C/n_e \gamma_w + m - \Delta H', \quad (5.39)$$

где C , m , n_e – сцепление, мощность и эффективная пористость глин, $\Delta H'$ – разность уровней подземных вод до начала откачек (см. раздел 3.4). Но как только она возникнет, начнется разрушение пласта, и разрушенные глины окажутся в полости.

Пусть полость будет достаточно большой, чтобы принять раздробленные глины и вышележащие пески в объеме, требуемом для выхода суффозии на дневную поверхность. Тогда, даже если сразу после образования окна в экранирующем слое напор трещинно-карстовых вод будет восстановлен и окажется на одной отметке с зеркалом грунтовых вод ($p_d, p_d' = 0$), водонасыщенные пески будут поступать в полость под действием собственного веса, а на дневной поверхности появится карстово-суффозионный провал.

Первая часть примера иллюстрирует разновидность вынужденной суффозии массы (рис. 5.26), когда вес пород мал по сравнению с фильтрационной нагрузкой ($p_d \gg \gamma$) и не входит в определяющее уравнение (5.39). А вторая – свободную суффозию, то есть гравитационное истечение несвязного грунта в полость-приемник (γ – действующий фактор, $p_d = 0$ или $p_d' \ll \gamma$). Заметим, что частичная суффозия может быть только вынужденной (p_d' – главный фактор; γ – второстепенный), а суффозия массы – и вынужденной, и свободной.

Здесь мы еще раз приходим к выводу о том, что истечение воздушно-сухих сыпучих грунтов в подземные полости – это разновидность суффозии. В разделе 4.1 этот вывод, но несколько в иной форме был сделан из общего рассмотрения процесса деформирования несвязных грунтов и строения их канала течения, а в разделе 5.1 он прямо следовал из теории подобия физически однородных явлений и анализа размерностей. Поэтому нельзя согласиться с мнением, что имитация суффозионного выноса высыпанием сухого песка – это технический прием аналогового моделирования [295, 296, 335]. Более того, именно изучение “высыпания”, как показано в разделах 2.2, 2.5, 4.1, 4.2, 5.1 и 5.2, позволяет понять закономерности суффозионного провалообразования в целом.

Таким образом, в представленной выше бинарной классификацией суффозии как гидрогеомеханического процесса обособляются 2 типа, 4 подтипа и 8 видов суффозии по факторам, условиям и, впервые, по механизмам ее развития. Поскольку в основу выделения таксонов наряду с вербальными моделями положены количественные критерии, представляется, что предложенная классификация может иметь не только диагностическое, но и прогностическое значение, по крайней мере, на ранних стадиях инженерно-геологических изысканий.

Конечно, обрушение глинистых грунтов как вид механической суффозии может вызвать у читателя недоумение (рис. 5.26). Однако заметим, что – это прямой результат использования формальной логики, когда изначально принятое определение начинает диктовать правила дальнейших построений. Достаточно чуть-чуть сократить определение, убрав из него словосочетание “связных глинистых грунтов”, и этот вид исчезнет – автор не настаивает на том, что данная классификация является окончательной и неизменной. Но тогда возникает вопрос: в чем состоит качественное различие процессов устойчивого сводообразования в глинах (см. разделы 3.1, 3.2) и во влажных песках, но над небольшими отверстиями (см. раздел 4.3)?

Можно вообще не вводить в определение второй действующий фактор – силу тяжести, и на рис. 5.26 останется только правая ветвь вынужденной суффозии, отражающая общепринятое в инженерно-геологическом сообществе понимание термина “суффозия”. Но при этом непонятно, во-первых, почему гравитация, в поле которой развивается процесс, не играет в этом процессе никакой роли, и, во-вторых, чем принципиально отличается механизм полного фильтрационного разрушения несцементированных песчаных пород от механизма их гравитационного истечения в подземные полости.

И в самом крайнем случае подземную эрозию, учитывая специфический механизм ее развития, который отражает и формула (5.36), можно было бы не относить к суффозии, а заодно исключить и полное фильтрационное разрушение. Тем самым мы вернулись бы к классическому определению А. П. Павлова (1899), правда, без химической суффозии. Но это уж совсем плохой вариант, так как он полностью игнорирует работы Ю.В. Архидьяконских (1982); Н.М. Бочкова (1936); Р.Э. Дашко, П.В. Котюкова (2009); В.Н. Жиленкова, Н.И. Шевченко (1980); В.С. Истоминой (1957); Ф.В. Котлова (1962); А.Г. Лыкошина и др. (1992); О.Б. Нещеткина (1986); З.Г. Тер-Мартirosяна и др. (2009); В.П. Хоменко (1986); Р.Р. Чугаева (1936) и многих других исследователей, благодаря которым наши представления о механической суффозии стали значительно шире и глубже.

Выводы

1. Суффозия массы исследовалась как гравитационное истечение песков и дроби через отверстия разного диаметра, расположенные в центре плоского дна цилиндрических емкостей. Из теории подобия физически однородных явлений следует, что при достаточно больших размерах натурального отверстия и малых градиентах вертикальной фильтрации процессы истечения сухих и водонасыщенных несвязных грунтов подобны друг другу.

2. Серьезное отличие выпуска воздушно-сухих и водонасыщенных песков в гидростатических условиях относится лишь к кинематике процесса, тогда как его механизм не зависит от свойств поровой среды. Таким образом, подтверждается вывод главы 4 о том, что деформирование несвязных грунтов любой степени влажности определяется их свойствами. Свойствами поровой среды объясняется тот факт, что расход водонасыщенных песков в гидростатических условиях пропорционален диаметру отверстия в степени 2, а воздушно-сухих – в степени 2.5.

3. Эксперименты показывают, что форма и время проявления процесса на земной поверхности определяются шириной ослабленного участка закарстованных пород (D), плотностью (ρ) и мощностью (h) несвязных грунтов. В моделях плотного сложения, где изменение формы воронок наиболее заметно, мульды сдвижения регистрируются при относительной мощности $h/D < 1.5-2$, провальные воронки – $h/D = 1.5-6$, суффозионные – $h/D = 4-12$ и блюдца оседания – $h/D > 10-12$.

4. Нарушение постоянства расхода и скорости оседания поверхности в начале и в конце выпуска объясняется образованием и разрушением области влияния отверстия. Постоянство значений мощности, при которых происходит смена режима течения и, как следствие, изменение формы воронки, а также близость этих значений для разных материалов свидетельствуют о связи размеров зональной области влияния с углом внутреннего трения или естественного откоса несвязного грунта как комплексной характеристикой слагающих его частиц.

5. Теоретическое исследование моделей сплошных и идеальных дискретных тел и сопоставление полученных результатов с результатами экспериментов показывает, что при $D/d > 25-35$, где d – средний диаметр зерен, объемная концентрация падающих в отверстие частиц и действующий диаметр последнего являются функциями D/d . При этом в отсутствие сопротивления поровой среды безразмерный расход, или генеральная константа в общепринятом уравнении течения не зависит от диаметра отверстия, а определяется только величиной полуугла при вершине конической зоны свободного падения частиц (δ), примерно равного углу откоса сыпучих тел (ϕ_0). Кинематика же истечения водонасыщенных грунтов с учетом независимости весовой скорости от

площади отверстия, а также равенства $\delta \approx \varphi_0$ и выражений для объемной концентрации частиц и действующего диаметра, хорошо описывается уравнением Стокса.

6. Имитационное моделирование на клеточных автоматах свидетельствует, что в режиме так называемого быстрого движения, к которому относится и свободное истечение несвязных грунтов, полосам локализации отвечают узкие чередующиеся зоны положительной и отрицательной дивергенции, внутри которых материал испытывает соответственно растяжение и сжатие. Их возникновение обусловлено появлением у частиц горизонтальной компоненты скорости. Таким образом, многие явления, наблюдавшиеся в физических моделях, получают объяснение на основе представлений о локализации деформаций сдвига в канале течения.

7. Комплексный анализ характера деформаций и распределения скоростей, полученных в ходе физического и математического моделирования, дает дополнительные аргументы в пользу новой трактовки динамического свода, который состоит из трех нижних зон области влияния карстовой полости. При быстром истечении несвязных грунтов своду обрушения в статике отвечает зона свободного падения частиц, зоне разгрузки напряжений – зона преимущественного их столкновения и обмена импульсами, а зоне опорного давления – зона развитого сухого трения. Именно эти зоны образуются над выпускным отверстием в начальной стадии неустановившегося движения, а сформировавшись, контролируют процесс истечения сыпучих тел.

8. Результаты исследований позволяют количественно охарактеризовать зональное строение области влияния как функцию радиуса ослабленного участка и угла внутреннего трения несвязных грунтов. Причем для статических условий уравнения, описывающие размеры области влияния и составляющих ее зон, отвечают уравнениям предельного напряженного состояния массива. Полученные зависимости дают возможность рассчитать диаметр карстово-суффозионной воронки и спрогнозировать ее возможное появление, сопоставив объем удаленного несвязного или раздробленного связного грунта с аккумуляционной емкостью закарстованного массива – полым пространством, способным принимать и накапливать обломочный материал.

9. Понятие “аккумуляционной емкости” предполагает зависимость этой характеристики от целого комплекса условий и факторов, в том числе минерального состава, трещиноватости и растворимости пород, режима трещинно-карстовых вод и интенсивности техногенного воздействия. отождествление аккумуляционной емкости с объемом отдельной карстовой полости справедливо далеко не всегда, но главное – оно не способствует постановке и решению проблемы количественной оценки этого очень важного, если не самого важного, показателя устойчивости закарстованных территорий.

10. Прогноз образования провалов базируется на представлениях о самоорганизации процессов, протекающих в покровной толще закарстованных массивов и, в частности, на известном факте увеличения объема грунтов при разрушении как способе их противостояния внешним нагрузкам. Здесь в явном виде проявляется справедливость принципа Ле Шателье. При использовании этого подхода к оценке устойчивости массивов пород в карстовых районах, в отличие от подработанных территорий, целесообразно ориентироваться на максимальные значения коэффициента первичного разрыхления пород. В противном случае прогнозируемая устойчивость массива окажется неоправданно заниженной.

11. В основу разработанной классификация суффозии как гидрогеомеханического процесса положены сформулированные условия, факторы и, впервые, механизмы развития процесса. Поскольку обособление типов, подтипов и видов суффозии наряду с их вербальной характеристикой основано на количественных критериях, предложенная классификация может иметь не только диагностическое, но и прогностическое значение, по крайней мере, на ранних стадиях инженерно-геологических исследований.

Глава 6. Прогноз провалов и оседания земной поверхности в карстовых районах

6.1. О причинах образования провалов и блюдца оседания в Москве

Продолжительное техногенное воздействие на массивы водонасыщенных горных пород, одним из важнейших видов которого являются откачки подземных вод, приводит к изменению их свойств и состояния и развитию целого комплекса инженерно-геологических процессов. В карстовых районах, особенно в отсутствие крупных зон или участков ослабления массива, главную роль в нарушении устойчивости глинистых пород, как показано в гл. 3, играет вторая форма их разрушения. Характерным примером служит северо-западный район Москвы, где еще в 1920–1940-х годах экзогенные геологические процессы сводились в основном к овражной и речной эрозии, заболачиванию и оползням [78, 80]. За исключением оползней [202], все они в настоящее время потеряли значение для геодинамического развития района главным образом из-за техногенного изменения ландшафта [141, 165]. Карстово-суффозионный же процесс и его последствия, напротив, считаются здесь наиболее опасными [58, 130, 142, 143, 155, 165, 183, 204, 374].

Провалы и блюдца оседания стали неожиданно появляться на участке Хорошевского шоссе в конце 1950-х годов [127, 128, 210, 211, 384]. Часто они происходили на фоне общего оседания земной поверхности, которое может развиваться и самостоятельно, ставя в тупик инженеров-геологов. В качестве примера приведем тенденцию устойчивого опускания участка длиной 3.5 км и шириной 1.5 км, расположенного вдоль 1-й Магистральной улицы и Звенигородского шоссе [183, с. 263]. Скорость опускания, впервые отмеченного в 1948 г., составляла 14–15 мм/год. К началу 1970-х годов она уменьшилась до 2.5–4 мм/год, оставаясь заметно выше средней по Москве (1.5–2 мм/год).

Как известно [63, 78, 126, 130, 183, 212], северо-западный район относится к области унаследованного развития долины р. Москвы, чем и определяются его инженерно-геологические особенности (рис. 6.1). На разрезе (рис. 6.2) видно, что в тальвеге доледниковой ложбины (I на рис. 6.1), в 150–170 м южнее Шмитовского проезда, все верхнекаменноугольные и юрские породы, кроме воскресенских глин мощностью 8–11 м, полностью эродированы. Севернее (у Звенигородского шоссе, рис. 6.2) в разрезе последовательно появляются накопления ратмировской, неверовской и перхуровской толщ мощностью до 5.5, 6.0 и 7.5 м соответственно. В районе Хорошевского шоссе сохранился также слой юрских глин небольшой (1–3.5 м) мощности. Выше залегают четвертичные, преимущественно песчаные, флювиогляциальные, аллювиальные и техногенные отложения.

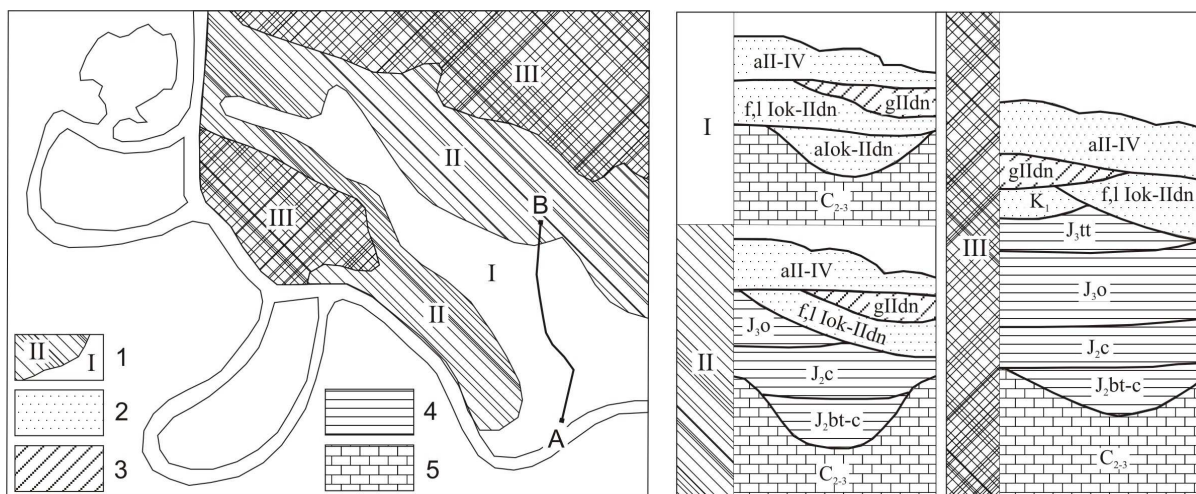


Рис. 6.1. Схема инженерно-геологического районирования и типы строения геологической среды (по Г.А. Голодковской, Н.И. Лебедевой, 1984): I, II, III – районы центральной, присклоновой и водораздельной частей доледниковой эрозионной ложбины; C_{2-3} – средне-верхнекаменноугольные карбонатные и глинистые отложения; J_{2bt-c} – среднеюрские песчано-глинистые породы батского и келловейского ярусов; J_{2c} , J_{3o} , J_{3tt} – глины келловейского и оксфордского ярусов и преимущественно глинистые отложения титонского яруса средней и поздней юры; K_1 – нижнемеловые пески; a,f,l Iok-II-dn – ниже-среднеплейстоценовые (окско-днепровские) аллювиальные, флювиогляциальные и озерные преимущественно песчаные отложения; gII-dn – среднеплейстоценовые (днепровские) моренные суглинки; aII-IV – среднеплейстоценовые-голоценовые аллювиальные песчано-глинистые отложения (стратиграфическое расчленение четвертичных грунтов приводится согласно [3]). 1 – граница районов, 2 – пески, 3 – суглинки, 4 – глины, 5 – известняки. АВ – линия разреза, показанного на рис. 6.2.

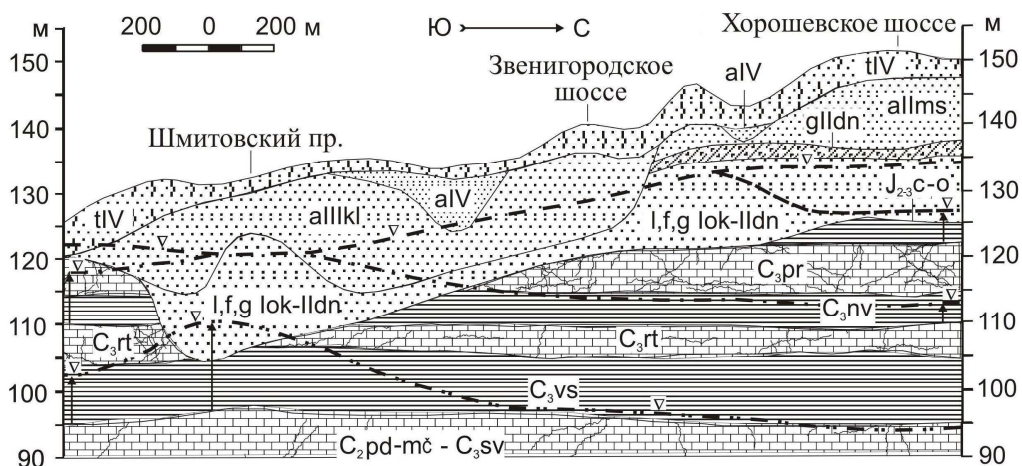


Рис. 6.2. Гидрогеологический разрез по линии АВ на рис. 6.1: C_{2pd-mc} – C_{3sv} , C_{3rt} , C_{3pr} – трещиноватые и закарстованные известняки и доломиты подольско-мячковского горизонта и суворовской толщи, а также ратмировской и перхуровской толщ; C_{3vs} , C_{3nv} – глины воскресенской и неверовской толщ; J_{23c-o} – глины келловейского и оксфордского ярусов; aIIIms, aIIIkl – преимущественно песчаные отложения третьей и второй надпойменных террас московского и калининского возраста; aIV – пойменные накопления; tIV – техногенные грунты. Пунктирные линии показывают положения уровней грунтовых и трещинно-карстовых вод. Остальные обозначения – на рис. 6.1.

В гидрогеологическом отношении до глубины 100–130 м, сверху вниз, выделяются комплекс грунтовых вод, или надъюрский водоносный комплекс, касимовский и мячковско-подольский водоносные горизонты [41, 47]. Зеркало грунтовых вод, состоящих из спорадически распространенной верховодки, водоносных горизонтов надпойменных террас и флювиогляциальных отложений, находится около абсолютной высоты 130 м. К Москва-реке отметки уровня уменьшаются на 7–10 м, а ближе к водоразделу увеличиваются на 3–5 м (рис. 6.2). С 1930-х по 1980-е годы имело место снижение уровня на 1–5 м, связанное в основном с откачками из нижележащих водоносных горизонтов.

Перхуровский водоносный пласт касимовского горизонта соединяется с надъюрским комплексом, образуя единую водоносную толщу в большей части территории (рис. 6.2). Лишь на севере его пьезометрический уровень ниже уровня грунтовых вод на 5–7 м. Абсолютные отметки урвеной поверхности ратмировского пласта того же касимовского водоносного горизонта на 9–14 м меньше их значений для перхуровского пласта. Таким образом, разность напоров грунтового и касимовского водоносного горизонтов составляет 14–21 м. По некоторым данным [127, 155, 384] она достигала 30 м и более как за счет откачек верхнекаменноугольных вод в средней части Хорошевского шоссе, так и за счет длительной эксплуатации мячковско-подольского водоносного горизонта. Особенно сильным было водопонижение на участках Курчатовского института, Хладокомбината № 7 и открытой в 1970 г. ТЭЦ-7 – филиала ТЭЦ-12 (Фрунзенской ТЭЦ, введенной в эксплуатацию 14 июня 1941 г.).

На рубеже XIX–XX веков пьезометрическая поверхность трещинно-карстовых вод вблизи р. Москвы практически совпадала с уровнем грунтовых вод [78, 127]. К концу 1950-х – началу 1960-х годов откачки Метростроя и водоотбор для технических нужд привели к снижению напора на 20–30 м в районе Магистральных улиц – Звенигородского шоссе и на 30–40 м в районе Хорошевского и Ленинградского шоссе [142, 183]. В середине 1960-х гг. режим подземных вод в целом стабилизировался, хотя амплитуда колебаний напора, связанных с работой водозаборов, могла достигать 5 м и более.

Все каменноугольные карбонатные отложения в этом районе закарстованы, трещиноваты, в них часто встречаются отдельные небольшие полости и крупные зоны дробления, где породы разрушены до состояния щебня, дресвы и муки. Следует отметить, что при прочих равных условиях состояние карбонатных пород становится хуже вверх по разрезу и при движении от водоразделов доледниковой долины к ее тальвегу. Так, коэффициент линейной трещинно-карстовой пустотности изменяется в очень широких пределах: от 20–40 %. Причем значения, близкие к нижнему пределу, характерны для

мячковско-подольских и суворовских известняков и доломитов, а близкие к верхнему – чаще относятся к перхуровским отложениям. Пустотность тех же пород в русловой части (30–40 %) больше, чем в водораздельной (20–30 %), несмотря на то, что величина открытой пористости, как правило, меньше. Водопроницаемость карбонатных отложений, хотя и очень изменчивая, свидетельствует в пользу отмеченной закономерности. Например, значения коэффициента фильтрации мячковско-подольского водоносного горизонта в целом по Москве находятся в интервале 1–80, ратмировского пласта – 0.7–400, перхуровского – 1–700 м/сут [183]. Его средние значения для района Магистральных улиц–Хорошевского шоссе составляют 15–20, 20–30 и 30–35 м/сут соответственно.

Таблица 6.1. Инженерно-геологическая характеристика покровной толщи северо-западного района Москвы

Свойства грунтов	Келловей-оксфордские глины		Четвертичные пески	
	в ненарушенном залегании	на участках провалов	зоны аэрации	водонасыщенные
Плотность скелета грунта, ρ_s (г/см ³)	<u>1.31–1.67</u> 1.48	<u>1.15–1.58</u> 1.32	<u>1.32–1.93</u> 1.65	
Пористость, n (%)	<u>39–52</u> 47	<u>42–58</u> 53	<u>27–50</u> 38	
Естественная влажность w (%)	<u>28–34</u> 31	<u>32–48</u> 40	<u>4–7</u> 5	<u>12–38</u> 23
Нижний предел пластичности, w_p (%)	<u>28–33</u> 31	<u>26–32</u> 29		
Верхний предел пластичности, w_L (%)	<u>65–70</u> 67	<u>67–70</u> 69		
Показатель консистенции, I_L	<u>–0.03–0.18</u> 0.03	<u>0.06–0.48</u> 0.33		
Степень влажности, S_r	<u>0.88–1.00</u> 0.96	<u>0.96–1.00</u> 1.00	<u>0.11–0.50</u> 0.22	<u>0.98–1.00</u> 1.00
Сцепление, C (10 ⁵ Па)	<u>1.26–1.91</u> 1.60	<u>0.46–0.64</u> 0.57	<u>0.08–0.21</u> 0.11	<u>0.00–0.07</u> 0.03
Угол внутреннего трения, ϕ (град.)	<u>9–23</u> 16	<u>3–17</u> 6	<u>28–37</u> 33	
Вязкость, η_{max} (10 ¹⁰ Па·с)	<u>36.2–85.7</u> 57.0	<u>2.5–5.0</u> 3.8		

Примечание. В числителе указаны предельные, в знаменателе – средние значения; расчетные плотности минеральной части глин и песков – 2.74 и 2.65 г/см³; приводятся обобщенные значения вязкости, полученные С.С. Вяловым (1978), И.М. Горьковой (1966), Н.Н. Масловым (1982) и Т.И. Робустовой (1987) в результате испытаний глин, в том числе и юрских глин Москвы, при небольших напряжениях сдвига и течения с ненарушенной структурой; при составлении таблицы кроме фондовых и опубликованных данных использовались материалы, любезно предоставленные автору Н.В. Зыковой и И.В. Козляковой.

Для верхнекаменноугольных и юрских глин, слагающих водораздел погребенной долины (район III на рис. 6.1), обычны значения плотности скелета $\rho_d = 1.62\text{--}1.89 \text{ г/см}^3$, естественной влажности $w = 15\text{--}23\%$ и сцепления $C = 86\text{--}316 \text{ кПа}$. В центральной части (район I, рис. 6.1 и рис. 6.2) их плотность и прочность уменьшаются до $\rho_d = 1.35\text{--}1.60 \text{ г/см}^3$ и $C = 37\text{--}83 \text{ кПа}$, а влажность увеличивается до $w = 34\text{--}44\%$. В склонах доледниковой ложбины (район II, рис. 6.1 и рис. 6.2) физико-механические свойства глин, как показано в [40, 154, 204], зависят от приуроченности к участкам древних и современных провалов. Так, в нарушенном залегании глин они соответствуют свойствам, характерным для центрального района, и могут быть даже хуже, а в ненарушенном – они близки к свойствам глин, слагающих водоразделы (табл. 6.1).

Наше главное предположение заключается в том, что отличия в свойствах глинистых пород всего северо-западного района если и были, скажем, в конце XIX или начале XX в., то не столь заметными. Другими словами, уменьшение плотности и прочности глин, увеличение их влажности и деформируемости – это в значительной мере результат техногенного изменения гидродинамического режима.

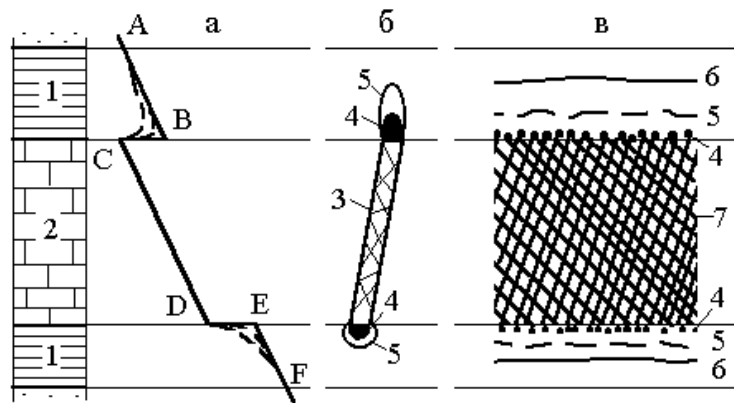


Рис. 6.3. Концептуальная модель техногенного изменения свойств и состояния мощных экранирующих пластов 1 в окрестности отдельного дефекта строения 3 (б) и их системы, или ослабленной зоны 7 (в) при изменении давления воды (а) в карбонатных породах 2: 4 – полость, 5 – зона частичного дробления, 6 – контактный прослой измененных грунтов.

Действительно, на территории Москвы, да и других закарстованных территорий, как отмечалось в разделе 5.6, мы чаще всего сталкиваемся не с одной крупной полостью, пещерой или широкой трещиной, а с зонами повышенной трещиноватости и пустотности (рис. 6.3). В этом случае мощность водоупоров заведомо велика по сравнению с размерами отдельных дефектов строения, составляющих ослабленную зону или участок. Тогда конечным результатом снижения напора трещинно-карстовых вод и возникновения рассмотренного в разделах 3.3, 3.4 процесса разрушения экранирующих пластов станет формирование контактных прослоев сильно измененных глин и разуплотнение

вышележащих песков (рис. 6.3, в). Точно так же не будет явного (макроскопические трещины, отдельные блоки и т.п.) или полного (от подошвы до кровли) дробления водоупоров в окрестности небольшого ослабленного участка, если сработка напора меньше величины, определяемой формулами (3.37) (3.39) главы 3. Но появляющиеся при этом дополнительные гидростатические напряжения должны активно воздействовать на скелет глинистых грунтов, разрушая наиболее слабые структурные связи и контакты, способствуя перераспределению порового пространства и локальному изменению свойств и состояния слабопроницаемых пород. После этого даже не нужно увеличивать или поддерживать разность напоров, – начавшись, уплотнение ослабленных грунтов будет продолжаться и тогда, когда откачки прекращены, пьезометрические уровни восстановлены и породы испытывают только литостатическое давление. Конечно, скорость оседания в таком случае должна постепенно уменьшаться, что и наблюдается сейчас на участке Звенигородского шоссе и 1-й Магистральной улицы.

В отличие от центрального района, где под техногенный “пресс” попали достаточно мощные неверовские и воскресенские отложения, вблизи Хорошевского шоссе функцию защитного экрана выполнял главным образом келловей-оксфордский водоупор. Несмотря на его малую мощность (1–3.5 м) в присклоновой части эрозионного вреза, он надежно защищал верхнекаменноугольные известняки от кольматации в течение всей кайнозойской эры. И, наоборот, в первую очередь из-за малой мощности келловейских глин они были полностью разрушены над ослабленными зонами уже в наше время, по-видимому, в конце 1940-х – середине 1950-х годов. Определенную роль в этом сыграла и наибольшая степень раздробленности перхуровской толщи. Дальнейшее неравномерное изменение напора касимовского водоносного горизонта – общее снижение и кратковременные восстановления уровня – привели к декольматации трещинно-порового пространства карбонатных пород, поступлению в него вышележащих песков и в конечном итоге к провалообразованию, которое началось здесь в конце 1950-х – начале 1960-х годов. Огромное значение для выхода процесса на земную поверхность имела небольшая (до 25–30 м) мощность четвертичных отложений. Этот вопрос, тесно связанный с проблемой оценки аккумуляционной емкости закарстованных пород, обсуждался в разделе 5.6.

Пусть изначально пьезометрические уровни всех водоносных горизонтов находились на примерно одинаковых отметках, близких к 130 м, а впоследствии были снижены на 20 и 25 м в перхуровском и ратмировском пластах и на 30 м в мячковско-подольском горизонте. Учитывая, что в расчетах используется не разрывное, а сдвиговое сцепление и то, что над участками ослабления даже не гидрофильные прочные грунты со

временем разуплотняются, будем ориентироваться на наименьшие значения исходной прочности и плотности глин и наибольшие значения их влажности. Пусть для юрских глин: $C^{c-o} = 67$ кПа, $w^{c-o} = 0.34$, $n^{c-o} = 0.520$, $h^{c-o} = 1-3.5$ м, а для каменноугольных – $C^{nv,vs} = 86$ кПа, $w^{nv,vs} = 0.23$, $n^{nv,vs} = 0.403$, $h^{nv,vs} = 3-6$ м, $h^{nv,vs} = 8-11$ м.

Прежде чем перейти к обсуждению результатов вычислений, необходимо отметить, что максимальная гигроскопическая влажность w_{mg} , входящая в формулу (3.35) для эффективной пористости (см. раздел 3.3), не определяется при стандартных инженерно-геологических изысканиях. Редко определяется она и в ходе специальных исследований [151]. Даже автор серьезной монографии [312] при анализе структуры, состава и емкостных свойств глин оперирует только их гигроскопической влажностью w_g . Последняя может быть использована и в наших оценках, так как известно [71, 119], что гигроскопическая влажность дисперсных грунтов обычно составляет примерно половину их максимальной гигроскопической влажности: $w_{mg} \approx 2w_g$.

Замечательный пример целенаправленного комплексного изучения одного из участков СЗ района Москвы содержится в отчете А.Д. Кочева и Л.Г. Черткова [371]. В нем наряду с результатами буровых, гидрогеологических, геофизических, палинологических и минералогических работ приводятся данные о гигроскопической влажности келловей-оксфордских и верхнекаменноугольных глин. Согласно этим данным их двойная гигроскопическая влажность лежит в пределах $w_{mg}^c = 0.046-0.106$, $w_{mg}^{nv,vs} = 0.015-0.044$. Низкое количество адсорбционной воды в каменноугольных грунтах объясняется тем, что по гранулометрическому составу они относятся к суглинкам, и кроме того содержание глинистых минералов с подвижными пакетами в них ничтожно мало [40, 154, 204, 384].

Чтобы облегчить чтение и восприятие материала, запишем расчетные зависимости (3.35), (3.37) и (3.39а) еще раз под номерами (6.1), (6.2) и (6.3).

$$n_e = n(w - w_{mg})/w, \quad (6.1)$$

$$\Delta H_{кр} = C/n_e g p_w, \quad (6.2)$$

$$\Delta H_{кр} = C/n_e g p_w + m. \quad (6.3)$$

Будем ориентироваться на средние значения максимальной гигроскопической влажности, которые для юрских и каменноугольных пород равны $(w_{mg}^{c-o})_{cp} = 0.080$, $(w_{mg}^{nv,vs})_{cp} = 0.027$. Тогда их эффективная пористость в соответствии с (6.1) составит $n_e^{c-o} = 0.398$, $n_e^{nv,vs} = 0.356$, и согласно условию (6.2) разрушение юрских пород начнется при $\Delta H_{кр} = 16.8$ м, а каменноугольных – $\Delta H_{кр} = 24.2$ м.

Из условия (6.3) получим, что окна в келловей-оксфордском, неверовском и воскресенском водоупорах появятся при $\Delta H_{кр} = 17.8-20.3$ м, $27.2-30.2$ м и $32.2-35.2$ м соответственно. Сравнивая полученные значения с величинами реального снижения

напора в 20, 25 и 30 м, видим, что все слабопроницаемые пласты в той или иной мере были подвержены случайному гидроразрыву. Причем снижение напора до $\Delta H = 20$ м должно привести к разрушению келловейских глин от подошвы до кровли там, где их мощность $h^{c-o} < 3.2$ м, то есть в большей части района II. Значения же $\Delta H = 25-30$ м меньше тех, что требуются для образования сквозных отверстий в неверовской и воскресенской толщах, но вполне достаточны для заметного изменения свойств и состояния глинистых пород.

Участки перемятых, пластичных верхнекаменноугольных глин повышенной мощности и влажности автору доводилось встречать и описывать по результатам бурения на северо-западе Москвы еще в начале 1980-х годов. Тогда эти локальные аномалии вызывали недоумение. Теперь их происхождение, как и основная причина активизации карстово-суффозионного процесса в этом районе становятся вполне понятными. Кроме того исследование показывают, что заблаговременная оценка критических значений напоров подземных вод наряду с мониторингом режима их уровней при откачках могут служить инструментом предотвращения или снижения провальной опасности.

6.2. Оценка карстово-суффозионной опасности и риска в условиях городского строительства

Участок строительства площадью около 100000 м^2 расположен на высоком правом берегу р. Москва в Филях. Проектируемый жилой комплекс состоит из трех связанных между собой зданий – центрального 51-го этажного, северного и южного, 36-ти этажных. Предусмотрено и возведение 2-х этажного детского сада и 4-х этажной школы (рис. 6.4).

Все сооружения находятся в пределах поверхности и уступа второй надпойменной, Мневниковской, террасы (2 нпт), абс. отметки которых в настоящее время составляют 130–132 м и 123–129 м соответственно. В отличие от примыкающей к ней на юго-востоке 3 нпт (Ходынской террасы, рис. 6.5) геоморфологические элементы 2 нпт выделяются лишь по величине относительных и абсолютных высот, так как их уклон к реке практически одинаков (0.05–0.07).

Из сопоставления рис. 6.5 и 6.6 следует, что современный рельеф образовался в результате его неоднократной планировки, которая началась здесь на рубеже XIX–XX вв. в связи с интенсивным фабрично-заводским строительством. На северо-востоке Мневниковская терраса сочленяется с высокой поймой (рис. 6.5). Поверхность поймы с отметками 120–123 м также плохо выражена, что связано с техногенным изменением русла и берега при создании плотин (1930-е гг.) и повышением уровня реки на 5 м.

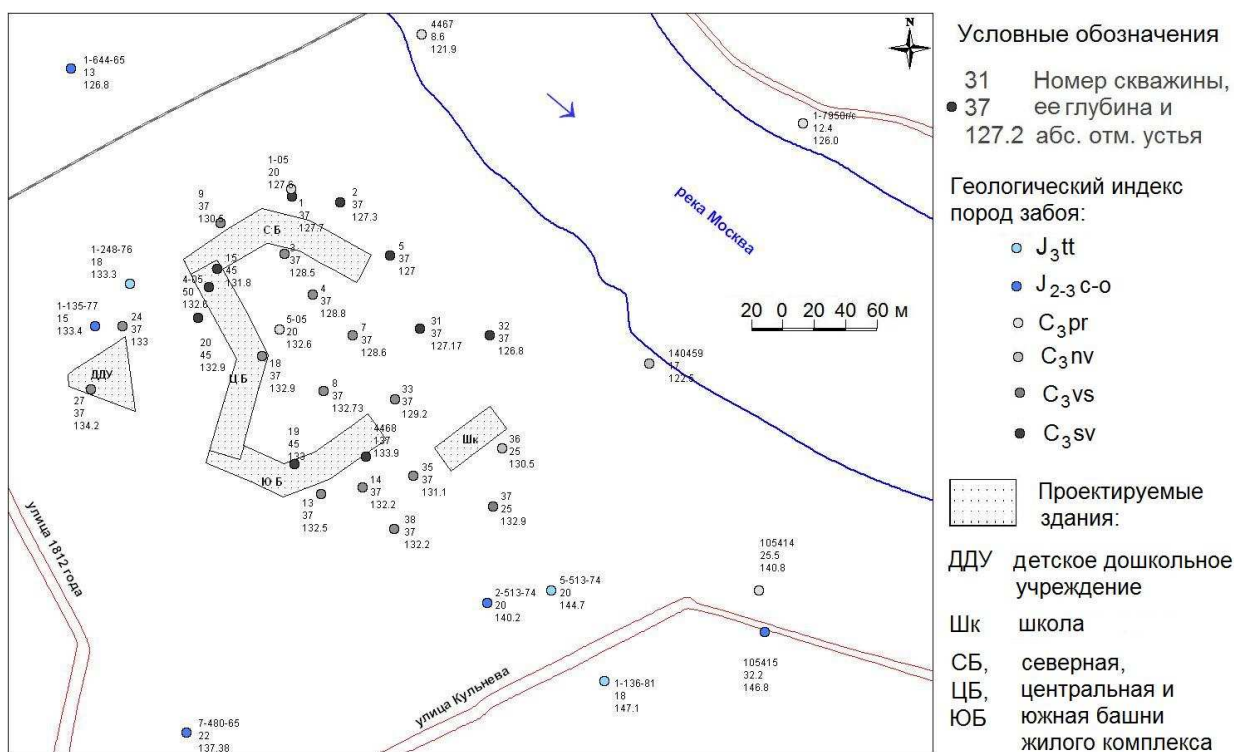


Рис. 6.4. Карта фактического материала *

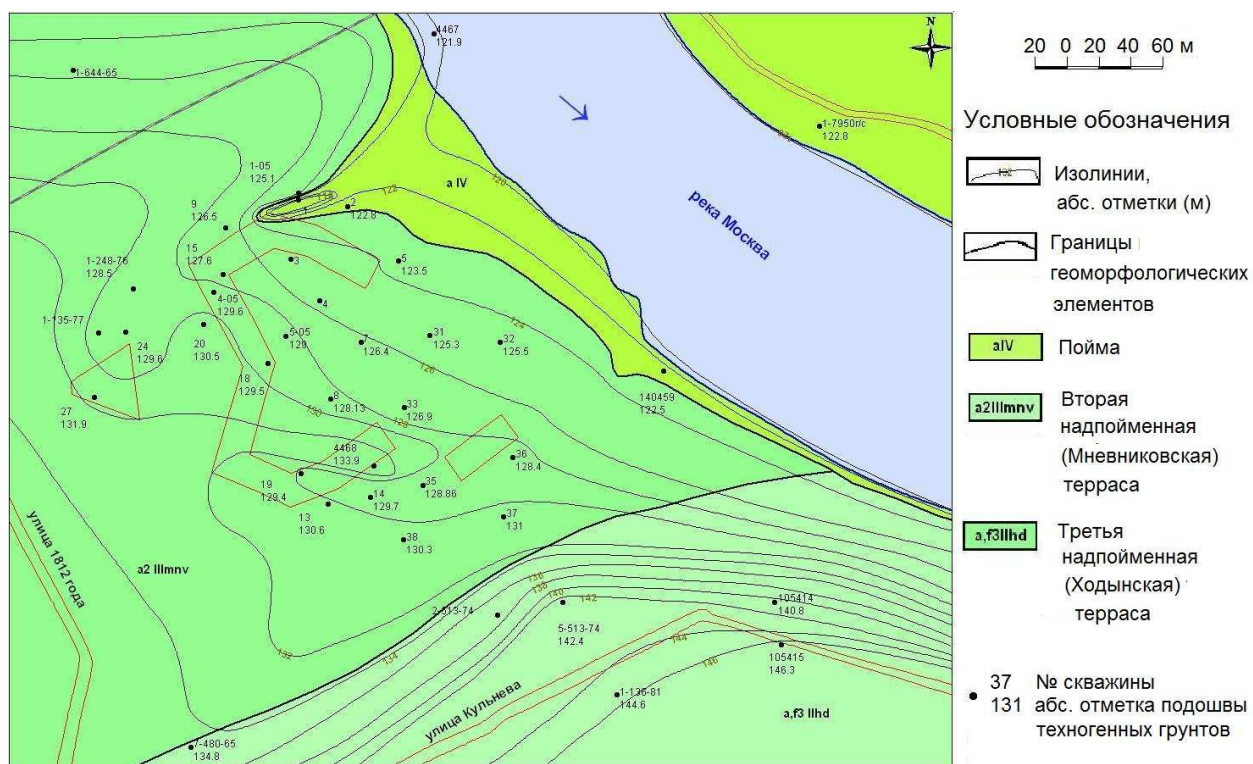


Рис. 6.5. Геоморфологическая карта подошвы техногенных отложений.

* В создании электронной базы данных и в картографическом моделировании с использованием программного продукта MapInfo принимал участие сотрудник ИГЭ РАН А.В. Петрасов.

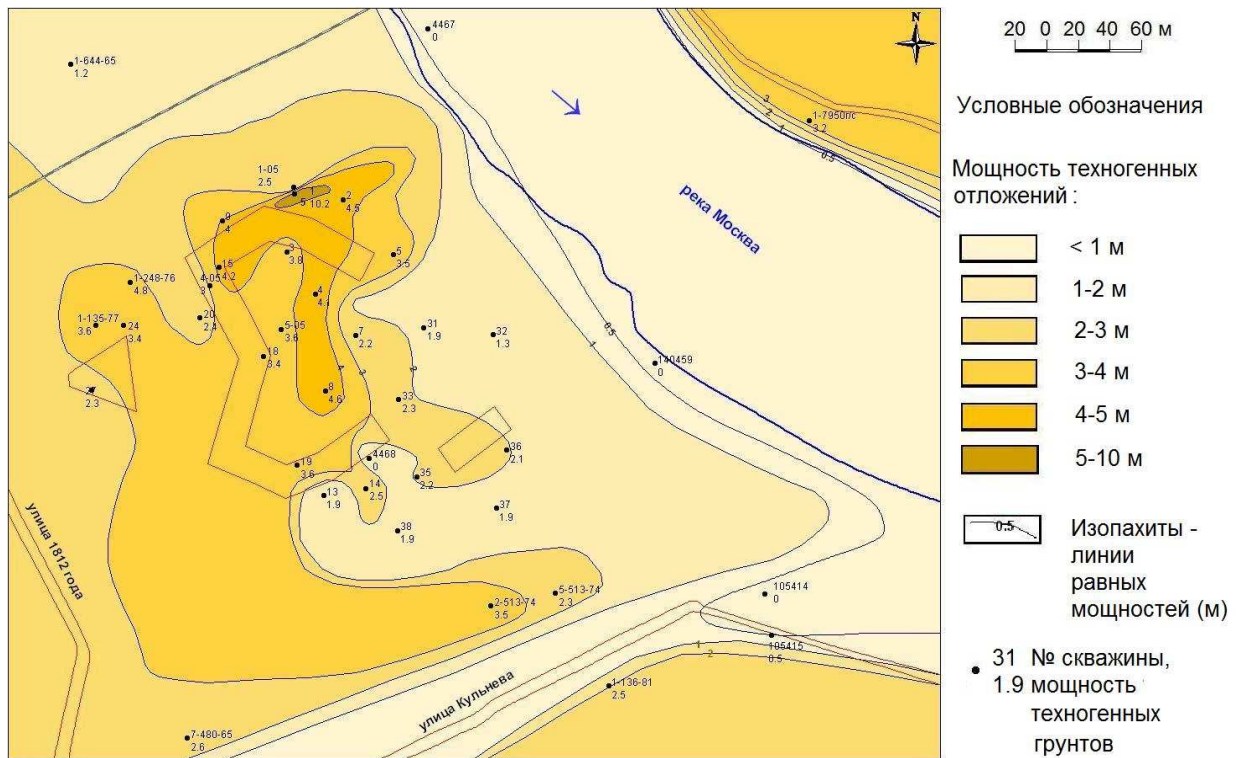


Рис. 6.6. Карта мощности техногенных грунтов.

Геологическое строение и гидрогеологические условия

В геологическом строении территории принимают участие современные насыпные и пойменные супесчано-суглинистые накопления мощностью 0.0–10.2 м и 0.0–4.5 м, средне- и верхнечетвертичные аллювиальные преимущественно песчаные отложения мощностью, обычно не превышающей 9.0 м и 4.6 м соответственно. Четвертичные грунты подстилаются мезозойскими песчано-глинистыми породами 3-х ярусов средней и верхней юры – титонского и нерасчлененных келловейского и оксфордского (рис. 6.7).

Отложения титонского яруса мощностью до 13.9 м образуют правый склон доледниковой долины с отметками 132–138 м на юго-западе и юге территории и 118 м вблизи современного русла р. Москва (рис. 6.7). В нижней части разреза они представлены глинами, мощность которых может достигать 12.3 м, а в верхней – суглинками, супесями или песками. Келловей-оксфордские глины, мощность которых на строительной площадке составляет 0.9–6.8 м, широкой полосой выходят на древнюю эрозионную поверхность в русле (≤ 116 м) и в прирусловой части прадолнины (116–118 м).

Ниже залегают палеозойские отложения верхнего карбона, состоящие из переслаивающихся толщ карбонатного и глинистого состава. Верхняя перхуровская толща, представленная трещиноватыми и закарстованными известняками, слагает достаточно ровную (111–115 м, рис. 6.8) поверхность с небольшим уклоном на юго-запад в сторону эрозионной ложбины доюрского времени формирования, которая расположена

за границами планшета. Перхуровские карбонатные породы подстилают четвертичные отложения по левому берегу реки, где юрские породы полностью эродированы (рис. 6.7).

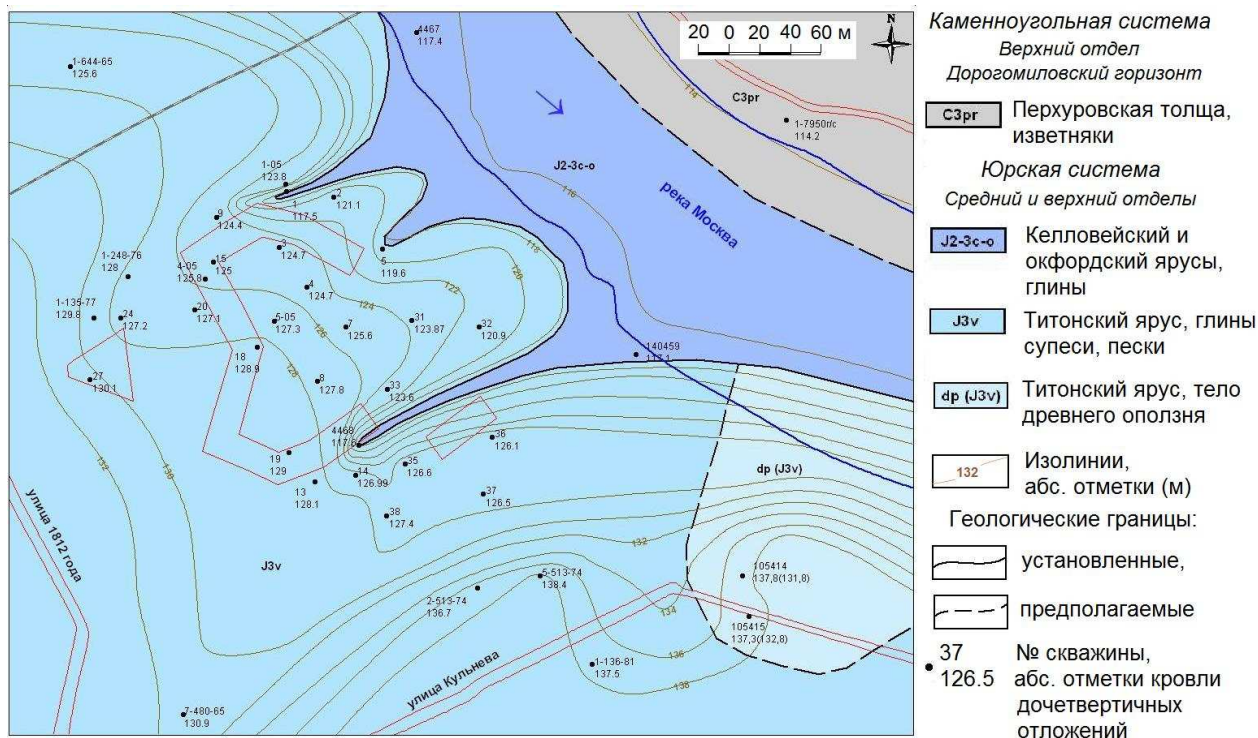


Рис. 6.7. Геологическая карта дочетвертичных отложений с изолиниями кровли.

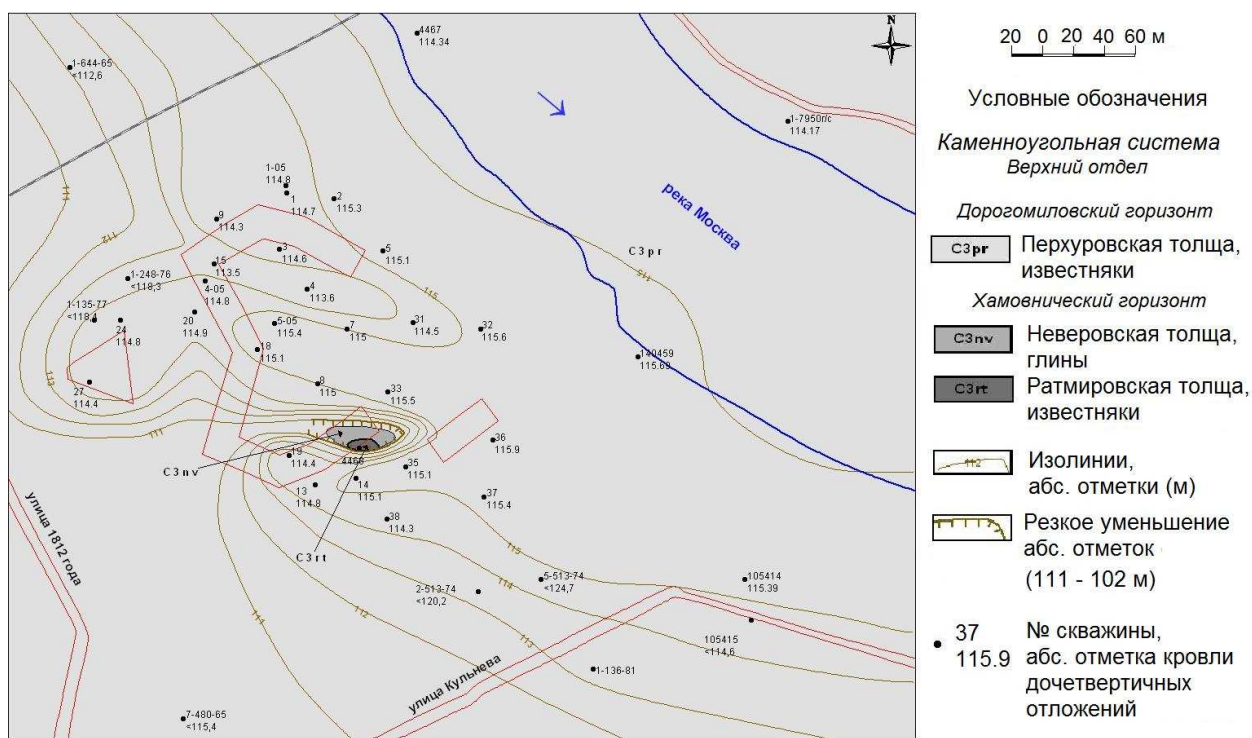


Рис. 6.8. Геологическая карта каменноугольных отложений с изолиниями кровли.

На рис. 6.8 видно, что под южной башней жилого комплекса абс. отметки кровли перхуровской подсытки на участке с размерами в плане 44×16 м резко падают со 111 м до 102 м. В стенках и днище локального понижения каменноугольного рельефа обнажаются глины неверовской и известняки ратмировской толщ. Анализ изменения мощности, условий залегания и состояния палеозойских и мезозойских отложений позволяет утверждать, что – это древний провал сложного генезиса, возникший на рубеже палеозоя и мезозоя, когда его глубина составляла примерно 10 м, а ширина – 20–24 м (рис.6.9). Представляется, что причиной послужило обрушение кровли карстовых полостей в верхнекаменноугольных карбонатных породах и вынос разрушенных глин в трещинно-карстовые коллекторы среднекаменноугольных отложений. В пользу такого предположения указывает то, что в скв. 4468 на отметках 49.2–48.9 м зафиксирован провал бурового снаряда.

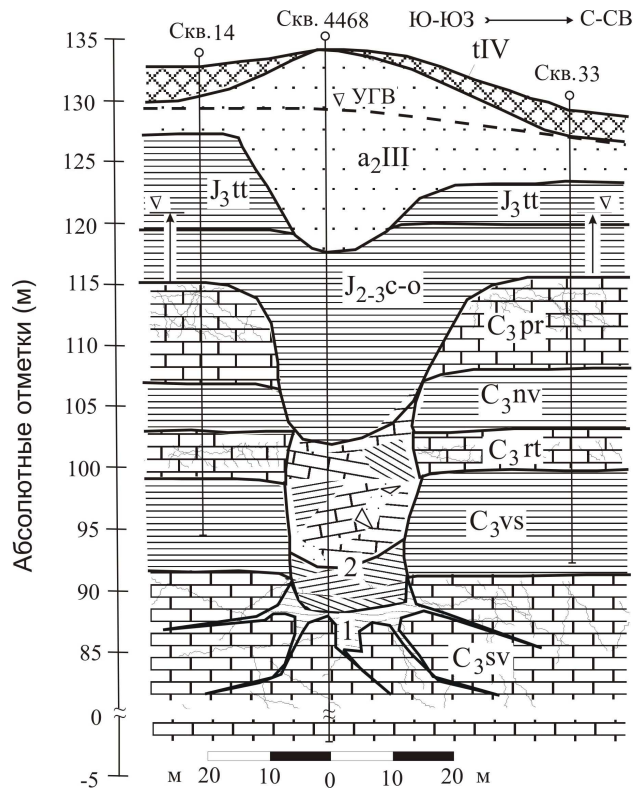


Рис. 6.9. Строение древнего карстового провала под южной башней жилого комплекса: tIV – насыпные грунты; a₂III – верхнечетвертичные аллювиальные пески второй надпойменной террасы; J₃tt, J₂₋₃c-o – глины титонского и нерасчлененных келловейского и оксфордского ярусов верхней и средней юры; C₃pr, C₃rt, C₃sv – перхуровская, ратмировская и суворовская карбонатные толщи верхнего карбона; C₃nv, C₃vs – верхнекаменноугольные неверовская и воскресенская глинистые толщи; 1 – ослабленный участок растворимых пород, 2 – тело древнего провала. УГВ – уровень грунтовых вод, стрелками показан напор перхуровского водоносного пласта; Сква. 14 – скважина и ее номер.

После образования древней воронки, по-видимому, имели место процессы растворения и суффозии в ее окрестности, однако главную роль играла эрозия, протекавшая в течение длительной эпохи континентального перерыва в осадконакоплении. Она и сформировала древний рельеф, показанный на рис. 6.8. Именно этим процессом, а не повторными просадками обусловлено понижение кровли мезозойских отложений на рис. 6.9 (см. также рис. 6.7). О стабильном состоянии тела провала в течение плейстоцена и голоцена свидетельствуют высокие абс. отметки кровли аллювиальных песков и крайне малая мощность техногенных грунтов.

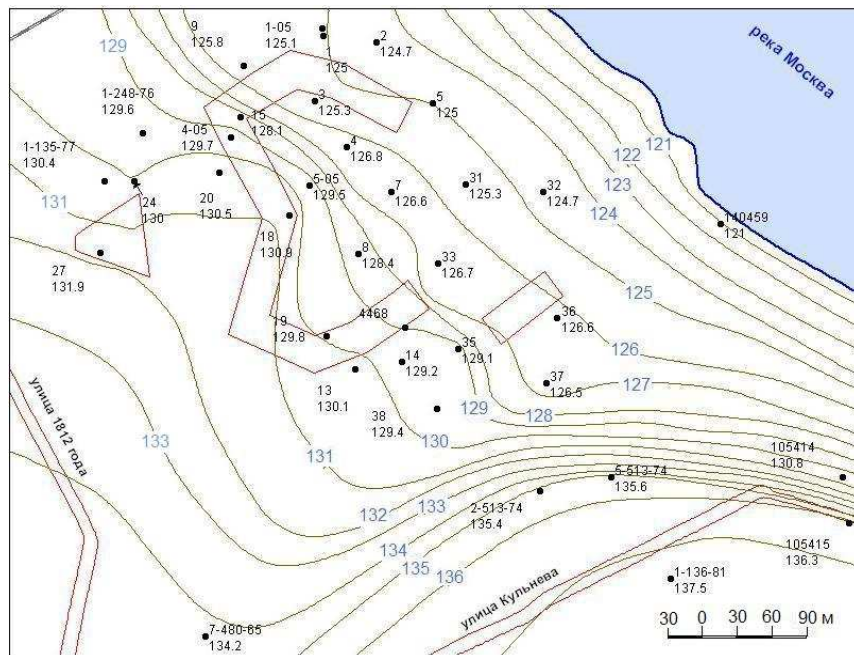


Рис. 6.10. Карта гидроизогипс комплекса грунтовых вод.

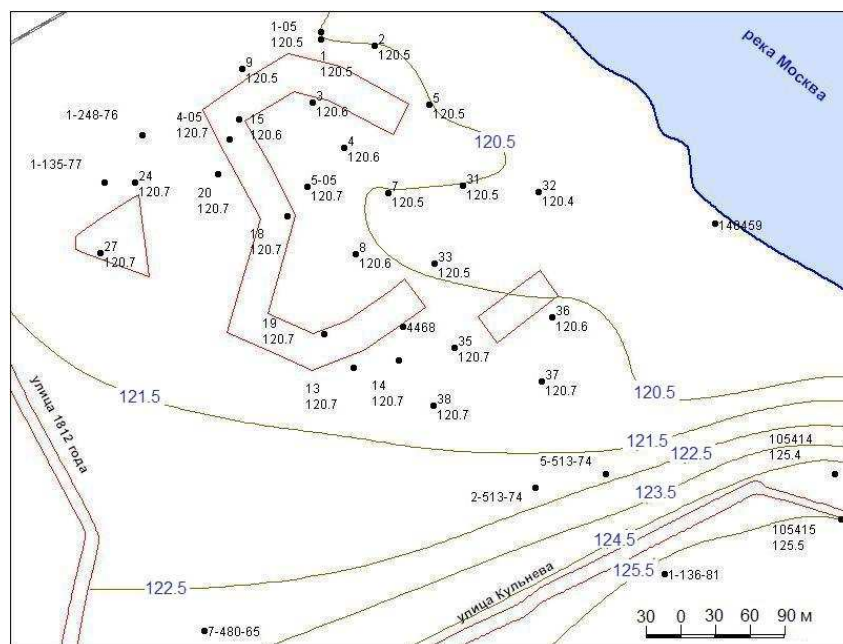


Рис. 6.11. Карта гидроизопьез перхуровского водоносного горизонта.

Гидрогеологические условия участка строительства до глубины 35–45 м определяются наличием надъяурского безнапорного комплекса (грунтовых вод) и напорного комплекса пластовых вод верхнекаменноугольных отложений. По измерениям в скважинах, пробуренных в марте–апреле 2007 г. [383], уровень грунтовых вод расположен на отметках 124.7–131.9 м, главной дренажной служит р. Москва (рис. 6.10). Практически ровная пьезометрическая поверхность перхуровского водоносного горизонта устанавливается на отметках 120.4–120.7 м (рис. 6.11), разность уровня и напора составляет 4.3–11.2 м.

Районирование территории по опасности образования провалов

Районы Москвы, где мощность глинистого пласта, разделяющего растворимые и песчано-глинистые отложения, равна или больше 10 м, в соответствии с Инструкцией [105] считаются неопасными в провальном отношении. Основой для такого заключения послужил огромный опыт работы московских геологов, в том числе и карстоведов [127, 210, 211, 384], которые заметили, что при выполнении этого условия территория нашего города устойчива, независимо от степени закарстованности каменноугольных пород, растворяющей способности подземных вод, интенсивности гидродинамического воздействия т.д. Для Москвы этот признак в настоящее время широко используется при оценочном районировании [23, 130, 153, 156, 183]. Если мощность глинистого экрана составляет 3–10 м и меньше 3 м, то территория относится соответственно к потенциально-опасной и опасной [105]. Это дает основания для выделения трех типов районов по мощности глин как определяющему критерию устойчивости: I – неопасного (≥ 10 м), II – потенциально-опасного (10–3 м), III – опасного (< 3 м).

В данном случае к экранирующим грунтам следует отнести также глинистые отложения, залегающие в основании титонского яруса, поскольку их состояние и физико-механические характеристики близки к тем, которыми характеризуются келловей-оксфордские глины, а вместе они составляют единый пласт в большей части территории (рис. 6.9). На рис. 6.12 видно, что суммарная мощность глин (0–16 м) уменьшается в СВ направлении. Очевидно, что это обусловлено доледниковой и современной речной эрозией, которая значительно переработала древний рельеф изучаемой территории.

Другим критерием провалообразования служит состояние карбонатных отложений. Важность учета этого показателя устойчивости пород и, самое главное, – их способности принимать и аккумулировать вышележащие грунты не вызывает сомнений (см. раздел 5.6). Но в настоящее время этот показатель учитывается при районировании (не только Москвы) в лучшем случае лишь качественно [130, 153, 156, 256].

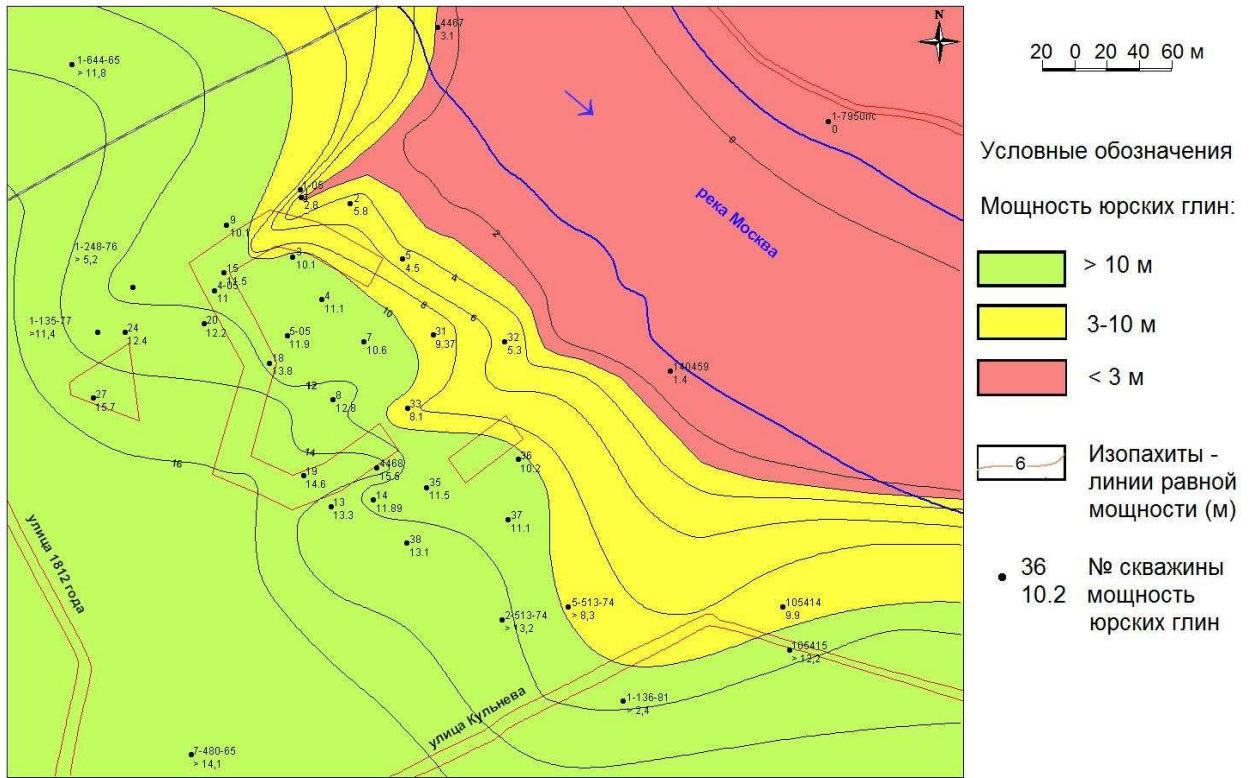


Рис. 6.12. Карта суммарной мощности юрских глин.

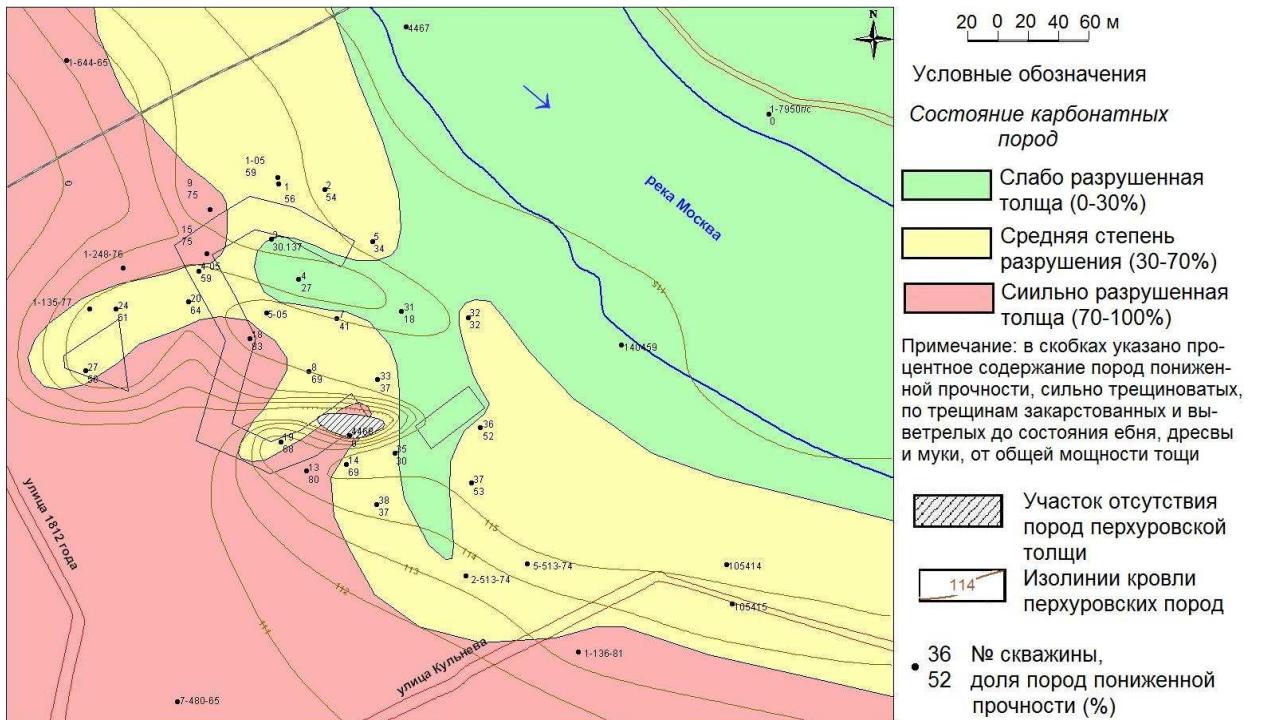


Рис. 6.13. Карта состояния карбонатных пород перхуровской подсвиты.

В карбонатных породах карстовый процесс в условиях затрудненного водообмена протекает в течение геологического времени, несопоставимого со сроком службы зданий и сооружений (см. раздел 1.3), поэтому нас интересует, прежде всего, верхняя пачка известняков. По отношению мощности прослоев сильнотрещиноватых и закарстованных

пород к общей мощности перхуровской толщи выделяются три типа подрайонов (рис. 6.13): А – слабо нарушенных пород (0–30%), В – средней степени (30–70%) и С – сильно разрушенных перхуровских известняков (70–100%). Анализ отображения этого признака на карте показывает, что его изменение имеет знак, противоположный знаку изменения первого признака провальной опасности (см. рис. 6.13 и 6.12). Это свидетельствует о том, что здесь главную роль в формировании инженерно-геологических особенностей карбонатных отложений играл доюрский, а не доледниковый эрозионный процесс.

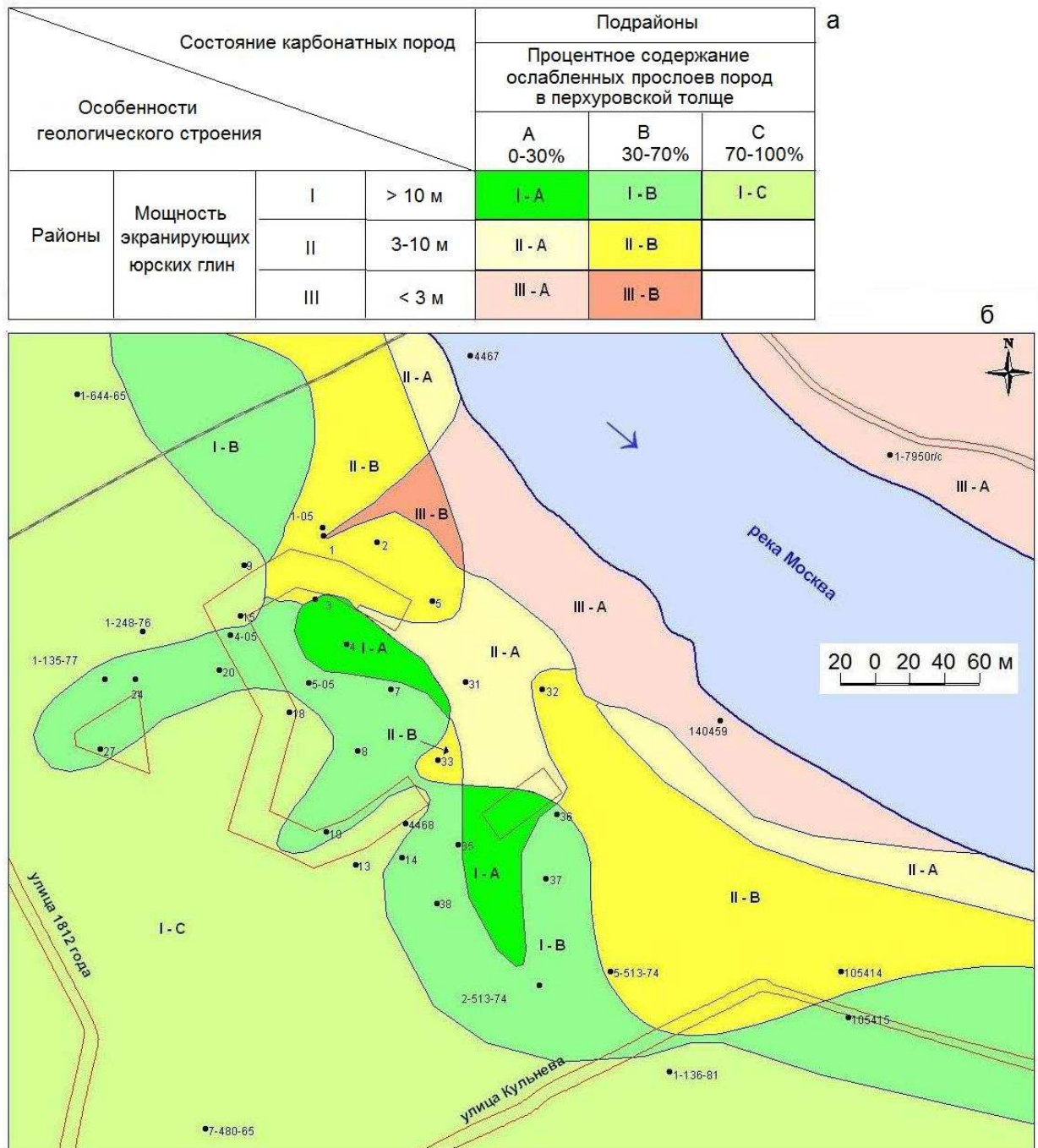


Рис. 6.14. Легенда (а) и карта (б) инженерно-геологического районирования по степени карстово-суффозионной опасности.

На рис. 6.14 видно, что при движении вправо по строкам и вниз по столбцам таблицы условных обозначений карстово-суффозионная опасность увеличивается. Из 9-ти максимально возможных сочетаний таксонов встречены только семь подрайонов. Причем большая часть всех проектируемых зданий находится в неопасном районе I. Древний провал под южной башней, как следует из анализа динамики его развития, находится в устойчивом состоянии как минимум последние 1.6 млн. лет и в настоящее время надежно бронирован мощной толщей юрских глин (15.5 м) и аллювиальных песков (16.3 м).

Во втором районе наиболее благоприятны для строительства таксоны II-A. Причем подрайон II-A, в который попадает СВ угол школы и Ю край северной башни следует признать неопасным (рис. 6.14). Действительно, мощность глин здесь вблизи проектируемых зданий составляет 8–10 м (рис. 6.12), то есть ненамного отличается от их мощности в районе I, а степень закарстованности известняков минимальная. Градиенты вертикальной фильтрации, вычисленные по данным картографического моделирования (рис. 6.10–6.12), не превышают значений $I = 0.5–0.7$. Поэтому гидродинамическое давление не способно вызвать фильтрационный выпор глин с достаточно высокими физико-механическими характеристиками даже при наличии открытых полостей в известняках (согласно [105] для опасных районов $I > 3$). И уж тем более это невозможно, если таких полостей не обнаружено. Следует добавить, что мощность перхуровской толщи во всех подрайонах II-A невелика – 6.6–7.8 м, поэтому даже в случае разрушения вышележащих отложений трещинно-поровое пространство известняков окажется закольматированным, и процесс не выйдет на земную поверхность (см. раздел 5.6).

Таким образом, практический интерес представляют подрайон II-B, в пределах которого находится почти вся северная башня, и расположенный рядом подрайон III-B, который характеризуется наибольшей опасностью появления провалов на земной поверхности (рис. 6.14, б). Для последнего таксона необходимо выполнить анализ физического риска потерь. Оценку экономического риска для жилого комплекса в подрайоне II-B, следует дать с учетом изменения существующих условий в ходе строительства.

Анализ физического риска поражения территории провалами

На территории строительства и вблизи нее современные провалы отсутствуют, поэтому единственным способом определения их диаметра и в конечном итоге карстово-суффозионного риска, является расчетный. На рис. 6.15 (а) показано схематическое строение массива в подрайоне III-B, оно отражает реальный разрез скважин 1-05, 1, 2 [383], а также площадное изменение геологических и гидрогеологических условий на картах (рис. 6.5–6.8, 6.10–6.12). Рабочая гипотеза формулируется следующим образом

(рис. 6.15, б, в). При критических значениях ширины ослабленного участка в подошве глин, образовавшегося, например, в результате выноса элювия eC_3 (рис. 6.15, а), устойчивость экранирующего слоя нарушается. Происходить это может в результате смещения глинистых грунтов по кругу цилиндрической поверхности (рис. 6.15, б) или обрушения свода, высота которого не меньше мощности экрана m (рис. 6.15, в). В первом случае грунтовый цилиндр 1 испытывает давление от веса свода 2, во втором – блоки, консольно-зависающие над сводообразным вывалом 3, неустойчивы (см. раздел 3.2).

Учитывая достаточно высокую плотность аллювиальных песков и отсутствие крупных открытых полостей, а значит, и медленное развитие процесса, полагаем, что реализуется первая форма движения, которая, как следует из раздела 4.1, характеризуется последовательным, снизу вверх, образованием сводчатых структур в границах трубообразного канала (рис. 6.15, б, в). В силу небольшой прочности техногенных грунтов они не могут противостоять обрушению, и канал беспрепятственно достигает земной поверхности, после чего появляется карстово-суффозионная воронка с первоначальным диаметром $D_1 \approx D$. Поскольку механизм процесса определяется поведением юрских глин и аллювиальных песков, считаем покровную толщу двухслойной.

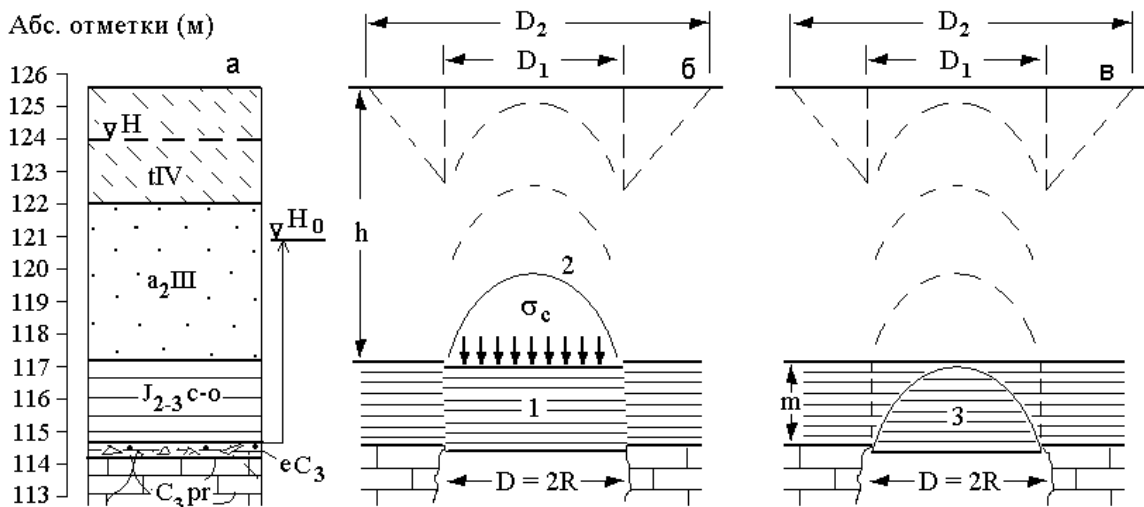


Рис. 6.15. Строение массива пород в подрайоне III-B (а) и сценарии возможного образования провалов (б, в): eC_3 – элювий карбонатных пород, Н, H_0 – уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод, 1 – цилиндрический блок, 2, 3 – своды обрушения в песках и глинах, σ_c – давление от веса свода. Тонкие пунктирные линии показывают развитие поверхностей смещения. Остальные обозначения см. на рис. 6.9.

Для первого сценария провалообразования давление на кровлю глин, как показано в разделе 4.2, может быть разным в зависимости от относительной мощности верхнего песчаного слоя h/D . Этот эффект обусловлен процессами самоорганизации массива пород, о которых говорилось в разделе 2.4. Однако заранее диаметр полости мы не знаем, модель Бирбаумера в первую очередь как раз и направлена на его определение. Поэтому считаем

сначала, что мощность четвертичных отложений больше высоты зоны разгрузки напряжений: $h > b_2 = D/2\text{tg}(\varphi_2/2)$. Тогда в соответствии с условием (4.13) диаметр D можно найти, воспользовавшись решением (3.25) из раздела 3.2. Для удобства приведем его еще раз в виде

$$D_1 \approx D = 2Gm[(1 + 2(\gamma_1^* \text{mtg}\varphi_1 \xi_1 + 2C)\text{tg}\varphi_2/\gamma_2' G^2 m)^{0.5} - 1]. \quad (6.4)$$

Напомним, что $G = (\gamma_1^* \text{tg}\varphi_2 - \gamma_2' \text{tg}\varphi_1 \xi_1)/\gamma_2'$, $\gamma^* = \gamma + \gamma_w I$ – объемный вес грунта с учетом гидродинамического давления, $\gamma = (\gamma_s - \gamma_w)(1 - n)$ – вес взвешенного в воде грунта ($I = \Delta H/m$ – градиент давления, $\gamma_w \approx 10 \text{ кН/м}^3$ – вес воды). Нижний индекс “1” указывает на принадлежность к компетентному слою, а “2” – к вышележащим пескам.

В табл. 6.2 приведены результаты вычислений по формуле (6.4). Двухметровая мощность водоупора и трехметровая разность уровней грунтовых и трещинно-карстовых вод наблюдаются в подрайоне III-B вблизи участка строительства (рис. 6.10–6.12), максимальная мощность глин характеризует границу районов II и III около северной башни (рис. 6.14). Остальные расчетные показатели, указанные в таблице, получены при изысканиях [383].

Таблица 6.2. Диаметр возможного провала $D_1 = D$ в подрайоне III-B, полученный с учетом гидродинамического воздействия на основании расчетной модели (6.4)

Расчетные характеристики грунтов экранирующего слоя (1) мощностью m и песчаной толщи (2) мощностью h										Диаметр полости и критические значения мощности песков (м)		
m , м	h , м	ΔH , м	γ_{s1} , кН/м^3	n_1	φ_1 , град	C , кПа	γ_{s2} , кН/м^3	n_2	φ_2 , град	D , м	$h_{\text{кр}2} = D/4(\xi \text{tg}\varphi)_2$	$h_{\text{кр}3} = b_2 = D/2\text{tg}(\varphi_2/2)$
2	9.5	3	27.4	0.56	17	58	26.5	0.38	32	7.2	9.3	12.5
3	8.5	3	27.4	0.56	17	58	26.5	0.38	32	9.1	11.9	15.9

Примечания: C – сцепление глин; γ_s , n , φ – плотность минеральной части, пористость и угол внутреннего трения грунтов; ΔH – разность напоров подземных вод; $h_{\text{кр}2}$ – мощность, вблизи которой механизм процесса резко меняется; $h_{\text{кр}3} = b_2$ – мощность, равная высоте зоны разгрузки напряжений; ξ – коэффициент бокового давления.

Видно (табл. 6.2), что $h < b_2$ при любой мощности глин, то есть наше допущение неправомерно. Тогда в соответствии с условием (4.12) принимаем, что $D/4\xi \text{tg}\varphi \leq h \leq D/2\text{tg}(\varphi/2)$ и $\sigma_{\text{св}} = \sigma_z = \gamma_2' R/4\xi_2 \text{tg}\varphi_2$. Находим диаметр воронки из уравнения предельного равновесия (3.23), подставляя в него $\sigma_{\text{св}} = \gamma_2' R/4\xi_2 \text{tg}\varphi_2$. Запишем решение полученного при этом квадратного уравнения в виде, аналогичном (6.4):

$$D = 2Gm[(1 + 2(\gamma_1^* m \xi_1 \text{tg}\varphi_1 + 2C)2\xi_2 \text{tg}\varphi_2/\gamma_2' G^2 m)^{0.5} - 1], \quad (6.5)$$

где $G = (\gamma_1^* 2\xi_2 \text{tg}\varphi_2 - \gamma_2' \text{tg}\varphi_1 \xi_1)/\gamma_2'$.

Результаты вычислений показывают (табл. 6.3), что для минимальной мощности глин допущение $h_{кр2} \leq h \leq h_{кр3}$ вполне корректно и, следовательно, $D_1 = 6.3$ м, но при $m = 3$ м $D_1 \neq 8.0$ м, так как h заметно меньше $h_{кр2}$. Согласно выводу (4.11) для определения диаметра в этом случае вполне пригодна классическая модель Бирбаумера, рассмотренная в разделе 3.2. Пренебрегая для простоты увеличением объемного веса песков в зоне аэрации, запишем суммарные сдвигающую F (3.16) и удерживающую N (3.17) силы:

$$F = \pi D^2(\gamma_2' h + \gamma_1 * m)/4, \quad (6.6)$$

$$N = \pi D(\gamma_2' h^2 \xi_2 \text{tg} \varphi_2 / 2 + \gamma_1 * m^2 \xi_1 \text{tg} \varphi_1 / 2 + mC). \quad (6.7)$$

Равенство уравнений (6.6) и (6.7) дает:

$$D = 2(\gamma_2' h^2 \xi_2 \text{tg} \varphi_2 + \gamma_1 * m^2 \xi_1 \text{tg} \varphi_1 + 2mC) / (\gamma_2' h + \gamma_1 * m). \quad (6.8)$$

Поскольку все входящие в (6.8) параметры ничем не отличаются от тех, что использовались выше, в табл. 6.4 приведен лишь конечный результат. Заметим, что, несмотря на уменьшение значений D и $h_{кр}$ в последней строке табл. 6.4 по сравнению с такой же строкой табл. 6.3 условие $h < h_{кр2}$ по-прежнему выполняется, следовательно, решение для случая $m = 3$ м верное.

Таблица 6.3. Диаметр возможного провала $D_1 = D$ в подрайоне III-B, полученный с использованием модели (6.5)

Расчетные характеристики грунтов экранирующего слоя (1) мощностью m и песчаной толщи (2) мощностью h										Диаметр полости и критические значения мощности песков (м)		
m , м	h , м	ΔH , м	γ_{s1} , кН/м ³	n_1	φ_1 , град	C , кПа	γ_{s2} , кН/м ³	n_2	φ_2 , град	D , м	$h_{кр2} = D/4(\xi \text{tg} \varphi)_2$	$h_{кр3} = b_2 = D/2 \text{tg}(\varphi_2/2)$
2	9.5	3	27.4	0.56	17	58	26.5	0.38	32	6.3	8.2	11.0
3	8.5	3	27.4	0.56	17	58	26.5	0.38	32	8.0	10.5	14.0

Таблица 6.4. Результаты определения диаметра провалов в подрайоне III-B, полученные с использованием модели Бирбаумера методом последовательных приближений

Мощности глинистого m и песчаного h слоев и номер расчетной зависимости			Диаметр полости D и провала $D_1 = D$ (м)		Критические значения мощности песков (м)	
m (м)	h (м)	№	D	Средний $D_{ср}$	$h_{кр2} = D/4(\xi \text{tg} \varphi)_2$	$h_{кр3} = b_2 = D/2 \text{tg}(\varphi_2/2)$
2	9.5	(6.5)	6.3	6.8	8.2	11.0
3	8.5	(6.8)	7.4		9.6	12.9

Таким образом, под действием собственного веса грунтов и перетекания грунтовых вод диаметр возможных карстово-суффозионных провалов в наиболее опасном для данной территории таксоне лежит в пределах 6.3–7.4 м, среднее значение составляет 6.8 м (табл. 6.4). В соответствии с нормативными документами [253] устойчивость подрайона

III-B по значениям диаметра провала, полученным с использованием различных модификаций модели Бирбаумера, относится к категории В ($D = 3-10$ м).

Для вычисления D_1 по второму сценарию обратимся к модели (3.29), рассмотренной в разделе 3.2:

$$D_1 \approx D = 2m \cdot (\operatorname{tg}\varphi_1 + C/\sigma_z), \quad (6.9)$$

где $\sigma_z = \gamma_2(h + m - H) + \gamma_2'(H - m) + \gamma_1^*m$, γ_2 – вес влажного песка (рис. 6.15, а), b_1 – высота свода обрушения (3, рис. 6.15, в). Будем, как и раньше, считать, что увеличение веса песка в зоне аэрации в силу ее небольшой мощности не изменит кардинально значения $D_1 \approx D$. Иначе говоря, принимаем, что $\sigma_z \approx \gamma_2'h + \gamma_1^*m$. Однако зависимость (6.9) не учитывает увеличения σ_z на краях карстовой полости, во многом благодаря которому, как отмечалось в главах 2, 4, и начинается процесс образования провалов.

Введем понятие угла «крепости», или лучше – приведенного угла трения связных пород, аналогичного углу Амонтона для несвязных грунтов:

$$\psi = \operatorname{arctg}(\tau/\sigma_z) = \operatorname{arctg}(\operatorname{tg}\varphi_1 + C/\sigma_z). \quad (6.10)$$

При этом средневзвешенное значение угла трения для всей покровной толщи составит

$$\varphi_{\text{срв}} = (\varphi_2 h + \psi m)/(h + m). \quad (6.11)$$

Теперь мы вправе оценить концентрацию напряжений по формуле (4.9), полученной в разделе 4.2, заменив угол трения на его средневзвешенное значение:

$$K_z = 1 + 2(h - b_2)\operatorname{tg}(\varphi_{\text{срв}}/2)\sin(\varphi_{\text{срв}}/2)/(\varphi_{\text{срв}}h), \quad (6.12)$$

где $b_2 = D/2\operatorname{tg}(\varphi_{\text{срв}}/2)$ – высота зоны разгрузки напряжений (4.4) из того же раздела, и переписать расчетную модель (6.10) в виде

$$D_1 \approx D = 2m \cdot (\operatorname{tg}\varphi_1 + C/K_z\sigma_z). \quad (6.13)$$

Заметим, что введение углов (6.10), (6.11) понадобилось только потому, что рассматриваемый механизм образования окна в водоупоре не позволяет считать цилиндрический блок глины над полостью жестким. Таким образом, в данном случае зона разгрузки начинается не от кровли разделяющего пласта, как в модели Бирбаумера, а от кромок карстовой полости.

Подставляя (6.12) в (6.13), приходим к довольно громоздкому квадратному уравнению, которое можно представить следующим образом:

$$D^2E - 2D(1 + EF + EG) + 4(F + EFG + mC/\sigma_z) = 0, \quad (6.14)$$

где $E = 2\sin(\varphi_{\text{срв}}/2)/(\varphi_{\text{срв}}h')$; $F = m\operatorname{tg}\varphi_1$; $G = h'\operatorname{tg}(\varphi_{\text{срв}}/2)$. В этих обозначениях $h' = h + m$. Уравнение (6.14), с учетом механики процесса, имеет единственное решение:

$$D = \{(1 + EF + EG) - [(1 + EF + EG)^2 - 4E(EFG + F + mC/\sigma_z)]^{0.5}\}/E. \quad (6.15)$$

Причем коэффициент концентрации в принятых обозначениях записывается так:

$$K_z = 1 + EG - DE/2.$$

Результаты расчетов, приведенные в табл. 6.5, показывают, что, как и в первом случае (см. табл. 6.2–6.4), главным фактором, влияющим на размер провалов, является мощность разделяющего слоя, что еще раз свидетельствует о важности этого критерия и необходимости его учета при изысканиях. По средним значениям D_1 , полученным с помощью (6.9), (6.15), подрайон III-B также относится к категории В ($D = 3–10$ м).

Вместе с тем видно, что при тех же самых инженерно-геологических характеристиках массива вторая модель (табл. 6.5) дает в два раза меньшие значения диаметра, чем первая (табл. 6.4). С увеличением K_z диаметр провала уменьшается. Разница в значениях D_1 , полученных с помощью уравнений (6.9) и (6.15) не превышает 0.3 м (табл. 6.5). В других условиях и, в частности, при $(h + m) \gg b_2$ она может оказаться существенной, но главное не это. Здесь мы сталкиваемся с очень важным, если не сказать, принципиальным вопросом, который можно сформулировать так: увеличивается или уменьшается карстово-суффозионная опасность с ростом вертикальных напряжений? Или, какой сценарий провалообразования опасней – первый или второй?

Таблица 6.5. Результаты определения диаметра провалов в подрайоне III-B, полученные с учетом силового воздействия подземных вод на основании модели Протодьяконова

Номер уравнения, мощность глин и песков			Новые расчетные характеристики				Диаметр полости D и провала $D_1 = D$	
№	m (м)	h (м)	ψ (град.)	$\varphi_{срв}$ (град)	b_2 (м)	K_z	D (м)	$D_{ср}$ (м)
(6.9)	2	9.5	35.5	32.6	0	1	2.9	3.6
	3	8.5	35.8	33.0			4.3	
(6.15)	2	9.5	35.5	32.6	4.5	1.18	2.6	3.3
	3	8.5	35.8	33.0	6.9	1.12	4.1	

Примечания: ψ – приведенный угол трения глин, $\varphi_{срв}$ – средневзвешенное значение угла трения всей покровной толщи, b_2 – высота зоны разгрузки напряжений, K_z – коэффициент концентрации вертикальных напряжений на краях карстовой полости.

Если следовать предписаниям нормативных документов, то модель Бирбаумера предсказывает большую опасность, чем модель Протодьяконова, а концентрация напряжений на краях карстовой полости уменьшает ее. На самом деле все ровно наоборот. По первой расчетной схеме экранирующий слой сохранит устойчивость над карстовой полостью с пролетом $D = 6–7$ м (табл. 6.4), а по второй – разрушится уже при $D \approx 3.5$ м (табл. 6.5). Здесь необходимо принимать во внимание и то, что малые полости в массиве встречаются намного чаще, чем большие, и то, что в иных инженерно-геологических условиях может реализоваться вторая форма движения несвязных грунтов и, следовательно, диаметр свежей воронки $D_1 \neq D$.

Затронутая выше проблема требует, по крайней мере, осмысления, а возможно, и дополнительных исследований. Сейчас же констатируем лишь тот факт, что “опасность” и “неустойчивость” синонимами не являются, и далее будем придерживаться буквы нормативных документов. При этом к средним значениям диаметра, приведенным в таблицах 6.4, 6.5, следует отнести как к показателям, характеризующим соответственно наихудший (пессимистический) и наилучший (оптимистический) сценарии развития процесса. Для последнего случая, пользуясь той же логикой, выбираем $(D_1)_{cp} = 3.6$ м.

Прежде чем перейти к анализу риска, заметим, что он, как отмечалось в разделе 1.4, сводится к идентификации опасности и прогнозу обусловленного ею ущерба. Ущерб во многом определяется уязвимостью объекта (реципиента риска) и, если речь идет о разрушении зданий и сооружений, то – в первую очередь их конструктивными особенностями. Поэтому вряд ли стоит ожидать всесторонней оценки экономического риска от специалиста-геолога. А вот определение риска потерь земельных угодий (физического риска) в данном случае от карстово-суффозионного процесса – это задача, которую инженеры-геологи успешно решали задолго до появления термина “риск”.

Что касается идентификации опасности, то здесь существуют два ключевых момента – определение диаметра возможных провалов и повторяемости процесса. Будем считать, что первый момент мы полностью осветили, второй же подробно рассмотрен в главе 1. Поскольку подрайон III-B, очевидно, является потенциально опасным, то в соответствии с данными, полученными в разделе 1.4, принимаем, что интенсивность провалообразования равняется $\lambda = 0.0081 \text{ км}^{-2}\text{год}^{-1}$.

Величина физического риска может быть найдена из выражения (1.1) раздела 1.4:

$$R_f = \pi(D_{в})_{cp}^2 \lambda / 4, \quad (6.16)$$

Рекомендуется рассчитывать максимальное и среднее значения риска [235], а мы оценим пределы его изменения. Подставляя в (6.16) установленные выше значения $(D_1)_{min} = 3.6$ м, $(D_1)_{max} = 6.8$ м, получаем: $(R_f)_{min} = 0.082 \text{ м}^2/\text{км}^2\text{год}$, $(R_f)_{max} = 0.298 \text{ м}^2/\text{км}^2\text{год}$.

В классификации работы [226, с. 179] выделяются шесть категорий провальной опасности: от незначительно опасной I до чрезвычайно опасной VI. Полученные выше предельные значения R_f попадают в первую ($< 0.1 \text{ м}^2/\text{км}^2\text{год}$) и малоопасную вторую ($0.1–1 \text{ м}^2/\text{км}^2\text{год}$) категории. Таким образом, в существующих условиях риск поражения территории строительства карстово-суффозионными провалами даже в самом опасном по инженерно-геологическим признакам таксоне районирования крайне мал.

Анализ экономического риска

Согласно проектным решениям фундаментом служит монолитная железобетонная плита под защитой стены в грунте, опущенной в толщу юрских глин. В подрайоне II-B

глубина заложения фундаментной плиты и давление на массив пород под северной башней составляют 14 м и 4–5 кг/см², планировочная отметка – 0.00 = 133.0 м [383]. При этом ситуация схематизируется следующим образом (рис. 6.16). Считаем давление от веса сооружения, приложенное к целику юрских глин, равномерно распределенным и равным $\sigma_{\phi} = 450$ кПа. Стена в грунте исключает перетекание грунтовых вод в перхуровский водоносный горизонт. Пьезометрический уровень последнего находится на отметках 120.4–120.7 м. Суффозия также исключается, поскольку несвязные грунты полностью вынимаются.

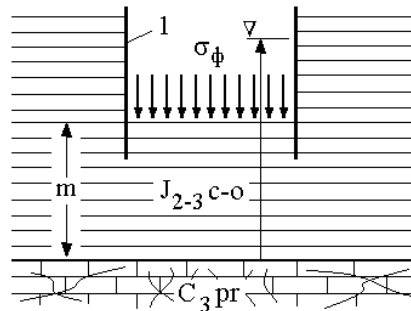


Рис. 6.16. Схема для расчета устойчивости массива пород в измененных при строительстве условиях (подрайон II-B): 1 – стена в грунте, σ_{ϕ} – давление по подошве фундамента, стрелкой показан избыточный напор трещинно-карстовых вод.

Таким образом, рассчитывается диаметр собственно карстового провала в основании сооружения, который образуется при смещении юрских глин по кругу цилиндрической поверхности или при обрушении свода высотой $b_1 = m$. Провал образуется под действием веса взвешенных в воде грунтов, равномерно распределенной нагрузки от сооружения и направленного вверх гидродинамического давления. С учетом знака последнего объемный вес глин уменьшается: $\gamma_1^* = \gamma_1' - \gamma_w I$.

По первой схеме диаметр легко находится из уравнения предельного равновесия (3.23), так как в отличие от σ_c контактное давление σ_{ϕ} не зависит от D :

$$D_1 = D = 4m[(\sigma_{\phi} + \gamma_1^* m/2)\text{tg}\varphi_1 \xi_1 + C]/(\sigma_{\phi} + \gamma_1^* m), \quad (6.17)$$

где m – мощность глин под фундаментной плитой. Для вычисления $D_1 = D$ по второй схеме воспользуемся решением (6.9), в котором сжимающие напряжения положим равными $\sigma_z = \sigma_{\phi} + \gamma_1^* m$.

Расчетные характеристики глинистых целиков и результаты вычислений D по формулам (6.9), (6.17) приведены в табл. 6.6. В качестве опорных выбирались скважины, пробуренные внутри контура будущего здания. Учитывались также значения мощности глин и избыточного напора верхнекаменноугольных вод в ближайших скважинах и общие

закономерностей изменения геологического строения и гидрогеологических условий (рис. 6.6, 6.8, 6.10, 6.11).

Таблица 6.6. Результаты определения размеров возможного провала под северной башней по моделям Протодьяконова (6.9) и Бирбаумера (6.17)

Номера опорных скважин и расчетные характеристики (m – мощность целика келловей-оксфордских глин под фундаментной плитой; σ_{ϕ} – давление от веса здания; другие обозначения см. табл. 6.2).								Диаметр полости D и провала $D_1 = D$ (м)			
								(6.9)		(6.17)	
№№ скв.	m , м	ΔH , м	γ_{s1} , кН/м ³	n_1	ϕ_1 , град	C , кПа	σ_{ϕ} , кПа	D	D_{cp}	D	D_{cp}
9; 3	4.6	6.1	27.4	0.56	17	58	450	4.1	3.9	5.7	5.4
4; 5	4.4	6.2	27.4	0.56	17	58	450	3.9		5.5	
2; 3	4.1	5.6	27.4	0.56	17	58	450	3.6		5.1	

Видно (табл. 6.6), что близость значений m предопределяет и близость значений D , находящихся в предпоследнем или четвертом справа столбцах таблицы. Как и следовало ожидать, ширина воронки, вычисленная по модели Бирбаумера больше той, что найдена с помощью модели Протодьяконова ($\Delta D_1 = 1.5$ м). При интенсивности процесса $\lambda = 0.01 \text{ км}^{-2}\text{год}^{-1}$ строительная площадка под северной башней согласно классификациям СНиП 22-02-2003 принадлежат к категории относительно устойчивых районов V-B.

Полный дифференцированный риск экономических потерь от провальной опасности согласно [235] можно рассчитать по формуле (1.2) раздела 1.4:

$$R_e = S_{\phi} \cdot \lambda \cdot V_e \cdot D_e \cdot 10^{-6}, \quad (6.18)$$

где $S_{\phi} = 2200 \text{ м}^2$ – площадь фундамента северной башни; V_e – ее экономическая уязвимость для так называемой одномоментной опасности, к которой относится и опасность провалообразования; $D_e = 100 \%$ – стоимость. Для определения экономической уязвимости здания удобно воспользоваться рекомендуемой в [235, с. 42] таблицей. Для этого найдем соотношения площадей провалов и фундамента, ориентируясь на средние значения диаметра воронок, указанные в табл. 6.6: $(S_B/S_{\phi})_{\min} = 11.76/2200 = 0.0053$, $(S_B/S_{\phi})_{\max} = 23.00/2200 = 0.0105$. Поскольку и первое, и второе значения S_B/S_{ϕ} меньше 0.1, то согласно [235] уязвимость здания с учетом его типа (монолитное железобетонное) оказывается равной $V_e = 0.002\text{--}0.015$ и не зависит от сценария процесса.

Подставляя в (6.18) максимальную величину уязвимости ($V_e = 0,015$) и значения других сомножителей, находим, что $(R_e)_{\max} = 2.7 \cdot 10^{-5} \%$ /год. Приняв срок эксплуатации проектируемого комплекса, равным $T = 50$ лет, видим, что в течение этого срока доля потерь, связанная с развитием карстово-суффозионного процесса, не превысит $T \cdot (R_e)_{\max} =$

0.13 % от стоимости строительства. На наш взгляд, полученные результаты свидетельствуют о том, что выполнять геотехнические или конструктивные защитные мероприятия в подрайоне II-B экономически нецелесообразно.

6.3. Прогноз провалообразования в Дзержинском карстовом районе при изменении гидродинамического режима

Город Дзержинск Нижегородской области основан на месте Чернореченской железнодорожной станции и пос. Растяпино и в 1930 г. (Ильин А.Н. и др. 1960). Активное инженерно-геологическое изучение этого района начинается в конце 1920-х – начале 1930 гг., когда производства химической промышленности, заложенные здесь до революции, стали интенсивно расширяться.

Вскоре становится ясным, что по геологическим причинам место строительства важных хозяйственных объектов выбрано неудачно. И 10 мая 1941 г. СНК СССР принимает решение о создании Дзержинской карстовой станции [111]. Причиной такого решения послужила угроза возникновения катастрофических ситуаций в результате образования карстовых провалов. Из-за Великой Отечественной войны и последующего восстановления страны создание столь нужной организации откладывается на 11 лет. Но уже с 1953 г. инженерно-геологические исследования на этой территории во многом определяются работой Дзержинской карстовой станции АН СССР*, позже – структурного подразделения ПНИИИС Госстроя СССР, а в настоящее время – ОАО «Противокарстовая и береговая защита».

Водозабор химического завода расположен на левом берегу р. Оки в 5-ти км северо-восточнее г. Дзержинск. Его площадь составляет 3.4 км², а площадь зоны его влияния, где расположены важные промышленные и транспортные объекты (рис. 6.17), в середине 1970-х гг. достигала 30–31 км². За последние 40 лет прошлого века на этой территории образовалось 29 карстовых воронок [375], которые служат серьезным источником экономического и экологического риска.

В этой связи в 2007 г. – в начале 2008 г. выполнен анализ инженерно-геологических условий территории, их многолетних изменений и дан прогноз развития карстово-суффозионного процесса до 2011 года. Наряду с опубликованной литературой использованы материалы геологической съемки масштаба 1:200000, карстологических обследований, режимных наблюдений и инженерных изысканий на этом участке, хранящиеся в фондах ОАО «Противокарстовая и береговая защита».

* Создана в составе Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского АН СССР.

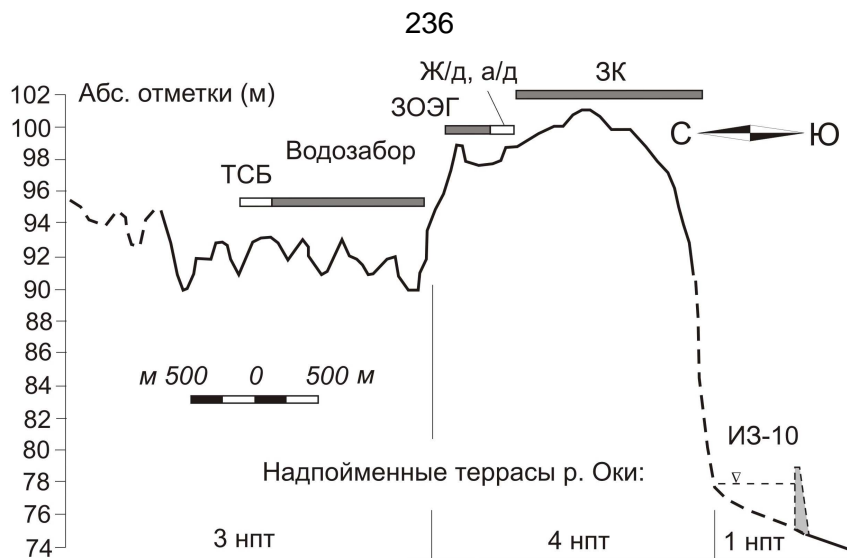


Рис. 6.17. Геоморфологический профиль области влияния водозабора: ТСБ – товарно-сырьевая база, водозабор – водозабор завода “Капролактам” (ЗК), 3ОЭГ – завод окиси этилена и гликолей, ж/д, а/д – железная и автомобильная дороги “Москва – Нижний Новгород”, ИЗ-10 – шламонакопитель ИЗ-10.

Инженерно-геологические условия

Рассматриваемая территория расположена в пределах 3-й, 4-й и частично 1-й надпойменных террас р. Оки (1 нпт) с абс. отметками 89.0–96.0 м, 98.0–104.0 м и 74.0–77.0 соответственно [375]. Третья и в меньшей степени четвертая террасы имеют ярко выраженный грядово-холмистый западинный рельеф (рис. 6.17).

Четвертичные отложения

До глубины 24–53 м 1 нпт сложена аллювиальными накоплениями среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена (аII-III), с поверхности перекрытыми торфом и насыпными грунтами. Мощность последних обычно составляет 0–3.5 м, но на участках засыпанных оврагов и карстово-суффозионных воронок увеличивается до 10–15 м. Аллювий представлен песками кварцевыми мелкозернистыми и пылеватыми, местами среднезернистыми. В нижней части разреза встречаются крупнозернистые пески с включениями гравия и гальки Их общая мощность изменяется от 24.3 до 52.8 м (рис. 6.18).

Коэффициент неоднородности наиболее распространенных мелких песков и угол их откоса в воздушно-сухом и водонасыщенном состояниях составляют $K_n = 3.6–12.0$, $(\varphi_o)_c = 27–31^\circ$ и $(\varphi_o)_в = 21–29^\circ$. Для пылеватых песков эти показатели равны $K_n = 2.8–5.6$, $(\varphi_o)_c = 28–37^\circ$ и $(\varphi_o)_в = 27–28^\circ$; для средних – $K_n = 3.0–8.4$, $(\varphi_o)_c = 26–32^\circ$ и $(\varphi_o)_в = 24–29^\circ$ [372, 377, 381]. Высокие значения K_n свидетельствуют о суффозионной неустойчивости песков, особенно мелких, а значения $\Delta\varphi_o = (\varphi_o)_c - (\varphi_o)_в$, достигающие $6^\circ–9^\circ$ у мелких и пылеватых разностей, – об их плавунных свойствах.

Средние значения плотности минеральной части песков практически одинаковые – 2.65-2.66 г/см³. Плотность же самих грунтов и их водопроницаемость изменяются в широких пределах. Коэффициент пористости мелких песков в зависимости от плотного или рыхлого сложения находится в интервале $e = 0.49-1.48$, пылеватых – $e = 0.91-1.54$, средних – $e = 0.44-0.63$. Коэффициент фильтрации мелких и пылеватых песков в естественном сложении составляет: $K_f = 1.06-3.26$ м/сут и $K_f = 2.20-6.00$ м/сут, а в средних – может достигать $K_f = 14.67$ м/сут.

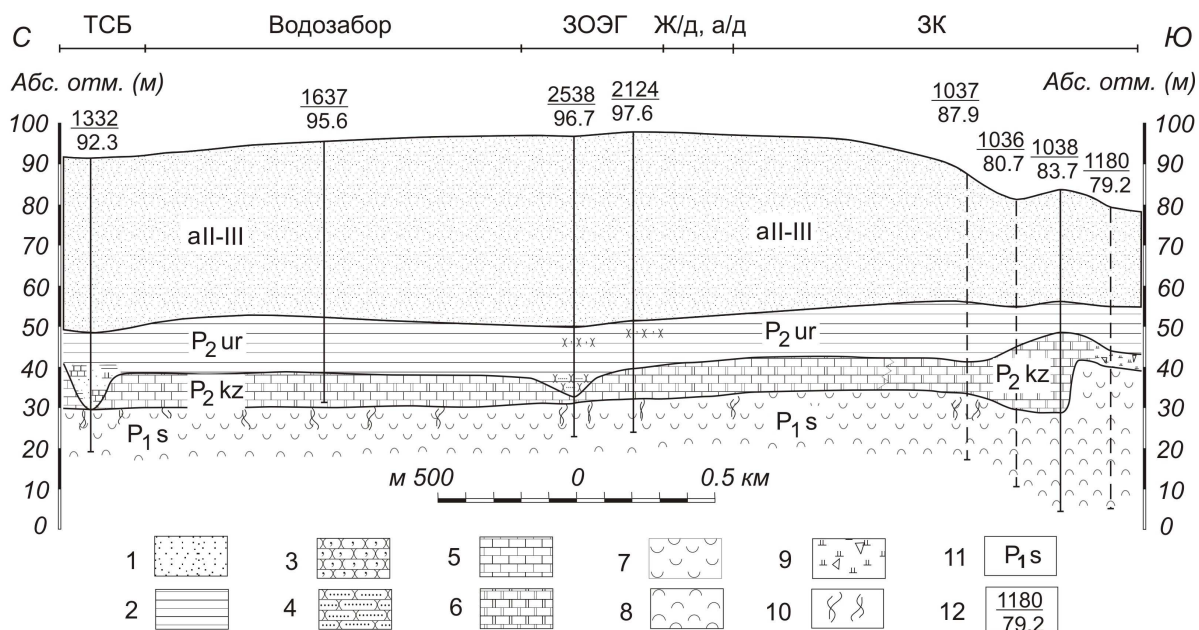


Рис. 6.18. Геологический разрез: 1, 2 – песчаная и мергелисто-глинистая толща, 3 – алевролит, 4 – песчаник, 5 – известняк, 6 – доломит, 7 – гипс, 8 – ангидрит, 9 – доломитовая мука с обломками карбонатных пород, 10 – трещиноватость, 11 – геологический индекс, 12 – номер скважины и абс. отметка забоя. аII-III – аллювиальные отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена. Пермская система: P₂ur, P₂kz – уржумский и казанский ярусы среднего отдела, P₁s – сакмарский ярус нижнего отдела.

Пермские отложения

На абс. отметках 43.4–56.2 м четвертичная толща подстилается терригенными отложениями уржумского яруса средней перми (P₂ur), обычно представленными глинами красноцветными известковистыми и глинистыми мергелями с прослоями алевролитов, а в нижней части – песчаников [102, 104, 377]. Важно, что цемент алевролитов и песчаников – известковисто-глинистый, и все породы загипсованы.

Анализ колонок глубоких буровых скважин показывает сильную вертикальную и горизонтальную изменчивость литологического состава уржумских отложений. Чаще всего их разрез практически целиком сложен глинами и мергелями. Иногда верхи разреза представлены алевролитами или алевритами с прослоями глин. Песчаники порой

полностью отсутствуют или образуют маломощные прослои в глинистой толще, но в скважине 2358 их доля в общей мощности терригенной толщи достигает 54 %.

Зоны разрушенных пород высотой до 3.6–10.2 м и открытые полости – до 0.5 м вскрыты бурением вблизи подошвы яруса. Первые представлены алевритами, песками, обломками глин и алевролитов, дресвой и мукой известняков, вторые фиксируются по провалам бурового снаряда. Общая мощность уржумских отложений изменяется от 1.0 м (скв. 20) до 18.9 м (скв. 1332), но, как правило, не превышает 7–15 м (рис. 6.18).

Преобладающие в разрезе глины обычно находятся в твердом, полутвердом и тугопластичном состоянии и отличаются большим содержанием тонкозернистых и пылеватых частиц (43.6–60.5%). Плотность скелета составляет $\rho_d = 1.45–1.58$ г/см³; $e = 0.73–0.90$, $K_\phi = 1 \cdot 10^{-5}–2 \cdot 10^{-3}$ м/сут для сплошных и $K_\phi = 5 \cdot 10^{-3}–7 \cdot 10^{-2}$ м/сут для трещиноватых разностей. В зонах разуплотнения и в стенках полостей глины пластичные, их плотность мала: $\rho_d = 1.31–1.34$ г/см³, $e = 1.04–1.1$. Сцепление и угол трения глин также зависит от консистенции, в твердых грунтах они изменяются в интервале $C = 63–100$ КПа и $\phi = 22–24^\circ$, пластичных – от $C = 30–35$ КПа, $\phi = 7–14^\circ$ и вплоть до $C = 15$ КПа, $\phi = 4^\circ$.

Мергели, важной особенностью которых является способность размягчаться в воде и переходить из твердого в мягкопластичное состояние, характеризуются следующими значениями показателей: $\rho_d = 1.42–1.94$ г/см³, $e = 1.49–1.83$, $C = 41–140$ КПа, $\phi = 6–28^\circ$. Свойства алевролитов и песчаников определяются их составом и состоянием цемента, а потому меняются в широких пределах: $K_\phi = 0.006–1.4$ м/сут, $C = 7–65$ КПа и $\phi = 23–39^\circ$.

На абс. отметках 32.6–48.7 м залегают морские *отложения казанского яруса средней перми* (P₂kz), представленные известняками и доломитами с подчиненными прослоями известковых и известковистых глин [377]. Карбонатные породы – кавернозные, трещиноватые, загипсованные, местами разрушенные до состояния щебня, дресвы и муки. Мощность разрушенных зон изменяется от 0.1–0.4 м до 5.8–6.4 м. Встречены открытые, высотой 0.3–1.5 м, и запечатанные, 2.4–5.4 м, карстовые полости. Заполнителем обычно служит песок, доломитовая мука, обломки алевролита с гнездами алеврита и дресвой известняка. Высота полостей на площадке водозабора в целом соответствует значениям, полученным для всего Дзержинского района (Ильин А.Н. и др., 1960, с. 84–85).

Мощность казанских отложений изменяется от 0.0 м до 20.4 м. Отсутствие карбонатных пород и их низкая (до 1.0 м) мощность обусловлены развитием карстового и эрозионного процессов на рубеже казанского и уржумского веков [57, 102, 104]. Наибольшая мощность наблюдается в зонах размыва подстилающих пород. Здесь наряду с низкими отметками подошвы зафиксированы и высокие отметки их кровли (рис. 6.18).

Наиболее древними отложениями, вскрытыми скважинами на абс. отметках 26.1–40.0 м, являются *гипсы и ангидриды сакмарского яруса нижней перми* (P_{1s}). Трещиноватые кавернозные гипсы мощностью 0.0–13.0 м слагают верхнюю часть разреза (рис. 6.18), где выход керна иногда падает от обычных значений 80–90% до 50–60%. В скважине 1180 на отметках 33.2–32.2 м встречена полость, запечатанная обломками гипса, гипсовой мукой и крупнозернистым песком. Нижележащие ангидриты – монолитные крепкие, местами переслаиваются с гипсами. Их вскрытая мощность достигает 14.6 м.

Таким образом, из анализа инженерно-геологических условий следует, что четвертичные пески склонны к разжижению и неустойчивы в суффозионном отношении. В экранирующих уржумских отложениях имели место процессы обрушения и формирования промежуточных полостей. Карбонатные породы казанского и гипсы сакмарского ярусов способны принимать и накапливать раздробленные связные и несвязные грунты вышележащих толщ. Поскольку скорость растворения гипсов в этом районе достаточно велика (Зверев В.П., 1967, 1968), можно уверенно полагать, что обрушение глин и формирование карстовых полостей, аккумулирующих обломочный материал, происходило не только в геологическом, но и историческом времени.

Гидрогеологические условия

Аллювиальные пески вмещают грунтовый водоносный горизонт, абс. отметки уровня которого (УГВ) изменяются от 87.0 м на севере до 73.0 м на юге территории. Мощность горизонта в этом направлении уменьшается от 36–38 м до 18–19 м. Главной дреной служит р. Ока. Питаются грунтовые воды (ГВ) за счет инфильтрации атмосферных осадков и, как установлено, утечек из отстойников и водонесущих коммуникаций. По химическому составу ГВ чаще всего сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0.11 г/л на площадке водозабора, до 0.41–0.63 г/л на удалении от нее.

Комплекс напорных трещинно-карстовых вод (НВ) мощностью 3.0–20.1 м приурочен к пермским песчаникам, известнякам, доломитам и гипсам. Пьезометрический уровень (УНВ) устанавливается на отметках 85.0–86.0 м на севере и 68.0–70.0 м на юге территории. Верхним водоупором служат глинистые отложения средней перми, нижним – ангидриды сакмарского яруса, реже – монолитные гипсы или залегающие в основании казанского яруса глины и мергели. Воды сульфатно-карбонатные магниевые, карбонатные магниевые или сульфатные кальциевые с минерализацией 1.55–2.46 г/л [376].

В последние 65 лет XX столетия режим подземных вод претерпел значительные изменения. Ниже сделана попытка проследить изменения лишь гидродинамического режима и показать их непосредственную связь с характером и интенсивностью карстово-суффозионного процесса.

Динамика уровней подземных вод и провалообразование

Изменение гидрогеологических условий

Откачки грунтовых вод на площадке водозабора начались в 1935 г. [376]. До этого отметки УГВ изменялись от 88.0–89.0 м севернее ТСБ до 73.0 м южнее ИЗ-10. По данным Ильина А.Н. и др. (1960) УНВ был близок к УГВ, поэтому принималось, что изначально их разность не превышала 1–2 м (рис. 6.19, а).

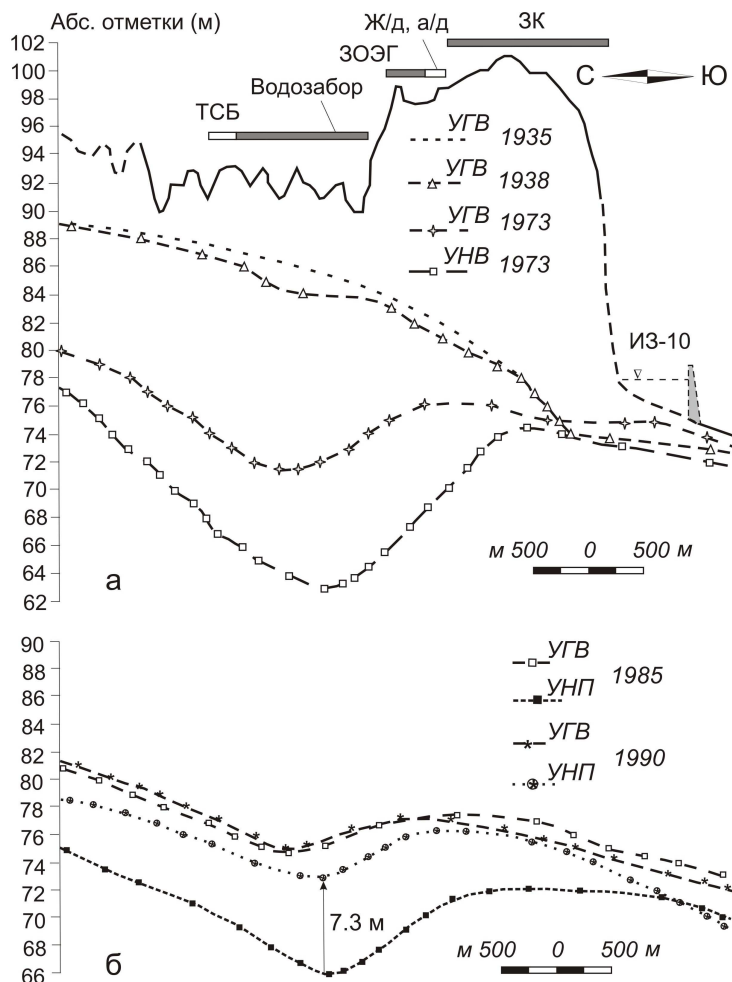


Рис. 6.19. Положение уровней грунтовых (УГВ) и напорных трещинно-карстовых (УНВ) вод в 1935, 1938 и 1973 гг. (а) и вид депрессионных воронок в 1985 и 1990 гг. (б). Остальные обозначения см. рис. 6.17.

К 1938 г. скорость отбора ГВ достигла $1.5 \cdot 10^5$ м³/мес., и на поверхности их зеркала сформировалось небольшое депрессионное блюдце. Четко выраженный перегиб УГВ на юге обусловлен падением отметок земной поверхности и, как следствие, увеличением поверхностного стока и уменьшением инфильтрации дождевых и талых вод в склоне 4-й нпт (рис. 6.19, а). В дальнейшем годовой расход скважин, эксплуатирующих верхний водоносный горизонт, постепенно возрастал с $2.1 \cdot 10^6$ м³ в 1939 г. до $8.9 \cdot 10^6$ м³ в 1960 г. Исключение составляют 1943–1948 гг., когда он не превышал $(3.6–4.2) \cdot 10^6$ м³/год.

В 1961 г. начались откачки трещинно-карстовых вод, а отбор ГВ несколько уменьшился и до 1967 г. составлял $(7.2-8.4) \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$. Потребление НВ увеличивалось с $1.6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ в 1962 г. до $6.0 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ в 1970 г., лишь в 1964 г. оно временно снизилось до $1.3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. В итоге к середине 1970-х годов УГВ в центре водозабора был снижен на 17 м, УНВ – на 22 м, в границах 3-й и 4-й нпт сформировались глубокие депрессионные воронки, и площадь области влияния водозабора увеличилась до 30–31 км². На 1-й нпт УГВ, напротив, повысился на 1.5–2 м, что объясняется утечками из отстойника ИЗ-10, который к тому времени был построен вблизи южной границы ЗК, и подтоплением этой площадки (рис. 6.19, б).

По данным многолетних наблюдений наибольшая разность напоров, равная $\Delta H = 10 \text{ м}$, зарегистрирована в 1973 г [376]. Однако все замеры проводились ежегодно в конце августа. На рис. 6.20 хорошо видно, что – это время возникновения наименьшей разности пьезометрических уровней, поскольку летом и ранней осенью производительность мелких эксплуатационных скважин регулярно возрастала на $(5-10) \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{мес.}$, а глубоких – нередко и снижалась. Наибольшая разность напоров всегда приходилась на позднюю осень, зиму и раннюю весну и в этот период 1973 года могла достигать $\Delta H = 14-19 \text{ м}$.

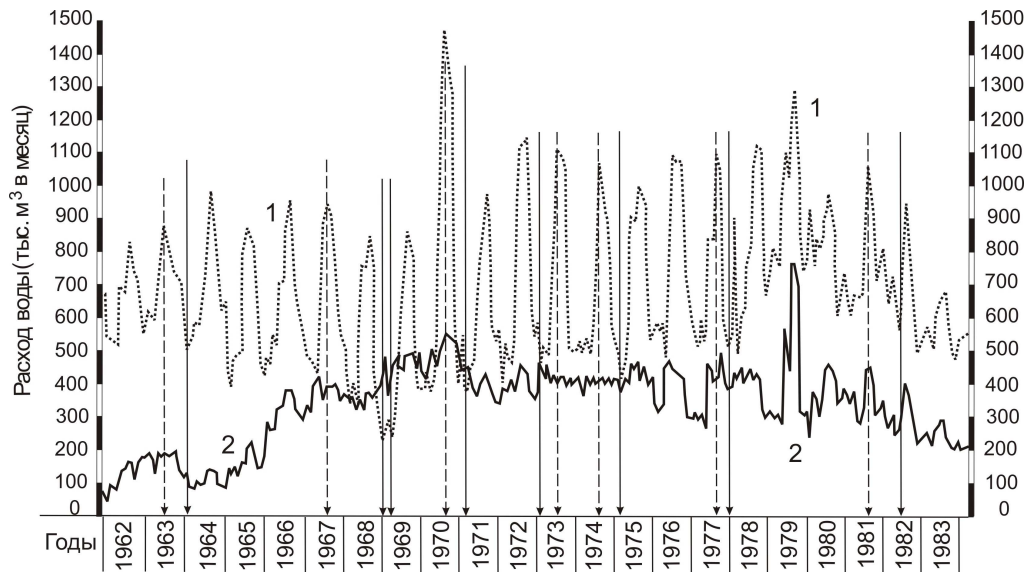


Рис. 6.20. Интенсивность откачек грунтовых (1) и трещинно-карстовых (2) вод в 1962–1983 годах. Сплошные стрелки показывают время возникновения наибольшей, пунктирные – наименьшей разности пьезометрических уровней.

На самом деле наиболее опасная ситуация сложилась не в 1973 г., а в 1969 г., когда потребление трещинно-карстовых вод увеличилось, а грунтовых – упало и годовые расходы скважин, эксплуатирующих эти водоносные горизонты, практически сравнялись (рис. 6.21). Причем в начале 1969 г., как показал анализ интенсивности откачек, скорость

отбора ГВ была даже меньше, чем напорных на $150\,000\text{ м}^3/\text{мес.}$ (рис. 6.20). В это время разность уровней по нашим оценкам составляла $\Delta H = 20\text{--}25\text{ м.}$

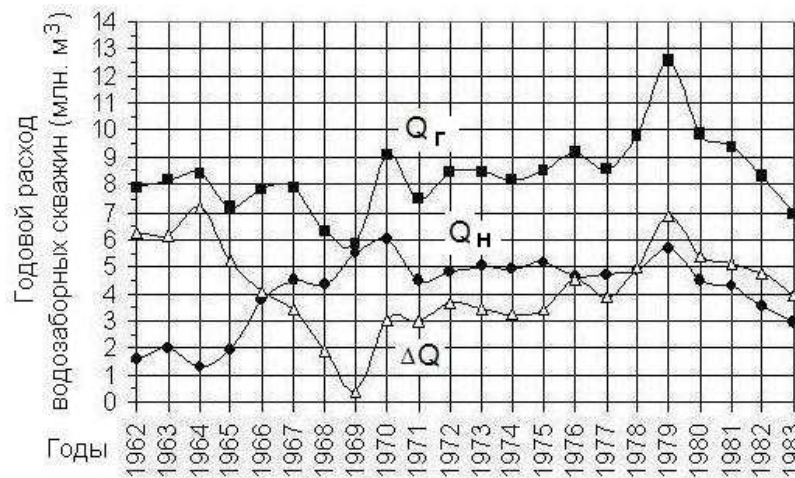


Рис. 6.21. Изменение во времени дебитов (Q) и разности дебитов ($\Delta Q = Q_G - Q_H$) скважин, эксплуатировавших грунтовые (Q_G) и напорные (Q_H) воды.

В 1979 г. объемы потребления ГВ и НВ увеличились до $Q_G = 12.6 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$ и $Q_H = 5.7 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$, после чего стали уменьшаться примерно с одинаковой скоростью ($Q_G/Q_H = 2.2\text{--}2.3 \approx \text{const}$, рис. 6.21). И в 1985 г., когда они сократились до $Q_G = 6.2 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$ и $Q_H = 2.6 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$, верхняя депрессионная воронка по сравнению с 1973 г. “обмелела” на 4 м, а нижняя – на 3 м (см. также рис. 6.19, а, б).

Вполне закономерная связь интенсивности откачек с положением уровней подземных вод порой нарушалась вследствие неровной работы городского водозабора, расположенного в 3.5 км северо-западнее площадки ТСБ. Так, в 1990 г. водопотребление снизилось до $Q_G = 4.6 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$, $Q_H = 1.9 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$, амплитуда подъема УНВ составила 7.3 м, а УГВ повысился всего на 0.5–1 м (рис. 6.19, б). Но самое главное для нас то, что на площадке водозабора ЗК разность напоров при этом сократилась примерно на $\Delta H = 6.5\text{ м.}$ Влияние водозабора г. Дзержинск прослеживается и на рис. 6.19 (а) по низким отметкам северных крыльев депрессионных воронок.

В 1992 г. расход эксплуатационных скважин вновь увеличился ($Q_G = 5.5 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$, $Q_H = 2.7 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{год}$). В центре нижней воронки отметки ее дна по сравнению с 1990 г. понизились на 2 м, но по оси верхней – поднялись на 0.5–1 м (рис. 6.19, б, 6, а), и разность уровней опять возросла примерно на $\Delta H = 3\text{ м.}$

В последующие годы интенсивность откачек ГВ и НВ постепенно падала [376]. Незначительное увеличение объемов извлекаемой воды в 1997 г. и 2005–2007 гг. не вносит существенных искажений в общую картину изменения уровней, которая показана на рис. 6.22. Видно, что к концу 1990-х гг. депрессионные воронки практически исчезают

(рис. 6.22, а). В начале 2000-х годов уровни продолжают медленно восстанавливаться, но не достигают исходных отметок в большей части территории (рис. 6.22, б).

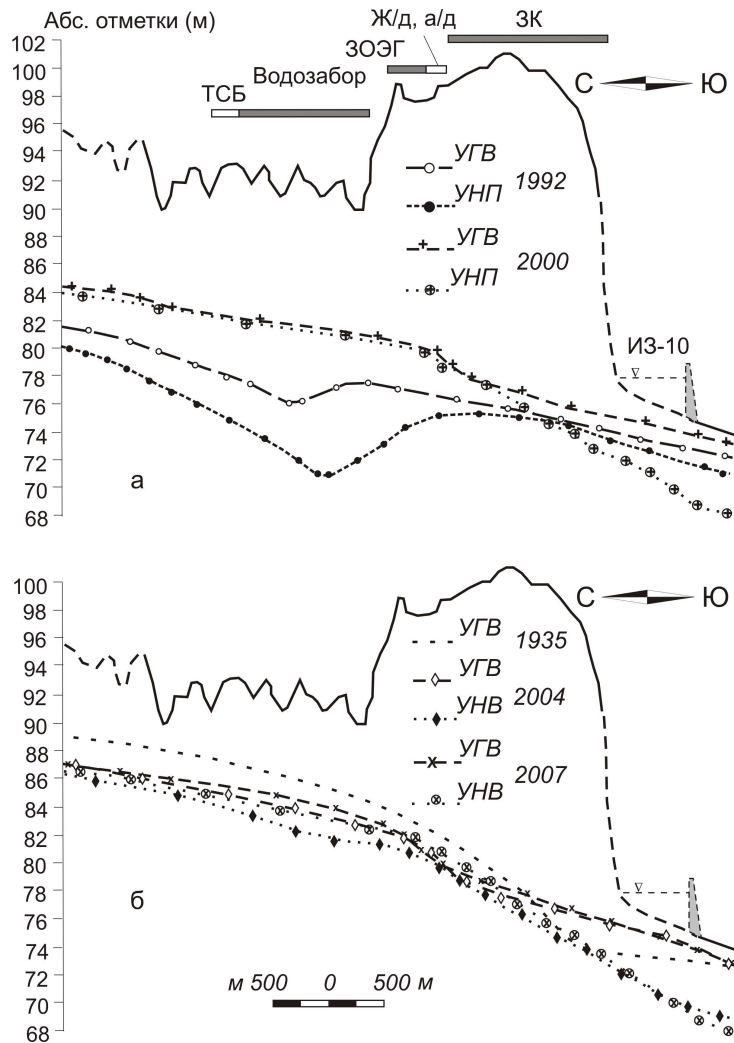


Рис. 6.22. Характер восстановления уровней подземных вод в конце XX – начале XXI веков.

Техногенная активизация карстово-суффозионного процесса

Первый провал глубиной $h_b = 2.2$ м и диаметром $D_b = 6.2$ м произошел почти на 500 м западнее водозабора в 1960 г. [375], когда откачки трещинно-карстовых вод еще не начались, а сработка УГВ составляла лишь 8–8.5 м (рис. 6.23). Вторая воронка ($h_b = 0.6$ –0.8 м, $D_b = 4.4$ м) образовалась на площадке самого водозабора, спустя 6 лет после начала эксплуатации НВ, задолго до максимального снижения УГВ и УНВ. Лишь третья воронка ($h_b = 2.5$ м, $D_b = 12.8$ м) появляется в 1975 г., когда отметки уровней стали минимальными. Остальные 26 провалов (18 – на площадке водозабора и 8 – на соседних участках) приходятся на период восстановления уровней (рис. 6.23, а). Вероятно, поэтому большое внимание в работах [295, 296] уделяется влиянию именно этого процесса на устойчивость

закарстованных территории. Заметим также, что до 1960 г. рассматриваемый участок считался неопасным в карстово-суффозионном отношении (Ильин А.Н. и др., 1960).

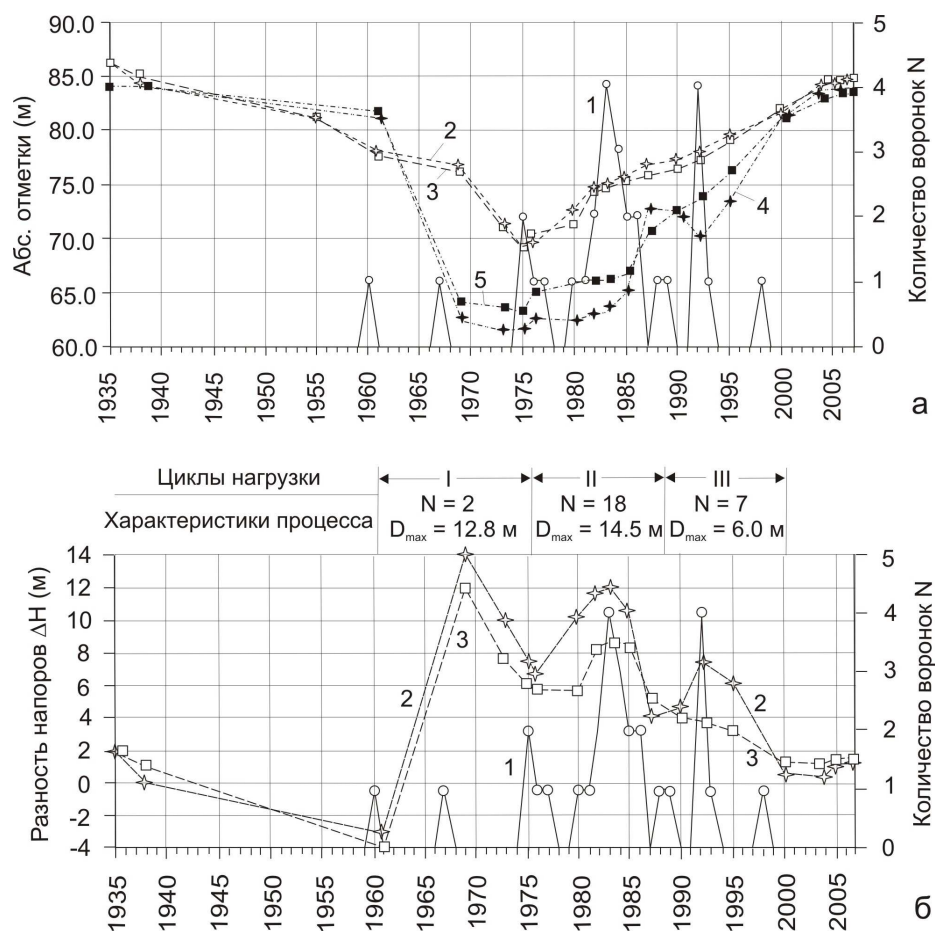


Рис. 6.23. Изменение во времени количества провалов 1 (а, б, правая ось), уровня грунтовых 2, 3 и напора трещинно-карстовых 4, 5 вод (а), а также разности пьезометрических уровней (б). а: 2, 4 и 3, 5 – по замерам в наблюдательных скважинах 52, 52а и 186, 186а соответственно; б: 2, 3 – разность напоров в скважинах 52, 52а и 186, 186а; D_{\max} – максимальный диаметр провала.

Рис. 6.23 (б), на наш взгляд, несет намного больше информации, чем рис. 6.23 (а), поскольку разность напоров грунтовых (H) и трещинно-карстовых (H_0) вод ($\Delta H = H - H_0$) характеризует их силовое воздействие на массив пород (раздел 5.7):

$$p_d = I\gamma_w = \Delta H\gamma_w/m, \quad (6.19)$$

где p_d – гидродинамическое давление, I – градиент вертикальной фильтрации, $\gamma_w \approx 10 \text{ кН/м}^3$ – объемный вес воды, m – мощность глинистых пород уржумского горизонта, а в их отсутствие – мощность водонасыщенных песков. Из (6.19) следует, что в одинаковых условиях и, в частности при $m = \text{const}$, значение ΔH полностью определяет величину p_d .

На графиках рис. 6.23 (б) четко выделяются три цикла увеличения и уменьшения ΔH продолжительностью 15, 13 и 12 лет, которые характеризуются постепенным снижением техногенной нагрузки на горные породы. Причем показанные значения $\Delta H = 14, 12, \leq 8 \text{ м}$

следует рассматривать как наименьшие из максимально возможных значений. Третьему циклу предшествует этап 1935–1960 гг., когда направленное вниз гидродинамическое давление снижалось вплоть до нуля и даже отрицательных значений. Именно тогда вследствие восходящей фильтрации и ослабления структурных связей и сил трения в несвязных грунтах произошел первый провал.

Представляется, что его образование, как и появление второй воронки задолго до возникновения пиковых значений гидродинамического давления, было подготовлено в ненарушенных условиях. Поэтому их можно назвать фоновыми, или природно-техногенными проявлениями карстово-суффозионного процесса. Для остальных 27-ми случаев прослеживается четкая связь трех циклов антропогенного воздействия на подземную гидросферу с количеством, средним размером и частотой образования поверхностных форм. Поэтому их следует отнести к техногенным провалам.

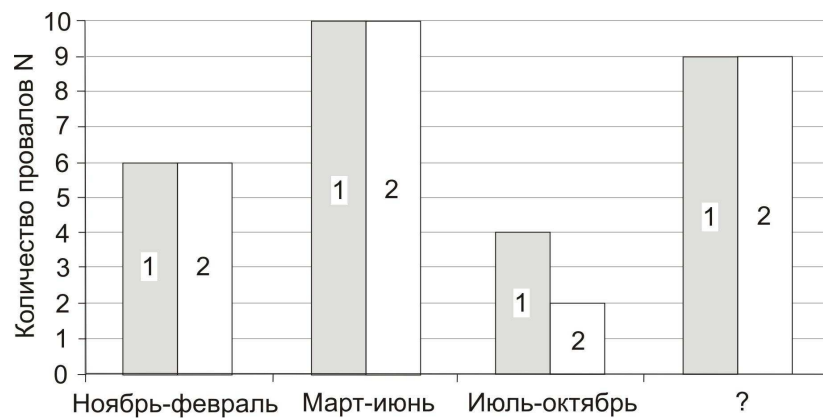


Рис. 6.24. Распределение провалов по сезонам года: 1 – все случаи, 2 – за исключением двух первых фоновых провалов. Знаком вопроса помечены воронки, для которых известен лишь год образования.

Последний вывод подтверждается и характером распределения воронок по сезонам года (рис. 6.24). Так, из 20 воронок с известной датой появления 30 % случаев приходится на ноябрь–февраль – время, весьма необычное для их формирования. Но в это время, как показано выше, разность напоров подземных вод достигала наибольших значений. Если же не учитывать две первые воронки, названные фоновыми, то вклад чисто техногенных проявлений процесса становится еще больше – 50 %.

В конце первого цикла (1961–1975 гг.) зарегистрированы всего два провала с максимальным диаметром $(D_v)_{\max} = 12.8$ м, но были созданы условия для их возникновения в будущем. В течение второго цикла (1976–1988 гг.) опасность достигает своего пика (18 провалов, $(D_v)_{\max} = 14.5$ м). Во время третьего цикла (1989–2000 гг.) силовое воздействие заметно уменьшается, опасность также снижается (7 воронок, $(D_v)_{\max} = 6.0$ м) и с 1999 г. по 2007 г. на земной поверхности не проявляется (см. рис. 6.23).

Возникают вопросы: что же произошло в течение этих циклов антропогенной нагрузки на подземную гидросферу, как была нарушена устойчивость массива и чего ожидать, после того как уровни подземных вод приблизились к своему первоначальному положению? Ответы на эти вопросы приводятся ниже.

Прогноз образования провалов

Ретроспективный анализ и прогноз устойчивости отложений уржумского яруса

Вывод о том, что именно первый цикл техногенной нагрузки спровоцировал бурное развитие провалов, базируется на результатах не только анализа динамики подземных вод и характера провалообразования, но и количественной оценки устойчивости слабопроницаемых пород при случайном гидроразрыве. Как отмечалось в разделе 3.3, представления об этом процессе сложились в ходе его лабораторного и натурного изучения в 1980-х–1990-х гг., а в настоящее время он изучается и с помощью методов математического моделирования.

Суть явления и новые аспекты этой проблемы, с которыми автор столкнулся в последние годы, рассмотрены в разделах 3.3, 3.4. Приведенные там уравнения (3.37) и (3.39) для удобства чтения и анализа запишем еще раз:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e \gamma_w, \quad (6.20)$$

$$\Delta H_{кр} = (C/\gamma_w + m)/n_e, \quad (6.21)$$

где n_e – эффективная, или действующая пористость. Уравнение (6.20) определяет минимальную величину разрушающей разности напоров и отвечает статическому условию внезапного выброса угля и газа с поверхности, обнажаемой при проходке горных выработок. Выражение (6.21) устанавливает значение ΔH , при котором в водоупоре образуется сквозное отверстие, если исходно пьезометрические уровни находились на примерно одинаковых отметках. Но в них входит эффективная пористость, которая, как следует из выражения (3.35) раздела 3.3, равна

$$n_e = (w - w_{mg})\rho_d/\rho_w S_r = n(w - w_{mg})/w, \quad (6.22)$$

где $\rho_d = \rho/(1 + w)$ – плотность скелета (ρ – плотность грунта, w – естественная влажность).

Как отмечалось в разделе 6.1, при стандартных изысканиях максимальная гигроскопическая влажность не определяется. Редко определяется она и в ходе специальных инженерно-геологических исследований, поэтому принималось, что $n_e \approx n$. На самом деле $n_e < n$ и, следовательно, расчетные значения $\Delta H_{кр}$ меньше тех, что требуются для разрушения. Это допущение, на наш взгляд, не очень сильное, так как по гранулометрическому составу глинистые отложения средней перми относятся к суглинкам ($w_{mg} \leq 4\text{--}7\%$). С учетом же достаточно высокой скорости растворения гипсов,

показанной в работах [91, 92, 102], оно представляется более чем корректным, поскольку над большими отверстиями значения $\Delta H_{кр}$ меньше тех, что получены с помощью (6.20), (6.21) из-за сильного влияния геометрической компоненты поля напряжений (см. гл 2).

В табл. 6.7 приведены показатели свойств разных типов грунтов, слагающих слабопроницаемую толщу уржумского яруса, и результаты расчетов их устойчивости по формуле (6.20). Видно, что все слабопроницаемые породы в той или иной мере были подвержены гидроразрыву. Причем глины могли разрушаться и в краевых частях депрессионных воронок, а алевриты практически не оказывали сопротивления этому процессу. Наиболее устойчивыми оказались мергели и алевролиты, но и они не могли противостоять дроблению на площадке водозабора.

Таблица 6.7. Свойства пород уржумского яруса и разрушающие значения разности напоров

Породы		Пористость n (д.е.)	Сцепление C (кПа)	Разность напоров согласно формуле (2) $\Delta H_{кр}$ (м)
Глины	тугопластичные	0.47	(30–35)/32	6.8
	пластичные	0.52	15	2.9
Мергели		0.45	(41–140)/60	1.3
Алевролиты		0.40	(35–45)/40	1.0
Алевриты		0.38	(5–7)/5	1.3

Примечание: в числителе указаны предельные, в знаменателе – расчетные значения.

Будем ориентироваться на прочностные показатели глин, которые доминируют в разрезе экранирующей толщи. Принимаем, что исходно они были тугопластичными. Если техногенная нагрузка во время первого цикла была недостаточной для образования гидрогеологических окон, то в соответствии с особенностями процесса считаем, что консистенция глин над ослабленными участками массива стала пластичною.

Результаты расчетов показывают, что в 1961–1975 гг. сквозные отверстия в водоупоре сформировались там, где его мощность в центральной части территории не превышала 7.6 м, а на периферии – 2.4 м (табл. 6.8). Близкие значения критической мощности – 6.3 м и 2.7 м – получены и для второго цикла. На третьем этапе эти значения заметно уменьшаются, но общая мощность раздробленных грунтов в центре депрессионных воронок (16 м) близка к наибольшей мощности уржумской толщи (18.9 м). В их краевых частях она (5.2 м) приближается к наиболее распространенным значениям мощности (7–15 м). Таким образом, за весь период 1961–2000 гг. сквозные отверстия в водоупоре могли появиться не только на площадке водозабора. Однако ожидать их образования в настоящее время, учитывая с одной стороны достаточно высокие значения

критической разности напоров, а с другой – особенности гидродинамического режима на рубеже XX–XXI вв., очевидно, не приходится.

Таблица 6.8. Предельные значения мощности экранирующих глин в соответствии с уравнением (6.21) на разных этапах техногенного воздействия

Время и место (1 – центр водозабора, 2 – краевые части)		Разность напоров ΔH (м)	Пористость n (д.е.)	Сцепление C (кПа)	Мощность $m_{кр}$ (м)
I цикл, 1961–1975 гг.	1	(20–25)/23	0.47	(30–35)/32	7.6
	2	(10–15)/12			2.4
II цикл, 1976–1988 гг.	1	(14–16)/15	0.52	15	6.3
	2	(6–10)/8			2.7
III цикл, 1989–2000 гг.	1	(5–9)/7			2.1
	2	(2–5)/3			0.1
Суммарная мощность глин, разрушенных в 1961–2000 гг.				max (1)	16.0
				min (2)	5.2

Прогноз диаметра провалов и интенсивности их образования

Сказанное выше позволяет утверждать, что в сложившихся условиях главную роль в провалообразовании играет не вынужденное (принудительное) разрушение грунтов, а собственно карстовый процесс и суффозия – выщелачивание растворимых пород, размыв и перераспределение заполнителя трещинно-порового пространства, а также вынос четвертичных песков в карстовые коллекторы. Вывод авторов работы [171] о том, что областью суффозионного выноса служит р. Ока, на наш взгляд, недостаточно обоснован. О вреде этого заблуждения еще 50 лет назад писал А.П. Капустин [102, с. 55].

Как отмечалось в главах 4, 5 существуют разные подходы к количественному описанию механизма истечения несвязных грунтов в подземные полости. Его качественных, вербальных описаний намного больше. Наш прогноз основан на концепции области влияния ослабленного участка, разные аспекты которой с тех или иных позиций и с той или иной степенью детальности рассматривались почти во всех главах работы. Напомним ее главные положения и покажем возможность применения на практике.

Схема на рис. 6.25, отражает тот факт, что вблизи полого пространства массив пород обладает внутренней структурой, которая формируется в результате самоорганизации геологической среды (гл. 2). Эта схема хорошо иллюстрирует вышеназванную концепцию. В их, схемы и концепции, основу положены представления об изменении напряженно-деформированного состояния пород и взаимодействии зон активного и пассивного давления в окрестности карстовой полости, динамическом своде, локализации деформаций, блоковом деформировании и фундаментальных свойствах несвязных

грунтов – трении и дилатансии (гл. 2, 5). Учитывались также особенности процесса, возникающие при быстром движении гранулированных сред (разделы 5.2–5.4).

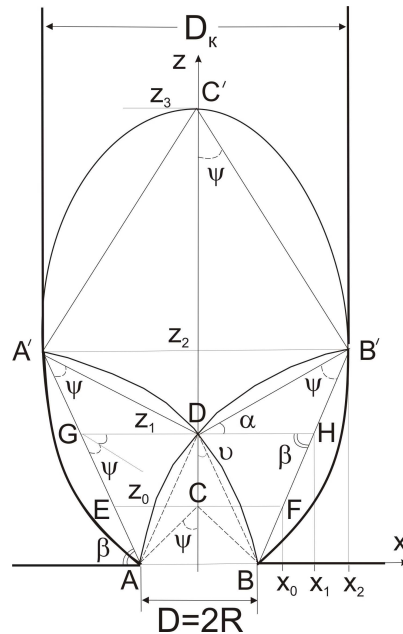


Рис. 6.25. Зональное строение области влияния карстовой полости АВ для случая, когда покровная толща сложена несвязными грунтами: АСВ – зона полных сдвижений, или выпадающий свод (зона свободного падения частиц в режиме быстрого истечения сыпучих тел); АDB – зона разгрузки напряжений, разуплотнения и потенциального обрушения в статике, в динамике – зона преимущественного столкновения частиц; AA'DB'BDA – зона опорного давления и возможного скольжения (динамическая зона пластического течения); AA'DB'B – динамический «свод»; DA'C'B'D – зона перехода от аномально низких и высоких напряжений к литостатическим (зона возможного прогиба и разуплотнения в статике и зона перехода от сходящегося движения к поршневому в динамике); AA'C'B'B – область влияния ослабленного участка, или эллипсоид выпуска в режиме быстрого движения; $\alpha = \pi/4 - \varphi/2$, $\beta = \pi/4 + \varphi/2$, $\psi = \varphi$, $\nu \approx \varphi/2$, φ – угол трения; D_k – диаметр канала течения песков.

Непостоянство угла трения, входящего в выражения (5.19)–(5.24) раздела 5.5, как отмечалось в этом разделе, осложняет интерпретацию процесса, поэтому на практике удобно и вполне допустимо пользоваться значениями φ_{\min} или φ_{\max} в зависимости от свойств и состояния несвязных грунтов. Эти значения легко находятся по величине остаточного сопротивления сдвигу или пиковой прочности и в самом первом приближении отвечают значениям угла откоса грунтов предельно рыхлого $(\varphi_0)_{\min}$ и плотного $(\varphi_0)_{\max}$ сложения. Тогда максимально возможная ширина канала при второй форме движения песков согласно выражению (5.21) записывается в виде

$$D_k = D(1 + \sin(\varphi_0)_{\min})^2 / 4\sin^3 \varphi, \quad (6.23)$$

При анализе инженерно-геологических условий участка показано, что мелкие пески, преобладающие в разрезе четвертичных отложений, слабо противостоят суффозии и способны разжижаться. Учитываем также, что в песчаной толще, несмотря на большое в

прошлом снижение УГВ, области влияния карстовых или промежуточных полостей всегда оставались под водой. В этой связи полагаем, что независимо от плотности сложения и скорости истечения несвязных грунтов реализуется вторая форма их движения с наибольшим диаметром канала (6.23), и принимаем в качестве расчетных значения угла естественного откоса мелкозернистых водонасыщенных песков $(\varphi_o)_в$.

Решая обратную задачу, перепишем (6.23) в виде

$$D = 4D_в \sin^3(\varphi_o)_в / (1 + \sin(\varphi_o)_в)^2, \quad (6.23a)$$

где $D_в \approx D_к$ – диаметр свежей воронки. Результаты определения ширины ослабленных участков в основании четвертичной песчаной толщи по имеющимся данным о $(\varphi_o)_в$ и $D_в$ приведены в табл. 6.9. Видно, что значения D изменяются в широких пределах (0.1–3.0 м), однако по абсолютной величине невелики. Вероятно, этим обстоятельством, с учетом большой мощности покровной толщи, объясняется трудность обнаружения промежуточных полостей геофизическими методами.

Таблица 6.9. Результаты расчетов пролета D ослабленных участков в подошве песчаной толщи по формуле (6.23a) в зависимости от угла откоса мелких водонасыщенных песков φ_o и диаметра карстово-суффозионных провалов $D_в$.

Показатели Значения	φ_o (град.)	$D_в$ (м)	D (м)	Средние значения D (м)	
минимальные	21	1.0	0.1	0.5	2.0
средние	25	6.2	0.9		
максимальные	29	14.5	3.0		

Представляется, что среднее максимальное значение $D = 2$ м характерно для двух первых циклов техногенного воздействия, когда воронки были большими и главную роль в образовании провалов играл процесс обрушения кровли карстовых полостей. В раздробленных к настоящему времени глинах могут формироваться достаточно узкие каналы течения песков (см. рис. 3.8, гл. 3, раздел 3.3), ширина которых определяется средним минимальным значением $D = 0.5$ м (табл. 6.9).

Таблица 6.10. Диаметр провалов, образование которых возможно в существующих условиях.

Угол откоса водонасыщенных песков φ_o (град.)		Средняя ширина полостей в подошве песков D (м)	Прогнозируемые значения диаметра провалов $D_в$ (м)	
минимальный	21	0.5	максимальный	5.0
средний	25		средний	3.4
максимальный	29		минимальный	2.4

Результаты прогноза размеров карстово-суффозионных воронок показывают (табл. 6.10), что в сложившихся сейчас инженерно-геологических условиях следует ожидать уменьшения среднего диаметра провалов почти в два раза, а максимального – в три раза. Минимальный диаметр, напротив, увеличится почти в 2.5 раза (табл. 6.9, 6.10). Таким образом, разброс значений D_v сократится в 5 раз, и в целом размеры воронок уменьшатся.

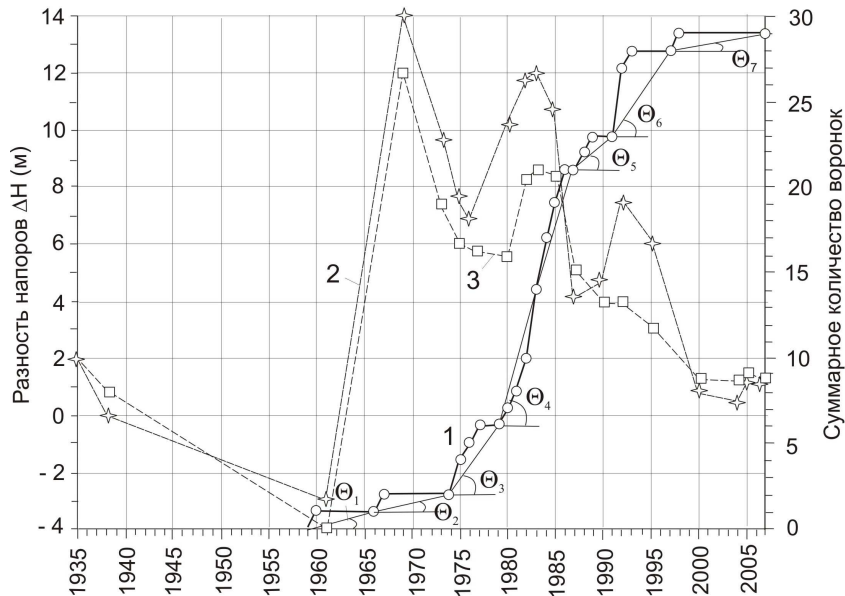


Рис. 6.26. Динамика силового воздействия подземных вод (2, 3) и рост общего числа провалов во времени (1): $\text{tg}\theta_i = (N/T)_i$ – частота образования воронок; $i = 1, 2, \dots, 7$ – стадии процесса; $\text{tg}\theta_7 = 0.1 \text{ год}^{-1}$ – максимально возможная частота провалообразования для самого пессимистического сценария развития процесса в 2008–2010 годах. Остальные обозначения см. на рис. 6.23 (б).

Проследить закономерности изменения частоты процесса во времени и оценить ее значение в будущем помогает кумулятивная кривая 1 на рис. 6.26. Ее форма, очень похожа на форму кривых изменения деформаций горных пород во времени при ступенчатом приложении нагрузки и на форму кривой ползучести высокоэластических материалов, в которой выделяются стадии затухающих, установившихся и прогрессирующих деформаций. Причем последние приводят не к разрушению образца, а к следующей стадии установившегося и прогрессирующего течения. Соединив основание и тыловой шов каждой ступени отрезками прямой, получим ломаную линию, тангенс угла наклона которой является частотой возникновения поверхностных форм на разных стадиях провалообразования (рис. 6.26). Отметим, что кумулятивная кривая 1 базируется на данных наблюдений, а потому учитывает и вклад собственно карстового процесса (выщелачивания гипсов и карбонатов) в образование поверхностных форм.

Выделяются семь отрезков, или стадий. Первые шесть попарно почти совпадают во времени с тремя циклами техногенной нагрузки. Уклон последнего, седьмого отрезка

может служить прогнозным показателем для самого пессимистического сценария развития карстово-суффозионного процесса (рис. 6.26). Это хорошо видно, если полученные данные представить в виде табл. 6.11.

Таблица 6.11. Стадии провалообразования и их количественная характеристика (N/T – частота, $\lambda = N/ST$ – интенсивность процесса)

Стадии	1	2	3	4	5	6	7
Годы	1959– 1966	1967– 1974	1975– 1979	1980– 1987	1988– 1991	1992– 1997	1998– 2007
Продолжительность T (лет)	7	8	5	8	4	6	10
Количество провалов N	1	1	4	15	2	5	1
N/T (год ⁻¹)	0.143	0.125	0.800	1.875	0.500	0.833	0.100
$\lambda_{\min} = N/S_{\max}T$ (в числителе), $\lambda_{\max} = N/ST$ (км ⁻² год ⁻¹)	$\frac{0.0046}{0.014}$	$\frac{0.0040}{0.012}$	$\frac{0.0258}{0.08}$	$\frac{0.0605}{0.18}$	$\frac{0.0161}{0,05}$	$\frac{0.0269}{0.08}$	$\frac{0.0032}{0.01}$
Категория устойчивости для значений $\lambda_{\min}/\lambda_{\max}$	V/IV	V/IV	IV/III	III/II	IV/III	IV/III	V/IV
Циклы нагрузки	I (1961–1975 гг.)		II (1976–1988 гг.)		III (1989–2000 гг.)		

Примечания: категории устойчивости приводятся по ТСН 22-308-98 НН [29]; $S_{\max} = 31 \text{ км}^2$, $S = 10 \text{ км}^2$ – максимальная и наиболее вероятная, или действующая, площади области влияния водозабора.

На первых двух стадиях частота образования провалов, названных фоновыми природно-техногенными, составляет: $(N/T)_1 = 0.143 \text{ год}^{-1}$ и $(N/T)_2 = 0.125 \text{ год}^{-1}$ (табл. 6.11). На современном этапе речь может идти лишь о фоновом природном или, в крайнем случае, техноприродном развитии процесса, если принять во внимание нарушенные свойства и состояние грунтов покровной толщи после трех циклов изменения гидродинамического давления. Однако к 2008 г. силовое техногенное воздействие стало пренебрежимо малым. Ухудшение же свойств и состояния грунтов было с лихвой компенсировано заполнением трещинно-порового пространства растворимых пород и снижением их аккумуляционной емкости, величина которой, как отмечалось в разделе 5.6, определяет устойчивость закарстованных территорий. Растворение пород способно увеличить аккумуляционную емкость, но оно как раз и является вышеупомянутым фоновым процессом. Таким образом, ожидать образования провалов в 2008–2010 гг. не было никаких оснований, и значение $(N/T)_7 = 0.100 \text{ год}^{-1}$ на седьмой стадии трактовалось как максимально возможное значение частоты, которым характеризовался бы процесс, если бы новая воронка все-таки появилась в 2008 году. Если бы это произошло в 2009 г.

или 2010 г., то частота была бы несколько меньше, хотя и близка к наибольшему значению: $(N/T)'_7 = 0.091 \text{ год}^{-1}$ и $(N/T)'_7 = 0.083 \text{ год}^{-1}$ соответственно.

В целом, данные табл. 6.11 свидетельствуют о тесной взаимосвязи трех циклов антропогенной нагрузки и таких важных для оценки опасности и риска показателей как частота N/T и интенсивность λ процесса. Они наглядно показывают, как изменялась категория устойчивости территории в зависимости от величины λ , максимальной (S_{\max}) и наиболее вероятной, или действующей (S) площади области влияния водозабора. Заметим, что и категория, и значения λ могут и, по-видимому, должны быть откорректированы в результате уточнения значений S_{\max} и S . При этом целесообразно провести крупномасштабное типологическое районирование территории. Оно бы позволило привязать карстовые поля и участки к конкретным инженерно-геологическим условиям и в итоге – оценить карстово-суффозионную опасность и риск с нужной степенью детальности.



Рис. 6.27. Воронка, образовавшаяся весной 2011 г. в 0.8 км северо-западнее водозаборных скважин завода “Капролактан” (фото М.В. Леоненко, 12 мая 2011).

Сделанный в начале 2008 г. прогноз подтвердился в ходе обследования территории: новые, образовавшиеся в 2008–2010 гг., провалы не обнаружены. В 0.8 км северо-западнее водозаборных скважин зарегистрирована конусовидная воронка глубиной $h_v = 1.5 \text{ м}$, появившаяся в конце марта – начале апреля 2011 г (рис. 6.27). Ее диаметр ($D_v = 3.7 \text{ м}$) оказался практически равным прогнозному (см. табл. 6.10).

6.4. Устойчивость площадки размещения основных сооружений Нижегородской АЭС

С инженерно-геологической точки зрения главная особенность проектирования Нижегородской атомной станции (НИАЭС) заключается в том, что все ее объекты расположены на территории развития сульфатно-карбонатного карста. И в этом смысле она не имеет аналогов.

Навашинский район, граничащий с Владимирской областью, выбран для строительства НИАЭС по ряду причин энергетического и социально-экономического характера. Учитывались также требования НП-032-01 [195], в соответствии с которыми из рассмотрения исключены особо охраняемые зоны Нижегородской области, зоны высокой плотности населения и его трудно эвакуируемых групп, а также зоны интересов МО РФ, МВД РФ, УФСИН РФ, МЧС РФ, ФАВТ РФ и ОАО «РЖД» (Глинский М.Л. и др., 2012).

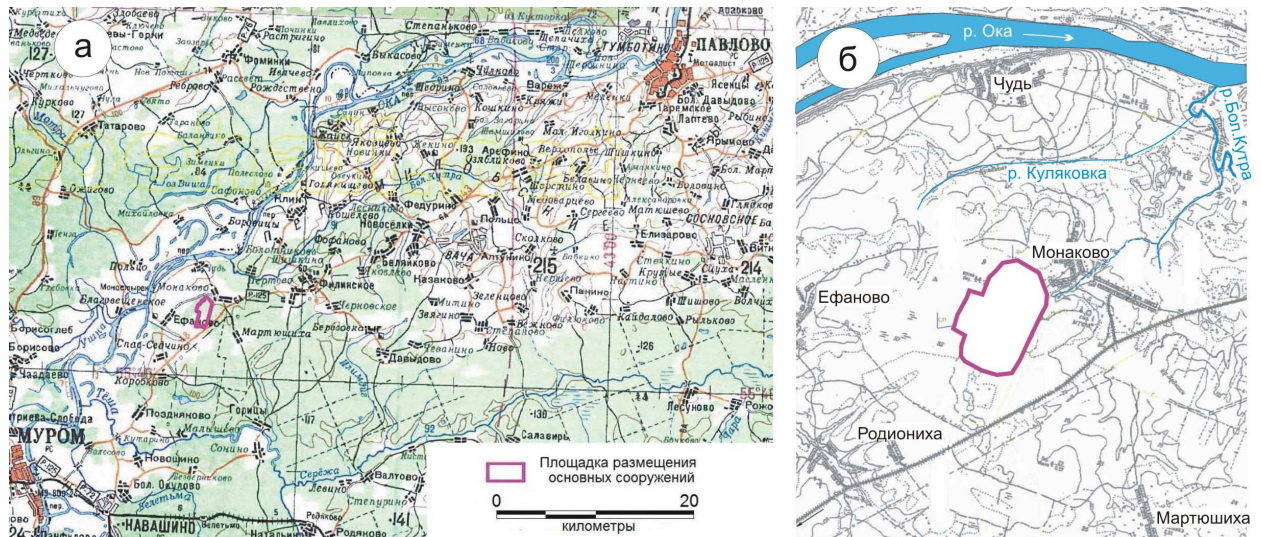


Рис. 6.28. Местоположение Нижегородской АЭС (а) и площадки размещения ее основных сооружений (б).

По результатам комплексных изысканий, выполненных проектным институтом ОАО «НИАЭП» с привлечением ряда производственных и научно-исследовательских организаций, выделен наиболее перспективный участок Навашинского района площадью 20 км^2 . Он находится в пределах Приволжской возвышенности на правом берегу р. Оки с абс. отметками 80–130 м. Строительство основных сооружений АЭС проектируется на площади 3.25 км^2 в северной части этой территории между населенными пунктами Ефаново – на западе, Чудь – на севере, Мартюшиха – на юго-востоке и Родиониха – на юго-западе, в 400-х м от пос. Монаково (рис. 6.28). Площадка «Монаково», расположенная на отметках поверхности водно-ледниковой равнины (110–130 м), выбрана из двух конкурирующих площадок на основании анализа инженерно-геологических условий и главным образом – плотности распределения и интенсивности образования карстово-суффозионных воронок [379, 380].

Геологическое строение

Участок строительства приурочен к западной части Токмовской системы сводовых поднятий, входящей в состав Волго-Уральской антеклизы [57, 104]. Геологическое

строение площадки “Монаково” определяется наличием отложений лишь двух систем – пермской и четвертичной. За ее пределами развиты и отложения неогена [369, 373].

Пермская система представлена породами сакмарского, казанского и уржумского ярусов. Самые древние отложения сакмарского яруса нижней перми (P_{1s}) вскрыты скважинами на абс. отметках от 35–40 м до 60–70 м и более (рис. 6.29). Они представлены двумя пачками: верхней – доломитово-гипсовой (доломиты – прослоями 0.4–3.6 м) и нижней – доломитовой. Вскрытая мощность последней достигает 21 м, общая мощность – 49.5 м.

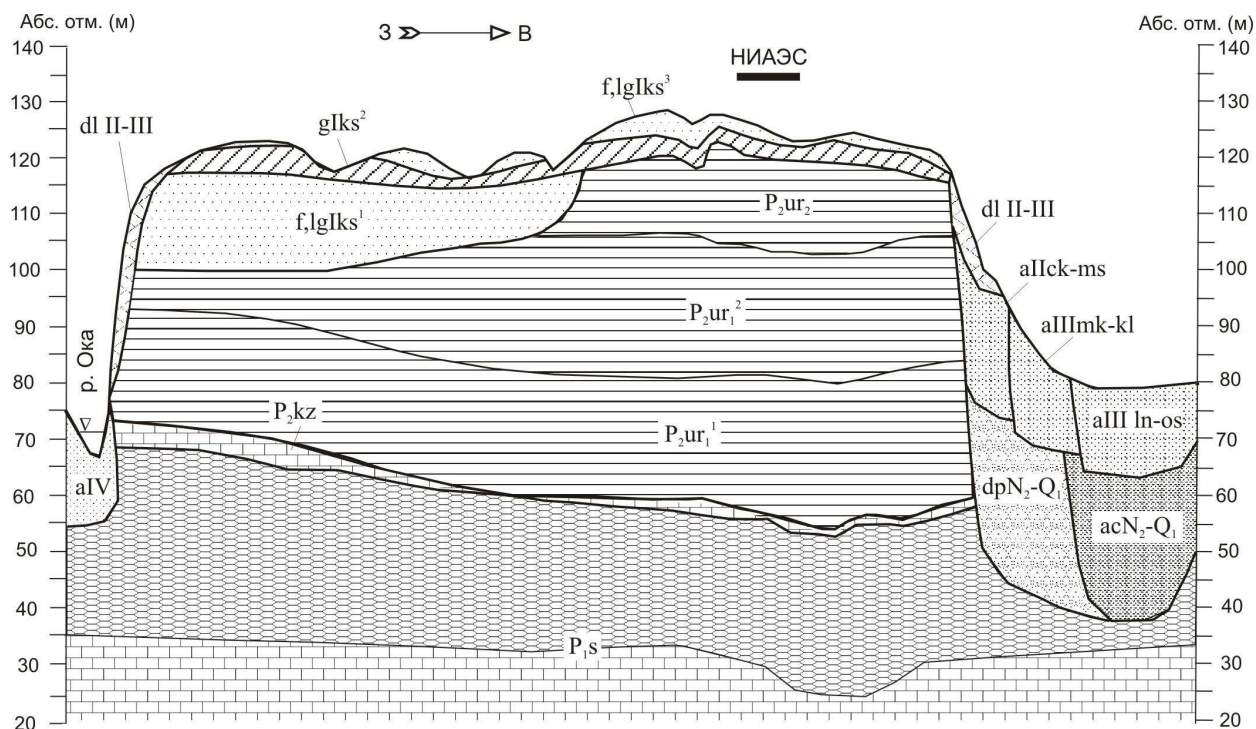


Рис. 6.29. Геологический разрез территории проектируемого строительства. Пермская система: P_{1s} – сульфатно-карбонатная толща сакмарского яруса нижнего отдела; средний отдел: P_{2kz} – доломиты, мергели и глины казанского яруса; P_{2ur_1} , P_{2ur_2} – мергелисто-глинистая толща нижнего ($P_{2ur_1}^1$, $P_{2ur_2}^2$ – нижняя и верхняя пачки) и верхнего подъярусов уржумского яруса. Плиоцен – нижний плейстоцен: acN_2-Q_1 , dpN_2-Q_1 – аллювиально-коллювиальные и оползневые песчано-глинистые накопления (переработанные и перемятые отложения пермской системы). Четвертичная система: $glsk^2$ – моренные суглинки донского оледенения; $f,lglsk^1$, $f,lglsk^3$ – водноледниковые пески времени наступания и отступания ледника (криушинская свита); $aIIck-ms$ – преимущественно песчаные отложения 3-й надпойменной террасы (чекалинский и московский горизонты); dl II-III – делювиальные суглинки и супеси; $aIII mk-kl$, $aIII ln-os$, aIV – аллювиальные песчано-глинистые отложения 2-й (микулинский и калининский горизонты) и 1-й (ленинградский и осташковский горизонты) надпойменных террас и поймы. НИАЭС – площадка размещения реакторов.

На площадке АЭС *среднепермские отложения казанского яруса* (P_{2kz}) перекрывают размытую поверхность сакмарских гипсов на отметках 51.2–55.8 м (глубине 70.4–73.6 м). В подошве ярус представлен мергелями мощностью до 3.6 м, реже алевролитами (до

1.9 м). В средней части – доломитами, иногда известняками (до 2.8 м), и завершают разрез глины (до 1.8 м). В ряде скважин из разреза выпадают карбонатные породы и глины. Чаще всего общая мощность составляет 1.4–4.6 м, в отдельных скважинах – 0 м.

Выше, на абс. отметках 54–73 м залегают красноцветные *отложения уржумского яруса средней перми* (P_{2ur}). В десяти глубоких (120 м) скважинах, пробуренных на площадке размещения реакторов, отметки подошвы красноцветных пород наименьшие (54.0–57.7 м), а глубина – наибольшая (67.4–71.3 м, $h_{cp} = 69.6$ м).

В составе уржумского яруса выделяются нижний (P_{2ur_1}) и верхний (P_{2ur_2}) подъярусы (рис. 6.29). На площадке граница между ними проходит по подошве слоя мелких полимиктовых песков мощностью до 4.6 м. Нижний подъярус в свою очередь разделен на две пачки [369]. Мощность нижней гипсоносной пачки ($P_{2ur_1}^1$) достигает 30 м, верхней ($P_{2ur_1}^2$), практически не содержащей вторичного гипса, – 26 м. Вся толща сложена глинами с прослоями в основном песчаников (до 5.1 м) и алевролитов (до 3.6 м). В нижней пачке $P_{2ur_1}^1$ встречаются прослои и линзы гипсов и мергелей, реже – доломитов. Мощность верхнего подъяруса P_{2ur_2} изменяется в пределах 0–25 м, мощность всей толщи – 0–71 м. Уржумские отложения отсутствуют или характеризуются малой мощностью в древних и современных эрозионных врезках. На площадке АЭС и вблизи нее их общая мощность близка к верхнему пределу: 62.7–69.4 м (рис. 6.29).

Отложения неогеновой системы входят в состав аллювиально-коллювиальных и оползневых песчано-глинистых образований плиоцен-раннечетвертичного возраста (N_2^3 – Q_1), которые заполняют погребенные речные долины. Вблизи проектируемых сооружений – это палеоврезы рек Куляковка и Большая Кутра, вскрывающие толщу сакмарско-казанских растворимых пород до абсолютных отметок 37–55 (рис. 6.29). Они перекрыты аллювиальными преимущественно песчаными накоплениями речных террас, мощность которых в долинах больших и средних рек достигает 16 м и более, а также делювиальными суглинками и супесями (до 8–10 м).

На участке АЭС **четвертичные отложения** представлены моренными суглинками донского оледенения ($gIk\check{s}^2$) и водноледниковыми песками времени отступления ($f,lgIk\check{s}^3$) и наступания ($f,lgIk\check{s}^1$) ледника. Последние залегают на размывтой поверхности уржумской толщи и подстилают морену вдоль северной и западной границ участка. Абсолютные отметки кровли коренных терригенных пород и их мощность уменьшаются здесь до 105–108 м и 38–42 м соответственно (рис. 6.29). Общая мощность отложений криушинской свиты донского горизонта нижнего неоплейстоцена достигает 10–15 м, но под основными сооружениями она существенно меньше: 1.2–6.0 м.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия строительства Нижегородской АЭС определяются наличием двух водоносных комплексов [369, 382]. Первый приурочен к водопроницаемым четвертичным и верхнепермским отложениям уржумского яруса, второй – к сульфатно-карбонатным породам казанского и сакмарского ярусов.

Верхний (уржумский) водоносный комплекс состоит из верховодки, скапливающейся в флювиогляциальных песках $f,lgIk\check{s}^3$ (1-й водоносный горизонт на площадке “Монаково”), и спорадически распространенных вод уржумской толщи (2-й и 3-й напорные горизонты). На площадке и вблизи нее, где отложения $f,lgIk\check{s}^1$ отсутствуют, 2-й водоносный горизонт приурочен к линзам и прослоям песков верхнеуржумской толщи P_{2ur2} . В зависимости от глубины их залегания уровень устанавливается на отметках от 109–112 м до 124–126 м.

Водовмещающими породами третьего горизонта обычно служат линзы и прослои песчаников и трещиноватых алевролитов нижнего подъяруса (P_{2ur1}), реже – сильнотрещиноватых гипсов, мергелей и доломитов. Пьезометрический уровень находится на отметках 92–118 м. Величина напора водоносных слоев 2-го и 3-го горизонтов изменяется от первых метров до 8–12 м.

По данным опытных работ, выполненных на площадке НИАЭС, коэффициент фильтрации уржумских песков не превышает 1.5 м/сут, песчаников, гипсов и мергелей – 0.4 м/сут. Суммарная же мощность водопроницаемых прослоев, включая и четвертичные пески, составляет здесь 9.6–22.2 %, в среднем 15.2 % от общей мощности пород, перекрывающих казанско-сакмарские растворимые отложения. Преобладающие в разрезе глины практически водонепроницаемы. Их коэффициент фильтрации обычно равен 0.003–0.1 м/сут. Максимальные значения 0.4–0.5 м/сут, характеризующие их как водопроницаемые, получены лишь в одной скважине для интервала глубин 43.5–52.0 м.

По химическому составу воды уржумской толщи преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, пресные с минерализацией 0.3–1.0 г/л в верхней части разреза. С глубины примерно 29–30 м их минерализация вследствие повышенного содержания сульфат-иона увеличивается вплоть до 2.0–2.7 г/л, а агрессивность по отношению к сульфатным и карбонатным породам на глубине 18–19 м и больше характеризуется как слабая.

Нижний (казанско-сакмарский) водоносный комплекс состоит из верхнего и нижнего напорных горизонтов, разделенных сакмарским водоупором. *Верхний напорный горизонт* приурочен к доломитам, известнякам, а за пределами строительной площадки и к подстилающим их трещиноватым, местами раздробленным до щебня гипсам и

ангидритам. Он отделен от верхнего слабоводоносного комплекса глинами уржумского и, местами, казанского ярусов. Мощность водовмещающих пород изменяется от 0.5 м до 8 м, напор устанавливается на глубине 30–40 м (а. о. 95–85 м). По химическому составу трещинно-карстовые воды относятся преимущественно к гидрокарбонатно-сульфатному типу и характеризуются общей минерализацией до 3–5 г/л.

Мощность *сакмарского водоупора*, сложенного ангидритами и монолитными гипсами с маломощными прослоями доломитов, изменяется от 5–18 м на участках эрозионных врезов до 28–35 м и более на остальной территории. Коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород по данным работы [382] не превышает 0.1 м/сут.

Нижний напорный (сакмарский) водоносный горизонт приурочен к трещиноватым местами разрушенным до состояния щебня и муки доломитам, под реакторными отделениями залегающим на глубине около 97 м (а. о. ≤ 27 –28 м). Вскрытая мощность водовмещающих пород здесь достигает 22.8 м, уровень устанавливается на отметках 80–97 м. Величина напора над кровлей доломитов составляет 46–50 м.

Современные геологические процессы

Даже из названий Отчетов [369, 373, 379, 380] следует, что наибольшую опасность на участке строительства представляет карст, который в материалах изысканий справедливо трактуется как комплексный процесс и, в первую очередь, как провалообразование. В результате проведения карстологической съемки на площади 50 км², в центре которой расположены основные сооружения АЭС, зарегистрировано 335 поверхностных форм карста. Согласно Руководству [243] они подразделены на провалы, воронки (диаметром до и больше 20 м) и западины неясного генезиса [379]. К провалам отнесены четырнадцать воронок самых разных форм и размеров, появившихся в 1957–2010 гг.

Ближайшие к площадке воронки встречены на расстоянии от 0.55 км на севере до 2.80 км на востоке. Подавляющее большинство воронок находится в северной половине исследованной территории (долина р. Куляковка, рис. 6.28, б), 49 форм – в юго-восточном углу планшета и единичные воронки – на востоке и юго-западе. Эта же закономерность наблюдается и в распределении так называемых провалов.

На самой же площадке и вблизи ее юго-западной границы локальные понижения карстово-суффозионного генезиса не обнаружены. В этой связи оценка опасности и риска образования провалов выполнялась разными способами [369, 373, 379]. На наш взгляд, попытка совместного использования предложений и методик [155, 235, 236, 362], разработанных для районов, сильно отличающихся по условиям развития карста, привела к противоречивости полученных результатов. Тем не менее, инженерно-геологические

условия выделенной по результатам изысканий площадки, несомненно, наиболее благоприятны для размещения основных объектов АС. Справедливость этого вывода может быть показана с использованием расчетов, основанных на сопоставлении аккумуляционной емкости закарстованных отложений и объема локальной области разрыхления в перекрывающих породах. Этот подход к оценке устойчивости закарстованных территорий рассмотрен в разделе 5.6.

Оценка устойчивости промышленной площадки

Обсуждая устойчивость закарстованных территорий, необходимо, как отмечалось в гл. 1, рассматривать два вопроса. Первый – это определение скорости и интенсивности развития карстового процесса, второй – прогноз образования карстово-суффозионных воронок. Принципиальная оценка собственно карстовой опасности обычно базируется на четырех необходимых и достаточных условиях развития карста, сформулированных Д. С. Соколовым (1962). Два из них – растворимость и водопроницаемость пород – относятся к массиву грунтов, и остальные два – движение и агрессивность подземных вод – к водоносным горизонтам (см. раздел 1.1).

Гипсы, доломиты, реже ангидриты залегают в основании разреза всех пробуренных на участке скважин. С учетом глубины залегания и растворимости этих пород, рассматривать проблему их выщелачивания в историческом времени (50, 100, 200 лет) следует лишь применительно к сакмарским гипсам. Однако они, как отмечалось, служат здесь водупором. Таким образом, достаточно хорошо проницаемые карбонатные породы массива-основания НИАЭС являются трудно растворимыми, а среднерастворимые сульфатные породы – практически непроницаемыми.

Переходя к растворяющей способности подземных вод, заметим, что, начиная с глубины 18–19 м, они, как показано в первой части раздела, становятся слабоагрессивными и к сульфатным, и к карбонатным породам. Причем уже на глубине 29–30 м их минерализация увеличивается до 2.6–2.7 г/л, а на глубине залегания растворимых пород достигает 3–5 г/л. При такой минерализации следует ожидать не растворения, а выпадения вещества из раствора, что и наблюдается на этой территории.

О затрудненных условиях водообмена трещинно-карстового водоносного горизонта свидетельствует не только перенасыщенность раствора сульфатами, но и положение его пьезометрического уровня. По данным [382] отметки напора уменьшаются от 95 м на юго-западе площадки до 87 м на северо-востоке. Соответственно гидравлический уклон в этом направлении изменяется в пределах $I = \Delta H / \Delta l = 0.003\text{--}0.004$, где $\Delta H = 8$ м – падение напора на пути движения подземных вод $\Delta l = 2.0\text{--}2.7$ км.

Таким образом, из четырех условий развития собственно карстового процесса не выполняются – три: одно для пород и два для подземных вод. И мы вправе, по крайней мере, в первом приближении не учитывать увеличение размеров существующих зон ослабления закарстованного массива за счет растворения. В этом случае наиболее важными показателями устойчивости массива служат состав и общая мощность нерастворимых грунтов, перекрывающих закарстованные породы (см. разделы 2.5, 5.6).

На площадке НИАЭС мощность покровной толщи в среднем составляет примерно 70 м, и практически вся толща представлена уржумскими отложениями. Поскольку породы уржумского яруса в основном относятся к твердым связным и полускальным грунтам, то форма канала их обрушения – цилиндрическая (см. раздел 5.6), а коэффициент разрыхления в соответствии с данным работ [114, 291, 315] равен $K_p = 1.4–1.5$.

Ответ на вопрос, дойдет ли область обрушения и разуплотнения нерастворимых грунтов до земной поверхности или нет, может быть получен на основании уравнений (5.27), (5.29) раздела 5.6. Если дойдет, то провал неминуемо образуется, а зависит это помимо мощности и свойств покровной толщи и от того, смогут ли закарстованные породы принять требуемый объем раздробленного материала.

По данным изысканий, в том числе и дополнительных [369, 382], ослабленная зона массива вскрыта половиной всех пробуренных на участке скважин в кровле сакмарско-казанских отложений. Ее максимальная мощность 4.1 м наблюдается за пределами строительной площадки. Мы допускаем существование в этой зоне не только сильнотрещиноватых и раздробленных до щебня, гравия и муки пород, но и открытых изолированных карстовых полостей, не обнаруженных в ходе изысканий.

Рассматривая наихудший сценарий развития процесса, считаем, что размеры полостей в плане достаточно велики, чтобы они могли накапливать раздробленные грунты покровной толщи в объеме, необходимом для образования карстово-суффозионных воронок на земной поверхности. Базируясь на консервативном подходе к решению детерминированных задач инженерной геологии и геомеханики, принимаем также, что высота гипотетической полости равна максимальной мощности ослабленной зоны $\Delta h \approx 4$ м при мощности покровной толщи $h \approx 70$ м (рис. 6.30), коэффициент разрыхления которой минимальный: $K_p = 1.4$.

Учитывая, что на промышленной площадке казанские отложения чаще всего представлены слабопроницаемыми грунтами, и коэффициент фильтрации сакмарских гипсов не превышает 0.1 м/сут, можем утверждать следующее. Скорость горизонтального движения трещинно-карстовых вод (м/сут) в верхнем горизонте казанско-сакмарского водоносного комплекса численно меньше градиента $I = 0.003–0.004$ на один–два порядка.

При этом согласно уравнению Бернулли (см. уравнение (5.35) раздела 5.7) скорость движения воды в изолированной карстовой полости будет настолько мала, что вода может рассматриваться как стоячая.

Тогда, принимая, что угол откоса осыпи, образующейся в гипотетической карстовой полости, близок к углу $\varphi_0 = 45^\circ$, приходим к следующим геометрическим соотношениям (рис. 6.30). Объем усеченного конуса, в границах которого накапливается обломочный материал, равен

$$\Delta V = V_{cr} = \Delta h \pi (L_c^2 + L_c L_0 + L_0^2) / 12 = \pi (3 \Delta h L_c^2 + 6 L_c \Delta h^2 + 4 \Delta h^3) / 12, \quad (a)$$

а объем канала обрушения уржумских пород составляет

$$V_0 = h_0 \pi L_c^2 / 4. \quad (б)$$

Подставляя выражения (а), (б), а также $K_p = 1.4$ в уравнение (5.27а) раздела 5.6 имеем:

$$(\Delta h - 0.4h_0)L_c^2 + 2\Delta h^2 L_c + 4\Delta h^3 / 3 = 0. \quad (6.24)$$

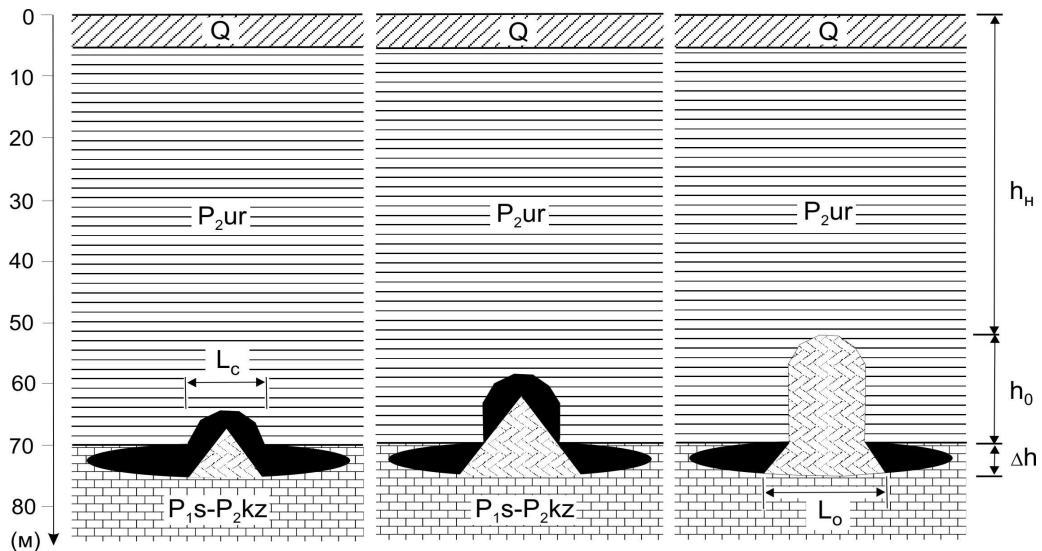


Рис. 6.30. Схематическое строение массива пород на площадке строительства энергоблоков и стадии возможного обрушения покровной толщи: Δh – высота гипотетической карстовой полости на контакте сакарско-казанских ($P_{1s}-P_{2kz}$) растворимых и уржумских (P_{2ur}) нерастворимых отложений; L_c – пролет свода обрушения и возможной области разрыхления грунтов; h_0 – максимальная высота канала обрушения, h_n – мощность ненарушенной толщи, $h_0 + h_n = h$ – мощность покровной толщи, с поверхности сложенной маломощными четвертичными отложениями (Q).

Провал на поверхности произойдет, если $h_0 \geq h$ и $V_{cr} \geq V_0(K_p - 1)$, поэтому критерий опасности (6.24) можно переписать в виде неравенства:

$$(\Delta h - 0.4h)L_c^2 + 2\Delta h^2 L_c + 4\Delta h^3 / 3 \geq 0, \quad (6.25)$$

Это неравенство выполняется в трех случаях. Воспользовавшись обозначениями $p/2 = \Delta h^2 / (\Delta h - 0.4h_0)$, $q = 4\Delta h^3 / 3(\Delta h - 0.4h_0)$ запишем их следующим образом:

- 1) $L_c^2 + pL_c + q \geq 0$ при $\Delta h - 0.4h > 0$;
- 2) $pL_c + q \geq 0$ при $\Delta h - 0.4h = 0$;

3) $L_c^2 + pL_c + q \leq 0$ при $\Delta h - 0.4h < 0$.

В 3-м условии смена знака квадратного уравнения вызвана изменением знака всех его слагаемых. Области положительных и отрицательных значений функции (6.25), отвечающие трем рассмотренным случаям, показаны на рис. 6.31. Если один из корней квадратного неравенства окажется отрицательным, что противоречит физическому смыслу величины L_c , то положительная область будет ограничена снизу в первом случае значением L_{c2} (рис. 6.31, а), в последнем – нулевой координатой (рис. 6.31, в). Ось ординат отсекает рассматриваемую область и в случае, если $L_c < 0$ (рис. 6.31, б).

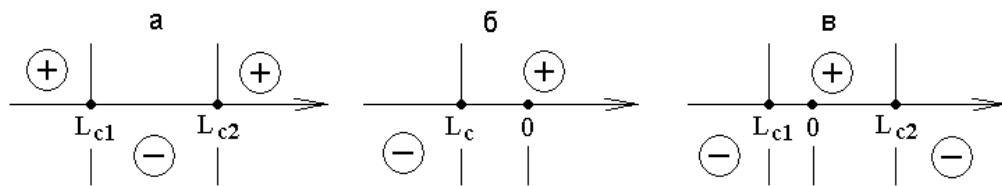


Рис. 6.31. Изменение знака функции (6.25) для случаев $\Delta h - 0.4h > 0$ (а), $\Delta h - 0.4h = 0$ (б) и $\Delta h - 0.4h < 0$ (в).

Так как $\Delta h = 4$ м, $h = 70$ м, то $\Delta h - 0.4h = -24$ м, и реальным является лишь последний, 3-й случай: $L_c^2 + pL_c + q \leq 0$. Тогда для предельного состояния массива пород ($h_0 = h$) из условия (6.25) получим, что провал в основании сооружений АЭС неминуемо произойдет, если $0 \leq L_c \leq 2.67$ м.

Столь малая ширина области деформирования характерна для каналов течения несвязных грунтов. Иными словами, проявления карста на земной поверхности при условии $0 \leq L_c \leq 2.67$ м возможны лишь в случае реализации процесса массовой суффозии. Но доля суффозионно-неустойчивых грунтов в общей мощности уржумских пород, как говорилось, мала. В нижней же части разреза уржумских отложений они вообще отсутствуют. Отсюда следует, что на промышленной площадке образование провалов этим путем практически исключается.

Деформационно-прочностное поведение уржумских отложений определяется поведением плотных твердых глинистых грунтов. Определение критического пролета полости, при котором начнется и будет развиваться процесс их обрушения, представляет собой задачу самостоятельного изучения. Исходя из опыта натуральных и модельных исследований (см. гл. 3), можно с большой долей уверенности принять, что пролет первичного свода обрушения будет, по крайней мере, в 3–5 раз больше значения $L_c = 2.67$ м, и составит $L_c = 8.0$ – 13.4 м.

Решая уравнение (6.24) относительно h_0 подстановкой: $\Delta h = 4$ м, $L_c = 8.0$ – 13.4 м, находим, что высота области деформирования-разрушения равна $h_0 = 23.3$ – 17.2 м, то есть

примерно в 3–4 раза меньше h . Таким образом, площадка размещения основных сооружений АЭС характеризуется 3-х – 4-х кратным запасом устойчивости: $K_y = h/h_0 = 3.0–4.1$. При этом, учитывая, что мощность ненарушенной толщи равна $h_n = h - h_0 \approx 47–53$ м (рис. 6.30), трудно представить себе приложенное с поверхности техногенное воздействие – статическое, динамическое или фильтрационное, которое могло бы вывести нижнюю разрушенную часть массива из равновесия. Другое дело, если оно будет приложено изнутри массива, например, в виде откачек трещинно-карстовых вод, но такой вид воздействия проектом не предусмотрен [379].

Выводы

1. Для северо-западного района Москвы выполнены анализ инженерно-геологических условий, режима уровней подземных вод и расчеты устойчивости глинистых отложений юрского и каменноугольного возраста. С использованием разработанной модели образования окон в водоупорах показано, что появление во второй половине XX века карстово-суффозионных воронок в склонах доледниковой эрозионной ложбины Москвы-реки обусловлено техногенным разрушением относительно тонкого келловей-оксфордского водоупора. В центральной части ложбины, где юрские глины эродированы, мощность неверовских и воскресенских глин слишком велика, а аккумуляционная емкость подстилающих карбонатных пород мала для того, чтобы снижение напоров трещинно-карстовых вод привело к тотальному дроблению слабопроницаемых пород. Тем не менее оно оказалось достаточным для разрушения слабых структурных связей и контактов глинистой толщи верхнего карбона. Этим и объясняется зарегистрированное здесь площадное оседание земной поверхности с аномально высокой скоростью.

2. Разработанная процедура оценки карстово-суффозионного риска в районах нереализованной опасности состоит из пяти основных стадий, или этапов: 1) анализа инженерно-геологических условий; 2) районирования территории и схематизации массива пород в наиболее опасных таксонах; 3) формулировки рабочей гипотезы и разработки возможных сценариев провалообразования; 4) расчета диаметра провалов и определения интенсивности процесса; 5) вычисления физического и экономического ущербов. Каждая стадия исследований подробно рассмотрена на примере одного из потенциально опасных в карстово-суффозионном отношении районов Москвы, и показана необходимость учета самоорганизации массива пород при оценке устойчивости закарстованных территорий.

3. В Дзержинском карстовом районе, для участка интенсивного в прошлом отбора подземных вод дан прогноз образования провалов в сложившихся к настоящему времени

инженерно-геологических условиях. В основу прогноза, подтвердившегося спустя 3 года после того, как он был сделан, положен анализ предшествующих событий. Установлена тесная взаимосвязь размеров карстово-суффозионных воронок, частоты и интенсивности их образования с тремя циклами изменения гидродинамического режима продолжительностью 15, 13 и 12 лет. Использование моделей поведения связных и несвязных дисперсных пород показывает, что при сложившихся к настоящему времени условиях здесь следует ожидать уменьшения диаметра воронок ($D = 2.4\text{--}5.0$ м), среднее значение которого составляет 3.4 м, а частота процесса не может превышать 0.1 год^{-1} .

4. С точки зрения инженера-геолога главная особенность строительства Нижегородской атомной станции заключается в том, что все ее объекты расположены на территории развития покрытого сульфатно-карбонатного карста. В результате инженерно-геологических изысканий выделена площадка размещения основных сооружений АС, где поверхностные формы проявления карста отсутствуют, а мощность твердых глинистых грунтов, перекрывающих закарстованные породы, максимальна. Установлено также, что скорость растворения пород в зоне затрудненного водообмена крайне мала. В этих условиях, как показывают расчеты, основанные на сопоставлении аккумуляционной емкости закарстованного массива с объемом области разрыхления покровной толщи, площадка характеризуется 3-х–4-х кратным запасом устойчивости.

Заключение

Проблема устойчивости закарстованных территорий сложна и многообразна, количество посвященных ей публикаций огромно. Но наиболее актуальной и сложной задачей является локальный прогноз образования провалов и воронок оседания в районах покрытого карста, проявления которого на земной поверхности отсутствуют, не зарегистрированы или плохо выражены в рельефе. При этом чрезвычайно большое значение приобретает исследование закономерностей гравитационного и фильтрационного разрушения покровной толщи закарстованных массивов в результате выноса несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы, механизмов формирования воронок в массиве пород. А главную роль в получении информации наряду с натурным изучением закарстованных территорий играет воспроизведение процесса на физических и математических моделях.

Комплексное использование разных методов физического и математического моделирования, аналитического определения напряженного состояния и инженерных методов расчета устойчивости массивов, а также сопоставление полученных результатов с результатами полевых исследований районов развития карбонатного и сульфатно-карбонатного карста, послужили основанием для следующих основных выводов.

1. Закономерности провалообразования, под которым понимается процесс деформирования-разрушения покровной толщи, определяются свойствами слагающих ее грунтов и их напряженным состоянием. Последнее характеризуется эллиптической областью влияния, возникающей в окрестности ослабленного участка и имеющей зональное строение. Свойства пород, мощность отдельных слоев и всей покровной толщи, размеры и форма участков ослабления массива изменяются в широких пределах. На состояние и свойства грунтов, равно как и на их напряженное состояние, большое влияние оказывают дополнительные воздействия, обусловленные, в частности, наличием подземных вод. Этим и объясняется все многообразие проявлений процесса, которое обычно отождествляется с разнообразием карстово-суффозионных процессов.

2. Покровная толщина закарстованных массивов является типичной диссипативной системой, способной эволюционировать и создавать упорядоченные структуры в неравновесном состоянии. Формирование, взаимодействие и развитие структурных элементов области влияния карстовой полости – это процесс самоорганизации геологической среды, направленный на снижение негативного влияния полости и увеличение устойчивости массива. Структурными элементами области влияния в квазистатических условиях служат зоны обрушения, разгрузки напряжений, опорного давления и переходная зона.

3. При определении напряженного состояния и оценке устойчивости дисперсных грунтов, перекрывающих растворимые скальные породы, грунтовую толщу можно рассматривать как весомый упругий слой, а закарстованную – как жесткое основание с вырезом. При этом алгебраическая сумма поля напряжений от веса пород и поля напряжений, возникающих в невесомом упругом слое от действия нагрузки, равномерно распределенной по площади отверстия, отражает исходное напряженное состояние покровной толщи над карстовой полостью для случая гладкой контактной поверхности. С учетом механизма сводообразования этот аналитический метод применим и к определению напряжений в динамике истечения несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы. Полученная при этом структура области влияния отверстия соответствует структуре статической области влияния.

4. Разрушение слоя связных грунтов над ослабленным участком массива происходит в результате действия двух основных механизмов – изгиба и отрыва. Трещины отрыва могут замыкаться внутри слоя, образуя свод обрушения. Это первая, или классическая форма появления окон в водоупорах, для которой изгиб слоя первичен, а разрывные нарушения вторичны. Она требует наличия достаточно крупных карстовых полостей. Вторая форма, или гидравлическое разрушение слабопроницаемых грунтов с влажностью выше максимальной молекулярной влагоемкости реализуется при снижении напора трещинно-карстовых вод до критических отметок. Поскольку в этом случае вес грунтов мал по сравнению с главной действующей силой – поровым давлением, то основным механизмом является отрыв и, как следствие, растрескивание слоя на фоне быстрого распространения волны дробления, а механизм изгиба вторичен. Поэтому процесс может развиваться и над малыми полостями, причем без видимых деформаций изгиба, по крайней мере, до того как слой окажется полностью разрушенным.

5. Несцементированные песчаные породы противостоят разрушению благодаря двум своим фундаментальным свойствам – трению и дилатансии, которые отличаются от сцепления связных грунтов тем, что проявляются в полной мере лишь в условиях сжатия. Такие условия возникают в верхней части зоны разгрузки напряжений, но главным образом – в зоне опорного давления, где мобилизованный угол трения песков на кромках карстовой полости достигает максимальных значений. В условиях растяжения, непосредственно над полостью их прочность мала, так как определяется углом трения между отдельными зернами. Зацепление частиц отражает связанный с упаковкой угол дилатансии. При деформировании он изменяется от v_{\max} до v_{\min} и вплоть до $v = 0^\circ$ при полном исчезновении сжимающих напряжений. Отсюда следует неизбежность истечения сыпучих грунтов в отверстие, их разрушения в зоне разгрузки напряжений и

формирования трубообразного или расширяющегося вверх по потоку канала в зависимости от плотности песков, гидростатического взвешивания, гидродинамического воздействия и условий на выходе – свободного или стесненного деформирования.

6. Реакция несвязных грунтов на изменение поля напряжений в окрестности ослабленного участка, тесно связанная с их свойствами, предопределяет и реализацию двух основных механизмов деформирования – разуплотнения и среза. Несколько упрощая картину, и тот и другой можно трактовать как деформации сдвига. Однако при разуплотнении сдвиг происходит под углом $\pm (45 + \varphi/2)$ к направлению главных сжимающих напряжений, а при срезе – под углом $\pm (45 - \varphi/2)$. Сдвиги первого типа, действующие по множеству площадок, аналогичны изгибу связных грунтов, а последнего – трещинам отрыва. Подобно тому, как разрыв связных пород происходит по поверхностям действия наибольших растягивающих напряжений, срез несвязных – по поверхностям локализации деформаций. Совместная работа этих двух механизмов – разуплотнения и среза – приводит к формированию сводчатых или крестообразных сдвиговых структур, которые контролируют процесс истечения сыпучих грунтов в подземные полости, разделяя область деформирования на структурные элементы и придавая ей зональное строение.

7. В квазистатических условиях своды обрушения и разгрузки напряжений представляют собой конические или куполообразные поверхности, напряженное состояние которых определяется реакциями в опорах, на краях полости, где они и зарождаются. Но сформировавшись, они теряют устойчивость не в опорах, а в вершине. Принимая эту точку зрения, мы можем определять размеры сводов и коэффициент концентрации напряжений, не вступая в противоречие с результатами натуральных и модельных наблюдений. В динамике истечения своду обрушения отвечает зона свободного падения частиц, своду разгрузки – зона их столкновения и обмена импульсами. В зоне опорного давления течение остается преимущественно пластическим, а в переходной зоне имеет место разуплотнение сыпучих грунтов.

8. Водонасыщенные несвязные грунты противостоят разрушению с помощью тех же самых своих свойств – трения и дилатансии. Однако эти свойства ослаблены гидростатическим взвешиванием, которое уменьшает эффективные напряжения, а значит, и мобилизованный угол трения песков, способствуя тем самым расширению канала течения. Тому же способствует и горизонтальная составляющая гидродинамического давления. Но при интенсивной нисходящей фильтрации его вертикальная составляющая в окрестности полости препятствует расширению канала, которое в итоге может оказаться небольшим. Таким образом, истечение воздушно-сухих и водонасыщенных несвязных

грунтов имеет одинаковую природу. Отличия наблюдаются в морфологии и морфометрии проявлений процесса, а также его кинематике. Так, расход водонасыщенных песков в гидростатических условиях пропорционален диаметру полости в степени 2, а расход воздушно-сухих – 2.5.

9. Капиллярно-влажные пески, обладая некоторой связностью, могут затормозить, но не остановить провалообразование над карстовой или промежуточной полостью, если ее пролет больше нескольких дециметров (максимум 1–3 м). При этом их сцепление не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода, и процесс развивается внутри трубообразного или сужающегося канала в результате последовательного формирования и обрушения куполовидных трещин или полостей. Любопытные особенности процесса деформирования появляются также в несвязных водонасыщенных грунтах при восходящей фильтрации. Направленное вверх гидродинамическое давление препятствует их обрушению, но по мере его рассеивания песок слой за слоем опускается в отверстие, над которым появляется щель или треугольная в разрезе полость. Процесс может завершиться образованием эллиптической или каплеобразной зоны разуплотнения или спровоцировать цепное разжижение большого объема грунтов. Все эти особенности учитываются в рамках концепции зонального строения области влияния.

10. Эллиптическая область влияния ослабленного участка возникает в начальной стадии провалообразования. Именно ей мы обязаны постоянству расхода сыпучих тел и формированию конических, трубообразных или эллиптических каналов деформирования грунтов. Ее зональное строение отражается и на строении поверхностных форм процесса, которое зависит от плотности, относительной мощности и скорости истечения грунтов. Размеры области влияния и составляющих ее зон полностью определяются шестью уравнениями, связывающими их с пролетом полости и углом трения песков и позволяющими находить диаметр карстово-суффозионных воронок, а также прогнозировать возможность их образования, сопоставляя количество удаленного материала с аккумуляционной емкостью закарстованных пород. Причем для квазистатических условий эти уравнения соответствуют уравнениям предельного напряженного состояния массива.

11. Аккумуляционная емкость закарстованных пород отражает способность последних принимать и накапливать обломочный материал. Она зависит от многих условий и факторов, в том числе, минерального состава, трещиноватости и растворимости пород, режима подземных вод и интенсивности техногенных воздействий. В ряде случаев мы можем оценить ее значение, а на основании уравнения баланса массы грунтов до и

после их деформирования – рассчитать количество вынесенного материала. С учетом того, что используемые в расчетах значения начальной и конечной пористости связаны с коэффициентом разрыхления пород, который используется в горном деле, этот подход применим для прогнозов устойчивости не только песчаной покровной толщи, но и вообще районов покрытого, а также голого карста. Однако в силу отличий формирования устойчивости закарстованных и подработанных территорий, прогнозируя возможность провалообразования в районах ожидаемой опасности, следует ориентироваться на значения коэффициента первичного разрыхления горных пород.

Кратко изложенные выше представления о провалообразовании в карстовых районах служат новым шагом к целостному пониманию этого процесса. Поскольку в количественных зависимостях – расчетных моделях, отражающих эти представления, по возможности использовались стандартные показатели свойств и состояния грунтов, определяемые в ходе инженерно-геологических изысканий, или же предлагаемые модели на основе некоторых допущений приведены к такому виду, то для их широкого практического применения нет никаких препятствий. Вместе с тем выполненные исследования ставят ряд вопросов, которые требуют дальнейшего изучения.

Очень важным в проблеме оценки карстово-суффозионной опасности и риска является вопрос о времени формирования поверхностных карстовых форм. Для его решения наряду с традиционными методами определения возраста воронок целесообразно использовать методы, основанные на совместном анализе механизмов их образования, свойств и состояния слагающих их грунтов. Кроме того нужно искать новые пути экспериментального изучения и математического описания провального процесса с тем, чтобы не только стохастические, но и детерминированные модели в явном виде содержали время его развития. И опыт разработки таких подходов к решению задачи есть.

Необходимо продолжить начатые в Институте литосферы АН СССР по предложению Е.М. Сергеева натурные и лабораторные исследования напряженного состояния массивов закарстованных и перекрывающих их пород, которое, как мы видели, объясняет многие закономерности образования провалов. Широкое поле изучения динамики процесса истечения несвязных и раздробленных связных грунтов в подземные полости на базе существующих методов расчета напряжений в статике открывает предложенный подход к их аналитическому исследованию, позволяющий учесть асимметрию деформирования, которая присуща процессу, даже если начальные и граничные условия предопределяют формирование осесимметричного канала течения.

Большую роль в потере устойчивости закарстованных территорий играет разрушение слабопроницаемых пластов при откачках подземных вод. Откачки, как

хорошо показано Н.М. Герсевановым, являются одним из наиболее важных видов техногенного воздействия. Модель образования окон в водоупорах, полученная на основе некоторых упрощений сложного динамического процесса послойного отрыва водой частиц породы и сопутствующего растрескивания слоя, позволяет прогнозировать их появление и управлять устойчивостью массива. Однако на участках строительства особо ответственных сооружений недопустимо появление не только окон, но и вывалов пород и даже микротрещин. В этой связи дальнейшего изучения заслуживают закономерности распределения порового давления и его изменения при колебаниях пьезометрических уровней и, что особенно важно, при разрушении слабопроницаемых грунтов.

В карстовых районах причиной образования провалов и воронок оседания в большинстве случаев служит истечение несвязных грунтов в подземные полости. Модель этого процесса, базирующаяся на концепции области влияния подземной полости, объясняет многие его стороны, не вступая в противоречие с современными представлениями об этом процессе, существующими в смежных областях науки. Полученные результаты позволяют находить скорость свободной суффозии массы, или гравитационного истечения сухих и водонасыщенных несвязных грунтов в гидростатических условиях и подойти к ее определению в случае восходящей или нисходящей фильтрации на основе общего дифференциального уравнения движения тела в среде, сопротивление которой пропорционально его скорости. Вместе с тем остаются некоторые не совсем понятные вопросы, требующие дополнительных исследований. Они относятся к плотности песков в канале течения и, особенно, в нижней зоне области влияния, к значениям критического диаметра отверстия, меньше которого расход несвязных грунтов перестает подчиняться установленным закономерностям, и к эффектам локальной восходящей фильтрации, обусловленной эжектирующими свойствами мелкодисперсных дискретных тел.

Какими бы слабыми ни были грунты покровной толщи, каким бы сильным ни было техногенное воздействие, проявление карста на земной поверхности исключается, если аккумуляционная емкость растворимых пород недостаточно велика. Другими словами, трещиноватость и закарстованность растворимых пород определяет саму возможность провалообразования, но именно эти показатели опасности, до сих пор остаются наименее изученными, что не в последнюю очередь связано с высокой стоимостью глубокого бурения. В отличие от горного дела, которое оперирует заданными геометрическими характеристиками полого подземного пространства, карстоведение сталкивается с высокой степенью их неопределенности. Математически строгое описание не просто трещинно-порового, но полого пространства закарстованных массивов – задача

чрезвычайно сложная. Если же кроме его геометрии нужно учитывать растворимость горных пород, режим подземных вод и техногенное изменение последнего, – сложная вдвойне. В относительно простых инженерно-геологических условиях мы можем оценить величину аккумуляционной емкости и дать прогноз устойчивости массива, но решение этой проблемы в целом требует долгой и кропотливой работы, в основе которой должен лежать совместный анализ данных инженерно-геологических, гидрогеологических, гидрохимических, геофизических, спелеологических и других исследований. Несмотря на серьезные трудности и высокие трудозатраты, ставить и решать эту задачу необходимо.

Представляется, что возможности обсуждаемых подходов к исследованию проблемы деформирования-разрушения массивов водонасыщенных пород с дефектами строения далеко не исчерпаны. Полученные в работе результаты как методического, так и теоретического характера могут оказаться полезными при изучении устойчивости не только закарстованных территорий, но и при решении широкого круга вопросов, связанных с устойчивостью массивов горных пород в условиях интенсивного техногенного изменения их свойств и состояния.

Список литературы*1. Опубликованная литература*

1. Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г. и др. Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. 383 с.
2. Авершин С.Г. Сдвигение горных пород при подземных разработках. М.: Углетехиздат, 1947. 245 с.
3. Авершин С.Г., Груздев В.Н., Балалаева С.А. Распределение напряжений вокруг горных выработок. Фрунзе: Илим, 1971. 130 с.
4. Адерхольд Г. Классификация провалов и мульд оседаний в карстоопасных районах Гессена. Рекомендации по оценке геотехнических рисков при проведении строительных мероприятий / Пер. с нем. В.В. Толмачева. Под ред. Е.В. Копосова. Нижний Новгород: ННГАСУ, 2010. 112 с.
5. Аладьев В.З. Классические однородные структуры. Клеточные автоматы. Таллинн: Fultus Books, 2009. 535 с.
6. Альбов С.В. Объяснение происхождения провалов и просадок поверхности теорией горного давления (по материалам карста низовьев левобережья р. Оки) // Карстоведение. Вып. 4: Тр. молотовской карстовой конференции (26 февраля – 1 января 1947). Молотов: Изд-во Молотовского гос. ун-та, 1948. С.23–36.
7. Андрейчук В.Н. Березниковский провал. Пермь: Изд-во Уральского отделения РАН, 1996. 133 с.
8. Андрейчук В.Н. Провалы над гипсовыми пещерами-лабиринтами и оценка устойчивости закарстованных территорий. Черновцы: Изд-во “Прут”, 1999. 52 с.
9. Андрейчук В.Н., Дорофеев Е.П., Лукин В.С. Органные трубы в карбонатно-сульфатной кровле пещер // Пещеры. Проблемы изучения. Пермь, 1990. С. 16–23.
10. Аникеев А.В. Опыт оценки устойчивости массивов пород на закарстованных территориях методом физического моделирования // Вопросы геологии литосферы. М.: Наука, 1983. С. 8–10.
11. Аникеев А.В. Образование провалов в массиве водонасыщенных пород (по результатам моделирования методом эквивалентных материалов) // Литосфера: вопросы геологии и охраны среды. М.: Наука, 1985. С. 28–29.
12. Аникеев А.В. Методика моделирования устойчивости покровной толщи закарстованных массивов с помощью водонасыщенных эквивалентных материалов. М.: ЦП НТГО, 1987. 36 с.

13. Анিকেев А.В. Моделирование провалообразования в песчаной покровной толще закарстованного массива // Геологические исследования литосферы. М.: Наука, 1988а. С. 52–56.
14. Анিকেев А.В. Условия подобия водонасыщенной модели из эквивалентных материалов и массива пород // Инженерная геология. 1988б. № 2. С. 96–103.
15. Анিকেев А.В. Закономерности деформирования несвязных грунтов над карстовой полостью // Инженерная геология карста. Докл. междунар. симп. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 1993. Т.1. С. 67–72.
16. Анিকেев А.В. О двух формах разрушения связных грунтов над полостью // Геоэкология. 1993. № 2. С. 115–123.
17. Анিকেев А.В. Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков покровной толщи в карстовых районах // Геоэкология. 1995. № 1. С.72–79.
18. Анিকেев А.В. К проблеме локального прогнозирования устойчивости закарстованных территорий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 48–56.
19. Анিকেев А.В. Суффозия. Механизм и кинематика свободной суффозии // Геоэкология. 2006. № 6. С. 544–553.
20. Анিকেев А.В. Изучение карстово-суффозионных провалов на моделях из термопластических материалов // Геоэкология. 2008. № 4. С. 420–435.
21. Анিকেев А.В., Артамонова Н.Б., Калинин Э.В. Некоторые особенности деформирования и разрушения массивов горных пород при техногенном изменении режима подземных вод // Геоэкология. 2000. № 3. С. 249–256.
22. Анিকেев А.В., Калинин Э.В., Тараканов С.И. Определение напряженного состояния грунтовой толщи над карстовой полостью // Инженерная геология. 1991. № 5. С.64–70.
23. Анিকেев А.В., Рагозин А.Л., Селезнев В.Н. Оценка геологического риска на участке городского строительства // Геоэкология. 2007. № 6. С. 547–560.
24. Анিকেев А.В., Сулимова А.Ю., Чумаченко С.А. Инверсия свойств грунтов, слагающих молодые карстово-суффозионные воронки // Сергеевские чтения. Вып. 10: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 20–21 марта 2008). М.: ГЕОС, 2008. С. 6–11.
25. Анিকেев А.В., Чумаченко С.А. Карстово-суффозионные провалы Бугульминской возвышенности // Геоморфология. 2011. № 3. С. 32–41.
26. Артамонова Н.Б. Экспериментальное обоснование расчетных параметров и исследование напряженно-деформированного состояния флюидонасыщенных

- слоистых массивов на основе модели Био. Автореф. дисс. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 2004. 24 с.
27. Архангельский И.В. Техногенные геологические процессы по трассам подземных водонесущих коммуникаций // Город и геологические опасности: Материалы Межд. конф. (17–21 апреля 2006 г.). С-П.: Изд. дом “Экономика, Строительство, Транспорт”, 2006. Ч. I. С. 9–12.
 28. Архидьяконских Ю.В. Опыт моделирования суффозионных воронок и возможность использования их при изучении карстовых колодцев и шахт // Пещеры. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1971. С. 145–149.
 29. Архидьяконских Ю.В. Суффозионная устойчивость обводненных несцементированных песков в условиях их всестороннего сжатия. Ч. 2. Пермь, 1982. 249 с. Деп. ВИНТИ № 2694–82.
 30. Архидьяконских Ю.В., Ерастов В.С., Кузнецов П.В. и др. О типах разрушения суффозионных полостей в обводненных несцементированных обломочных породах // Гидрогеология и карстоведение. Вып. 5. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1975. С. 162–163.
 31. Баклашов И.В. Деформирование и разрушение породных массивов. М.: Недра, 1988. 271 с.
 32. Барановский В.И. Влияние природных факторов на выбор способов разработки угольных пластов на глубоких горизонтах. М.: Госгортехиздат, 1963. 179 с.
 33. Барвашов Б.А., Харламов П.В. К расчету фундаментов на закарстованном основании // Геориск. Декабрь 2007. С. 30–32.
 34. Баренблатт Г.И. Анализ размерностей: учеб. пособие. М.: МФТИ, 1987. 168 с.
 35. Барях А.А., Самоделкина Н.А. Расчет напряженного состояния массива горных пород в зонах локальных неоднородностей строения // ФТПРПИ. 2004. № 5. С. 50–59.
 36. Барях А.А., Стажевский С.Б., Тимофеев Е.А., Хан Г.Н. О деформированном состоянии породного массива над карстовыми пустотами // ФТПРПИ. 2008. № 6. С. 3–12.
 37. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.
 38. Беляев Д.Д., Воробьев А.А., Гольтякова В.И. и др. Гидрогеологическое описание южного крыла Подмосковского бассейна и условия обводнения угольных шахт. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1941. 180 с.
 39. Березкина Г.М., Зыкова Н.В. Влияние длительной фильтрации на прочность глин // Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве (Материалы XIII Всесоюзного совещания) Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 1985. С. 175–176.

40. Березкина Г.М., Зыкова Н.В., Симонов А.П., Чертков Л.Г. Инженерно-геологические особенности юрских глинистых пород г. Москвы в зависимости от условий их залегания // Инженерная геология. 1985. № 1. С. 33–41.
41. Бочеввер Ф.М., Просенков В.И., Язвин Л.С. Подземные воды Москвы и Подмосковья // Городское хозяйство г. Москвы. 1966. № 10. С. 26–28.
42. Бочков Н.М. Механическая суффозия грунта. М.: ОНТИ, 1936. 46 с.
43. Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов. М.: УРСС Эдиториал, 1999. 264 с.
44. Вопросы геотехники. Сб. № 1 / Под ред. М.Н. Гольдштейна. М.: Гос. изд-во по строительству и архитектуре, 1953. 228 с.
45. Воронков Н.А., Риттер Ф.А. Исследование вторичного разрыхления руды при частичном выпуске // Физика и технология разработки недр. М.-Л., 1965. С.92–98.
46. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978. 447 с.
47. Гаврюхина А.А. Формирование подземных вод под влиянием искусственной разгрузки (на примере Москвы). М.: Наука, 1964. 132 с.
48. Газизов М.С. О влиянии распределения напряжений в массиве горных пород на развитие и проявления глубинного карста // Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна. Вып. 8: Тр. совещания в г. Горький в октябре 1965 г. М.: Изд-во “Транспорт”, 1968а. С. 21–29.
49. Газизов М.С. Оценка устойчивости закарстованных пород в основаниях инженерных сооружений // Там же. 1968б. С. 29–44.
50. Газизов М.С., Костенко В.И. Исследование закономерностей формирования суффозионных полостей для интенсификации дренажа водоносных песков // Моделирование формирования суффозионных и карстовых полостей. Пермь, 1979. С. 29–32.
51. Гайдин А.М. Прогнозирование карстовых провалов в зонах влияния водопонижения // Инженерная геология. 1987. № 3. С.76–79.
52. Галкин В.А., Пачкалов А.С. Тектоническое моделирование деформаций верхней части земной коры в районе Спитакского землетрясения // Физика Земли. 1995. № 5. С. 58–64.
53. Галченко Ю.П., Иофис М.А. Общие закономерности формирования геоэкологических последствий освоения недр // Сергеевские чтения. Вып. 4: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 21–22 марта 2002). М.: ГЕОС, 2002. С. 283–288.

54. Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 391 с.
55. Гвоздецкий Н. А. Карстовые ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1988. 112 с.
56. Гениев Г.А. Вопросы динамики сыпучей среды. М.: Госстройиздат, 1958. 122 с.
57. Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 742 с.
58. Геоэкология Москвы: методология и методы оценки состояния городской среды / Отв. ред. Г.Л. Кофф, Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2006. 200 с.
59. Герсеванов Н.М., Польшин Д.Е. Теоретические основы механики грунтов и их практические применения. М.: Госстройиздат, 1948. 247 с.
60. Глинский М.Л., Егорова В.А., Чертков Л.Г. Особенности геологического строения участка размещения Нижегородской АЭС и их учет в проектных решениях ее строительства // Разведка и охрана недр. 2012. № 10. С. 49–52.
61. Глушко В.Т., Широков А.З. Механика горных пород и охрана выработок. Киев: Наукова думка, 1967. 153 с.
62. Голованов Ю.В., Ширко И.В. Обзор современного состояния механики быстрых движений гранулированных материалов // Механика гранулированных сред. Теория быстрых движений: Сб. статей. Пер с англ. / Сост. И.В. Ширко. М.: Мир, 1985. С. 271–279.
63. Голодковская Г.А., Лебедева Н.И. Инженерно-геологическое районирование территории Москвы // Инженерная геология. 1984. № 3. С. 87–101.
64. Гольдштейн М.Н. Внезапное разжижение песка // Вопросы геотехники. Сб. 1. М.: Госстройиздат, 1953. 5–41 с.
65. Гольдштейн М.Н. О боковом давлении грунта в состоянии покоя // Основания и фундаменты. 1984. № 17. С. 16–22.
66. Горбунова К.А. Карстование. Вопросы типологии и морфологии карста. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1985. 88 с.
67. Горное давление и горные удары: Труды ВНИМИ. Сб. 88. Л., 1973. 286 с.
68. Горное давление, сдвигание горных пород и методика маркшейдерских работ: Труды ВНИМИ. Сб. 56. Л., 1966. 301 с.
69. Горькова И.М. Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. М.: Наука, 1966. 136 с.
70. Григорян С. С., Гулакян К. А., Карбанов К. Н., Осюк В. А. Особенности физического моделирования процесса ползучести глинистых пород с учетом нестационарного режима их увлажнения // Проблемы термомеханики грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 61–81.

71. Грунтоведение. 3-е изд., перераб. и доп. / Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др. / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.
72. Грунтоведение. 6-е изд., перераб. и доп. / Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. и др. / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
73. Гулакян К. А. Прогноз развития оползневого процесса. Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1987. 51 с.
74. Гулакян К. А., Аникеев А. В. Прогнозирование оползневого процесса в районе Загорской ГАЭС на основе физического моделирования // Проблемы инженерной геологии, гидрогеологии и геокриологии ...: Тезисы докладов I Всесоюзн. съезда инж.-геол., гидрогеол. и геокриол. (Киев, 10–14 окт. 1988). Киев: Наукова думка, 1989. Ч. 5. С. 36–38.
75. Гухман А.А. Введение в теорию подобия. М.: Высшая школа, 1973. 296 с.
76. Гячев Л.В. Основы теории бункеров и силосов. Барнаул: АПИ, 1986. 84 с.
77. Давыдыко Р.Б., Толмачев В.В. О моделировании механизма карстовых провалов // Тр. ПНИИИС. Вып. 47. М.: Стройиздат, 1977. С. 123–133.
78. Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.
79. Дашко Р.Э., Котюков П.В. Опытное моделирование фильтрационной устойчивости богатых железных руд Яковлевского месторождения КМА // Сергеевские чтения. Вып. 11: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (Москва, 23–24 марта 2009). М.: ГЕОС, 2009. С. 287–292.
80. Дик Н.Е., Соловьев А.И. Рельеф и геологическое строение // Природа города Москвы и Подмосковья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 378 с.
81. Дорофеев Е.П. Взаимосвязь подземных и поверхностных карстовых форм на примере Кунгурской пещеры // Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна. Вып. 8 (Тр. совещания в г. Горький в октябре 1965 г.). М.: Изд-во “Транспорт”, 1968. С. 147–151.
82. Дорофеев Е.П. Провалы Ледяной горы // Тр. Института геологии и геохимии УрНЦ АН СССР. С. 49–53.
83. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Распространение карстующихся пород и типов карста // Карстоведение – XXI век: ...: Мат. междунар. симп. (25–30 мая 2004, Пермь, Россия). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 49–53.
84. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карст мира. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007. 331 с.

85. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н., Катаев В.Н. и др. Карстоведение. Ч. 3. Инженерное карстоведение: учеб. пособие. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2011. 288 с.
86. Ейтс Дж. Основы механики псевдооживления с приложениями. Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 288 с.
87. Ёлкин В.А. Подходы к оценке карстовой опасности на территории Республики Татарстан // Сергеевские чтения. Вып. 4: Материалы годичной сессии Научного Совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. М.: ГЕОС, 2002. С. 118–123.
88. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. М.: Недра, 1972. 308 с.
89. Жиленков В.Н., Шевченко Н.И. Гидродинамические условия контактного размыва глинистых грунтов фильтрационным потоком // Известия ВНИИИ гидротехники им. Б.Е. Веденеева. Л., 1980. С. 11–19.
90. Жуковский Н.Е. Теоретическое исследование о движении подпочвенных вод // Журнал Русского физ.-хим. общества, Т. XXI, отд. I. Физ. часть. 1889. С. 1–20.
91. Зверев В.П. Гидрогеохимические исследования системы “гипсы – подземные воды”. М.: Наука, 1967. 97 с.
92. Зверев В.П. Гидрогеохимические методы изучения гипсового карста // Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна. Вып. 8: Тр. совещания в г. Горький в октябре 1965 г. М.: Изд-во “Транспорт”, 1968. С. 44–50.
93. Зверев В.П. Особенности развития и опасность карстовых процессов на территории г. Москвы // Оценка и управление природными рисками. Материалы Всеросс. конф. “Риск–2003”. Т. 1. М.: Изд-во РУДН, 2003. С.22–26.
94. Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. М.: Научный мир. 2006. 256 с.
95. Зелинский И.П., Золотарев Г.С., Максимов С.Н., Махорин А.А. Проблемы моделирования в инженерной геологии // Вестн. Моск. ун-та. 1969. № 5. С. 41–53.
96. Зелинский И.П., Черкез Е.А., Гузенко А.В. и др. Оценка и прогноз эффективности противооползневых мероприятий по результатам лабораторных и натурных исследований для целей рационального управления геологической средой // Современные проблемы инженерной геологии и гидрогеологии территорий городов и городских агломераций / Отв. ред. Е.М. Сергеев, Г.Л. Кофф. М.: Наука, 1987. С. 20–22.
97. Злобина В.Л. Влияние эксплуатации подземных вод на развитие карстово-суффозионных процессов. М.: Наука, 1986. 134 с.

98. Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988. 177 с.
99. Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика. М.: Изд-во МГУ, 1983. 328с.
100. Иванов П.Л. Разжижение песчаных грунтов. М.-Л.: Государственное энергетическое изд-во, 1962. 260 с.
101. Иконников Л.Б., Толмачев В.В. К вопросу об определении возраста карстовых воронок при устойчивости территорий // Инженерные изыскания в строительстве. Вып 4/16. М.: ПНИИИС, 1972. С. 33–38.
102. Ильин А.Н., Капустин А.П., Коган И.А. и др. Карстовые явления в районе г. Дзержинска Горьковской области / Под ред. И.В. Попова. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 121 с.
103. Инженерная геология массивов лёссовых пород: Тр. международной научной конференции (25–26 мая 2004 г., Россия, Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова) / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Изд-во МГУ, 2004. 139 с.
104. Инженерная геология СССР: в 8-ми томах. Т.1. Русская платформа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 528 с.
105. Инструкция по проектированию зданий и сооружений в районах г. Москвы с проявлением карстово-суффозионных процессов. М.: Картолитогрфия, 1984. 15 с.
106. Инструкция по инженерно-геологическим и геоэкологическим изысканиям в г. Москве / Правительство Москвы, Москомархитектура. М., 2004. 107 с.
107. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Республики Татарстан за 2004 год. Вып. 5 / Министерство экологии и природных ресурсов РТ. Казань, 2005. С. 189–204.
108. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Республики Татарстан за 2006 год. Вып. 7 / Министерство природных ресурсов РФ. Казань, 2007. С. 367–369.
109. Истомина В. С. Фильтрационная устойчивость грунтов. М.: Госстройиздат, 1957. 295 с.
110. Истомина В.С., Буренкова В.В., Мишурова Г.В. Фильтрационная прочность глинистых грунтов. М.: Стройиздат, 1975. 220 с.
111. История предприятия “Противокарстовая и береговая защита”. 55-летие деятельности, 1952–2007 / Ред. Л.Б. Иконников, В.В. Толмачев. Дзержинск: ОАО “Дзержинская типография”, 2007. 164 с.
112. Кавеев М. С. Карстово-суффозионные явления в левобережной части долины Волги в пределах Татарской АССР // Известия ВГО. 1956. Т. 88. № 5. С. 61–66.

113. Кавеев М.С. Динамика образования карстовых провалов на примерах исследования в Среднем Поволжье // Известия АН СССР. Сер. общ. 1961. Вып. 1. С. 39–47.
114. Казикаев Д.М. Геомеханические процессы при совместной и повторной разработке руд. М.: Недра, 1981. 288 с.
115. Калинин Э.В. Инженерно-геологические расчеты и моделирование: учебник. М.: Изд-во МГУ, 2006. 256 с.
116. Калинин Э.В., Панасьян Л.Л., Широков В.Н. и др. Моделирование полей напряжений в инженерно-геологических массивах. М.: Изд-во МГУ, 2003. 262 с.
117. Каменский Г.Н. Основы динамики подземных вод. М.: Госгеолиздат, 1943. 248 с.
118. Кандауров И.И. Механика зернистых сред и ее применение в строительстве. 2-е изд., исправ. и перераб. Л.: Стройиздат, 1988. 280 с.
119. Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение. М.: ГЕОС, 2005. 336 с.
120. Катаев В.Н. Теория и методология структурно-тектонического анализа в карстоведении. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. Пермь, ПГУ, 1999. 38 с.
121. Катаев В.Н. Основы структурно-тектонического анализа в карстоведении // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Мат. междунар. симп. (25–30 мая 2004, Пермь, Россия). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 63–69.
122. Каштанов С.Г. Раннекайнозойский карст на территории Среднего Поволжья // Известия АН СССР. Сер. географ. 1963. Вып. 3. С. 79–84.
123. Кенеман Ф.Е. О свободном истечении сыпучих тел // Изв. АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение. 1960. № 2. С. 70–77.
124. Кирпичев М.В. Теория подобия. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 96 с.
125. Клейн Р.Г. Строительная механика сыпучих тел. М.: Стройиздат, 1977. 249 с.
126. Кожевников А.В., Кожевникова В.Н., Рыбакова О.Н., Петрова Е.А. Стратиграфия подмосковного плейстоцена // Бюллетень МОИП. Отд. Геологии. 1979. Т. 54. Вып. 2. С. 103–127.
127. Кожевникова В.Н. О роли динамики и режима подземных вод в формировании карстово-суффозионных процессов (на примере некоторых районов г. Москвы) // Инженерные изыскания при строительстве. Вып. 5(33). Сер. 2. М.: Стройиздат, 1974. С. 22–27.
128. Кожевникова В.Н. Особенности механизма образования просадок и провалов в результате изменений гидрогеологических условий застраиваемых территорий // Прогноз изменения гидрогеологических условий застраиваемых территорий. М.: Стройиздат, 1980. С.116–132.

129. Кожевникова В.Н. Методика оценки устойчивости закарстованных территорий // Инженерная геология. 1984. № 2. С. 26–40.
130. Козлякова И.В., Кутепов В.М., Анисимова Н.Г., И.А. Кожевникова. Оценка карстово-суффозионной опасности в Москве для управления карстовым риском в масштабе города // Оценка и управление природными рисками: Материалы Общероссийской конференции “Риск–2000”. М.: Анкил, 2000. С. 205–207.
131. Коломенский Е.Н., Харитонов В.Д. Имитационное компьютерное моделирование в инженерной геологии (проблемы и перспективы) // Геоэкология. 1999. № 4. С. 374–378.
132. Копосов Е.В. Методология обеспечения экологически безопасного освоения закарстованных территорий. Автореф. дисс. ... д.т.н. Нижний Новгород, ННГАСУ, 2000. 57 с.
133. Копосов Е.В., Тычина О.В. Изучение фаз развития и учет возраста провальных воронок при инженерно-геологическом районировании закарстованных территорий // Инженерная геология. 1983. № 5. С. 67–74.
134. Копосов Е.В., Копосов С.Е. Геоэкологическая оценка техногенного загрязнения подземных вод в карстовых районах. Н. Новгород: ННГАСУ, 2010. 164 с.
135. Королев В.А. Связанная вода в горных породах: новые факты и проблемы // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 9. С. 79–85.
136. Короткевич Г. В. О карстово-суффозионных воронках // Научный бюллетень ЛГУ. 1949. № 22. С. 17–21.
137. Короткевич Г. В. Некоторые генетические особенности поверхностных карстовых форм областей закрытого карста // Общие вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 165–176.
138. Короткевич Г. В. О карстово-суффозионных формах и мерах предупреждения их развития при строительстве // Грунтоведение и инженерная геология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. С. 155–160.
139. Костарев В.П. О количественных показателях карста и их использовании при инженерно-геологической оценке закарстованных территорий // Инженерно-строительные изыскания. 1979. № 1. С. 49–53.
140. 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.

141. Котлов Ф.В. Воздействие человека на геологическую среду в условиях территории города Москвы и его лесопарковой зоны // Вопросы изучения инженерно-геологических процессов. М.: Стройиздат, 1984. С. 3–9.
142. Кофф Г.Л., Петренко С.И., Лихачева Э.А., Котлов В.Ф. Очерки по геоэкологии и инженерной геологии Московского столичного региона. М.: Изд-во РЭФИА, 1997. 185 с.
143. Кочев А.Д., Чертков Л.Г., Зайонц И.Л. и др. Методика и результаты комплексного изучения карстово-суффозионных процессов в г. Москве // Инженерная геология. 1989. № 6. С.77–94.
144. Крамаджян А.А., Линдквист П.-А., Мансон А. и др. О формах областей течения в сыпучих материалах при выпуске// ФТПРПИ. 1994. № 2. С.34–46.
145. Красноштейн А.Е., Барях А.А., Санфиоров И.А. Березники: риски и реалии // Геориск. Декабрь 2007. С.4–6.
146. Кратч Г. Сдвигение горных пород и защита подрабатываемых территорий. Пер. с нем. М.: Недра, 1978. 494 с.
147. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
148. Крыжановский А.Л., Шеляпин Р.С., Хомяков В.А. Определение угла трения грунта в срезном приборе // Инженерная геология. 1987. № 3. С. 98–106.
149. Кузнецов Г.Н., Будько М.Н., Васильев Ю.И. и др. Моделирование проявлений горного давления. Л.: Недра, 1968. 280 с.
150. Куликов В.В. Совместная и повторная разработка рудных месторождений. М.: Недра, 1972. 328 с.
151. Кульчицкий Л.И., Габиров Ф.Г. Исследование закономерностей изменения свойств лессовых суглинков при изменяющемся влажностном режиме (микрореологический подход). Баку: Адильоглы, 2004. 160 с.
152. Кутепов В.М. Формирование напряженного состояния массивов горных пород на закарстованных территориях // Инженерная геология. 1983. № 1. С.67–81.
153. Кутепов В.М., Анисимова Н.Г., Козлякова И.В., Кожевникова И.А. Влияние эрозионных врезов на особенности строения геологической среды и развитие опасных геологических процессов в столичном мегаполисе // Уникальные и специальные технологии в строительстве. 2006. № 1 (4). С. 32–37.
154. Кутепов В.М., Березкина Г.М., Зыкова Н.В. и др. Карстовые процессы и инженерно-геологические свойства глинистых пород // Инженерная геология. 1984. № 4. С. 91–103.

155. Кутепов В.М., Кожевникова В.Н. Устойчивость закарстованных территорий. М.: Наука, 1989. 151 с.
156. Кутепов В.М., Козлякова И.В., Анисимова Н.Г. и др. Оценка карстовой и карстово-суффозионной опасности в проекте крупномасштабного геологического картирования г. Москвы // Геоэкология. 2011. № 3. С. 217–228.
157. Лаврусевич С.А. Ландшафты лёссового псевдокарста Таджикистана и их некоторые геохимические особенности. Автореф. дисс. канд. географ. наук. М.: МПГУ, 2009. 26 с.
158. Ларионов А.К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М.: Недра, 1966. 328 с.
159. Леоненко В.М., Леоненко М.В., Толмачев В.В. Определение параметров проектирования противокарстовой защиты в рамках геотехнической системы «карст-сооружение» // Оценка и управление природными рисками: Мат-лы Всеросс. конф. «Риск–2006». М.: Изд-во РУДН, 2006. С. 315–318.
160. Лёссовый покров Земли и его свойства / В.Т. Трофимов, С.Д. Балыкова, Н.С. Болиховская и др. / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
161. Лёссовые породы Узбекистана / Авт.: Х.Л. Рахматуллаев и др. Отв. ред. А.Д. Каюмов. Ташкент: НИИ минеральных ресурсов, 2010. 231 с.
162. Лёхов А.В. Математическое моделирование карстового процесса в совокупности трещин // Инженерная геология. 1985. № 5. С. 62–67.
163. Линьков А.М. Численное моделирование течения жидкости и продвижения трещины гидроразрыва // ФТПРПИ. 2008. № 1. С. 26–46.
164. Линьков А.М., Петухов И.М. К теории разрушения пласта угля послойным отрывом // Горное давление и горные удары: Труды ВНИМИ. Сб. 88, 1973. С. 205–221.
165. Лихачева Э.А. Экологические хроники Москвы. М.: Медиа-ПРЕСС, 2007. 304 с.
166. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 479 с.
167. Лукин В.С. Провальные явления на Урале и в Предуралье // Гидрогеологический сб. № 3. Вып. 69. Свердловск: Инст. геологии Уральск. фил. АН СССР, 1974. С. 133–160.
168. Лыкошин А.Г. Вопросы изучения фильтрационных деформаций и неоднородности водопроницаемости горных пород // Тр. инст. «Гидропроект». Сб. 48. 1976. С. 61–72.
169. Лыкошин А.Г., Молоков Л.А., Парабучев И.А. Карст и строительство гидротехнических сооружений. М.: Гидропроект, 1992. 323 с.

170. Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Изд-во АН Уз ССР, 1958, 609с.
171. Макарова Н.В., Балашова Т.А., Суханова Т.В. О роли суффозии в образовании просадочных форм в нижнеокском районе // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 4. С. 60–65.
172. Макеева Т.Г. О повышении достоверности изучения плотности твердой фазы дисперсных грунтов существующими методами // Сергеевские чтения. Вып. 12: Материалы годичной сессии Научного совета РАН ... (Москва, 23–24 марта 2010). М.: Изд-во РУДН, 2010. С. 379–383.
173. Максимов С.Н., Шарий А.А. К вопросу выбора масштаба моделирования при изучении напряженного состояния склонов // Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 105–111.
174. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Вопросы морфологии, спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь: Перм. книжное изд-во, 1963. Т.1. 444 с.
175. Максимович Н.Г. Безопасность плотин на растворимых породах (на примере Камской ГЭС). Пермь: ООО ПС “Гармония”, 2006. 212 с.
176. Марцинкявичюс В.И., Микшис Р.Б.А. Расчетный прогноз критического радиуса карстовых провалов в условиях многослойной перекрывающей толщи // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Мат-лы междунар. симп. (25–30 мая 2004, Пермь, Россия). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 222–228.
177. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов. М.: Высшая школа, 1982. 511 с.
178. Махорин А.А., Фаминцын Б.М. Стереотензометрический способ изучения деформаций и напряжений на плоских моделях из низко модульных оптически активных материалов // Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 150–159.
179. Махорин А.А., Бурлина Т.Е., Ионов Д.Г. и др. Изучение, прогноз и управление оползневыми процессами на городских территориях (на примере горной части Северного Кавказа) // Современные проблемы инженерной геологии и гидрогеологии городов и городских агломераций / Отв. ред. Е.М. Сергеев, Г.Л. Кофф. М.: Наука, 1987. С. 367–368.
180. Механика гранулированных сред. Теория быстрых движений: Сб. статей. Пер с англ. / Сост. И.В. Ширко. М.: Мир, 1985. 280 с.

181. Мироненко В. А., Шестаков В. М. Основы гидрогеомеханики. М.: Недра, 1974. 296 с.
182. Миронов Н.А. Морфометрический метод обнаружения закрытого карста // Инженерно-геологические исследования для промышленного и гражданского строительства. М.: Стройиздат, 1987. С. 26–29.
183. Москва: геология и город / Гл. ред. В. И. Осипов, О. П. Медведев. – М.: АО “Московские учебники и Картолитография”. 1997. 400 с.
184. Мруз З., Шиманский Ч. Неассоциированный закон течения в описании пластического течения гранулированных сред // Механика гранулированных сред: теория быстрых движений: Сб. статей. Пер с англ. / Сост. И.В. Ширко. М.: Мир, 1985. С. 9–43.
185. Мугалева В.В., Источников В.О. Оценка суффозионной опасности на примере изысканий для проекта реконструкции здания к/т «Октябрь» в г. Москве // Город и геологические опасности. Часть II: Материалы междунар. конф. (17–21 апреля 2006 г.). Санкт-Петербург: Изд. дом «Экономика, Строительство, Транспорт», 2006. С. 257–264.
186. Мусин А.Г. Экологическая оценка закарстованных территорий (Краткий анализ распространения и развития карста) // Наука и школа. 1997. № 2, С. 8–10. № 3, С. 10–12. № 4, С. 15–18.
187. Мухелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. Изд. 5-е. М.: Наука, 1966. 707 с.
188. Назаров А.Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел (к теории моделирования). Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1965. 218 с.
189. Насонов Л.Н. Механика горных пород и крепление горных выработок. М.: Недра, 1969. 328 с.
190. Насонов И.Л. Моделирование горных процессов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1978. 256 с.
191. Нещеткин О.Б. Вопросы механизма образования карстовых провалов в песках // Изучение свойств массивов пород и геол. процессов. М.: Наука, 1986. С. 87–94.
192. Нещеткин О.Б. Особенности разрушений песчано-глинистых пород при образовании карстовых провалов // Инженерная геология карста: Докл. междунар. симп. Пермь: Изд-во ПГУ, 1993. Т.1. С.73–78.
193. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. 2-е изд., пер. с англ. М.: Едиториал УРСС, 2003. 344 с.
194. Никольский А.А. О волнах внезапного выброса газированных пород // Доклады АН СССР. 1953. Т. 88. № 4. С. 572–582.

195. НП–032–01. Размещения атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности / Госатомнадзор РФ. М., 2002. 11 с.
196. Огильви Н.А. Карст, его значение для эксплуатации угольных месторождений в Подмосковном бассейне и пути его изучения // Карстоведение. Вып. 1. Тр. Молотовской карст. конф. (26 янв. – 1 февр. 1947 в г. Молотов). Молотов: Изд-во Молотовского гос. ун-та, 1948. С. 37–43.
197. Огоноченко В.Н. Расчет диаметра опасной карстовой полости // Инженерные изыскания в строительстве. Сер. 15. Вып. 5. М.: ЦИНИС, 1979. С. 18–19.
198. Осипов А.И. Термодинамика вчера, сегодня и завтра. Часть 2. Неравновесная термодинамика // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 5. С. 91–97.
199. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 235 с.
200. Осипов В.И. Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах / ИГЭ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2012. 74 с.
201. Осипов В.И., Бурова В.Н., Заиканов В.Г. Карта крупномасштабного (детального) инженерно-геологического районирования территории г. Москвы // Геоэкология. 2011. № 4. С. 306–318.
202. Осипов В.И., Постоев Г.П. Уроки катастрофической активизации глубоких оползневых подвижек на участке Хорошево (Москва) // Сергеевские чтения. Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита территорий. Вып. 9: Материалы годичной сессии Научного совета РАН ... (22-23 марта 2007 г.). М.: ГЕОС, 2007. С. 155–160.
203. Осипов В.И., Соколов В.Н. Природа и механизм просадки лёссов // Геоэкология. 2000. № 5. С. 422–431.
204. Осипов Ю.Б., Чертков Л.Г. Методика инженерно-геологического изучения карстовых и суффозионных явлений в условиях крупного города // Инженерная геология, 1986, № 5. С. 72–84.
205. Охотин В.В. Грунтоведение. С.-П.: АНТТ-Принт, 2008. 231 с.
206. Оценка и управление природными рисками: Материалы Всероссийской конференции “Риск–2006”. М.: Изд-во РУДН, 2006. 351 с.
207. Павлов А.П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием подземных и поверхностных вод // Землеведение. 1898. Т. 5. С. 91–147.
208. Панов Д.Г. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966. 427 с.

209. Парецкая М.Н. Характеристика прочности и деформируемости юрских глинистых пород и их влияние на оползни Подмосковья. Автореф. дисс. ... к.г.-м.н. М., МГУ. 1972. 19 с.
210. Парфенов С.И. Карстово-суффозионные явления на Ходынском поднятии в г. Москве // Новые методы изучения инженерно-геологических условий. М.: Наука, 1981. С. 34–38.
211. Парфенов С.И., Кутателадзе И.Р. О поверхностных проявлениях карста в Москве // Тр. ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. 108. 1976. С. 70–73.
212. Петренко С.И., Лихачева Э.А. Некоторые результаты изучения палеодолин на территории г. Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1979. № 4. С. 96–99.
213. Петухов И.М., Линьков А.М., Фельдман И.А. и др. Защитные пласты. Л.: Недра, 1972. 424 с.
214. Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. М.: Недра, 1983. 279 с.
215. Печеркин А.И., Катаев В.Н. К расчету напряжений, возникающих при формировании платформенных брахиантиклиналей // Инженерная геология. 1983. № 5. С. 75–83.
216. Печеркин И.А., Максимович Г.А., Саваренский И.А. и др. Проблемы инженерного карстоведения // Вопросы изучения инженерно-геологических процессов. М.: Стройиздат, 1984. С. 43–50.
217. Платов Н.А. Природа структурных связей песчаных несцементированных пород. М.: Наука, 1984. 96 с.
218. Покровский Г.И., Арефьев А.И. Об истечении сыпучих тел // Журнал техн. физики. 1937. Т. 7. Вып. 4. С.424–427.
219. Попов И.В. Инженерная геология. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1959. 512 с.
220. Порцевский А.К. Геомеханическое обоснование выбора технологии подземной добычи руды с последующим использованием пустот. Автореферат дисс. ... д.т.н. М.: РГГУ, 2006. 58 с.
221. Постоев Г.П. Моделирование оползневого состояния грунтовых массивов склонов // Моделирование при решении геоэкологических задач. Сергеевские чтения. Вып. 11: Материалы годичной сессии Научного совета РАН ... (23-24 марта 2009 г.). М.: ГЕОС, 2009. С. 319–324.
222. Постоев Г.П. Оценка предельных состояний грунтовых массивов для целей управления природными рисками // Проблемы снижения природных опасностей и

- рисков: Материалы Международной научно-практической конференции “Геориск-2009” . Т. 2. М.: Изд-во РУДН, 2009. С. 330–335.
223. Постоев Г.П. Закономерности гравитационного деформирования грунтовых массивов // Геоэкология. 2009. № 6. С. 534–543.
224. Постоев Г.П. Уравнения состояния массива при формировании оползней // Инженерная геология. 2010. № 4. С. 48–53.
225. Постоев Г.П. Предельное напряженное состояние в грунтовом массиве при формировании карстового провала (расчет предельного значения диаметра провала) // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 28–33.
226. Природные опасности России. Оценка и управление природными рисками. Тематический том / Под ред. А. Л. Рагозина. М.: Изд. фирма “КРУК”, 2003. 320 с.
227. Природные опасности России. Экзогенные геологические опасности. Тематический том / Под ред. Кутепова В. М., Шеко А. И. М.: Изд. фирма “КРУК”, 2002. 348 с.
228. Протодьяконов М.М. Давление горных пород и рудничное крепление. Давление горных пород. Изд. 3-е. М.: Госгориздат, 1933. Ч.1. 127 с.
229. Рагозин А.Л., Ёлкин В.А. Региональная оценка карстовой опасности и риска // Проблемы безопасности и чрезвычайных ситуаций. 2003. № 4. С. 33–52.
230. Ревуженко А.Ф. О деформировании сыпучей Среды. Ч. 1. Плоская модель // ФТПРПИ. 1980. № 3. С.3–16.
231. Ревуженко А.Ф., Стажевский С.Б., Шемякин Е.И. О механизме деформирования сыпучего материала при больших сдвигах // ФТПРПИ. 1974. № 3. С. 130–133.
232. Ревуженко А.Ф., Стажевский С.Б., Шемякин Е.И. Задачи механики сыпучих сред в горном деле // ФТПРПИ. 1982. № 3. С. 19–25.
233. Ревуженко А.Ф., Стажевский С.Б. Об учете дилатансии в основных справочных формулах механики сыпучих сред // ФТПРПИ. 1986. № 4. С. 13–16.
234. Рекомендации по лабораторному физическому моделированию карстовых процессов / ПНИИИС Госстроя СССР. М.: Стройиздат, 1984. 48 с.
235. Рекомендации по оценке геологического риска на территории г. Москвы / Под ред. д.г.м.-н. А. Л. Рагозина / Москомархитектура, ГУ ГО ЧС г. Москвы. М.: Изд-во ГУП НИАЦ, 2002. 59 с.
236. Рекомендации по проведению инженерных изысканий, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях Нижегородской области / Департамент градостроительного развития Нижегородской обл. Нижний Новгород, 2012. 140 с.

237. Рекомендации по проектированию фундаментов на закарстованных территориях / Под ред. К.Е. Егорова и Е.А. Сорочана. М.: НИИОСП, 1985. 78 с.
238. Робустова Т.И. Исследование реологических свойств глинистых грунтов // инженерно-геологические исследования для промышленного и гражданского строительства. М.: Стройиздат, 1987. С. 13–21.
239. Родионов Н.В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 174 с.
240. Розовский Л.Б., Зелинский И.П., Воскобойников В.М. Инженерно-геологические прогнозы и моделирование. Киев–Одесса: Вища школа, 1987. 208 с.
241. Русин Е.П., Стажевский С.Б., Хан Г.Н. Геомеханические аспекты генезиса экзо- и эндокарста // ФТПРПИ. 2007. № 2. С. 10–20.
242. Саваренский И.А. Прогноз устойчивости территории методом удаленности от ближайшего проявления карста // Прогноз изменений инженерно-геологических условий при строительстве. М.: Наука, 1990. С. 108–118.
243. Саваренский И.А., Миронов Н.А. Руководство по инженерно-геологическим изысканиям в районах развития карста / ПНИИИС Госстроя России. М., 1995. 167 с.
244. Саваренский Ф.П. Избранные сочинения / Отв. ред. Н.Н. Славянов. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 412 с.
245. Савин В.В. Разработка методов проектирования автомобильных дорог на закарстованных территориях. Автореф. дисс. ... к.т.н. М., 1988. 18 с.
246. Савиновская В.С., Королев В.А., Соколов В.Н. Коэффициент извилистости пор как показатель экранирующей способности глинистых грунтов // Сергеевские чтения. Вып. 5: Материалы годичной сессии Научного совета РАН ... (Москва, 24–25 марта 2003). М.: ГЕОС, 2003. С. 49–72.
247. Сапожников А.И., Незамутдинов Ш.Р. Численное исследование механизма обрушения сводов и формирования провалов над подземными полостями // Инженерная геология. 1987. № 1. С. 73–78.
248. Сдвигение горных пород: Труды ВНИМИ. Сб. 86. Л., 1972. 186 с.
249. Сергеев Е. М. Инженерная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 384 с.
250. Селивановский Б.В. Современный карст Среднего Поволжья // Учен. записки КГУ. Сер. Геология. 1952. Т. 112. Кн. 8. С. 100–118.
251. Селивановский Б.В., Каштанов С.Г. Карст Среднего Поволжья // Учен. записки КГУ. Сер. Геология. 1952. Т. 121. Кн. 6. С. 3–22.
252. Слесарев В.Д. Механика горных пород и рудничное крепление. М.: Углетехиздат, 1948. 196 с.

253. СНиП 22–02–2003. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения / Федеральное агентство по строительству и жилищно-коммунальному хозяйству. М., 2004. 42 с.
254. Соколов В.Н., Королев В.А., Шлыков В.Г. Принципы моделирования и прогноза свойств глинистых пород на основе их состава и микростроения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 59–67.
255. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
256. Соколова И.А. Применение ГИС-технологий при районировании территории Нижнего Новгорода по степени опасности карстовых процессов // Инженерная геология. Май 2006. С. 36–41.
257. Соколовский В.В. Статика сыпучей среды. М.: Физматгиз, 1960. 244 с.
258. Справочник по гидравлическим расчетам. Под ред. П.Г. Киселева. Изд. 4-е, перераб. и доп. М.: Энергия, 1972. 312 с.
259. Стажевский С.Б. Деформирование сыпучих материалов в сходящихся осесимметричных каналах // ФТПРПИ. 1981. № 3. С. 15–25.
260. Стажевский С.Б. О первой форме течения сыпучих материалов в бункерах // ФТПРПИ. 1983. № 3. С.14–21.
261. Стажевский С.Б. О второй форме течения сыпучих материалов в бункерах // ФТПРПИ. 1985. № 5. С.3–16.
262. Стажевский С.Б. Об особенностях напряженно-деформированного состояния сыпучих материалов в сходящихся каналах и бункерах // ФТПРПИ. 1986. № 3. С. 13–23.
263. Стажевский С.Б. К выбору формы и креплению выработок // ФТПРПИ. 1986. № 5. С. 27–32.
264. Стажевский С.Б. Задачи деформирования сред с внутренним трением и дилатансией в горном деле. Автореф. дисс. ... д.т.н. Новосибирск, ИГД СО АН СССР, 1988. 37 с.
265. Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1967. 291 с.
266. Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М.: Наука, 1973. 136 с.
267. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. 12–17.
268. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / Под ред. акад. Сергеева Е.М.. М.: Недра, 1985. 332 с.

269. Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические основы / Под ред. акад. Сергеева Е.М. М.: Недра, 1985. 322 с.
270. Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы / Под ред. акад. Сергеева Е.М. М.: Недра, 1985. 288 с.
271. Тер-Мартirosян З.Г., Анисимов В.В., Тер-Мартirosян А.З. Механическая суффозия: экспериментальные и теоретические основы // Инженерная геология. № 4. 2009. С. 28–38.
272. Тер-Мартirosян З.Г., Нуридджанян С.Ш. Прогноз оседания поверхности Земли вследствие понижения уровня грунтовых вод скважинами // Межвуз. сб. науч. тр. Сер. XII. Строительство и архитектура. Вып. 6 / Ереванский политех. инст. Ереван, 1980. С. 178–183.
273. Терцаги К., Пек Р. Механика грунтов в инженерной практике. Пер. с англ. М.: Госстройиздат, 1958. 503 с.
274. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н, Кикнадзе Т.З. Терминология карста. М.: Наука, 1991. 259 с.
275. Тимошенко С.П. Сопротивление материалов. Элементарная теория и задачи. Пер. с англ. М.: Наука, 1965. Т. 1. 363 с.
276. Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. 2-е изд., пер. с англ. М.: Наука, 1979. 560 с.
277. Толмачев В.В. Анализ исследований в области механизма карстовых провалов // Инженерная геология карста: Докл. междунар. симп. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. Т.1. С.61–66.
278. Толмачев В. В. О карстовом риске (по материалам зарубежных публикаций) // Оценка и управление природными рисками: Материалы Всеросс. конф. “Риск–2003”. М.: Изд-во РУДН, 2003. Т. 2, с 76–80.
279. Толмачев В. В. Методы оценки карстовой опасности для строительных целей: состояние и перспективы // Геоэкология. 2012. № 4. С. 354–363.
280. Толмачев В.В., Карпов Е.Г, Хоменко В.П. и др. Механизм деформаций горных пород над подземными карстовыми формами // Инженерная геология. 1982. № 4. С. 46–59.
281. Толмачев В.В., Ройтер Ф. Инженерное карстование. М.: Недра, 1990. 152 с.
282. Толмачев В. В., Троицкий Г.М., Хоменко В.П. Инженерно-строительное освоение закарстованных территорий. М., 1986. 176 с.
283. Травкин А.И. Прогноз карстоопасности и районирование закарстованных территорий (на примере центральной части г. Уфы). Автореф. дисс. ... к.г.-м.н. М., 1989. 21 с.
284. Трофимов В.Т. Генезис просадочности лёссовых пород. М.: Изд-во МГУ, 1999. 271 с.

285. Трофимов В.Т. Теория формирования просадочности лёссовых пород. М.: ГЕОС, 2003. 275 с.
286. Трофимов В.Т. О необходимости совершенствования и аккуратного развития понятийно-терминологической базы инженерно-геологического изучения современных геологических процессов и явлений // Многообразие современных геологических процессов и их инженерно-геологическая оценка: Тр. Межд. науч. конф. (Москва, геол. ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова. 29–30 января 2009 г.). Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Изд. МГУ, 2009. С. 7–9.
287. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2002. 415 с.
288. Трумбачев В.Ф., Мельников Е.А. Распределение напряжений в междукамерных целиках и потолочинах. М.: Госгортехиздат, 1961. 104 с.
289. ТСН 22–308–98 НН. Инженерные изыскания, проектирование, строительство и эксплуатация зданий и сооружений на закарстованных территориях Нижегородской области / Администрация Нижегородской обл. Комитет архитектуры и градостроительства. Нижний Новгород, 1999. 72 с.
290. ТСН 302–50–95. РБ. Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях / Госстрой Республики Башкортостан. Уфа, 1996. 41 с.
291. Турчанинов И.А., Иофис М.А., Каспарьян Э.В. Основы механики горных пород. Л.: Недра, 1977. 503 с.
292. Фиалков Б.С., Грузинов В.К. О скорости выхода сыпучих материалов из отверстия и форме зоны разрыхления // Горный журнал. 1961. № 2. С. 9–20.
293. Филатов Н.А., Беляков В.Д., Иевлев Г.А. Фотоупругость в горной геомеханике. М.: Недра, 1975. 180 с.
294. Харр М.Е. Основы теоретической механики грунтов.: Пер. с англ. М.: Изд-во литературы по строительству, 1971. 320 с.
295. Хоменко В.П. Карстово-суффозионные процессы и их прогноз. М.: Наука, 1986. 97 с.
296. Хоменко В. П. Закономерности и прогноз суффозионных процессов. М.: ГЕОС, 2003. 216 с.
297. Хоменко В.П. Карстово-обвальные провалы “сложного” типа: физическое моделирование // Инженерная геология. 2009. № 3. С. 34–41.
298. Хоменко В.П. Карстово-обвальные процессы “простого” типа: полевые исследования // Инженерная геология. 2009. № 4. С. 40–48.

299. Хоменко В.П., Коломенский Е.Н. Влияние подземных полостей на состояние вышележащих дисперсных пород // Промышленное и гражданское строительство. 2000. № 8. С. 39–41.
300. Христианович С.А. О волне выброса // Известия АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение. 1953. № 12. С. 1679–1688.
301. Христианович С.А. О волне дробления // Известия АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение. 1953. № 12. С. 1689–1699.
302. Христианович С.А. Распределение давления газа вблизи движущейся свободной поверхности угля // Известия АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение. 1953. № 12. С. 1673–1678.
303. Христианович С.А. Неустановившееся течение жидкости и газа в пористой среде при резких изменениях давления во времени или больших градиентах пористости // ФТПРПИ. 1985. № 1. С. 3–18.
304. Цытович Н.А. Механика грунтов (краткий курс). 3-е изд. М.: Высшая школа, 1979. 272 с.
305. Черных В.А. Гидрогеомеханика нефтегазодобычи. М.: ВНИИГАЗ, 2001. 277 с.
306. Чикишев А. Г. Проблемы изучения карста Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1979. 304 с.
307. Чугаев Р. Р. Приближенный расчет устойчивости тела земляных плотин // Известия НИИ гидротехники. Т. 18, 1936. С. 203–216.
308. Чугаев Р. Р. Гидротехнические сооружения. Водосливные плотины. М.: Высшая школа, 1978. 352 с.
309. Шарафутдинов Г.З. Фотовязкоупругость. М.: Изд-во МГУ, 1987. 199 с.
310. Шарий А.А. Экспериментальное изучение напряженного состояния глинистых пород в склонах и откосах. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1970. 20 с.
311. Шахунянц Г.М. Земляное полотно железных дорог. Вопросы проектирования и расчета. М.: Трансжелдориздат, 1953. 827 с.
312. Шлыков В.Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных / Отв. ред. Соколов В.Н. М.: ГЕОС, 2006. 176 с.
313. Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика: Сб. научных тр. Киев: Наукова думка, 1991. 356 с.
314. Экспериментальная тектоника (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. 302 с.
315. Южанин И.А., Терлецкий А.М. К вопросу определения высоты зоны обрушения пород // Наукові праці УКРНДМІ НАН України. 2008. № 3. С. 122–127.

316. Яковлева Т.Г. Определение зоны безопасности при проектировании противокарстовых мероприятий // Вопросы путевого хозяйства: Тр. МИИТ. Вып. 111. М.: Трансжелдориздат, 1960. С. 150–163.
317. Якушева А.Ф. О защитной роли покровных образований в карстовых процессах // Труды лаборатории гидрогеологических проблем. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1948. С. 348–352.
318. Aktürk Ö., Drumm E.C., Tutluoğlu L., Akgün H. Undrained stability of residual soil in karst // Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: Geotechnical Special Publ. No. 183 / ASCE, 2008. P. 223–232.
319. Allersma H.G.B. Simulation of subsidence in soil layers in a geotechnical centrifuge // Land Subsidence: Proc. of the 5th Int. Symp. (The Hague, Netherlands, 16–20 October 1995) / F.B.J. Barends, F.J.J. Brouwer, F.H. Schröder (eds.). Rotterdam: Balkema, 1995. P. 117–126.
320. Anikeev A.V. Clay collapse over caves and caverns // Geological Hazards: Proc. of Beijing International Symposium (Beijing, China, October 1991). 1991. P. 336–342.
321. Anikeev A.V. Casual hydrofracturing theory and its application for sinkhole development prediction in the area of Novovoronezh Nuclear Power House-2 (NV NPH-2), Russia // Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst / B.F. Beck, A.J. Pettit, J.G. Herring (eds.). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 77–83.
322. Barenblatt G.I., Zheltov I.P., Kochina T.N. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks // J. Appl. Mech. 1960. Vol. 24. P. 1286–1303.
323. Biot M.A. Mechanics of Deformation and Acoustic Propagation in Porous Media // J. Appl. Phys. 1962. Vol. 33. No. 4. P. 1482–1498.
324. Brown R.L. Minimum energy theorem for flow of dry granules through apertures // Nature. 1961. Vol. 191. No. 4787. P.458–461.
325. Campbell C.S. Rapid granular flows // Fluid Mechanics. 1990. No. 22. P. 57–92.
326. Chen J., Beck B.F. Qualitative modelling of the cover-collapse process // Engineering and environmental impacts of sinkholes and karst: Proc. of the 3d Multidisc. Conf. (St. Petersburg, Florida, October 2–4, 1989) Rotterdam: Balkema, 1989. P.89–95.
327. Daoxian Y. Environmental and engineering problems of karst geology in China // Karst hydrogeology: engineering and environmental applications: Proc. of the 2d Multidisc. Conf. (Orlando, Florida, February 9–11, 1987). Rotterdam: Balkema, 1987. P.1–11.
328. Desrues J. Tracking strain localization in geomaterials using computerized tomography // X-ray CT for Geomaterials / J. Otani, Y. Obara (eds.). Rotterdam: Balkema, 2004. P. 15–41.

329. Firewicz H. Kinematics of the gravity flow of granules from a bin - part 5 // *Aufbereitungs-Technik* (31). 1990. No. 2. P.79–88.
330. Goodings D.J., Abdulla W.A. Sinkholes in weakly cemented sand over karst limestone // *Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst: Proc. of the 7th Multidisc. Conf. (Harrisburg-Hershey, Pennsylvania, April 10–14, 1999)*. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 479–483.
331. Guanrun L., Boyu C. Land collapse induced by pumping and draining groundwater – a kind of environmental engineering problem in karst region with thin cover // *Proc. of the 4th IAEG Congress. New Delhi, 1982. Vol. 3. P. 309–319.*
332. Gudehus G., Nübel K. Evolution of shear bands in sand // *Géotechnique*. 2004. Vol. 54, No. 3. P. 187–201.
333. He K., Liu C., Wang S. Karst collapse related to over-pumping and a criterion for its stability // *Environmental Geology*. 2003. No. 43. P. 720–724.
334. *Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst: Proc. of the 7th Multidisc. Conf. (Harrisburg-Hershey, Pennsylvania, April 10–14, 1999)* / B.F. Beck, A.J. Pettit, J.G. Herring (eds). Rotterdam: Balkema, 1999. 478 p.
335. Jennings J.E. Building in dolomites in the Transvaal // *Civ. Eng. S. Afr.* 1966. Vol. 8. No. 2. P. 41–62.
336. Jirasek M. Objective modeling of strain localization // *Revue française de génie civil*. 2002. Vol. 6. No. 6. P. 1119–1132.
337. Kalinin E.V., Sheshenin S.V., Artamonova N.B., Kiselev F. Numerical investigations of the influence of fluid extraction upon the stress state of the rock masses // *Engineering Geology and Environment: Proc. of Intern. Symp. (Athens, Greece, 23–27 June, 1997)*. Rotterdam: Balkema, 1997. P. 725–728.
338. Kalsnes B., Nadim F., Lacasse S. Managing geological risk // *Geologically Active / A.L. Williams, G.M. Pinches, C.Y. Chin et al. (eds)*. London: CRC Press, 2010. P. 111–126.
339. Kesserü Z. Assessing the risk of cave-collapse using analogous information from mining // *The Engineering Geology and Hydrogeology of Karst Terranes: Proc. of the 5th Multidisc. Conf. (Springfield, Missouri, April 6–9, 1997)*. Rotterdam: Balkema, 1997. P. 55–60.
340. Ketelle R.H., Drum E.C., Ben-Hassine J. et al. Soil mechanics analysis of plastic soil deformation over a bedrock cavity // *Karst hydrogeology: engineering and environmental applications: Proc. of the 2d Multidisc. Conf. (Orlando, Florida, February 9–11, 1987)*. Rotterdam: Balkema, 1987. P. 383–387.

341. Land Subsidence: Proc. of the 5th Int. Symp. (The Hague, Netherlands, 16–20 October 1995) / F.B.J. Barends, F.J.J. Brouwer, F.H. Schröder (eds). Rotterdam: Balkema, 1995. 492 p.
342. Land Subsidence. Special Volume: Proc. of the 7th Int. Symp. (Shanghai, P.R. China, 23–28 October, 2005) / F.B.J. Barends, L. Carbognin, G. Gambolati, R.S. Steedman (eds). Rotterdam: Millpress, 2005. 171 p.
343. Lei M., Gao Y., Jiang X., Hu Y. Experimental study of physical models for sinkhole collapse in Wuhan, China // Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: Geotechnical Special Publ. No. 144 / ASCE, 2005. P. 91–100.
344. Michalowski R.L. Strain localization and periodic fluctuations in granular flow processes from hoppers // Géotechnique. 1990. Vol. 40, No. 3. P.389–403.
345. Milanović P. T. Geological Engineering in Karst: dams, reservoirs, grouting, groundwater protection, water tapping, tunneling. Belgrade: Zebra, 2000. 347 p.
346. Molek H. Engineering-geological and geomechanical analysis for the fracture origin of sinkholes in the realm of a high velocity railway line // Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: Geotechnical Special Publ. No 122 / ASCE, 2003. P. 551–558.
347. Mühlhaus H.-B., Hornby P. Energy and averages in the mechanics of granular materials // Tectonophysics. 2001. No. 335. P. 63–80.
348. Nadim F., Einstein H., Roberds W. Probabilistic stability analysis for individual slopes in soil and rock: State of the Art Paper 3 // Landslide Risk Management / Hunger, Fell, Couture & Eberhardt (eds.). London: Taylor & Francis, 2005. P. 63–98.
349. Nedderman R.M., Davis S.T., Horton D.J. The flow of granular materials round obstacles // Powder Technology. 1980. Vol. 25. No. 2. P. 215–223.
350. Nedderman R.M., Laohakul C. The thickness of the shear zone of flowing granular materials // Powder Technology. 1980. Vol. 25. No. 1. P. 91–100.
351. Nedderman R.M., Tüzün U. A kinematic model for the flow of granular materials // Powder Technology. 1979. Vol. 22. No. 2. P. 243–253.
352. Newton J.G. Development of Sinkholes Resulting From Man's Activities in the Eastern United States: U.S. Geological Survey Circular 968. Denver, 1987. 54 p.
353. Patridge T.C., Harris G.M., Diesel V.A. Construction upon dolomites of the South-Western Transvaal // Bulletin of the IAEG. 1981. No. 24. P. 125–135.
354. Poland J.F. Subsidence in United States due to ground-water withdrawal // J. Irrig. and Drain. Div. 1981. Vol. 107. No. 2. P. 115–135.

355. Roscoe K.H. The influence of strains in soil mechanics // *Géotechnique*. 1970. Vol. 20. P. 129–170.
356. Salvati R., Tharp T.M., Capelli G. Conceptual model for geotechnical evaluation of sinkhole risk in the Latium Region // *Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology* / B.F. Beck, J.G. Herring (eds). Lisse: Swets & Zeitlinger, 2001. P. 163–167.
357. Sheng Z., Helm D.C. Conceptual models for earth fissuring in Las Vegas Valley, Nevada, USA // *Land Subsidence. Proc. of the 5-th Int. Symp. (The Hague, Netherlands, 16–20 October 1995)* / F.B.J. Barends, F.J.J. Brouwer, F.H. Schröder (eds). Rotterdam: Balkema, 1995. P. 27–34.
358. Terzaghi K., Peck R.B. *Soil Mechanics in Engineering Practice*. 2d ed. New York: John Wiley and Sons, Inc., 1967. 729 p.
359. Tharp T.M. Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes // *Engineering Geology*. 1999. No. 52. P. 23–33.
360. Tharp T.M. Poroelastic analysis of cover-collapse sinkhole formation by piezometric surface drawdown // *Environmental Geology*. 2002. No. 42. P. 447–456.
361. Tharp T.M. Cover-collapse sinkhole formation and soil plasticity // *Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: Geotechnical Special Publ. No. 122* / ASCE, 2003. P. 110–123.
362. Tolmachev V., Leonenko M. Experience in Collapse Risk Assessment of Building on Covered Karst Landscapes in Russia. // *Karst management* / Ph. E. van Beynen (ed). Springer, 2011. Chapter 4. P. 75–102.
363. Tunkay K., Corapcioglu M.Y. Effective stress principle for saturated fractured porous media // *Water Resources Research*. 1995. Vol. 31. No. 12. P. 3103–3106.
364. Tüzün U., Nedderman R.M. Experimental evidence supporting kinematic modelling of the flow of granular media in the absence of air drag // *Powder technology*. 1979. Vol. 24. No. 2. P. 257–266.
365. Tüzün U., Nedderman R.M. An investigation of the flow boundary during steady-state discharge from a funnel-flow bunker // *Powder Technology*. 1982. Vol. 31. No 1. P. 27–43.
366. Vardoulakis I. Shear band inclination and shear modulus of sand in biaxial tests // *Int. J. Num. Anal. Meth. Geom.* 1980. Vol. 4. P. 103–119.
367. Yang M.Z., Drumm E.C. Stability evaluation for sitting of municipal landfills // *Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst Proc. of the 7th Multidisciplinary Conf. (Harrisburg-Hershey, Pennsylvania, April 10–14, 1999)* / B.F. Beck, A.J. Pettit, J.G. Herring (eds). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 373–380.

368. Zhou W., Beck B.F. Management and mitigation of sinkholes on karst lands: an overview of practical applications // *Environmental Geology*. 2008. Vol. 55. P. 837–851.

2. Фондовая литература

369. Дополнение материалов ПООБ Нижегородской АЭС. Выполнения комплекса полевых геофизических, буровых и маршрутных работ с оценкой поражённости размещения АЭС и прилегающей территории карстовыми процессами: Технический отчёт. Книги 1–9 / Сорокина В.Б., Боголюбова Н.П., Балашова Т.А. Дзержинск: ЗАО “Противокарстовая защита”, 2010. 1182 с..
370. Ёлкин В.А. Региональная оценка карстовой опасности и риска (на примере Республики Татарстан). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2004. 158 с.
371. Заключение о результатах инженерно-геологических исследований, выполненных на участке образования карстово-суффозионной воронки у домов №№ 15, 17, корп.1 по ул. Тухачевского в г. Москве. Т. 2 / Чертков Л.Г., Кочев А.Д. М.: ПГО “Гидроспецгеология”. ГГЭ № 30, 1989. 86 с.
372. Инженерно-геологические изыскания с оценкой карстоопасности площадки строительства котельной ОАО “Сибур-Нефтехим” в восточной промзоне г. Дзержинска: Отчет по договору № 262–07/07 / Леоненко М.В. Дзержинск: ОАО “Противокарстовая и береговая защита”, 2007. 31 с.
373. Инженерно-геологические изыскания с оценкой карстоопасности территории возможного размещения Нижегородской АЭС в пункте Монаково на площади 2 кв. км: Технический отчёт. Книги 1–4 / Гантов Б.А., Толмачев В.В., Шешеня Н.Л. и др. М.: ОАО “ПНИИИС”, 2009. 536 с.
374. Иксанова Е.А. Вклад докайнозойского карбонатного карста в развитие современных просадочных процессов в г. Москве. Дисс. ... канд. геогр. наук. М., 2005. 155 с.
375. Карстологический мониторинг на участке водозабора подземных вод завода “Капролактам” ОАО “Сибур-Нефтехим” (I этап – Анализ имеющихся материалов инженерных изысканий прошлых лет, результатов наблюдений за карстовыми деформациями в зоне влияния водозабора): Информационный отчет по договору № СНХ-12187 / Леоненко, М.В., Кочергина В.А. Дзержинск: ОАО “Противокарстовая и береговая защита”, 2007. 25 с.
376. Карстологический мониторинг на участке водозабора подземных вод завода “Капролактам” ОАО “Сибур-Нефтехим” (II этап – Анализ данных по режиму откачек подземных вод, других сведений о технических условиях эксплуатации водозабора): Информационный отчет по договору № СНХ-12187 / Леоненко, М.В., Кочергина В.А. Дзержинск: ОАО “Противокарстовая и береговая защита”, 2008. 23 с.

377. Отчет по геологическому и гидрогеологическому доизучению, инженерно-геологической съемке масштаба 1:200000 с эколого-геологическими исследованиями в пределах листов О-38-XXXII (Н.Новгород), О-38-XXXIII (Бор), выполненный Средне-Волжской ГРЭ в 1993-2002гг. Т.1, кн.1 / Дятлова В.К., Кочергина В.А., Козлова Н.И. и др. Дзержинск: ФГУП “Волгагеология”, 2002. 622 с.
378. Печеркин А.И. Геолого-структурные закономерности развития карста и их инженерно-геологическое значение. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь, 1989. 454 с.
379. Предварительный отчет по обоснованию безопасности Нижегородской АЭС (энергоблок 1, энергоблок 2). Глава 2. Характеристика района и площадки АС. Книги 1–4 / Иванов Ю.А., Кувардин С.А., Седов А.Ю. Нижний Новгород: ОАО “НИАЭП”, 2009. 394 с.
380. Проведение исследования карстоопасности в составе инженерных изысканий территории строительства Нижегородской АЭС. Книги 1–3: Технический отчет / Гантов Б.А., Толмачев В.В., Шешеня Н.Л. и др. М.: ОАО “ПНИИИС”, 2008. 524 с.
381. Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям для строительства “Товарно-сырьевой базы производства окиси этилена в г. Дзержинске Горьковской области”. Стадия проектирования: РЧ. / Чурзин А.И., Машуков Г.К., Перминов С.Ф., Чекасов П.Ф. Дзержинск: Дзержинское отделение “ГорьковТИСИЗ”, 1976. 22 с.
382. Технический отчет по объекту Нижегородской АЭС в составе энергоблоков № 1 и № 2 проекта АЭС-2006 / Фатьянов В.В., Сафонова А.Р., Иванова Н.В. Нижний Новгород: ФГУП “Волгагеология”. ЦГГЭ, 2010 56 с..
383. Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях на участке проектируемого строительства жилого комплекса с подземной автостоянкой, школой и детским дошкольным учреждением по адресу: Кутузовский проезд, вл. 16 в г. Москве. Договор № 23/ГО-07 / ООО “Геокон”. М., 2007. 183 с.
384. Чертков Л.Г. Карстовые и суффозионно-провальные явления на территории г. Москвы и методика их инженерно-геологического изучения. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1984. 216 с.