

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

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки  
Институте геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук

**Официальные оппоненты:**

**Катаев Валерий Николаевич,**  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, ФГБОУ ВПО «Пермский  
государственный национальный  
исследовательский университет»,  
проректор по научной работе и  
инновациям, заведующий кафедрой  
динамической геологии и гидрогеологии

**Хоменко Виктор Петрович,**  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, ФГБОУ ВПО «Московский  
государственный строительный университет»,  
профессор кафедры инженерной геологии и  
геоэкологии

**Экзарьян Владимир Нишанович,**  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, ФГБОУ ВПО «Российский  
государственный геологоразведочный университет  
им. Серго Орджоникидзе», декан экологического  
факультета

**Ведущая организация -**

**Федеральное государственное бюджетное  
образовательное учреждение высшего  
профессионального образования «Уральский  
государственный горный университет»**

Защита состоится «31» октября 2014 г. в 15 час. 30 мин. на заседании  
диссертационного совета Д 002.048.01 при Институте геоэкологии им. Е.М.  
Сергеева Российской академии наук (ИГЭ РАН) по адресу: 109004, Москва,  
ул. Николаямская, д. 51.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГЭ РАН по адресу: 101000,  
Москва, Уланский пер., д. 13, стр. 2 и на сайте института: [www.geoenv.ru](http://www.geoenv.ru).

Автореферат разослан «   » \_\_\_\_\_ 2014 г.

Ученый секретарь диссертационного совета Д.002.048.01,  
кандидат геолого-минералогических наук

Г.И. Батрак

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность темы.** Площадь распространения карстующихся пород составляет 31.5 % площади суши Земного шара. Из них 9.5 % и 22 % занимают районы, где они соответственно обнажаются на поверхности или перекрыты нерастворимыми грунтами (Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н., 2007; Максимович Г.А., 1963). На этой огромной площади ( $\sim 47 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) едва ли не самую большую опасность представляют провалы земной поверхности и ее оседание в виде мелких, но часто появляющихся воронок.

Интерес инженеров-геологов, экологов, проектировщиков и строителей к этой проблеме понятен. Провалы нарушают безаварийную эксплуатацию любых сооружений, угрожают жизни людей. Являясь очагами поглощения сточных вод, воронки – области перемещения песчаных и раздробленных глинистых грунтов – регулируют площадное загрязнение территории. В их границах проницаемость массива повышена, а хорошая связь водоносных горизонтов приводит, как правило, к ухудшению качества подземных вод. Наиболее сложен прогноз провалов в районах нереализованной, ожидаемой опасности, где все условия развития процесса есть, а самих воронок нет, или они не зафиксированы, или встречены единичные формы, исключаящие или затрудняющие применение вероятностно-статистических методов их изучения.

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, а также с оценкой скорости выщелачивания растворимых пород и влияния карстового процесса на их аккумуляционную емкость. Главная роль в получении этих данных принадлежит натурным методам исследований: инженерно-геологическим, гидрогеохимическим, геофизическим, спелеологическим и другим. При решении некоторых вопросов целесообразно использовать также методы физического и математического моделирования. Вторая часть проблемы – изучение собственно провалообразования, закономерностей деформирования и разрушения грунтов покровной толщи, выноса обломочного материала в трещинно-карстовые коллекторы и механизмов формирования воронок. Именно ее решению уделено главное внимание в настоящей работе.

**Основная идея.** Локальный прогноз провалов в районах покрытого карста может быть основан на детерминированных моделях, адекватно отражающих поведение связных и несвязных грунтов над ослабленным участком массива. Общий подход к созданию таких моделей и их последовательному, от очага возмущения к земной поверхности, применению должен базироваться на представлениях о динамической перестройке геологической среды при внешних воздействиях. Методологическим служит фундаментальный физический принцип Ле Шателье, который гласит: внешнее воздействие на находящуюся в равновесии систему вызывает развитие в ней процессов, ослабляющих 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 основные 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 полученные результаты на конкретных объектах.

**Исходные материалы и методы исследований.** Диссертационная работа основана на материалах полевых, экспериментальных и теоретических исследований устойчивости закарстованных территорий, полученных автором в ходе научно-исследовательских плановых и договорных работ, проводившихся Институтом литосферы АН СССР (1980–1990), кафедрой инженерной и экологической геологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (1994–2004) и Институтом геоэкологии РАН (1991–1994, 2004–2013).

Подход к решению научных задач базировался на комплексировании разных методов лабораторных исследований и сопоставлении полученных результатов с данными полевых работ. Использовались: методы эквивалентных и оптически активных материалов, клеточные автоматы, аналитическое определение напряженного состояния, численное моделирование, инженерные методы расчета устойчивости и крупномасштабное районирование.

**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 Москвы и сульфатно-карбонатного карста Нижегородской области и Республики Татарстан. Учитывались также данные полевых исследований подземных и поверхностных карстовых форм и закономерностей их образования в Республике Башкортостан, Московской, Орловской, Рязанской и Тульской областях.

**Личный вклад автора в решение поставленных задач.** Во всех перечисленных выше 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 в основном заслуга автора и помогавших ему специалистов, вклад которых в исследования освещается в диссертации. Автору же принадлежат анализ и обобщение некоторых результатов моделирования, выполненного Н.Б. Артамоновой и Е.Н. Коломенским.

**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 натуральных 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 потребовало коренных изменений методики моделирования и позволило установить влияние свойств и состояния экранирующих глинистых пластов на время и скорость провалообразования.

3. Предложены критерии и константы подобия уровней подземных вод, которые дают возможность 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 грунтов над ослабленным участком массива является избыточное гидростатическое давление, нормальное к поверхности их скелета.

5. Время и форма проявления суффозии массы на поверхности толщи несвязных грунтов зависят от плотности и мощности толщи, 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. Наличие поровой воды и ее движение влияет лишь на морфологию проявлений и кинематику процесса.

7. Разработана кинематическая модель истечения несвязных грунтов в подземные полости, позволяющая находить скорость процесса без привлечения трудно определяемых и по-разному трактуемых эмпирических коэффициентов.

8. Предложена классификация суффозии как гидрогеомеханического процесса, разновидности которого выделяются по факторам, условиям и, впервые, по механизмам его развития.

9. Для потенциально опасных районов разработана и апробирована на разных

объектах гражданского и промышленного строительства методика оценки карстово-суффозионной опасности и риска.

Научную новизну работы отражают также **пять защищаемых положений**:

1. Базируясь на принципе суперпозиции в механике грунтов, напряженное состояние грунтовой толщи над карстовой полостью можно представить в виде алгебраической суммы литостатических напряжений и напряжений, возникающих в аналогичной невесомой толще под действием нагрузки, компенсирующей вертикальное давление грунтов в их подошве. Это позволяет предложить простой аналитический метод определения начального напряженного состояния массива и с учетом механизма сводообразования распространить его на расчет напряжений в динамике истечения несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы.

2. Существуют, по крайней мере, две формы разрушения связных грунтов над карстовой полостью: а) классический механизм образования окна в водоупоре, или первая форма заключается в изгибе слоя, образовании трещин отрыва и 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 ослабленных участков.

3. В окрестности полости даже изначально однородные изотропные грунты приобретают структуру: в границах эллиптической области деформирования возникают зоны обрушения (1), разгрузки напряжений (2), опорного давления (3) и переходная зона (4). При быстром истечении несвязных грунтов в массиве 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 пород.

4. Основу общей модели образования воронок в несвязных грунтах и вытекающих из нее расчетных зависимостей составляют: а) утверждение, что главным процессом является гравитационное деформирование сыпучей среды, б) представленная выше концепция зонального строения области влияния ослабленного участка, в) закономерности формирования и разрушения сводчатых структур как проявлений самоорганизации массива пород.

5. Оценка и прогноз устойчивости районов нереализованной карстово-суффозионной опасности могут базироваться на сопоставлении аккумуляционной емкости закарстованного массива и объема области деформирования перекрывающих его грунтов.

**Практическое значение работы** определяется новыми научными результатами. Многие из них реализованы в экспертных заключениях по оценке карстово-суффозионной опасности и риска в Москве, Нижегородской области, в Республиках Татарстан, Саха, в Иркутской и Амурской областях.

Метод водонасыщенных эквивалентных материалов (Аникеев А.В., 1987, 1988) применяется 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 (Salvati R. et al, 2001; Tharp T.M., 2002, 2003), которая положена также в основу 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 участков ослабления 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 использованы при выполнении государственных научно-исследовательских программ: 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 объяснение некоторых 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 и разделы трех коллективных монографий. Список пятидесяти двух наиболее важных публикаций приведен в конце автореферата.

**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.т.н. В.П. Мерзлякова и д.т.н. Г.П. Постоева, внимательно прочитавших рукопись диссертации и сделавших ряд ценных замечаний, а также д.г.м.н. В.П. Зверева, вопросы и 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 карстовых районов, 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. РАН С.С. Григоряну, д.т.н. С.Б. Стажевскому, к.т.н. В.В. Толмачеву и д.ф.м.н. Г.З. Шарафутдинову – за консультации.

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

## **ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ**

### **Глава 1. Карстово-суффозионные провалы как экзогенный геологический процесс**

Наибольший интерес для инженера-геолога представляет карст покрытого типа, что обусловлено не столько самым широким его распространением на Земле (32.8 млн. км<sup>2</sup> суши), сколько тем, что районы его развития в отличие от районов голого карста (14.1 млн. км<sup>2</sup> суши) пригодны для хозяйственного освоения и жизни человека в целом (Гвоздецкий Н.А., 1972; Горбунова К.А., 1985; Дублянский В.Н. и др. 2011; Максимович Г.А., 1962; Попов И.В., 1959; Beck V.F., 1984; Daoxian Y., 1987; Newton J.G., 1987; Patridge T.C. et al, 1981; Waltham A.C., 1989). Немаловажное значение при этом имеет защитная функция нерастворимых покровных грунтов (Якушева А.Ф., 1948), которые препятствуют поступлению в массив атмосферных вод и развитию карстового процесса – коррозии, выщелачиванию, отчасти эрозии растворимых горных пород подземными водами, а также проявлению подземных карстовых форм на земной поверхности. Прогноз провалообразования в таких районах является наиболее сложной задачей.

Под карстово-суффозионными воронками автор вслед за многочисленными

предшественниками (Кавеев М.С., 1956; Короткевич Г.В., 1949, 1964; Максимович Г.А., 1962; Огильви Н.А., 1948; Печеркин И.А. и др. 1984; Соколов Д.С., 1962; Ступишин А.В., 1967 и др.) понимает поверхностные эрозионные формы покрытого карста. А под одноименным процессом, приводящим к их возникновению, – гравитационное и фильтрационное деформирование и разрушение покровной толщи закарстованных массивов в результате выноса несвязных и раздробленных связных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы. Именно такой смысл чаще всего вкладывается сейчас в понятие “карстово-суффозионные процессы” (Иксанова Е.А., 2005; Кожевникова В.Н., 1974; Козлякова И.В. и др. 2000; Кофф Г.Л. и др., 1997; Кутепов В.М., Кожевникова В.Н., 1987; Кочев А.Д. и др., 1989; Парфенов С.И., 1981; Хоменко В.П., 1986 и др.). Нередко тот же смысл присутствует в терминах “карстовые провалы”, “карстовые деформации”, “карстовая опасность” (Ёлкин В.А., 2002; Копосов Е.В., 2000; Леоненко М.В. и др., 2006; Рагозин А.Л., Ёлкин В.А., 2003; Соколова И.А., 2006; Толмачев В.В., Ройтер Ф., 1990 и др.). При этом предполагается, что в историческом времени собственно карстовый процесс может и не играть существенной роли в формировании воронок на земной поверхности, которое обусловлено наличием древних карстовых полостей. Такой подход к оценке опасности имеет право на существование, но требует обоснования.

Принимая определение “карстово-суффозионный”, автор считает, что речь должна все-таки идти о процессе, а не процессах, хотя формы его реализации в массиве и на дневной поверхности могут быть самыми разными. Но обусловлено это лишь чрезвычайным разнообразием инженерно-геологических условий и множеством возможных сочетаний основных, первичных, принципиально отличных друг от друга механизмов процесса, которых на самом деле не много. Если аккумуляционная емкость растворимых пород и, в частности, размеры полости заметно увеличиваются и на заданном временном отрезке их нельзя считать константой даже в первом приближении, то, рассматривая провалообразование с геомеханических позиций, изменение этих показателей устойчивости карстовых районов необходимо учитывать в краевых условиях и основных уравнениях, переменными которых они служат. И примеры решения задачи в такой постановке есть (Шахунянц Г.М., 1953; Яковлева Т.Г., 1960).

Инженерно-геологические условия формирования карстово-суффозионной опасности показаны на примере восточной части Республики Татарстан (РТ), где карстующиеся породы представлены сульфатно-карбонатными отложениями нижней перми (Кавеев М.С., 1961; Каштанов С.Г., 1963; Мусин А.Г., 1997; Селивановский Б.В., 1952; Селивановский Б.В., Каштанов С.Г., 1952; Ступишин А.В., 1967 и др.). Их трещинно-карстовая пустотность в настоящее время настолько велика, что они способны принимать и накапливать кластический материал практически в неограниченном количестве.

Плотность воронок и пораженность территории на востоке РТ, как свидетельствуют результаты полевых работ (2005–2008 гг.), увеличиваются с уменьшением глубины залегания нижнепермских отложений и увеличением доли

дисперсных грунтов в мощности покровной толщи. Таким образом, показатели карстово-суффозионной опасности прямо связаны со свойствами пород и геологическим строением участков, которое в свою очередь зависит от расположения последних 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 изменение гидрологических и гидрогеологических условий в результате создания Нижнекамского водохранилища.

Роль карстового процесса в образовании провалов и оседании земной поверхности рассмотрена на примере покрытого карбонатного карста Москвы. За основу взяты данные В.П. Зверева (2003, 2006), который установил, что в границах МКАД скорость выщелачивания  $\text{CaCO}_3$  составляет 9300 т/год, или 3600 м<sup>3</sup>/год. Следуя рекомендациям В.П. Зверева, автор исходил из того, что растворение и вынос развиваются не по всей площади города, а лишь в зоне влияния его главных рек – Москвы, Яузы, Сетуни и Сходни. При ширине зоны влияния 1 км скорость карстовой денудации оказалась равной 0.031 мм/год. В 1920-х гг. эта скорость в районе нынешнего Рублевского шоссе, по данным Ф.П. Саваренского (1950), составляла 0.0071 мм/год.

На одном из участков СЗАО г. Москвы в районе, потенциально опасном в карстово-суффозионном отношении, скорость оседания дневной поверхности в конце 1940-х гг. находилась в интервале 14-15 мм/год, к началу 1970-х гг. она снизилась до 2.5-4 мм/год. Среднее для Москвы значение скорости в конце XX века равнялось 1.5-2 мм/год (Зиангиров Р.С., Петренко С.И., 1997).

Сопоставление приведенных выше цифр показывает, что в последние 70–80 лет скорость карстовой денудации в Москве возросла в 4–7 раз. Но вклад выщелачивания каменноугольных отложений в образование провалов и оседание территории столицы по-прежнему остается пренебрежимо малым.

При оценке карстово-суффозионной опасности и риска на основе стохастических моделей (Викторов А.С., 2006; Ёлкин В.А., 2002; Макеев З.А., 1948; Миронов Н.А., 1987; Рагозин А.Л., Ёлкин В.А., 2003; Саваренский И.А., 1962, 1967; Саваренский И.А., Миронов Н.А., 1995; Толмачев В.В., 1980, 1987, 1998; Molek H., 2003; Reuter F., 1981 и др.) самым важным является вопрос о времени образования поверхностных карстовых форм. Другие первичные показатели, относящиеся к массиву пород, – количество проявлений карста, их размеры и площадь распространения – устанавливаются в районах реализованной опасности, как правило, намного проще и с нужной степенью точности. Большую помощь традиционным методам определения возраста могут оказать методы и подходы (Аникеев А.В. и др., 2008; Иконников Л.Б., Толмачев В.В., 1972; Копосов Е.В., Тычина О.В., 1983), основанные на совместном анализе механизмов формирования воронок, свойств и состояния слагающих их грунтов.

В районах ожидаемой опасности проблема определения первичных геологических показателей, используемых при оценке риска, намного сложнее. Оптимальный путь прогноза размеров карстово-суффозионных провалов в таких

районах – расчетный. Поскольку любые детерминированные модели базируются на схематизации природных условий, важно, чтобы расчетная схема при всех упрощениях действительности опиралась на реальные механизмы и закономерности провалообразования. При этом огромное значение приобретает анализ изменения напряжений в окрестности ослабленных участков массива.

Помимо площади воронки среднего диаметра  $S_v = \pi(D_v)_{cp}^2/4$  риск поражения территории провалами, или физический риск зависит от интенсивности провалообразования  $\lambda$ . В потенциально опасных карстовых районах определение величины  $\lambda$ , связанной с возрастом поверхностных форм, является не просто сложным, а совершенно неизученным вопросом. Подойти к его решению можно на основе использования метода природных аналогов, или аналогий (Золотарев Г.С., 1983; Розовский Л.Б., 1972; Розовский Л.Б. и др., 1987). Поскольку аналогия должна быть обоснована, то на первый план в локальной оценке риска выходят анализ инженерно-геологических условий и оценочное районирование территории (Аникеев А.В. и др., 2007). Кроме того нужно искать новые пути экспериментального изучения и математического описания провалов с тем, чтобы не только стохастические, но и детерминированные модели в явном виде содержали время развития процесса. При анализе экономического риска, если не касаться проблемы косвенного ущерба, одним из основных вопросов является также определение уязвимости инженерных сооружений.

## **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. Аникеева (1983, 1988); Б.А. Барвашова и П.В. Харламова (2007); Баряха А.А., Самоделкиной Н.А., 2004; М.С. Кавеева (1961); 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); 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 задача изучения НДС в таких районах поставлена, по-видимому, М.С. Газизовым (1968), который показал влияние напряжений на форму и развитие карстовых полостей, а также на взаимодействие последних с инженерными сооружениями.

Растворимые породы, модуль упругости и прочностные показатели которых намного больше тех же показателей дисперсных грунтов, могут рассматриваться в качестве жесткого основания, а перекрывающие их грунты – в качестве весомого упругого слоя (Аникеев А.В. и др., 1991). В момент появления отверстия радиусом  $R$  в основании грунтовой толщи перемещения ее подошвы отсутствуют. В соответствии с принципом суперпозиции в теории упругости напряженное состояние (НС), удовлетворяющее этому граничному условию, получается

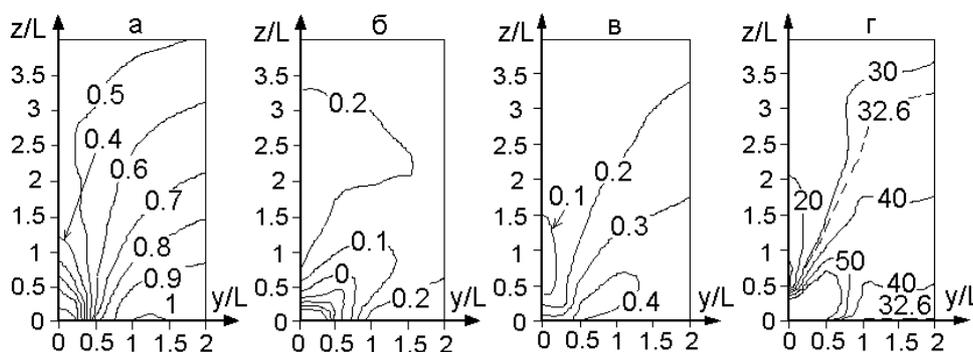
алгебраическим сложением поля литостатических напряжений и поля напряжений в таком же, но невесомом слое от действия нагрузки, равномерно распределенной по площади отверстия. Эта нагрузка равна по величине, но противоположна по направлению вертикальному давлению от веса грунтов.

Рассмотрим решение простейшей двухмерной задачи для однородных изотропных грунтов с объемным весом  $\gamma$ . Если их мощность  $h$  велика по сравнению с пролетом полости  $L = 2R$  ( $h/L > 4$ ), а контактная поверхность гладкая, то искомое поле напряжений определяется системой уравнений (1):

$$\begin{aligned}\sigma_z &= (K - K_z)\gamma h, \\ \sigma_y &= (\xi K - K_y)\gamma h, \\ \tau_{yz} &= -K_{yz}\gamma h,\end{aligned}\quad (1)$$

где  $K = 1 - z/h$  (ось  $z$  направлена вверх, начало координат – в центре пролета полости),  $\xi = \mu/(1 - \mu)$  – коэффициент распора,  $\mu$  – коэффициент Пуассона. Коэффициенты влияния  $K_z$ ,  $K_y$ ,  $K_{yz}$  находятся из уравнений Буссинеска и Фламана и приводятся, например, в работах Н.Н. Маслова (1982) и Н.А. Цытовича (1979).

Пользуясь известными формулами теории упругости и механики грунтов, от напряжений  $\sigma_z$ ,  $\sigma_y$ ,  $\tau_{yz}$  в уравнениях (1) нетрудно перейти к главным нормальным ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ) и максимальным касательным ( $\tau_{\max}$ ) напряжениям. А рассчитав значения угла наибольшего отклонения, – установить границы предельного напряженного состояния грунтовой толщи (рис. 1).



**Рис. 1.** Изолинии главных нормальных  $\sigma_1$  (а) и  $\sigma_2$  (б), а также максимальных касательных  $\tau_{\max}$  (в) напряжений (в долях от  $\gamma h$ ) для толщи с характеристиками  $h/L = 10$ ,  $\xi = 0.3$ ,  $\mu = 0.23$  и угла (в градусах) наибольшего отклонения  $\theta = \arcsin(\sigma_1 - \sigma_2)/(\sigma_1 + \sigma_2)$  для песчаной толщи ( $h/L = 10$ ,  $\xi = 0.3$ ) с углом трения  $\phi = 32.6^\circ$  (г). Пунктирные линии  $\theta = \phi$  ограничивают область пластического течения песков ( $\theta > 32.6^\circ$ ).

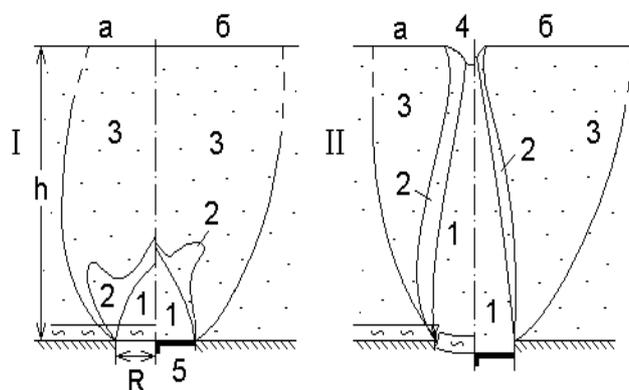
Результаты вычислений и их сопоставление с результатами определения НС методами комплексных потенциалов (Авершин С.Г. и др., 1971) и конечных элементов (Барвашов Б.А., Харламов П.В., 2007; Aktürk Ö. et al, 2008) позволяют сделать следующий вывод. Чем слабее трение ( $\phi$ ) и сцепление ( $C$ ) грунтов покровной толщи с растворимыми породами, тем меньше значения повышенных сжимающих напряжений в окрестности ослабленного участка и больше размеры неустойчивой области, имеющей в разрезе форму, клиньев, расположенных по бокам отверстия. В пределе ( $\phi, C \rightarrow 0$ ) зона опорного давления исчезает (рис. 1, а–в), и нижняя граница клиньев совпадает с контактной поверхностью (рис. 1, г).

Из этого следует, что трубообразная форма каналов обрушения связных и истечения плотных несвязных грунтов, которая часто наблюдается в массиве и физических моделях, обусловлена возникновением по краям полости зоны опорного давления и мобилизацией в ней сил сопротивления грунтов. Однако главную роль в провалообразовании играет зона аномально низких напряжений над полостью ( $\sigma_1 < 0.4$ ,  $\sigma_2 < 0$  на рис. 1, а, б). Она возникает без деформирования покровной толщи, только за счет перераспределения напряжений, тогда как свод обрушения формируется в процессе перемещения грунтов в полость.

Перемещение грунтов над карстовой полостью исследовалось методами традиционно сухих (Кузнецов Г.Н. и др., 1968) и термопластических (Гулакян К.А., 1987) эквивалентных материалов на масштабных осесимметричных моделях. Установлено, что термопластические материалы, как и горные породы, являются упруговязкопластическими телами. В зависимости от состава и температуры в их деформационном поведении может доминировать упругий, вязкий или пластический характер. При их использовании в инженерно-геологических целях геометрический масштаб ( $\alpha_l = l^m/l^m$ , где  $l$  – размеры) не должен превышать значений  $\alpha_l = 50$ – $100$ , а нагревание моделей должно быть постепенным. В противном случае подобие модели и массива нарушается из-за влияния температурных напряжений (Аникеев А.В., 2008).

На рис. 2 (I) видно, что диаметр полной области деформирования покровной толщи 3 (области влияния), которая возникает на ранних стадиях процесса, в 3–5 раз больше диаметра карстовой полости. В дальнейшем ее ширина увеличивается незначительно (рис. 2, II). Внутри нее выделяются переходная зона 2 сложной формы и центральная сводообразная зона 1, перемещения грунтов в которой на порядок больше, чем в зоне 2 и на два порядка, чем в зоне 3. Зональное строение характерно и для поверхностных форм процесса. Оно проявляется в виде центральной области глубокой просадки и периферийной области прогиба крыльев воронки 4 (рис. 2, II).

**Рис. 2.** Строение области деформирования грунтов 3 (области влияния полости) при наличии пластичного глинистого слоя в основании песчаной толщи (а) и для случая полностью шероховатого основания (б) на ранних (I) и поздних (II) стадиях образования провалов (по результатам физического моделирования): 1 – зона максимальных перемещений, 2 – переходная зона, 4 – воронка, 5 – поршень.



Выход процесса на земную поверхность обусловлен вертикальным ростом зоны 1. Она зарождается на краях полости, но, сформировавшись, теряет устойчивость в вершине свода. Форма и размеры переходной зоны 2, с развитием которой тесно связано появление трубообразного (1-я форма течения) или расширяющегося вверх по потоку (2-я форма) канала, зависят не только от

плотности сложения несвязных грунтов, но и от граничных условий на их подошве (рис. 2, I). На завершающих стадиях процесса зона 2 вырождается, и в плотных песках небольшой мощности при их медленном поступлении в полость формируется сходящийся (конический) или цилиндрический канал, ограниченный “поверхностями” локализации деформаций (рис. 2, II).

Большую роль в изучении НДС деталей машин и строительных конструкций (Тимошенко С.П., 1965; Шарафутдинов Г.З., 1987), тектонических структур (Белоусов В.В., Гзовский М.В., 1964; Осокина Д.Н., Бондаренко П.М., 1989, 1991; Сычева-Михайлова А.М., 1973), массивов подработанных пород (Малкис Н.И., 1982; Насонов И.Л., 1978; Трумбачев В.Ф., Мельников Е.А., 1961; Филатов Н.А. и др., 1975) и оползневых склонов (Зелинский И.П. и др., 1987; Максимов С.Н., Шарий А.А., 1970; Махорин А.А., Фаминцын Б.М., 1970; Черкез Е.А., 1993) играет поляризационно-оптический метод физического моделирования. Главное его достоинство состоит в том, что в отличие от других методов он позволяет видеть все поле напряжений, не внедряя в модели измерительную аппаратуру.

Перераспределение напряжений в покровной толще закарстованных массивов исследовалось на плоских моделях из игдантина ( $h/L = 2.5-7.5$ ) по стандартной методике. Подземные формы разрушения, вызывающие изменение НДС на разных стадиях провалообразования, имитировались вырезами различной конфигурации в идентичных моделях, исходя из существующих представлений об этих формах и о развитии процесса в целом.

Опыты подтверждают тот факт, что в окрестности ослабленных участков даже изначально однородные изотропные породы приобретают внутреннюю структуру: над полостью формируется область разгрузки, а по бокам – область концентрации напряжений, которая фиксируется по изолиниям  $\tau_{\max}$ . Причем в области разгрузки выделяются две сводообразные зоны – наиболее опасная нижняя высотой  $z_n/L$ , где  $\sigma_2 < 0$ , и верхняя высотой  $z_b/L$ , где главные напряжения существенно меньше тех, которые существовали в массиве без выреза ( $\sigma_{1,2} \geq 0$ ). Их можно условно назвать зонами отрицательных и нулевых напряжений.

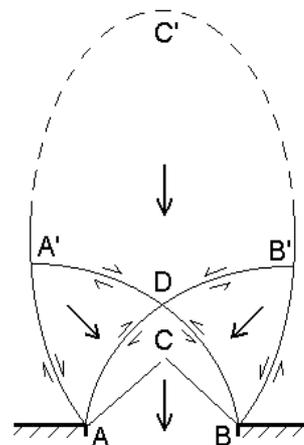
Из экспериментов следует, что реакция грунтовой толщи на изменение НДС направлена на снижение негативного воздействия полости и увеличение устойчивости массива. Это проявляется, например, в том, что образование свода обрушения приводит к деградации или полному исчезновению опасной зоны растяжения за счет роста зоны нулевых напряжений, а также к снижению концентрации  $\tau_{\max}$  по бокам выреза. Тот же самый эффект – уменьшение  $z_n/L$ ,  $\tau_{\max}$  и увеличение  $z_b/L$  – наблюдается в результате ползучести и при вертикальном росте промежуточной полости.

Представляется, что покровная толща закарстованных массивов – это типичная диссипативная система, способная эволюционировать и создавать упорядоченные структуры в неравновесном состоянии. Появление и развитие деформационных структур – это процесс самоорганизации геологической среды, главными условиями возникновения которого служат (Курдюмов С.П., 1990; Николис Г., Пригожин И., 2003; Осипов А.И., 1999; Хмелевская В.С., 2000 и др.):

1) открытость системы и 2) достижение внешним воздействием пороговых значений. Первое условие при возникновении отверстия выполняется автоматически, так как реакция опоры исчезает, и под действием внешнего источника энергии – поля тяготения – деформирующиеся над полостью грунты начинают обмениваться массой и энергией с окружающим массивом. Второе условие определяется соотношением размеров полости, мощности и деформационно-прочностных характеристик грунтов. При критических значениях этих параметров процесс становится необратимым.

Изучение провалообразования с разных позиций, в том числе, и с позиции теории подпорных стен, в которой вводятся понятия “активного и пассивного давления” (Герсеванов Н.М., Польшин Д.Е., 1948; Маслов Н.Н., 1982; Соколовский В.В., 1960; Терцаги К., Пек Р., 1958; Цытович Н.А., 1978 и др.), позволяет представить строение области влияния полости так, как оно показано на рис. 3. Эта схема в целом соответствует схеме перераспределения горного давления около очистных выработок (Казикаев Д.М., 1981; Петухов И.М. и др., 1972; Турчанинов И.А. и др., 1977 и др.). Но есть и отличия, главное из которых состоит в том, что граница зоны повышенных напряжений замыкается внутри области влияния (Аникеев А.В., 1993, 1995, 1999). Примерно так же проводят эту границу и горные инженеры Ю.П. Галченко, М.А. Иофис (2002).

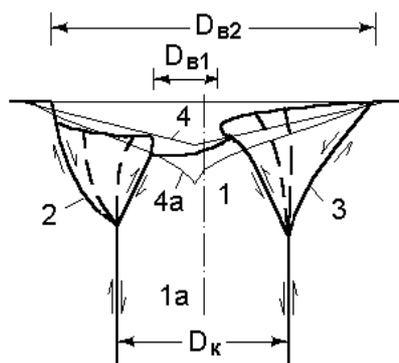
**Рис. 3.** Строение области влияния ослабленного участка АВ в основании грунтовой толщи: АСВ – выпадающий свод (зона полных сдвижений, отрыва, блокового обрушения или максимальных деформаций); АDB – зона интенсивной разгрузки напряжений (разуплотнения, повышенной трещиноватости) и потенциального обрушения; AA'DB'B – зона опорного давления и возможного течения грунта (пластические клинья); 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 несвязных или раздробленных связных грунтов.



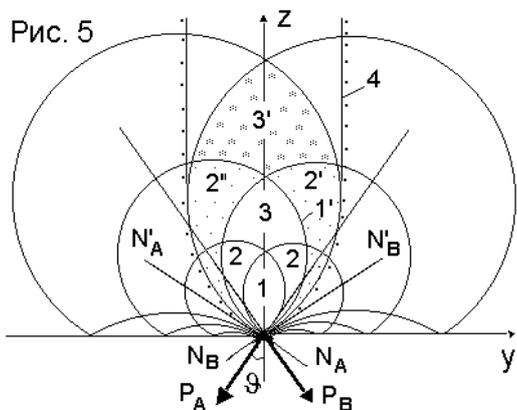
Наибольшее влияние на характер деформирования-разрушения покровной толщи оказывают зоны обрушения АСВ, разгрузки напряжений АDB и опорного давления AA'DB'B (рис. 3). Положение границ этих зон, а значит, и всей области влияния зависит от свойств и состояния горных пород, их мощности и пролета ослабленного участка, условий на выходе – свободное или стесненное деформирование, – от характера и интенсивности техногенных воздействий. 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 процессов, развивающихся в трех нижних зонах.

Зональное строение области влияния отражается и на поверхностных формах процесса (рис. 4). Если амплитуда смещения блока 1 невелика, то вертикальные

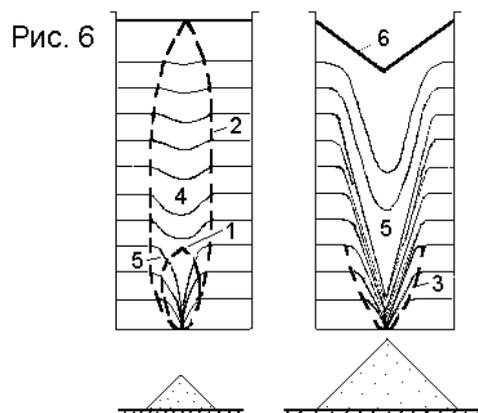
или крутые, иногда с обратным уклоном стенки воронки отсутствуют, прогиб земной поверхности в границах боковых клиньев 2, 3 мал, внешний и внутренний диаметры ( $D_{в2}$  и  $D_{в1}$ ) плохо различаются. В этом случае при обследовании местности мы назовем воронку блюдцем оседания, в противном случае отнесем ее к провалам. Таким образом, выделение суффозионного и провального генетических типов только по форме весьма условно даже при описании свежих воронок. Главное отличие воронок оседания от воронок провала заключается в том, что происходит при их появлении в канале 1а (рис. 4) – разуплотнение грунтов или срез, и как это происходит – быстро или медленно.



**Рис. 4.** Строение карстово-суффозионной воронки в общем случае несимметричного деформирования: 1 – центральный блок (свод обрушения, зона полных сдвижений и собственно провал поверхности); 1а – канал течения или разрыхления (область видимых деформаций); 2 – опережающий клин (скользящий блок или область заметной просадки); 3 – запаздывающий клин (область плавного прогиба земной поверхности); 4а, 4 – форма воронки при ее появлении в сыпучих грунтах и после осыпания стенок.



**Рис. 5.** Изолинии радиальных напряжений от действия сосредоточенных сил  $P_A$  и  $P_B$  на кромки точечного отверстия: 1, 2, 3 (1, 2, 3 и т.п.) – зоны областей наибольшего растяжения (областей влияния); 4 – границы “трубы” течения;  $N_A N_A$ ,  $N_B N_B$  – линии нулевых радиальных напряжений (нейтральные линии), нормальные к направлению  $P_A$ ,  $P_B$  и разделяющие области сжатия и растяжения.



**Рис. 6.** Фигуры выпуска и разрыхления на разных стадиях истечения сыпучих тел (по В.В. Куликову, 1972): 1, 2 – эллипсоиды выпуска и разрыхления; 3 – область влияния выпускного отверстия; 4, 5, 6 – воронки прогиба, внедрения и провала.

Развивая аналитический метод определения напряжений, представленный в начале гл. 2, сформулируем подход к вычислению напряжений в потоке несвязных и разрушенных связных грунтов (рис. 5). Вслед за Г.И. Покровским и А.И. Арефьевым (1937) допускаем существование над отверстием динамического свода (экспериментальные доказательства приводятся в гл. 5). Решая плоскую задачу для условия  $h \gg L = 2a$ , заменяем давление столба пород  $Q = \gamma h L = \gamma h 2a$

сосредоточенными силами, приложенными к кромкам полости под углом  $\pm\theta$  к оси  $z$ . Обратные по направлению, они равны реакциям опор динамического свода по величине:  $P_A = P_B = Q/2\cos\theta$  (рис. 5). Полагая, что при истечении грунтов в границах свода и их разуплотнении над ним давление  $Q$  уменьшается незначительно, получим искомое НС в виде алгебраической суммы поля литостатических напряжений и двух полей от действия сил  $P_A$  и  $P_B$ .

Изменение напряжений, связанное с появлением местной нагрузки, часто представляют даже больший интерес, чем их абсолютные значения (Харр М.Е., 1971; Цытович Н.А., 1979). На рис. 5 приведена качественная картина НС, возникающего в невесомом слое с точечным отверстием в основании, а на рис. 6 – строение толщ несвязных грунтов при выпуске. Видно (рис. 5), что дуги окружностей (изолиний отрицательных радиальных напряжений), пересекаясь на вертикальной оси, ограничивают целое семейство областей влияния выпускного отверстия, реализация которых и, следовательно, ширина канала течения 4 зависят от многих условий, в том числе, и от стадии выпуска. В каждой из этих областей отчетливо выделяются следующие структурные элементы (рис. 5): 1 (1□) – эллипсоид выпуска 1 на рис. 6, или зона разгрузки на рис. 3; 2 (2□) – воронка внедрения (5, рис. 6), или пластические клинья (рис. 3); 3 (3□) – воронка прогиба (4, рис. 6), или переходная зона (рис. 3). Это свидетельствует о глубоком сходстве формы и строения статической (рис. 3) и динамической (рис. 5, 6) областей влияния и о перспективности изучения динамики провалообразования на базе статических методов расчета напряжений.

### Глава 3. Деформирование и разрушение слоя связных грунтов

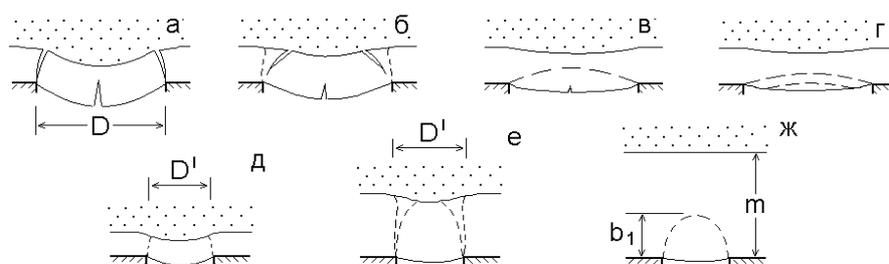
Глинистые пласты служат экранами, препятствующими загрязнению подземных вод и появлению провалов. Механизм и кинематика образования в них окон – сквозных отверстий – исследовались на физических моделях. Кинематический критерий медленных геологических процессов сформирован согласно общей теории подобия физически однородных явлений (Баренблатт Г.И., 1987; Гухман А.А., 1973; Кирпичев М.В., 1953; Назаров А.Г., 1965) из чисел Фруда ( $Fr$ ) и Рейнольдса ( $Re$ ). Число  $Fr = v^2/gl$  ( $v$  – скорость,  $g$  – ускорение свободного падения,  $l$  – характерный размер) и число  $Re = v\rho l/\eta$  ( $\rho$ ,  $\eta$  – плотность и динамическая вязкость горных пород) по отдельности не могут служить критериями, так как для таких процессов они стремятся к нулю, то есть вырождаются. Однако их отношение должно обладать вполне определенным значением, служить характеристикой процессов, протекающих в поле сил тяжести и вязкости, и быть одинаковым (*idem*) для массива (натуры) и модели:

$$Fr/Re = v \cdot \eta / g\rho l^2 = v \cdot \eta / \gamma l^2 = v \cdot \nu / g l^2 = idem, \quad (2)$$

где  $\nu = \eta/\rho$  – кинематическая вязкость, а нижний индекс “ $\nu$ ” подчеркивает, что вязкость горных пород, как и материалов моделей в общем случае непостоянна. Это непостоянство позволило использовать в опытах на термопластических материалах неравномерную шкалу, или плавающий масштаб времени, на возможность введения которого указывали Г.Н. Кузнецов (1936) и А.Г. Назаров

(1965). В целом же выполнение критерия (2), из которого прямо следуют масштабы вязкости, скорости и времени, наряду с соблюдением критерия статического подобия, главного в методе эквивалентных материалов (Кузнецов Г.Н. и др., 1968), а также начальных и граничных условий обеспечивает подобие большинства процессов, развивающихся в массивах пород и физических моделях.

Результаты экспериментов свидетельствуют, что скорость и время деформирования водоупоров над подземными полостями зависят от консистенции глинистых пород. Для моделируемых условий показано, что твердые глины 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 – растрескивание слоя по периметру полости (рис. 7, а, б, д, е) и смещение отделившихся блоков или появление сквозного отверстия вследствие сводчатых вывалов (рис. 7, в, г) – также определяется деформационно-прочностными свойствами связных дисперсных пород и, следовательно, их влажностью.

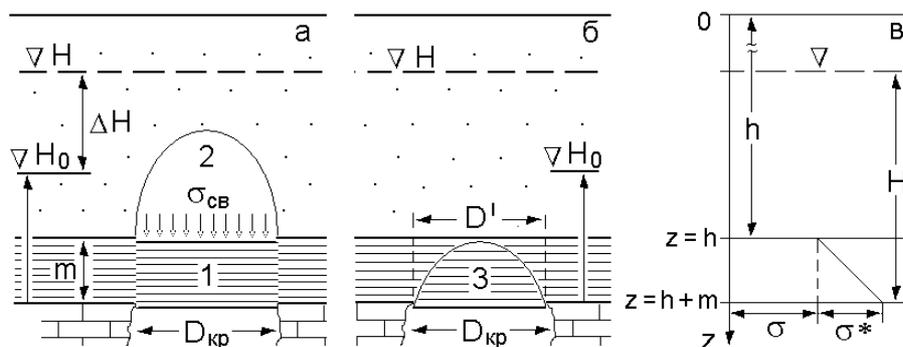


**Рис. 7.** Характер деформирования-разрушения слоя связных грунтов над полостью в зависимости от консистенции грунтов (а – мягкопластичной, б – пластичной, в – полутвердой, г – твердой) и соотношения мощности слоя и пролета полости  $m/D$  (д–ж). Центральная трещина отрыва (а–в) образуется в плоских моделях. Вышележащая толща условно показана крапом (по результатам физического моделирования).

На рис. 7 видно, что классический механизм разрушения связных грунтов над полостью заключается в их изгибе и образовании трещин отрыва. Чем прочнее слой и больше его мощность, тем меньше амплитуда прогиба и положение трещины, приуроченные к кромкам полости. Замыкаясь внутри пласта, они и образуют свод обрушения. И наоборот, чем слабее порода, тем круче выпадающий свод (рис. 7, а), вершина которого в тонком пласте может оказаться намного выше его кровли (рис. 7, д), а поверхность смещения экранирующего слоя – практически вертикальной, что создает иллюзию среза грунтов по периметру отверстия. Отсюда следует, что для количественного описания первой формы разрушения связных грунтов малой мощности пригодны теории оболочек, плит и даже элементарные формулы балочек. Но именно с практической точки зрения прогноз формирования сквозных отверстий в таких слоях не представляет интереса, поскольку они заведомо не могут служить надежными экранами. Оценка же устойчивости мощных и прочных разделяющих пластов должна, очевидно, базироваться на теориях сводообразования.

Несмотря на огромное разнообразие вербальных моделей, большинство существующих сейчас методов расчета диаметра провалов, коэффициента устойчивости покровной толщи, критической глубины залегания или ширины карстовой полости базируется на схеме среза столба грунта над полостью. Эта схема предложена немецким ученым А. Бирбаумером в 1913 г. для определения давления пород на плоскую крепь горизонтальной горной выработки. Для расчета диаметра карстовых провалов ее, по-видимому, впервые использовал Г.М. Шахунянец (1953), но первым, кто приложил разные теории горного давления к задачам инженерного карстования, был, вероятно, С.В. Альбов (1948).

Показано, что допущения, лежащие в основе модели Бирбаумера, ограничивают область ее применения достаточно малой мощностью покровной толщи. Так, для несвязных грунтов критическое значение их мощности составляет  $h_{кр} = 1.3D$ . Тем не менее, схема среза вполне пригодна для оценки устойчивости экранирующего слоя, если его мощность  $m/D < 1-1.3$ . Но при этом необходимо учесть перераспределение напряжений (см. гл. 2).



**Рис. 8.** К расчету диаметра сквозного отверстия  $D_{кр}$  в экранирующем слое по схеме среза (а) и обрушения параболического свода (б), эпюра вертикального давления в слабопроницаемых грунтах (в): 1 – смещаемый блок глин; 2, 3 – своды в песках и глинах;  $\sigma$  – давление песков, равное  $\sigma_{св}$  для первой схемы и геостатическим напряжениям на глубине  $z = h$  для – второй;  $\sigma^*$  – фиктивные напряжения от веса глин, учитывающие силовое воздействие подземных вод:  $p_d = \gamma_w(H - H_0)/m$

Сделать это в первом приближении можно, введя в расчет давление свода обрушения ( $\sigma_{св}$ ), который формируется в несвязных грунтах над срезаемым блоком глин (Аникеев А.В., 1993; Хоменко В.П., 2003). Если пески водонасыщенные и имеет место перетекание подземных вод (рис. 8, а), то уравнение предельного равновесия слабопроницаемого слоя записывается в виде (Аникеев А.В., 1993):

$$D_{кр}(\sigma_{св} + \sigma^*) = 2m[(2\sigma_{св} + \sigma^*)\xi_1 \operatorname{tg}\phi_1 + 2C], \quad (3)$$

где напряжения  $\sigma^* = \gamma_1^* m$  от фиктивного веса глин  $\gamma_1^* = \gamma_1 + \gamma_w I$  учитывают гидродинамическое давление  $\gamma_w I$  ( $I = \Delta H/m$  – градиент давления,  $\gamma_w$  – вес воды) и гидростатическое взвешивание:  $\gamma_1 = (\gamma_{s1} - \gamma_w)(1 - n_1)$ ,  $\gamma_{s1}$  и  $n_1$  – объемный вес минеральной части и пористость связных грунтов. Последние характеризуются также коэффициентом распора  $\xi_1$ , углом трения  $\phi_1$  и сцеплением  $C$ .

Если свод параболический, и его высота  $b_1 = b_{св} = D_{кр}/2 \operatorname{tg}\phi_2$  (Протождьяконов

М.М., 1933), то решение уравнения (3) имеет вид (Хоменко В.П., 2003):

$$D_{кр} = 2G_1 m [(1 + 2(\gamma_1^* m \cdot \operatorname{tg} \phi_1 \xi_1 + 2C) \operatorname{tg} \phi_2 / \gamma_2 G_1^2 m)^{0.5} - 1], \quad (4)$$

где  $G_1 = (\gamma_1^* \operatorname{tg} \phi_2 - 2\gamma_2 \operatorname{tg} \phi_1 \xi_1) / \gamma_2$ ;  $\gamma_2 = (\gamma_{s2} - \gamma_w)(1 - n_2)$ ,  $\phi_2$  – объемный вес и угол внутреннего трения взвешенных в воде песков.

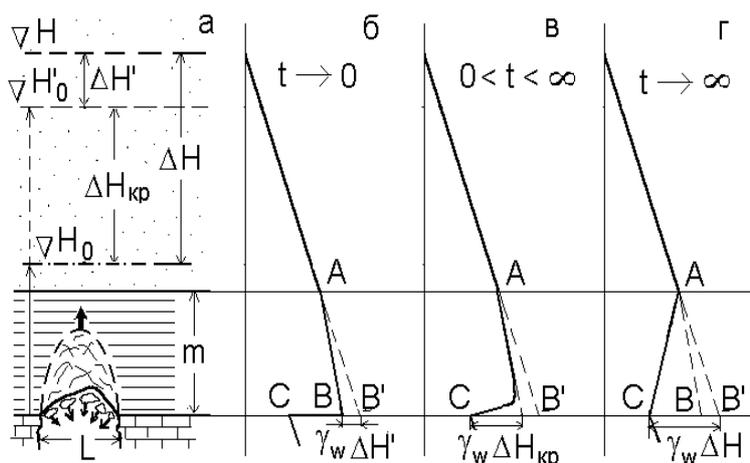
Хорошей альтернативой рассмотренному выше способу определения диаметра окна в водоупоре при неизвестной ширине ослабленного участка может служить модель М.М. Протодяконова (1933). Если высота свода обрушения  $b_1 \geq m$ , то нависающие над сводом 3 глинистые консоли (рис. 8, б), как следует из опытов (рис. 7, б, е), неустойчивы и вслед за ним смещаются в полость. Поэтому диаметр окна  $D$  примерно равен критическому диаметру карстовой полости  $D_{кр}$  (рис. 8, б), который для связных грунтов определяется выражением (5):

$$D_{кр} = 2m(\operatorname{tg} \phi_1 + C/\sigma_z), \quad (5)$$

где  $\sigma_z = \sigma + \sigma^*$  – вертикальное давление в подошве глин (рис. 8, в).

Качественно иной характер разрушения связных грунтов обнаружен в экспериментах на водонасыщенных эквивалентных материалах (рис. 9). В основу этого метода физического моделирования положены критерии подобия для пьезометрических уровней и разности напоров подземных вод, позволяющие создавать водоносные горизонты в моделях из эквивалентных материалов с помощью обычной воды (Аникеев А.В., 1987, 1988).

На рис. 9 видно, что снижение давления воды в основании разделяющего слоя вызывает отслаивание и отстреливание кусков глины с подошвы слоя и его растрескивание по системе поверхностей отрыва (рис. 9, а). Волна дробления практически мгновенно достигает кровли слоя, и если  $m/L < 0.5$ , то процесс сопровождается видимым изгибом пласта. При большей мощности прогиб становится заметным только после разрушения глин.



**Рис. 9.** Механизм гидравлического разрушения слабопроницаемого слоя при критическом снижении напора подземных вод  $\Delta H_{кр}$  (а) и изменение давления воды в начальный (б), промежуточный (в) и конечный (г) моменты времени  $t$ :  $H$  – уровень грунтовых вод;  $H_0$ ,  $H_0$  – напор трещинно-карстовых вод до и после его снижения;  $\gamma_w$  – объемный вес воды. Большой стрелкой показано распространение фронта дробления, малыми – отстреливание кусков глин с подошвы слоя.

Сформулированы условия развития этого процесса, в соответствии с которыми уравнение предельного равновесия грунтов с влажностью, близкой к полной влагоемкости и большей максимальной молекулярной влагоемкости, записано в виде:

$$\sigma_i + \sigma_{pi} - \sigma_w = 0, \quad (6)$$

где  $\sigma_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) – главные нормальные напряжения в окрестности ослабленного участка,  $\sigma_{pi}$  – прочность пород на разрыв по главным площадкам,  $\sigma_w$  – равностороннее поровое давление, нормальное к поверхности скелета пород. Допуская, что  $\sigma_p \approx C$ ,  $\sigma_i \approx 0$ , и учитывая, что  $\sigma_w = n\Delta p = n\gamma_w\Delta H$  (Черных В.А., 2001 и др.), где  $\Delta p$ ,  $n$  – избыточное давление воды и пористость грунтов, из уравнения (6) получаем простейшую зависимость критического падения напора трещинно-карстовых вод, от свойств и состояния глин:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e\gamma_w. \quad (7)$$

В формуле (7) используется эффективная пористость  $n_e$ . Согласно современным представлениям о видах воды в грунте (Грунтоведение, 2005) она равна

$$n_e = n(w - w_{mg})/w, \quad (8)$$

где  $n$ ,  $w$ ,  $w_{mg}$  – общая пористость, природная влажность и максимальная гигроскопическая влажность грунтов соответственно.

Экспериментальные исследования второй формы разрушения слоев большой мощности показывают, что снижение напора трещинно-карстовых вод, при котором образуется сквозное отверстие, помимо свойств и состояния связных грунтов зависит от их мощности ( $m$ ) и градиента вертикальной фильтрации ( $\Pi = \Delta H_0/m$ , рис. 9, а) в условиях, предшествующих разрушению:

$$\Delta H_{кр} = C/n_e\gamma_w + m(1 - \Pi). \quad (9)$$

В частном, но широко распространенном случае примерно равного исходного положения уровней подземных вод ( $-0.1 \leq \Pi \leq 0.1$ ) выражение (9) имеет вид:

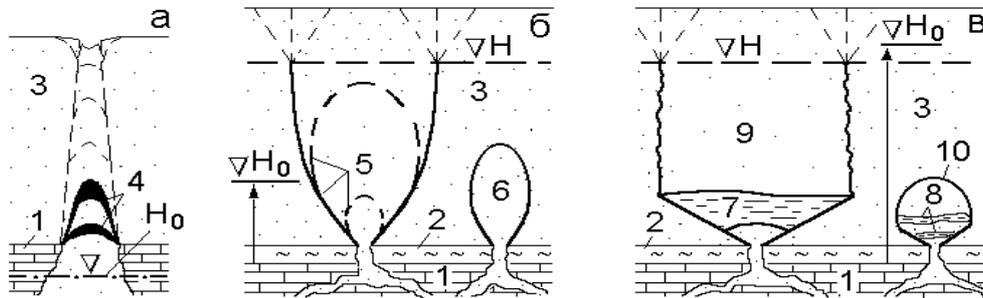
$$\Delta H_{кр} = C/n_e\gamma_w + m. \quad (9a)$$

Математическое моделирование, в основе которого лежит численное решение модели Био (Biot М.А. 1962), свидетельствует (Артамонова Н.А., 2004), что уменьшение напора трещинно-карстовых вод влечет за собой практически мгновенное изменение НДС не только водоносного, но и смежных слоев. Вблизи водозаборной скважины возникает зона горизонтального сжатия пород, где поровое давление в грунтах, залегающих выше и ниже напорного пласта, сразу же возрастает (Аникеев А.В. и др., 2000). 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

Чаще всего причиной провалообразования служит суффозия массы – поступление несвязных (и раздробленных связных) грунтов покровной толщи в трещинно-карстовые коллекторы. В настоящее время почти вся информация по этой проблеме получена на основании данных физического моделирования (Аникеев А.В., 1985, 1988, 1994, 1999, 2006; Архидьяконских Ю.В., 1971, 1982; Бочков Н.М., 1936; Газизов М.С., Костенко В.И., 1979; Давыдько Р.Б., Толмачев В.В., 1977; Истомина В.С., 1957; Нецеткин О.Б., 1986, 1993; Славянов В.Н., 1979; Толмачев В.В. и др., 1982; Хоменко В.П., 1978, 1980, 1982; 2009; Allersma H.G.B.,

1995; Chen J., Beck V.F., 1989; Lei M. et al, 2005). Наиболее полно она представлена в работах В.П. Хоменко (1986, 2003). Общая картина процесса после исключения чисто модельных эффектов, обусловленных нарушением подобия в силу некоторых технологических и иных причин, приведена на рис. 10.



**Рис. 10.** Формы разрушения капиллярно-влажных (а) и водонасыщенных (б, в) несвязных грунтов при нисходящей (б) и восходящей (в) фильтрации: 1 – массив закарстованных пород; 2 – глины; 3 – пески; 4 – сводообразная трещина или полость; 5 – область фильтрационного выпора или вязкопластического истечения песков; 6, 10 – области разуплотнения, возникающие при недостаточно большой аккумуляционной емкости массива 1; 7, 8 – заполненная водой неустойчивая полость или щель; 9 – область внезапного разжижения;  $H$  и  $H_0$  – уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод. Тонкими пунктирными линиями показаны границы возможного обрушения.

Результаты исследований показывают, что формирование и строение трубообразных, расширяющихся кверху или эллиптических каналов деформирования влажных и водонасыщенных (рис. 10), а также воздушно-сухих песков принципиально не отличаются друг от друга. Из теории подобия физически однородных явлений и анализа размерностей следует, что при достаточно больших пролетах натурального отверстия ( $D \geq 3$  м) и малых градиентах вертикальной фильтрации ( $I \approx 0$ ) условия подобия для толщ несвязных грунтов любой степени водонасыщения выполняются автоматически при соблюдении геометрического подобия. Другими словами, базовым процессом является гравитационное деформирование сыпучих тел, которое, как известно (Казикаев Д.М., 1981; Клейн Р.Г., 1977; Крамаджян А.А. и др., 1994; Ревуженко А.Ф. и др., 1974; Стажевский С.Б., 1983, 1985, 1986 и др.), определяется их НС и двумя фундаментальными свойствами – трением и дилатансией. В общем случае наблюдается реализация двух сменяющих друг друга механизмов процесса – разуплотнения песков и среза в результате локализации деформаций на поверхностях скольжения. Вместе с тем от наличия воды в порах несвязных грунтов и от того, находится ли она в покое или движении, зависят некоторые особенности провалообразования, требующие дополнительного изучения. В первую очередь это относится к закономерностям формирования и устойчивости сводчатых структур, с развитием которых тесно связан процесс деформирования любых грунтов и, в частности, капиллярно-влажных песков (рис. 10, а).

Из условия равновесия несвязных грунтов в замке сводообразной поверхности, находящейся под действием сжимающих напряжений, направленных к ней по касательным, следует, что угол при вершине свода

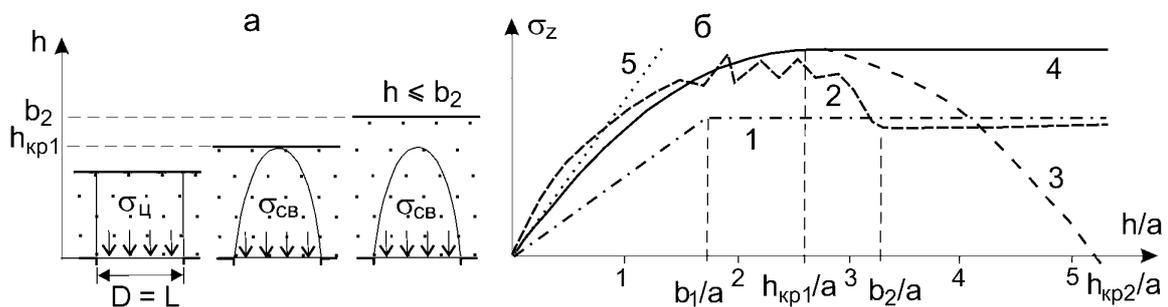
произвольной формы составляет  $2\phi$ . При этом высота зоны полных сдвижений (АСВ, рис. 3), образованной конической поверхностью локализации деформаций, и углы сдвижения при основании конуса определяются общепринятыми выражениями  $b_1 = a/\text{tg}\phi$ , где  $a = L/2$  – полупролет полости, и  $\psi = 90^\circ - \phi$ .

Заметим, что строгий анализ устойчивости параболической арки в ее опорах показывает:  $b_1 = a/2\text{tg}\phi$  (Клейн Р.Г., 1977). Именно к такому выражению приходит М.М. Протодяконов (1933) в ходе теоретического анализа, но вводит дополнительное условие, увеличивающее высоту свода в 2 раза, тем самым приводя ее к значению  $b_1 = a/\text{tg}\phi$ , которое установлено им в экспериментах.

Показано, что для сыпучих грунтов энергетически наиболее выгодной формой зоны разгрузки напряжений (ADB, рис. 3) является свод, в разрезе представленный дугами окружностей, центры которых лежат на подошве несвязных грунтов. Свод такой или почти такой формы и высотой  $b_2 \approx a/\text{tg}(\phi/2)$  образуется в моделях сыпучих тел после обрушения первичного свода (Аникеев А.В., 1995; Стажевский С.Б., 1983, 1986). При этом коэффициент концентрации напряжений на кромках полости для плоской задачи и случая  $h/a \gg \text{ctg}(\phi/2)$  равен

$$K_z = 1 + 2\text{tg}(\phi/2)\sin(\phi/2)/\phi. \quad (10)$$

Уравнение (10) отражает известную тенденцию роста опорного давления с увеличением прочности пород и не противоречит экспериментальным данным, а также результатам точных расчетов по формулам теории упругости.



**Рис. 11.** Смещение грунтового цилиндра, формирование свода обрушения (а) и изменение вертикального давления на заслонку отверстия (б) при увеличении мощности сыпучих грунтов: 1, 2 – по М.М. Протодяконову, 1933 (расчетная и экспериментальная кривые); 3 – по А. Бирбаумеру, 1913; 4 – кривая для случая, показанного на рис. (а) при  $h_{кр1} < h \leq b_2$ ; 5 – литостатическое давление;  $b_1 = a/\text{tg}\phi$ ,  $b_2 = a/\text{tg}(\phi/2)$  – высота зон обрушения пород и разгрузки напряжений;  $a = L/2$  – полупролет или радиус ( $R = D/2$ ) полости;  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $h_{кр1} = R/2\xi\text{tg}\phi$ ,  $h_{кр2} = R/\xi\text{tg}\phi$  – критические значения мощности.

Поведение песчаной толщи в окрестности ослабленного участка, в том числе и над срезаемым блоком глин (см. рис. 8, а), сильно зависит от ее мощности ( $h$ ) и ширины участка ( $D = 2R$ ,  $L = 2a$ ). Если  $h/R < 1/2\xi\text{tg}\phi \approx 2.6$ , то в полость смещается песчаный цилиндр, вес которого уменьшен трением по его боковой поверхности (рис. 11, а). Если  $1/2\xi\text{tg}\phi \leq h/R \leq \text{ctg}(\phi/2)$ , то опускается свод, стрела подъема которого равна  $b_1 = R/2\xi\text{tg}\phi$ . При  $h/R > \text{ctg}(\phi/2)$  формируется коническая или параболическая зона обрушения высотой  $b_1 = R/\text{tg}\phi$ , и вертикальное давление грунтов над полостью стабилизируется (рис. 11, б), но на ее кромках резко возрастает. Эти особенности структурной перестройки массива, связанные с

началом формирования области влияния и взаимодействием зон обрушения, разгрузки и опорного давления (см. рис. 3), записаны в виде:

$$\sigma_z = \gamma h / (1 - h \xi \operatorname{tg} \phi / R), \quad h < R / 2 \xi \operatorname{tg} \phi; \quad (11)$$

$$\sigma_z = \gamma R / 4 \xi \operatorname{tg} \phi, \quad R / 2 \xi \operatorname{tg} \phi \leq h \leq R / \operatorname{tg}(\phi / 2); \quad (12)$$

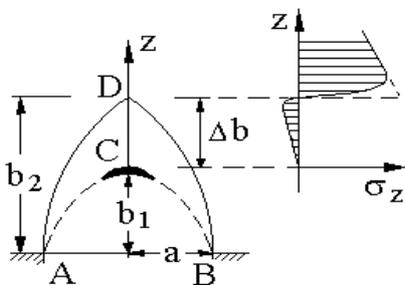
$$\sigma_z = \gamma R / 3 \operatorname{tg} \phi \div \gamma R / 2 \operatorname{tg} \phi, \quad h > R / \operatorname{tg}(\phi / 2). \quad (13)$$

Давление  $\sigma_z = \sigma_{\text{св}} = \gamma h / 3 \operatorname{tg} \phi$  в (13) отвечает конической зоне обрушения, характерной для несвязных и сильнотрещиноватых скальных пород.

В отличие от сыпучих грунтов, которые даже в самом плотном сложении не способны противостоять растягивающим напряжениям, процесс разуплотнения и последующего скольжения капиллярно-влажных песков может временно или навсегда прекратиться. Возникающая у грунта связность препятствует проскальзыванию частиц в вершине разгружающего свода ADB, и, как следует из экспериментов, в слое влажных песков над полостью или каналом истечения водонасыщенных песков появляется субгоризонтальная трещина отрыва (рис. 12). Она отсекает верхнюю часть конической зоны полных сдвижений, которая начинает формироваться на краях ослабленного участка, что и приводит к образованию параболического свода обрушения ACB. Его высота находится из уравнения предельного равновесия осевого столбика высотой  $\Delta b$  (рис. 12). С учетом того, что по оси  $z$  грунты испытывают только растяжение от действия собственного веса  $\gamma$ , она равна

$$b_1 = a \cdot \operatorname{ctg}(\phi / 2) - C_p / \gamma. \quad (14)$$

где  $C_p$  – сцепление несвязных грунтов при отрыве.



**Рис. 12.** Схема к расчету высоты  $b_1$  параболического свода обрушения ACB в слое капиллярно-влажных песков и эпюра вертикальных напряжений  $\sigma_z$  по оси пролета отверстия AB:  $b_2 = a / \operatorname{tg}(\phi / 2)$  – высота зоны разгрузки напряжений ADB; отрезком жирной линии показана трещина отрыва.

Условие (14) хорошо отражает увеличение крутизны выпадающего свода с ростом ширины карстовой полости (Лукин В.С., 1974; Толмачев В.В. и др., 1982) и показывает, что при малых значениях полупролета отверстия ( $a < C_p \operatorname{tg}(\phi / 2) / \gamma$ ) подошва перекрывающего слоя останется плоской ( $b_1 < 0$ ), даже если к ней приложить растягивающее усилие. Если же  $a \gg C_p \operatorname{tg}(\phi / 2) / \gamma$ , то  $b_1 \approx b_2$ , поэтому сцепление не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода, и в слое влажных песков будет формироваться сужающийся или трубообразный канал (рис. 10, а). Между указанными выше значениями  $a = L / 2$  ( $R = D / 2$ ) образуются устойчивые своды обрушения. Принимая  $C_p \approx 1$  кПа,  $\gamma \approx 2 \cdot 10^4$  Н/м<sup>3</sup>,  $\phi \approx 30^\circ$ , а также  $a = 10 \cdot C_p \operatorname{tg}(\phi / 2) / \gamma$  в качестве верхнего предела, видим, что устойчивыми они будут лишь над полостями шириной от первых сантиметров до первых дециметров, максимум (при  $a = 100 \cdot C_p \operatorname{tg}(\phi / 2) / \gamma$ ) до 2.7 м.

Поведение водонасыщенных песков при нисходящей фильтрации (рис. 10, б) мало чем отличается от поведения сыпучих грунтов. Некоторые изменения

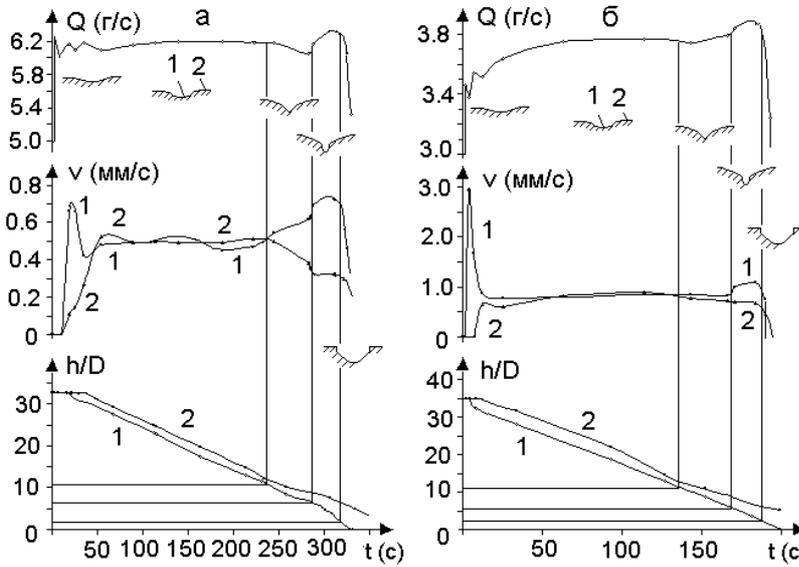
механизма провалообразования наблюдаются при восходящей фильтрации ( $H < H_0$ ), когда гидродинамическое давление препятствует деформированию. После выравнивания напоров в пограничном слое песчаные зерна отделяются от его подошвы, и в зависимости от скорости их поступления в трещинно-карстовые коллекторы в грунтовой толще появляется полость или щель (7, 8, рис. 10, в). Процесс представляет собой гравитационное оседание песчаных зерен в воде, несколько осложненное фильтрацией и дилатансионными эффектами. При этом над промежуточной полостью (7, рис. 10, в) возможно внезапное, или цепное разжижение всего столба водонасыщенных песков (9, рис. 10, в), которое зарегистрировано в опытах (Хоменко В.П., 1986). Но это требует очень большого объема удаленного материала и достаточно высокой скорости его удаления. В противном случае возникают области разуплотнения (10, рис. 10, в), по форме близкие к тем, что имеют место в песках при нисходящей фильтрации (6, рис. 10, б) и в сыпучих материалах.

### **Глава 5. Свободное истечение несвязных грунтов в подземные полости**

Для инженерного карстоведения чисто гравитационное движение сыпучих грунтов представляет интерес не только потому, что имеет место в природных условиях, но главным образом потому, что его механизм, как показано в гл. 4, лежит в основе деформирования и влажных, и водонасыщенных песчаных толщ. В этой связи суффозия массы исследовалась в специально сконструированных установках моделирования как истечение сухих кварцевых песков и мелкой чугунной дроби через отверстия разного диаметра:  $D = 0.3, 0.5, 0.7, 0.78, 0.95, 1.2, 1.5, 1.8, 2.12, 2.41$  см. Пески характеризовались объемным весом частиц  $\gamma_s = 26.5$  кН/м<sup>3</sup>, средним диаметром  $d_{50} = 0.20, 0.25$  мм, коэффициентом неоднородности  $K_n = d_{60}/d_{10} = 1.38, 1.59$  и углом откоса  $\phi_0 = 26.8, 29.2^\circ$  соответственно; дробь –  $\gamma_s = 71.3$  кН/м<sup>3</sup>,  $d_{50} = 0.85$  мм,  $K_n = 1.25$ ,  $\phi_0 = 26.0^\circ$ . Мощность моделей составляла  $h/D = 10–63$ . Отверстия находились в центре плоского дна цилиндрических емкостей, материал выпускался порциями вплоть до образования устойчивых откосов, взвешивался, и рассчитывался весовой расход  $Q$ . В моделях с отверстиями 0.5 и 0.7 см на каждой стадии выпуска измерялись деформации поверхности.

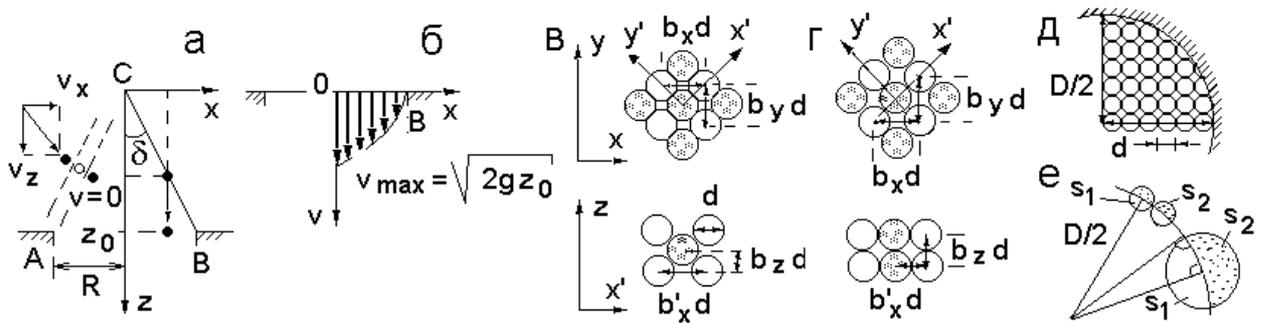
На рис. 13 видно, что хорошо известное постоянство расхода сыпучих тел нарушается в начале и в конце их истечения. В это же время меняются и скорости опускания поверхности, что отражается на форме воронки. Сильные колебания расхода и скорости объясняются образованием и разрушением области влияния отверстия (см. рис. 3). Обращает на себя внимание и близость значений мощности, при которых происходит смена режима течения и формы воронки на заключительных стадиях выпуска разных материалов (рис. 13). На наш взгляд, это свидетельствует о связи размеров зональной области влияния с углом трения или откоса несвязного грунта как комплексной характеристикой слагающих его частиц. 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 блюда

оседания –  $h/D > 10-12$  (рис. 13). Время проявления процесса на дневной поверхности также определяется параметрами  $D, h$  и объемным весом грунтов  $\gamma$ . В специально утрамбованных слоях оно в 10–50 раз больше, чем – в рыхлых.



**Рис. 13.** 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, ее форма показана на рисунке (см. также рис. 4), а диаметр в момент появления и на стадии установившегося расхода составлял  $D_B/D = 3-5$ , что соответствует размерам области влияния, полученным в главе 2;  $h/D$  – безразмерная мощность слоя.

Результаты опытов обрабатывались, исходя из того, что динамический свод, определяющий постоянство расхода сыпучих тел и трактующийся по-разному (Кенеман Ф.Е., 1960; Покровский Г.И., Арефьев А.И., 1937; Фиалков Б.С., Грузинов В.К., 1961 и др.), состоит из зон, аналогичных трем нижним зонам области влияния (см. рис. 3). Главную роль играет зона АСВ, поверхность которой с учетом представлений о локализации деформаций (Стажевский С.Б., 1986, 1988; Desgues, J., 2004; Jirasek M., 2002; Michalowski R.L., 1990) и режиме быстрого движения гранулированных сред (Голованов Ю.В., Ширко И.В., 1985; Campbell C.S., 1990) представляет собой поверхность кинематического разрыва, где скорости изменяются скачком (рис. 14, а).



**Рис. 14.** Схемы определения объемного расхода сыпучих материалов при их истечении из отверстия (а, б) и учета начальных (в – в статике, г – в движении) и граничных (д, е) условий на основе моделей сплошных (а, б) и идеальных дискретных (в – е) тел:  $v$  – скорость движения частицы, АСВ – нижняя граница зоны кинематического разрыва;  $g$  – ускорение свободного падения;  $s_1 + s_2 = s$  – площадь проекции сферического зерна диаметром  $d = d_{50}$ , центр которого совпадает с кромкой отверстия диаметром  $D$ .

На основе модели сплошной среды (рис. 14, б) получено общее уравнение для объемной скорости истечения. Принимая во внимание также начальные и

граничные условия, следующие из модели идеальных дискретных тел (рис. 14, в–е), можем окончательно записать его для весового расхода

$$Q = \pi(g \cdot \text{ctg} \delta)^{0.5} \gamma_s (1 - 4d/\pi D_0) D_0^{2.5} / 45 = W \cdot \text{ctg} \delta^{0.5}, \quad (15)$$

где  $D_0 = D - kd = (D^2 - 2D/d)^{0.5}$  - истинный диаметр;  $k = D/d - (D^2/d^2 - 2D/d)^{0.5}$  - коэффициент, определяющий ширину  $kd/2$  краевого кольца, которое остается пустым в процессе выпуска (Brown R.L., 1961);  $d = d_{50}$  - средний диаметр частиц;  $\delta$  - полуугол при вершине конуса АСВ (рис. 14, а);  $\pi/15(\text{tg} \delta)^{0.5} = C/2$ , где  $C$  - генеральная эмпирическая константа истечения в общепринятом уравнении (Кенеман Ф.Е., 1960; Firewich H., 1990; Nedderman et al., 1983).

Анализ средних для каждой серии опытов значений  $Q$  с использованием зависимости (15) свидетельствует, что при больших размерах отверстия ( $D/d > 25-35$ )  $\delta = 25 \pm 1^\circ = \text{const}$ , что соответствует главному выводу Ф.Е. Кенемана (1960) о независимости безразмерного расхода от индивидуальных свойств сыпучей среды. Однако увеличение плотности неоднородных материалов в канале течения по сравнению с плотностью, предсказываемой моделью идеальных дискретных тел (рис. 14, в, г), дает основания полагать, что  $\delta = \text{const} \approx \phi_0$ . Таким образом, в отсутствие сопротивления поровой среды действующий диаметр отверстия и объемная концентрация падающих в него частиц являются функциями  $D/d$ . Объемный или весовой расход пропорционален диаметру отверстия в степени 2.5, скорость истечения – в степени 0.5, а безразмерный расход, или генеральная константа в общепринятом уравнении течения не зависит от  $D$  или  $D_0 = D - kd$  и определяется величиной полуугла  $\delta \approx \phi_0$  при вершине конической зоны свободного падения частиц.

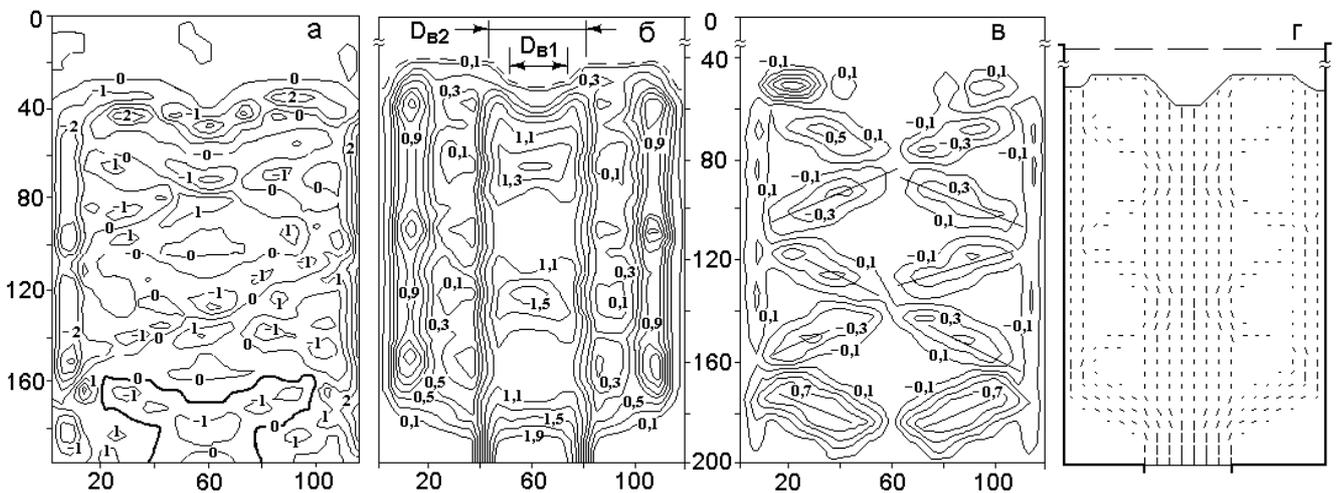
В опытах на водонасыщенных моделях ( $D = 0.78, 1.2, 1.5, 1.8, 2.12, 2.41$  см), выполненных при градиенте фильтрации  $I = (H - H_0)/h = 0$ , песок ( $\gamma_s = 26.5$  кН/м<sup>3</sup>,  $d_{50} = 0.20$  мм,  $K_n = 1.38$ ,  $\phi_0 = 24.2^\circ$ ) отсыпался в воду. Тем самым создавалась низкая плотность его скелета  $\rho_d = 1.40-1.52$  г/см<sup>3</sup>, чтобы по возможности увеличить время установившегося движения ( $Q = \text{const}$ , рис. 13).

Обнаружено, что в гидростатических условиях скорость истечения из больших отверстий ( $D/d > 60$ ) не зависит от их диаметра, и соответственно расход  $Q$  пропорционален  $D$  в степени 2. Скорость падения частиц в нижней зоне динамического свода, показанной на рис. 14 (а), хорошо описывается уравнением Стокса. Таким образом, появляется возможность прогнозировать во времени развитие массовой суффозии в общем случае нисходящей или восходящей фильтрации на основе общего дифференциального уравнения движения тела в среде, сопротивление которой пропорционально его скорости.

Использование клеточных автоматов (Cellular Automata), или СА-моделей как самостоятельного математического объекта исследований и как эффективной среды воспроизведения самоорганизующихся процессов рассмотрено в монографии В.З. Аладьева (2009), а их возможные применения в инженерной геологии – в работе Е.Н Коломенского и В.Д. Харитонов (1999). Поэтому отметим лишь, что в моделях, имитирующих емкости, заполненные сыпучим материалом, поступление последнего в центральные донные отверстия имело

место в результате создания вертикального градиента давления. На микроскопическом уровне виртуальные частицы 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.

Результаты моделирования показывают, что в режиме быстрого движения поверхностям локализации деформаций сдвига отвечают чередующиеся зоны положительной и отрицательной дивергенции, внутри которых материал испытывает соответственно растяжение и сжатие (рис. 15, а). Их формирование обусловлено появлением у частиц горизонтальной компоненты скорости в границах перекрещивающихся полос (рис. 15, в). Эти крестообразные структуры, или полосы, зарождаются в начальной стадии процесса и обеспечивая стационарный режим течения, постепенно распространяются по всему потоку.



**Рис. 15.** Поле дивергенции (а), изолинии вертикальной (б) и горизонтальной (в) составляющих скорости движения частиц, а также векторная картина поля скорости (г) в СА-моделях (все изолинии даны в условных единицах, размеры – в узлах модели). Пунктирной линией показана поверхность виртуального заполнителя бункера с плоским дном в текущий момент времени (б) или исходная поверхность засыпки (г).

Отличия виртуального и реального процессов связаны с микро- и макросвойствами СА-моделей и не вызывают удивления. Большого внимания заслуживают согласующиеся между собой данные. Они свидетельствуют о ”структурировании” однородной изотропной среды при выпуске, о постоянстве расхода и его независимости от исходной плотности материала. Они указывают также на существование двух характерных для воронки диаметров, (рис. 4, рис. 15, б), тесно связанных с трубообразной зоной максимальных перемещений или скоростей (II, рис. 2; рис. 15, б, г), а также трех горизонтальных зон в потоке полностью дилатированной среды: зоны сходящегося движения, переходной зоны и зоны поршневого течения (Nedderman R.M. et al, 1980).

Имитационное моделирование позволяет понять природу образования пристеночной канавки (рис. 15, а, б, г), появление вакансий в скользящем пограничном слое, которое наблюдалось через прозрачные стенки емкостей при

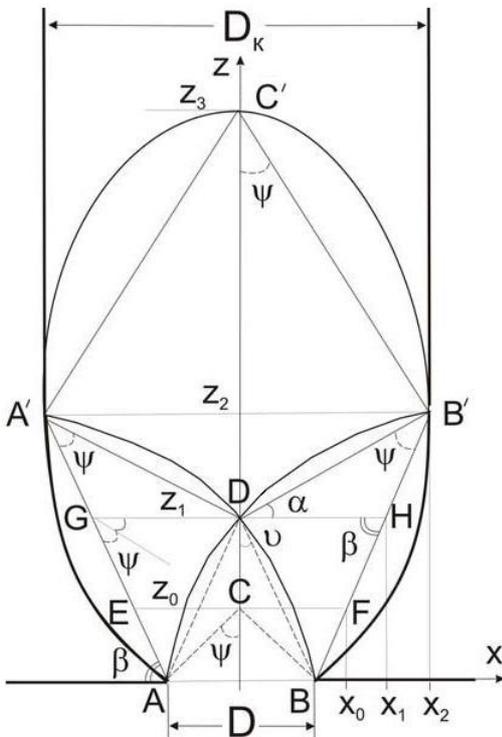
выпуске дробы, и некоторые другие явления. Оно дает дополнительные аргументы в пользу новой трактовки динамического свода. Так, на рис. 15 (а) жирной линией показана область, ограниченная изолинией нулевой дивергенции. Похожую форму имеет область, состоящая из зоны вертикального движения частиц над отверстием и примыкающих к ней боковых зон сходящегося течения (рис. 15, г). Нетрудно увидеть их морфологическое сходство с фигурой  $AA'DB'B$  на рис. 3, состоящей из трех нижних зон области влияния. На наш взгляд, доказательства такого строения “свода” содержатся и в классической работе Ф.Е. Кенемана (1960), который иначе представлял его строение.

Базируясь на полученных результатах и учитывая, что при быстром движении сыпучих тел напряжения сдвига зависят от скорости деформирования, так как механизмом их возникновения служит перенос импульса в результате перемещения частиц из слоя в слой или их соударения (Голованов Ю.В., Ширко И.В., 1985; Wagnold R.L., 1954), полагаем следующее. При истечении сухих песков в отверстия свода обрушения в статике соответствует зона свободного падения зерен песка, где реализуется первая разновидность переноса импульсов; зоне разгрузки напряжений (см. рис. 3) – зона обмена импульсами преимущественно за счет столкновения частиц, а зоне опорного давления – зона развитого сухого трения, в которой течение материала остается пластическим. В переходной, четвертой на рис. 3, зоне вытянутые языки профилей скорости становятся все более пологими, и выше области влияния движение становится поршневым.

Сделанное предположение отвечает требованиям, предъявляемым к научным гипотезам. Во-первых, становится понятным происхождение горизонтальных зон в канале течения. Во-вторых, устраняется противоречие между кинематическим и динамическим подходами к анализу процесса. Их можно условно назвать вероятностным и детерминированным. В-третьих, расход несвязных грунтов, как показывает уравнение (15), определяется аналитически без привлечения трудно находимых и неоднозначно трактуемых эмпирических коэффициентов и кинематических констант. И, наконец, легко оцениваются форма и размеры канала течения, а значит, и диаметр свежих воронок на земной поверхности, что в итоге позволяет прогнозировать их образование.

Комплексный анализ всех полученных данных приводит к выводу, что границы области влияния и составляющих ее зон являются гладкими кривыми, описывающими комбинацию ломаных линий (рис. 16). Последние состоят из линий активного ( $\beta = \pi/4 + \phi/2$ ) и пассивного ( $\alpha = \pi/4 - \phi/2$ ) давления, а также отрезков прямых  $AC$ ,  $AD$ , представляющих собой поверхности локализация сдвиговых деформаций. Размеры канала и, следовательно, провала земной поверхности полностью определяются размерами области влияния. Углы наклона  $\psi$ ,  $\nu$  линий  $AC$ ,  $AD$  также являются функциями мобилизованного угла трения:  $\phi = \phi_u + \nu$ , где  $\nu_{\min} \leq \nu \leq \nu_{\max}$  – связанный с упаковкой и изменяющийся при деформировании угол дилатансии,  $\phi_u$  – угол контактного трения такого сыпучего материала, для которого  $\nu = 0$ . В этом вопросе автор разделяет представления Новосибирской школы геомехаников и горных инженеров (Ревуженко А.Ф.,

Стажевский С.Б., Шемякин Е.И., 1974, 1982; Ревуженко А.Ф., Стажевский С.Б., 1986; Стажевский С.Б., 1983; 1986). На наш взгляд, они не противоречат традиционным представлениям инженеров-геологов о природе прочности несвязных грунтов и величине угла их трения (Грунтоведение, 1971, 2005).



**Рис. 16.** Схема к определению диаметра канала деформирования несвязных грунтов  $D_k$  над полостью диаметром  $D$  для 1-й ( $D \leq D_k \leq 2x_0$ ) и 2-й ( $2x_1 \leq D_k \leq 2x_2$ ) форм их движения:  $ACB$  – зона полных сдвижений, или выпадающий свод в статике или зона свободного падения частиц в режиме быстрого истечения;  $ADB$  – зона разгрузки напряжений, разуплотнения и потенциального обрушения или зона преимущественного столкновения частиц;  $AA'DB'BDA$  – зона опорного давления и возможного скольжения или зона пластического течения;  $AA'DB'B$  – динамический свод;  $DA'DC'B'D$  – зона перехода от аномально низких и высоких напряжений к литостатическим (зона возможного прогиба и разуплотнения) или зона перехода от сходящегося движения к поршневому;  $AA'CB'B$  – область влияния полости  $AB$  или эллипсоид выпуска;  $\alpha = \pi/4 - \phi/2$ ,  $\beta = \pi/4 + \phi/2$ ,  $\psi = \phi$ ,  $\nu \approx \phi/2$ ,  $\phi$  – угол трения.

Только из геометрических построений следует (рис. 16), что

$$D_k = 2x_0 = 2R/\sin\phi, \quad (16)$$

$$z_0 = R/\operatorname{tg}\psi = R/\operatorname{tg}\phi, \quad (17)$$

$$D_k = 2x_1 = R(1 + \sin\phi)/\sin^2\phi, \quad (18)$$

$$z_1 = R/\operatorname{tg}\nu = R(1 + 2\sin\phi)/2\operatorname{tg}\phi \cdot \sin\phi, \quad (19)$$

$$D_k = 2x_2 = R(1 + \sin\phi)^2/2\sin^3\phi, \quad (20)$$

$$z_2 = z_1 + R(1 + \sin\phi)/4\operatorname{tg}\phi \cdot \sin^2\phi, \quad (21)$$

$$z_3 = z_2 + x_2/\operatorname{tg}\phi. \quad (22)$$

Размеры области влияния на стадии неустановившегося движения определяются выражениями (16)–(19), а установившегося – (20)–(22). Причем  $D_k = 2x_0$  является максимально возможной шириной канала при первой форме движения ( $D \leq D_k \leq 2x_0$ ), а  $D_k = 2x_1$  и  $D_k = 2x_2$  – его минимальным и максимальным диаметрами, если реализуется вторая форма ( $2x_1 \leq D_k \leq 2x_2$ ). Уравнения (16), (18), (20) позволяют решить и обратную задачу вычисления пролета отверстия  $D$  в основании песчаной толщи по известным значениям диаметра свежих воронок ( $D_b \approx D_k$ ).

Для полностью дилатированной сыпучей среды  $\nu = 0$ ,  $\phi = \phi_{\mu} \approx 23^\circ$  (Стажевский С.Б., 1986; Roscoe К.Н., 1970), и ширина канала течения согласно выражениям (16), (17), (20) возрастает, однако в карстовых районах этого не происходит. Обычно пески выносятся в закарстованные отложения от случая к случаю, то есть порционно, но в отличие от лабораторных опытов время между

“выпусками” может быть сколь угодно большим. Поэтому ожидать полного разрыхления покровной толщи *in situ* не приходится. Но даже при свободном истечении угол  $\phi = \phi_{\mu} \approx 23^\circ$  (в наших опытах:  $\phi_{\mu} = \delta = 25 \pm 1^\circ$ ) будет характеризовать высоту лишь двух нижних зон области влияния ( $z_0, z_1$ , рис. 16). В третьей зоне угол трения согласно предложенной гипотезе мобилизуется полностью, поэтому диаметр канала увеличится, но не очень сильно. Учитывая также сложность интерпретации процесса при  $\phi \neq \text{const}$ , полагаем, что используя уравнения (16)–(22) на практике, допустимо ориентироваться на значения  $\phi_{\min}$  или  $\phi_{\max}$  в зависимости от состояния грунтов. Они легко находятся по величине остаточного сопротивления сдвигу или пиковой прочности и в первом приближении отвечают углу откоса предельно рыхлых и плотных песков.

Как отмечалось, устойчивость песчаной толщи определяется аккумуляционной емкостью подстилающих отложений, то есть их способностью принимать и накапливать несвязные и раздробленные связные грунты. Понятие “аккумуляционной емкости” предполагает зависимость этой характеристики ( $V_a$ ) от многих условий и факторов: минерального состава, трещиноватости и растворимости закарстованных пород, режима и химического состава подземных вод (Аникеев А.В., 1988, 1993, 1995). Только в простейшем случае она равна

$$V_a = V_m K_k, \quad (23)$$

где  $V_m$  – объем массива, в пределах которого может откладываться обломочный материал;  $K_k$  – коэффициент открытой трещинно-карстовой пустотности. При  $K_k = 1$  оценка величины  $V_a$  сводится к определению объема одиночной полости-приемника  $V = V_a = V_m$  (Адерхольд Г., 2010; Андрейчук В.Н., 1999; Хоменко В.П., 2009), которой в массиве может и не быть.

Самым общим результатом выноса песка объемом  $\Delta V$  из толщи среднего и плотного сложения является увеличение исходной пористости  $n_0$  в области деформирования объемом  $V_0$  до среднего значения  $n$  (рис. 17). Из уравнения баланса массы следует, что

$$\Delta V = V_0(n - n_0)/(1 - n) = kV_0, \quad (24)$$

а из опытов – что провал земной поверхности образуется только тогда, когда высота области  $V_0$  достигнет мощности толщи  $h$ . При этом для трех канонических схем (рис. 17) критический объем удаленного из нее материала  $\Delta V = V_{\text{кр}}$  равен:

$$V_{\text{кр}} = k\pi R^2 h/3, \quad (25)$$

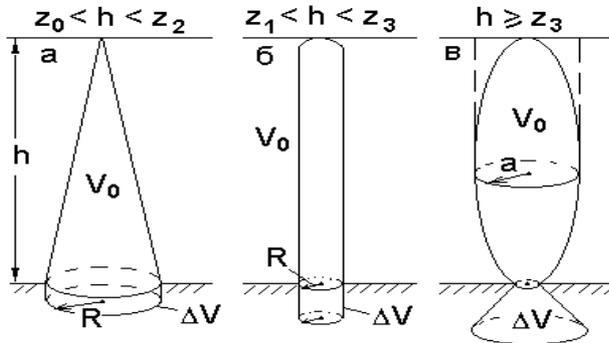
$$V_{\text{кр}} = k\pi R^2 h, \quad (26)$$

$$V_{\text{кр}} = 4k\pi a^2 h/3, \quad (27)$$

где  $a$  – малая полуось “эллипсоида”, крайние значения которой  $x_1, x_2$  ( $x_1 \leq a \leq x_2$ ) определяются уравнениями (18), (20).

Выражение (24) и вытекающие из него зависимости (25)–(27) показывают, что  $V_{\text{кр}} \rightarrow 0$  при  $h \rightarrow 0, R \rightarrow 0$ , причем изменение  $R = D/2$  наиболее сильно сказывается на  $V_{\text{кр}} = f(h, R^2)$ . 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 иногда возобновляются. Кроме того,  $V_{кр} \rightarrow 0$  при  $n_0 \rightarrow n$ , что указывает на возможность просадок грунтов в отсутствие закарстованных отложений, например при увлажнении (лёссы) или вибрации (рыхлые пески).



**Рис. 17.** К расчету критического объема несвязного грунта ( $\Delta V = V_{кр}$ ), вынос которого из области деформирования ( $V_0$ ), аппроксимированной круговым конусом, цилиндром и эллипсоидом, приводит к провалам земной поверхности ( $z_{1,2,3}$  – характерные отметки мощности на рис. 17).

Большой опыт горных инженеров свидетельствует, что три основные формы разрыхления (рис. 17) наблюдаются в самых разных породах – скальных, полускальных и дисперсных (Авершин С.Г., 1947; Барановский В.И., 1963; Глушко В.Т., Широков А.З., 1967; Казикаев Д.М., 1981; Петухов И.М. и др., 1972; Стажевский С.Б., 1988; Порцевский А.К., 2006 и др.). Их переход из монолитного в раздробленное состояние характеризуется коэффициентом разрыхления

$$K_p = \rho_m / \rho_p, \quad (28)$$

где  $\rho_m, \rho_p$  – исходная и насыпная плотности. При первоначальном обрушении он может изменяться в пределах  $K_p = 1.08\text{--}2.10$ . Однако чаще всего его значения, при которых породы, разрушаясь, воспринимают на себя давление вышележащих пластов, составляют  $K_p = 1.15\text{--}1.80$ . Выделяется также коэффициент остаточного разрыхления  $K_{ор}$ , которым характеризуются раздробленные породы по истечении времени или в результате нескольких циклов обрушения. Он заметно меньше коэффициента первичного разрыхления:  $K_{ор} = 1.10\text{--}1.30$  (Казикаев Д.М., 1981; Турчанинов И.Ф. и др., 1977; Южанин И.А., Терлецкий А.М., 2008).

Очевидно, что коэффициент  $K_p = \rho_m / \rho_p = (1 - n) / (1 - n_0)$  связан с коэффициентом  $k = (n - n_0) / (1 - n_0)$  в формулах (25)–(27) соотношением

$$K_p = k + 1. \quad (29)$$

Таким образом, рассмотренный подход к прогнозу провалов справедлив не только для песчаной покровной толщи, но и вообще районов покрытого, а также голого карста. Однако первым, кто предложил оценивать устойчивость закарстованного массива, сравнивая объем полости с объемом заполняющих ее при обрушении растворимых пород, был, по-видимому, Г.М. Шахунянц (1953).

В отличие от подработанных массивов, размеры достаточно крупного полового пространства которых обычно заранее известны, трещинно-карстовые коллекторы чаще всего представляет собой крайне сложную, даже с геометрической точки зрения, систему связанных между собой небольших полостей. При этом следует ожидать скорее неограниченного увеличения пористости грунтов в области аккумуляции  $\Delta V$  (рис. 17), чем их уплотнения. В области  $V_0$  уплотнение возможно, однако появление провала, на наш взгляд, намного опасней его

последующей эволюции. Поэтому, используя зависимости (25)–(27) для оценки устойчивости потенциально опасных карстовых районов, следует ориентироваться на значения коэффициентов  $k$  или  $K_p$ , но не  $K_{ор}$ .

Большую роль не только гидродинамического давления ( $p_d$ ), но и силы тяжести в развитии механической суффозии отражает ее классификация, разработанная с учетом представлений многочисленных предшественников, начиная с А.П. Павлова (1899), вслед за которым суффозию в общем виде подразделяют на химическую и механическую. Наиболее полно и всесторонне в настоящее время процесс рассмотрен в работе В.П. Хоменко (2003).

По преобладающему значению одного из двух действующих факторов – давления  $p_d$  и веса грунтов  $\gamma$  – выделены два основных типа процесса – вынужденная ( $p_d \gg \gamma$ ) и свободная ( $p_d \ll \gamma$  или  $p_d = 0$ ) суффозия. Подтипы обособляются по механизмам процесса, а виды – по условиям его развития. Важным отличием от существующих классификаций является также то, что помимо вербальных моделей она базируется и на количественных характеристиках разновидностей процесса.

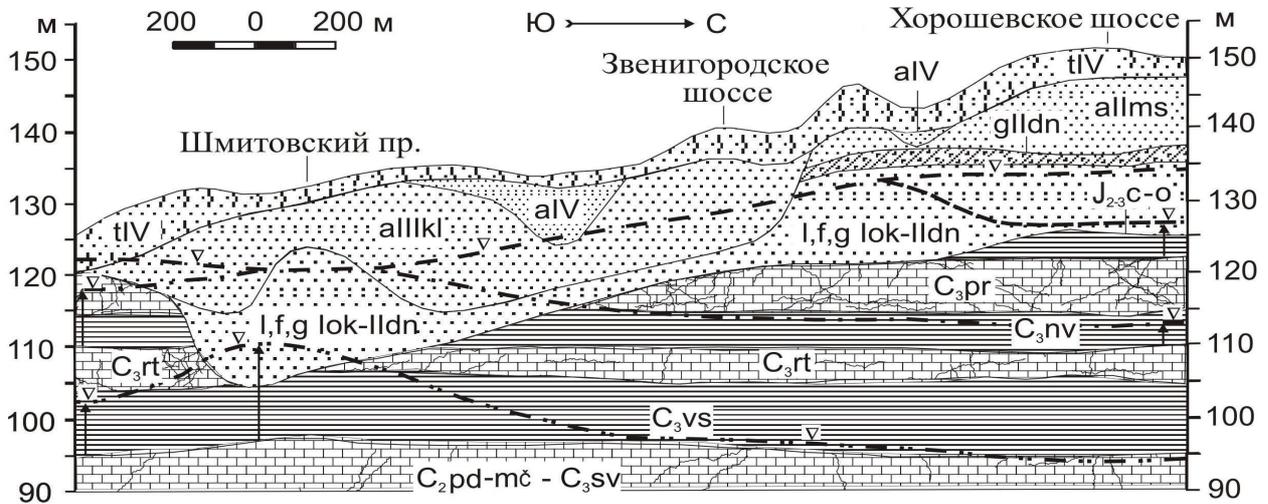
## **Глава 6. Прогноз провалов и оседаний земной поверхности в карстовых районах**

Типичным примером территории покрытого карбонатного карста, которая испытывает интенсивное техногенное воздействие, служит территория г. Москвы (Бочевер Ф.М. и др., 1966; Гаврюхина А.А., 1964; Зеегофер Ю.О. и др., 1997; Котлов Ф.В., 1984; Кофф Г.Л. и др., 1997; Лихачева Э.А., 1987, 2007; Парецкая Н.М., 1972; Сергеев Е.М., 1978; Осипов В.И., Зиангиров Р.С., 1997; Пашковский И.С., 1997; Трофимов В.Т., 2009 и др.). На северо-западе столицы, в районе Хорошёвского шоссе, карстово-суффозионные провалы и оседание земной поверхности активизировались в середине XX века (Березкина Г.М. и др., 1985; Злобина В.Л., 1986; Иксанова Е.А., 2005; Кожевникова В.Н., 1974, 1980; Кочев А.Д. и др., 1989; Кутепов В.М. и др., 1984; Кутепов В.М., Кожевникова В.Н., 1989; Парфенов С.И., 1972, 1981; Саваренский И.А., 1976; Чертков Л.Г., 1984).

Северо-западный район относится к области унаследованного развития долины р. Москвы (Голодковская Г.А., Лебедева Н.И., 1984; Даньшин Б.М., 1947; Кожевников А.В. и др., 1979; Кожевникова В.Н., 1984; Козлякова И.В. и др., 2000; Кутепов В.М. и др., 1997; Петренко С.И., Лихачева Э.А., 1979 и др.). Этим и определяются его инженерно-геологические особенности. Так, на рис. 18 видно, что в тальвеге доледниковой ложбины, в 150-170 м южнее Шмитовского проезда, все каменноугольные и юрские породы, кроме воскресенских глин мощностью 8-11 м, полностью эродированы. Севернее в разрезе появляются накопления ратмировской, неверовской и перхуровской толщ мощностью до 5.5, 6.0 и 7.5 м соответственно. В районе Хорошевского шоссе сохранились юрские глины небольшой (1-3.5 м) мощности. Выше залегают четвертичные, преимущественно песчаные отложения (рис. 18). Сверху вниз здесь выделяются: комплекс грунтовых вод, или надьюрский комплекс, а также состоящий из двух пластов

( $C_{3pr}$ ,  $C_{3rt}$ , рис. 18) касимовский и мячковско-подольский водоносные горизонты.

На рубеже XIX–XX вв. пьезометрические уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод вблизи р. Москвы находились почти на одних отметках. Уровень последних был даже выше, но к середине XX в. он упал на 20–30 м и более.



**Рис. 18.** Инженерно-геологический разрез массива пород на северо-западе Москвы:  $C_{2pd-mc}$ – $C_{3sv}$ ,  $C_{3rt}$ ,  $C_{3pr}$  – трещиноватые и закарстованные известняки и доломиты подольско-мячковского горизонта и суворовской толщ (нерасчлененные), ратмировской и перхуровской толщ;  $C_{3vs}$ ,  $C_{3nv}$  – глины воскресенской и неверовской толщ верхнего карбона;  $J_{2-3c-o}$  – глины келловейского и оксфордского ярусов средней верхней юры;  $a, f, l$   $lok-IIdn$  – ниже- и среднеплейстоценовые (окско-днепровские) аллювиальные, флювиогляциальные и озерные преимущественно песчаные отложения;  $gIIdn$  – фрагментарно развитые среднеплейстоценовые моренные суглинки;  $aIIIms$ ,  $aIIIkl$  – преимущественно песчаные отложения третьей и второй надпойменных террас московского и калининского возраста;  $aIV$  – пойменные накопления;  $tIV$  – техногенные грунты. Пунктирные и штрихпунктирные линии показывают положение уровней грунтовых и напорных трещинно-карстовых вод в конце XX века.

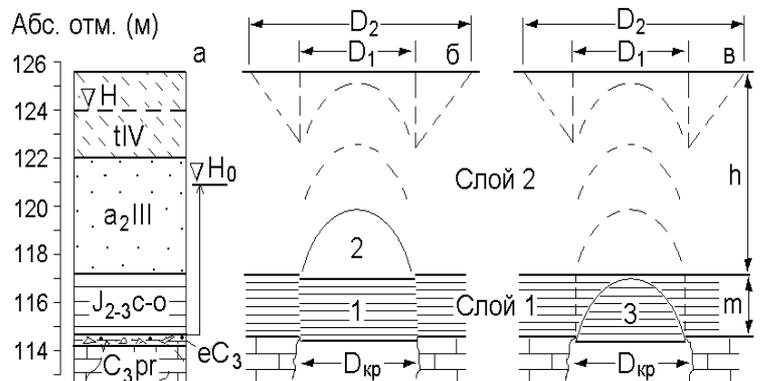
Анализ гидродинамического режима, свойств и состояния пород позволил использовать зависимости (7)–(9) для ретроспективной оценки устойчивости экранирующих пластов. Оказалось, что к настоящему времени верхнеюрские глины над ослабленными участками перхуровских известняков полностью (от подошвы до кровли) разрушены там, где их мощность меньше 3.2 м. Этим объясняется появление карстово-суффозионных воронок в склонах доледниковой эрозионной ложбины. В центральной ее части, где юры нет (рис.18), мощность воскресенских и неверовских глин слишком велика, а аккумуляционная емкость карбонатных пород мала, чтобы имевшее место снижение напоров трещинно-карстовых вод привело к тотальному дроблению этих водоупоров. Но оно было вполне достаточным для их частичного разрушения, чем и обусловлена аномально высокая скорость оседания земной поверхности в этом районе.

В настоящее время анализ природных и техноприродных рисков становится неотъемлемой частью инженерно-геологических изысканий. Опыт оценки карстово-суффозионной опасности и риска на локальном уровне для районов нереализованной опасности позволяет предложить общую процедуру такой

оценки. Она состоит из пяти этапов: 1) анализа инженерно-геологических условий; 2) районирования территории и схематизации массива пород в наиболее опасных таксонах; 3) формулировки рабочей гипотезы и разработки сценариев провалообразования; 4) определении диаметра возможных провалов и интенсивности процесса; 5) вычисления ущерба. Эта процедура, или методика рассматривается на примере участка проектируемого строительства комплекса высотных зданий в Филях на поверхности Мневниковской террасы р. Москвы.

По результатам картографирования в масштабе 1:2000 выделены потенциально-опасные районы, дисперсные грунты в которых схематизируются в виде 2-хслойной покровной толщи. На рис. 19 видно, что в силу малой мощности и высокой плотности 2-го слоя, а также предполагаемого медленного развития процесса здесь формируется трубообразный канал перемещения песков над срезаемым блоком или сводом обрушения глин 1-го слоя (см. также рис. 8, 17).

**Рис. 19.** Строение массива пород (а) и сценарии провалообразования (б, в) на участке “Фили”: tIV – насыпные пески и супеси, a<sub>2</sub>III – плотные пески 2-й н/п террасы, eC<sub>3</sub> – элювий карбонатных пород. Пунктирными линиями показаны поверхности смещения на разных стадиях процесса (остальные обозначения см. на рис. 8, 18).



При такой рабочей гипотезе определение диаметра свежих провалов сводится к расчету критического диаметра ослабленного участка ( $D_B = D_1 \approx D_{кр}$ ). В условиях малой мощности песчаного слоя, которые отражают уравнения (11–13), справедливым для разных соотношений  $m$ ,  $h$  при расчетах по первому сценарию (рис. 19, б) оказалось либо решение (31), либо – (32):

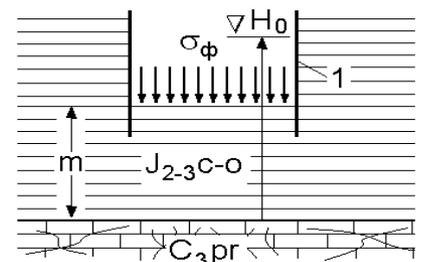
$$D_B \approx D_{кр} = 2G_2m[(1 + 2(\gamma_1 * m \xi_1 \text{tg} \phi_1 + 2C)2\xi_2 \text{tg} \phi_2 / \gamma_2 \square G_2^2 m)^{0.5} - 1], \quad (31)$$

где  $G_2 = (\gamma_1 * 2\xi_2 \text{tg} \phi_2 - \gamma_2 \square \text{tg} \phi_1 \xi_1) / \gamma_2 \square < G_1$  в аналогичном решении (4);

$$D_B \approx D_{кр} = 2(\gamma_2 \square h^2 \xi_2 \text{tg} \phi_2 + \gamma_1 * m^2 \xi_1 \text{tg} \phi_1 + 2mC) / (\gamma_2 \square h + \gamma_1 * m). \quad (32)$$

Они получены подстановкой в уравнение равновесия (3) соответственно  $\sigma_{св} = \sigma_z = \gamma_2 \square R / 4 \xi_2 \text{tg} \phi_2$  из (12) и  $\sigma_{св} = \sigma_z = \gamma_2 \square h / (1 - 2h \xi_2 \text{tg} \phi_2 / D_{кр})$  из (11). Диаметр воронок по второму сценарию (рис. 19, в) рассчитывался с использованием решения (5).

**Рис. 20.** Схема для расчета устойчивости массива пород в измененных при строительстве условиях: 1 – стена в грунте,  $\sigma_\phi$  – давление по подошве фундаментной плиты,  $m$  – мощность глин в основании сооружения. Остальные обозначения прежние.



В итоге установлено, что в ненарушенных условиях (рис. 19) этот показатель опасности лежит в интервале значений  $(D_B)_{\min} = 3.6$  м,  $(D_B)_{\max} = 6.8$  м. Диаметр

провалов, полученный с учетом конструктивных решений, несмотря на значительное изменение природных условий (рис. 20), несильно отличается от приведенных выше значений:  $(D_B)_{\min} = 3.9$  м,  $(D_B)_{\max} = 5.4$  м. Это находит вполне разумное объяснение с точки зрения разного влияния тех или иных факторов на устойчивость массива в принятых расчетных моделях.

Оценить величину интенсивности процесса  $\lambda$  удалось по данным последнего картографирования территории Москвы (Кутепов В.М. и др., 2011; Осипов В.И., 2011), исходя из того, что первичным показателем опасности служит не  $\lambda$ , а частота провалообразования  $\lambda^* = N/T$ , не привязанная к площади конкретного участка или сооружения. В Москве, где за 30 лет зафиксировано появление 42-х карстово-суффозионных воронок ( $T = 30$  лет,  $N = 42$ ), она действительно равна  $\lambda^* = 42/30 = 1.4$  год<sup>-1</sup> (Рекомендации ..., 2002), хотя все эти воронки и образовались на северо-западе города. Принимая  $\lambda^* = 1.4$  год<sup>-1</sup> = const и учитывая, что  $\lambda^* = \lambda S$ , получим для опасного района Москвы, площадь которого составляет  $S_1 = 10.81$  км<sup>2</sup>, значение  $\lambda_1 = \lambda^*/S_1 = 0.1295$  км<sup>2</sup>год<sup>-1</sup>. Для потенциально опасных районов общей площадью  $S_2 = 172.96$  км<sup>2</sup>, к которым относится и участок “Фили”, оно в 16 раз меньше:  $\lambda_2 = \lambda^*/S_2 = 0.0081$  км<sup>2</sup>год<sup>-1</sup>.

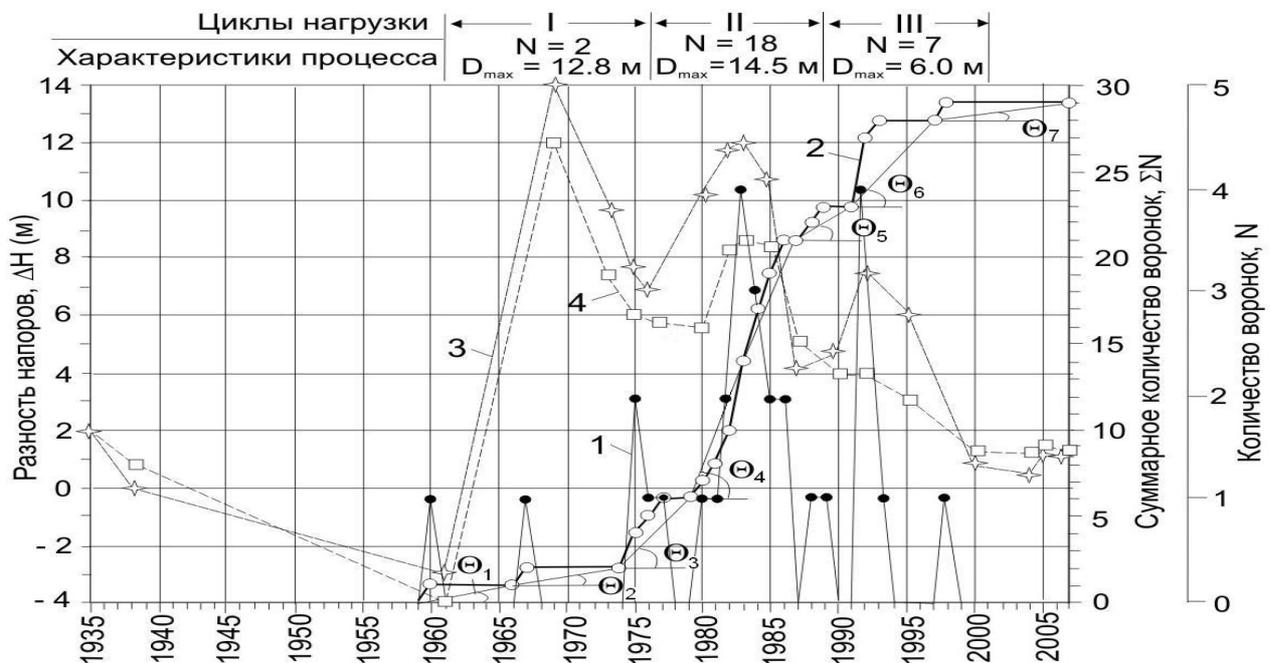
Физический и экономический ущерб на заключительном этапе исследований определялся в соответствии с методикой оценки геологического риска на территории г. Москвы (Рекомендации ..., 2002). При этом трудностей инженерно-геологического плана не возникает, а экономическая уязвимость зданий разного типа легко находится по таблицам, приведенным в Рекомендациях (2002).

Характерным примером района реализованной карстово-суффозионной опасности служит территория г. Дзержинска Нижегородской области (Гантов Б.А. и др., 2004; Зверев В.П., 1967; Иконников Л.Б., 1972; Ильин А.Н. и др., 1960; Леоненко М.В., 2002; Макарова Н.В. и др., 1998; Попов И.В., 1959; Саваренский И.А., 1962, 1990; Толмачев В.В., 1968, 1980; Хоменко В.П., 1984, 1986 и др.). Здесь на 3-й н/п террасе р. Оки находится водозабор химического завода площадью 3.4 км<sup>2</sup>. Площадь зоны влияния водозабора, где расположены разные промышленные объекты, в середине 1970-х годов достигала 30–31 км<sup>2</sup>. На этой площади в последние 40 лет XX века образовалось 29 воронок, которые являются серьезным источником экономического и экологического риска. В этой связи в 2007 г. выполнен анализ инженерно-геологических условий, их многолетних изменений и дан прогноз устойчивости территории на период 2008–2010 гг.

Первыми от поверхности лежат четвертичные преимущественно песчаные отложения н/п террас мощностью от 24.3 м до 52.8 м. Пески, как правило, мелкие пылеватые обладают пывунными и суффозионными свойствами. Они подстилаются глинами уржумского яруса средней перми с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников. В этой сильноизменчивой по литологическому составу толще мощностью 1.0–18.9 м вскрыты зоны обрушения и полости высотой 0.5–1.2 м. Ниже залегают известняки и доломиты казанского яруса средней перми мощностью 0.0–20.4 м, гипсы мощностью до 13 м и ангидриты сакмарского яруса нижней перми. Известняки, доломиты и гипсы – трещиноватые, закарстованные;

наличие в них не только запечатанных, но и открытых полостей высотой 0.3–1.5 м свидетельствует об их высокой аккумуляционной емкости.

Откачки грунтовых вод, приуроченных к аллювиальным пескам, начались в 1935 г. В это время отметки напора трещинно-карстовых вод, которые стали эксплуатироваться лишь в 1961 г., были на 1–2 м ниже. К середине 1970-х годов уровень в центре водозабора сработан на 16.5–17 м, напор – на 21–22.5 м. По данным многолетних наблюдений, проводившихся в летнюю межень, наибольшая разность уровня и напора  $\Delta H = 10$  м зарегистрирована в 1973 году. Однако наибольшие значения  $\Delta H = 14$ –19 м, как показал анализ интенсивности откачек и режима уровней, приходится на позднюю осень, зиму и раннюю весну. Причем в начале 1969 г. они могли достигать  $\Delta H = 20$ –25 м. В 1976 г. началось постепенное восстановление уровней, которое до середины 1990-х гг. нарушалось вследствие временного увеличения водоотбора. В 2007 г. уровни подземных вод приблизились к своему первоначальному положению.



**Рис. 21.** Изменение во времени количества провалов  $N$  (1), их общего количества  $\Sigma N$  (кумулятивная кривая 2) и разности пьезометрических уровней  $\Delta H$  (3, 4 – по замерам в наблюдательных скважинах 52, 52а и 186, 186а соответственно):  $D_{\max}$  – максимальный диаметр воронок,  $\text{tg}\theta_i = (N/T)_i$  – частота их образования ( $i = 1, 2, \dots, 7$  – стадии процесса, составляющие три его этапа – I, II, III);  $\text{tg}\theta_7 = 0.1 \text{ год}^{-1}$  – максимально возможная частота для самого пессимистического сценария развития процесса в 2008–2010 гг.

На рис. 21 четко выделяются три цикла изменения гидродинамического давления продолжительностью 15, 13 и 12 лет. Им предшествует этап 1935–1960 гг., когда направленное вниз гидродинамическое давление снижалось вплоть до нуля и отрицательных значений. В 1960 и 1967 гг. появились две фоновые, или природно-техногенные воронки, “спусковым крючком”, но не причиной образования которых послужили откачки подземных вод. Для остальных 27-ми воронок хорошо прослеживается связь интенсивности техногенной нагрузки с частотой возникновения и размерами провалов (рис. 21). В течение I цикла были

созданы условия для проявления карста на земной поверхности, и на конец этого этапа развития процесса приходится две воронки. На II этапе опасность полностью реализуется ( $N = 18$ ,  $D_{\max} = 14.5$  м), на III этапе снижается и с 1999 г. по 2007 г. на поверхности не проявляется (рис. 21).

Расчеты устойчивости слабопроницаемых пород уржумского яруса по схеме гидравлического разрушения с использованием уравнений (7), (9) показывают, что все они в той или иной мере были подвержены дроблению. Причем в центральной части депрессионных воронок сквозные отверстия в водоупоре на первом этапе (1961–1975 гг.) сформировались там, где его мощность была меньше 7–8 м, а в краевых частях – 2–3 м. Близкие значения критической мощности получены и для второго цикла (1976–1988 гг.). На третьем этапе (1989–2000 гг.) они уменьшаются, но за весь период 1961–2000 гг. уржумские отложения вполне могли быть разрушены от подошвы до кровли не только на площадке водозабора.

В сложившихся к 2008 г. условиях главную роль в образовании провалов стало играть не принудительное разрушение грунтов, а массовая суффозия, развивающаяся на фоне выщелачивания сульфатно-карбонатных пород и эрозии заполнителя трещинно-порового пространства. Прогноз диаметра карстово-суффозионных воронок в этих условиях, базировался на концепции области влияния ослабленного участка (см. рис. 16). По известным значениям диаметра свежих провалов ( $D_{в1} \approx D_k$ ) и угла откоса грунтов ( $\phi_0$ ) определялась ширина гидрогеологических окон в основании аллювиальных песков:

$$D = 4D_{в1} \sin^3 \phi_0 / (1 + \sin \phi_0)^2, \quad (32)$$

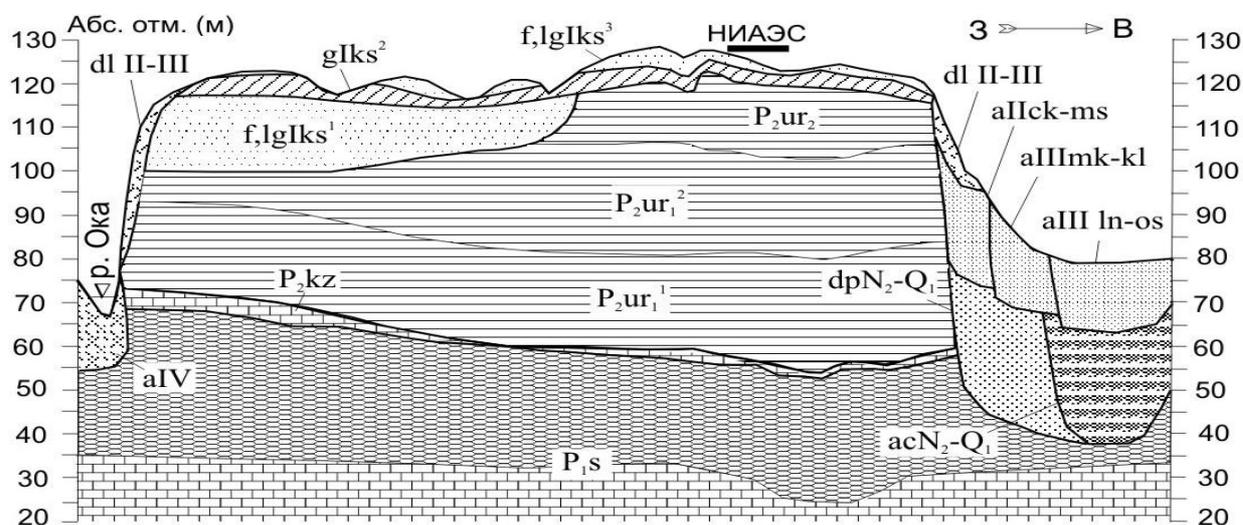
Ее среднее значение, равное  $D = 0.5$  м, принято в качестве расчетного для вычисления диаметра новых воронок, который, как оказалось, лежит в интервале значений  $D_{в} = 2.4–5.0$  м, составляя в среднем  $(D_{в})_{ср} = 3.4$  м.

Увидеть закономерности изменения процесса во времени и оценить его частоту в будущем помогает кумулятивная кривая 2 на рис. 21, форма которой очень похожа на форму кривых деформирования горных пород во времени при ступенчатом приложении нагрузки. Соединив прямыми линиями основание и тыловой шов каждой ступени, получим ломаную линию. Тангенс угла наклона ее отрезков и является частотой процесса на разных стадиях его развития. На рис. 21 выделяются семь таких отрезков. Первые шесть попарно практически совпадают по времени с тремя циклами техногенной нагрузки. Уклон последнего, седьмого отрезка может служить прогнозным показателем для самого пессимистического сценария развития карстово-суффозионного процесса в новых условиях.

Выполненный прогноз подтвердился в ходе обследования территории. Конусовидная воронка глубиной  $h_{в} = 1.5$  м и диаметром  $D_{в} = 3.7$  м образовалась лишь весной 2011 г. в 0.8 км северо-западнее водозаборных скважин.

Совершенно иными инженерно-геологическими условиями характеризуется участок строительства Нижегородской атомной станции (НИАЭС) площадью  $20 \text{ км}^2$ , выбранный по ряду причин энергетического и социально-экономического характера с учетом требований НП-032-01 (Глинский М.Л. и др., 2012). На этом участке развития сульфатно-карбонатного карста по результатам комплексных

изысканий, выполненных проектным институтом ОАО “НИАЭП” с привлечением ряда производственных и научно-исследовательских организаций, выделена площадка размещения основных сооружений (3.25 км<sup>2</sup>), в границах которой проявления карста на земной поверхности отсутствуют.



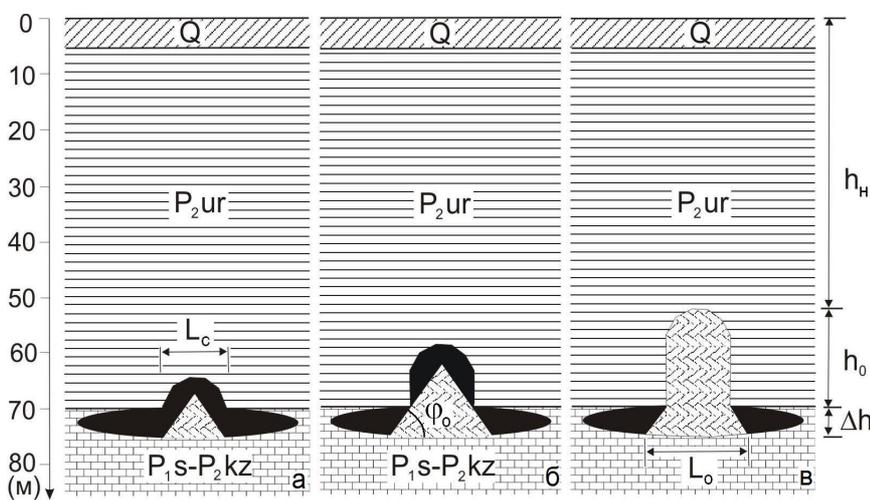
**Рис. 22.** Геологический разрез участка строительства Нижегородской АЭС (по материалам ОАО “НИАЭП”). Пермская система, нижний отдел: P<sub>1s</sub> – сульфатно-карбонатная толща сакмарского яруса; средний отдел: P<sub>2kz</sub> – доломиты, мергели и глины казанского яруса; P<sub>2ur1</sub>, P<sub>2ur2</sub> – мергелисто-глинистая толща нижнего (P<sub>2ur1</sub><sup>1</sup>, P<sub>2ur2</sub><sup>2</sup> – нижняя и верхняя пачки) и верхнего подъярусов уржумского яруса. Плиоцен – нижний плейстоцен: acN<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>, dpN<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub> – песчано-глинистые аллювиально-коллювиальные и оползневые отложения. Четвертичная система: gIks<sup>2</sup> – моренные суглинки донского оледенения; f,lgIks<sup>1</sup>, f,lgIks<sup>3</sup> – водноледниковые пески времени наступания и отступления ледника; aIck-ms – песчаные отложения 3-й н/п террасы (чекалинский и московский горизонты); dl II-III – делювиальные суглинки и супеси; aIII mk-kl, aIII ln-os, aIV – аллювиальные песчано-глинистые грунты 2-й (микулинский и калининский горизонты) и 1-й (ленинградский и осташковский горизонты) н/п террас и поймы. НИАЭС – площадка строительства.

На рис. 22 видно, что промплощадка находится достаточно далеко и от р. Оки, и от палеовреза р. Бол. Кутра. Мощность слабых четвертичных грунтов здесь минимальна, а твердых глинистых и полускальных отложений уржумского яруса максимальна. Гидрогеологические условия участка характеризуется наличием двух водоносных комплексов. Верхний, напорно-безнапорный слабоводоносный комплекс с отметками установившегося уровня от 92–118 м до 124–126 м приурочен к четвертичным пескам, прослоям и линзам уржумских песчаных пород, известняков, доломитов и мергелей. Нижний комплекс состоит из казанско-сакмарского (верхнего) и сакмарского (нижнего) водоносных пластов. Они разделены водоупорными ангидритами и монолитными гипсами общей мощностью до 20–28 м. Но на площадке верхний пласт практически отсутствует, и приуроченные к сакмарским доломитам воды залегают на глубине 97–98 м. Их уровень устанавливается на 46–50 м выше кровли пласта, на отметках 80–97 м.

Из результатов инженерно-геологических изысканий следует также, что водопроницаемость карбонатных пород массива-основания АЭС компенсируется

их слабой растворимостью, а средняя растворимость сульфатных отложений – их непроницаемостью. Минерализация подземных вод увеличивается с глубиной и на отметках подошвы уржумской толщи настолько высока, что следует ожидать не растворения пород, а выпадения вещества из раствора. Именно это и наблюдается в массиве. Перепады напора трещинно-карстовых вод в окрестности промплощадки крайне малы, мала и скорость их горизонтального движения. Таким образом, из четырех условий развития карста, сформулированных Д.С. Соколовым (1962) не выполняются три – одно для пород и два – для подземных вод, что позволяет оценить устойчивость массива следующим образом.

Зона сильнотрещиноватых и раздробленных пород вскрыта скважинами в кровле сакмарско-казанских отложений. Ее максимальная мощность  $(h_{0,3})_{\max} = 4.1$  м наблюдается далеко за пределами стройплощадки. Мощность покровной толщи на площадке достигает наибольших значений  $h \approx 70$  м, и почти вся она представлена грунтами, коэффициент разрыхления которых равен  $K_p = 1.4–1.5$ .



**Рис. 23.** Схематизация массива пород на площадке строительства и стадии (а–в) обрушения покровной толщи мощностью  $h = h_0 + h_{\text{ц}}$ ;  $\Delta h$  – высота полости на контакте растворимых ( $P_{1s}$ – $P_{2kz}$ ) и нерастворимых ( $P_{2ur}$ ) пород;  $L_c$  – пролет свода обрушения и канала разрыхления,  $h_0$  – высота последнего;  $\phi_0$ ,  $L_0$  – угол откоса и основание осыпи.

Принимая  $h = 70$  м,  $(K_p)_{\min} = 1.4$  или в соответствии с формулой (29)  $k = K_p - 1 = 0.4$ , а также цилиндрическую форму канала обрушения уржумских пород, допускаем существование в ослабленной зоне массива достаточно большой в плане карстовой полости высотой  $\Delta h \approx (h_{0,3})_{\max} = 4$  м (рис. 23). Учитывая низкую скорость движения трещинно-карстовых вод, скоростью движения воды в крупной изолированной полости пренебрегаем, что позволяет выбрать коническую форму области аккумуляции с углом откоса  $\phi_0 = 45^\circ$  (рис. 23). Тогда, заменяя в уравнении (26)  $V_{\text{кр}}$  на объем усеченного конуса высотой  $\Delta h$  (рис. 23, в), можем записать условие выхода провала на земную поверхность:

$$(\Delta h - 0.4h_0)L_c^2 + 2\Delta h^2L_c + 4\Delta h^3/3 \geq 0, \quad (33)$$

в котором  $h_0 = h$ . Неравенство (33) справедливо, если  $0 \leq L_c \leq 2.67$  м. Такая ширина канала деформирования характерна для несвязных грунтов, но реализация механизма массовой суффозии здесь невозможна, так как доля песков и алевритов в общей мощности покровной толщи пренебрежимо мала. Исходя из свойств и состояния уржумских пород, полагаем, что пролет свода их обрушения будет в 3–5 раз больше значения  $L_c = 2.67$  м, и составит  $L_c = 8.0–13.4$  м.

В этом случае, решая (33) относительно  $h_0$  подстановкой:  $\Delta h = 4$  м,  $L_c = 8.0-13.4$  м, находим, что наибольшая высота канала обрушения составит  $h_0 = 17.2-23.3$  м. Таким образом, в природных условиях площадка размещения основных сооружений АЭС характеризуется 3-х-4-х кратным запасом устойчивости:  $K_{уст} = h/h_0 = 3.0-4.1$ . При этом, учитывая, что  $h_n = h - h_0 \approx 47 \div 53$  м (рис. 23), трудно представить себе приложенное с поверхности техногенное воздействие – статическое, динамическое или фильтрационное, – которое могло бы вывести раздробленные грунты нижней части 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.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Закономерности провалообразования, под которым в первую очередь понимается процесс деформирования покровной толщи закарстованных массивов, определяются свойствами слагающих ее грунтов и их напряженным состоянием. Свойства и состояние растворимых и нерастворимых пород, размеры и форма участков ослабления массива, мощность слоев и всей покровной толщи, а также гидрогеологические условия территории изменяются в широких пределах. Большое влияние на состояние и свойства грунтов, их напряженное состояние, оказывают техногенные воздействия. Этим и объясняется все многообразие проявлений процесса внутри массива и на его поверхности, которое обычно отождествляется с разнообразием карстово-суффозионных процессов.

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 главных выводов.

1. Формирование, взаимодействие и развитие структурных элементов области влияния ослабленного участка массива – это процесс самоорганизации геологической среды, направленный на снижение негативного влияния дефекта строения и увеличение устойчивости массива горных пород. Структурными элементами области влияния в квазистатических условиях служат зоны обрушения, разгрузки напряжений, опорного давления и переходная зона.

2. При определении напряженного состояния грунтов, перекрывающих растворимые скальные породы, покровную толщу можно рассматривать как весомый упругий слой, а закарстованную – как жесткое основание с вырезом. Алгебраическая сумма полей напряжений от веса пород и 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 для расчета 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.

3. Существуют два основных механизма разрушения слоя связных грунтов над карстовой полостью – изгиб и отрыв. При первой, или классической форме появления окон в водоупорах изгиб слоя первичен, а разрывные нарушения вторичны. Однако трещины отрыва могут отсутствовать или замыкаться внутри слоя, образуя свод обрушения, но не сквозное отверстие, поэтому реализация первой формы требует наличия достаточно крупных карстовых полостей. Вторая форма, или гидравлическое разрушение слабопроницаемых грунтов с влажностью выше максимальной молекулярной влагоемкости возникает 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.

4. 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. В условиях растяжения, непосредственно над полостью их прочность мала, так как определяется лишь углом контактного трения, а при очень сильном разрыхлении – крайне малым углом трения между отдельными зернами. При этом связанный с упаковкой угол дилатансии, отражающий вклад зацепления частиц в прочность грунтов, равен нулю. Отсюда следует неизбежность разрушения песков в зоне разгрузки напряжений, их истечения в отверстие и формирования трубообразного или расширяющегося вверх по потоку канала в зависимости от их свойств, состояния и мощности, а также условий на выходе – свободного или стесненного деформирования.

5. Реакция несвязных грунтов на изменение поля напряжений, тесно связанная с их свойствами, предопределяет реализацию двух основных механизмов деформирования – разуплотнения и среза. И тот и другой можно трактовать как деформации сдвига. Сдвиги первого типа, действующие по множеству площадок, аналогичны изгибу связных грунтов, а второго – трещинам отрыва. Подобно тому, как отрыв происходит по поверхностям действия наибольших растягивающих напряжений, срез – по поверхностям локализации деформаций. Совместная работа этих механизмов приводит к формированию сводчатых или крестообразных сдвиговых структур, которые контролируют процесс перемещения, разделяя область деформирования несвязных грунтов на структурные элементы и придавая ей зональное строение.

6. Конические или куполообразные “поверхности”, ограничивающие своды обрушения и разгрузки напряжений, зарождаются на кромках полости, но сформировавшись, теряют устойчивость не в опорах, а в вершине свода. В динамике истечения сыпучих тел 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 грунтов.

7. Водонасыщенные пески сопротивляются 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 расширению канала течения. Способствует этому и горизонтальная компонента 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 отверстия в степени 2, а расход воздушно-сухих – 2.5.

8. Капиллярно-влажные пески могут затормозить, но не остановить провалообразование над карстовой или промежуточной полостью, если ее пролет больше нескольких дециметров (максимум 1–3 м). Их сцепление при этом не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода, и процесс развивается внутри трубообразного или сужающегося канала в результате последовательного обрушения куполовидных трещин или полостей. В несвязных водонасыщенных грунтах при восходящей фильтрации давление воды препятствует их обрушению, но по мере его рассеивания песок опускается в отверстие, над которым появляется щель или полость. Процесс завершается образованием эллипсоидной зоны разуплотнения или, что маловероятно, цепным разжижением большого объема грунтов. Все эти особенности учитываются в рамках концепции зонального строения области влияния.

9. Эллиптическая область влияния ослабленного участка возникает в начальной стадии провалообразования. Именно ей мы обязаны постоянству расхода сыпучих тел и появлению той или иной формы канала истечения грунтов. Ее зональное строение отражается и на строении поверхностных форм процесса. 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.

10. Аккумуляционная емкость закарстованных пород, отражающая их способность принимать и накапливать обломочный материал, является главным показателем устойчивости карстовых районов. В ряде случаев мы можем оценить ее значение, и 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.

Разработанные в диссертации 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, то для их широкого практического применения нет никаких препятствий. Вместе с тем выполненные исследования ставят ряд задач дальнейшего изучения проблемы, они сформулированы в работе.

Возможности обсуждаемых подходов к исследованию поведения водонасыщенных грунтов в окрестности дефектов строения массива далеко не исчерпаны. Полученные результаты как методического, так и теоретического характера могут оказаться полезными при изучении 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.

## **ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ**

### **Статьи в научных журналах, рекомендуемых ВАК**

1. Аникеев А.В. Условия подобия водонасыщенной модели из эквивалентных материалов и массива пород // Инженерная геология. 1988. № 2. С. 96–103.
2. Аникеев А.В., Калинин Э.В., Тараканов С.И. Определение напряженного состояния грунтовой толщи над карстовой полостью // Инженерная геология. 1991. № 5. С. 64–70.
3. Аникеев А.В. О двух формах разрушения связных грунтов над полостью // Геоэкология. 1993. № 2. С. 115–123.
4. Аникеев А.В. Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков покровной толщи в карстовых районах // Геоэкология. 1995. № 1. С. 72–79.
5. Аникеев А.В., Калинин Э.В. Кинематика гравитационного истечения несцементированных песчаных пород в подземные полости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 48–56
6. Аникеев А.В. К проблеме локального прогнозирования устойчивости закарстованных территорий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 48–56.
7. Аникеев 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.
8. Аникеев А.В., Коломенский Е.Н. Некоторые закономерности истечения несцементированных песчаных пород в подземные полости // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 4. С. 51–61.
9. Аникеев А.В. О причинах провалов и локальных оседаний земной поверхности в Москве // Геоэкология. 2002. № 4. С. 363–374.
10. Рагозин А.Л., Аникеев А.В., Чумаченко С.А. Вероятностно-статистическая оценка риска крупнейших природных катастроф на территории России // Проблемы безопасности и чрезвычайных ситуаций. 2004. № 4. С. 3–11.
11. Аникеев А.В. Суффозия. Классификация процесса // Геоэкология. 2006. № 2. С. 151–

155.

12. Аникеев А.В. Суффозия. Механизм и кинематика свободной суффозии // Геоэкология. 2006. № 6. С. 544–553.
13. Аникеев А.В., Рагозин А.Л., Селезнев В.Н. Оценка геологического риска на участке городского строительства // Геоэкология. 2007. № 6. С. 547–560.
14. Аникеев А.В. Изучение карстово-суффозионных провалов на моделях из термопластических материалов // Геоэкология. 2008. № 4. С. 420–435.
15. Аникеев А.В., Кондратьев П.М., Огородникова Е.Н., Станис Е.В. Оценка распространения карстовых процессов в пределах Южно-Татарского свода // Вестник РУДН. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2009. № 1. С. 51–60.
16. Аникеев А.В., Чумаченко С.А. Карстово-суффозионные провалы Бугульминской возвышенности // Геоморфология. 2011. № 3. С. 32–41.
17. Аникеев А.В., Леоненко М.В. Прогноз провалообразования при изменении гидродинамического режима на примере Дзержинского карстового района // Геоэкология. 2013. № 2. С. 130–146.

#### **Другие публикации**

18. Аникеев А.В. Опыт оценки устойчивости горных пород на закарстованных территориях методом физического моделирования // Вопросы геологии литосферы / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1983. С. 8–10.
19. Аникеев А.В. Образование провалов в массиве водонасыщенных пород (по результатам моделирования методом эквивалентных материалов) // Литосфера: вопросы геологии и охраны среды / Отв. ред. Н.А. Богданов. М.: Наука, 1985. С. 28–29.
20. Аникеев А.В. Влияние уровня напорных вод на устойчивость модели водонасыщенного массива // Проблемы эволюции литосферы / Отв. ред. Н.А. Богданов. М.: Наука, 1985. С. 32–33.
21. Аникеев А.В. Об условиях залегания покровной толщи закарстованных территорий в связи с современными процессами // Вопросы строения литосферы / Отв. ред. В.М. Моралев. М.: Наука, 1987. С. 41–44.
22. Аникеев А.В. Методика моделирования устойчивости покровной толщи закарстованных массивов с помощью эквивалентных материалов. М.: ЦП НТГО, 1987. 36 с.
23. Аникеев А.В. Моделирование провалообразования в песчаной покровной толще закарстованного массива // Геологические исследования литосферы / Отв. ред. В.М. Моралев. М.: Наука, 1988. С. 52–56.
24. Аникеев А.В. Механизм разрушения связных грунтов, перекрывающих закарстованные породы // Противокарстовая защита объектов строительства: Материалы Всесоюз. науч.-техн. совещания. Куйбышев, 1990. С. 80–82.
25. Anikeev A.V. Clay collapse over caves and caverns // Geological Hazards: Proc. of Beijing Int. Symposium (Beijing, China, October 1991). Beijing, 1991. P. 336–342.
26. Аникеев А.В. Закономерности деформирования несвязных грунтов над карстовой полостью // Инженерная геология карста: Доклады Междунар. симпозиума. Т.1. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. С. 67–72.
27. Аникеев А.В. Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков над отверстием // Тез. докладов X Междунар. конф. по механике горных пород. М., 1993. С. 71–72.

28. Аникеев А.В. Изучение кинематики и морфологии провалообразования в песчаной покровной толще на физических моделях // Карстовые провалы: Доклады Всеросс. науч. конф. (28–29 сентября 1994, Кунгур). Екатеринбург, 1994. С. 39–42.
29. Кутепов В.М., Аникеев А.В., Толмачев В.В. Прикладная геология карста // Новые книги за рубежом. Серия А. 1994. № 10. С. 76–79.
30. Anikeev A.V., Fomenko I.K. Subsidence-sinkhole development in sand deposits above karst masses // Land Subsidence / F.B.J. Barends, F.J.J. Brouwer, F.H. Schröder (eds). Rotterdam: Balkema, 1995. P. 27–34.
31. Аникеев А.В. Изменение свойств и строения грунтовой толщи в результате техногенной активизации провально-суффозионных процессов // Эволюция инженерно-геологических условий Земли в эпоху техногенеза: Тр. Междунар. науч. конф. (Россия, Москва, 28–29 мая 1997) / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. С. 117–118.
32. 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.
33. Аникеев А.В., Калинин Э.В. Теория быстрых движений гранулированных сред в инженерной геологии // Теоретические проблемы инженерной геологии: Тр. Междунар. науч. конф. (Россия, Москва, МГУ, 25–26 мая, 1999) / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. С. 76–77.
34. Шеко А.И., Аникеев А.В., Гулакян К.А. и др. Прогноз и моделирование экзогенных геологических процессов // Опасные экзогенные процессы / Под ред. В.И. Осипова. М.: ГЕОС, 1999. Глава 6. С. 194–231.
35. Аникеев А.В., Калинин Э.В. Определение напряженного состояния покровной толщи при истечении грунтов в подземные полости // Сергеевские чтения. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2002. С. 488–492.
36. Аникеев А.В. Суффозия массы как истечение сыпучих грунтов в трещинно-карстовые коллекторы // Гидрогеология и карстование: Межвузовский сб. науч. тр. Вып. 15. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 200–205.
37. Аникеев А.В. Провалы в районах покрытого карста как результат массовой суффозии песков и разрушения глин // Карстование – XXI век: теоретическое и практическое значение: Материалы Междунар. симпозиума. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 216–220.
38. Аникеев А.В., Рагозин А.Л. Оценка геологического риска на территории Нагатинской поймы Москвы-реки // Оценка и управление природными рисками: Материалы Всеросс. науч.-практ. конф. “Риск–2006”. М.: Изд-во РУДН, 2006. С. 156–159.
39. Anikeev A.V. Destruction of aquitards, sinkhole development and land subsidence in Moscow // Engineering geology for tomorrow's cities: Proc. of the 10th IAEG Int. Congress (Nottingham, United Kingdom, 6–10 September 2006). London, 2006. Paper No 247. P. 1–9.
40. Аникеев А.В., Кондратьев А.В., Сулимова А.Ю., Чумаченко С.А. Карстовые воронки на востоке Республики Татарстан и некоторые особенности их формирования // Сергеевские чтения. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2007. С. 74–79.
41. Аникеев А.В., Чумаченко С.А. Карстовые формы Восточного Предкамья и Закамья и опасность их возникновения // Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Республики Татарстан за 2006 год. Вып. 7 / Министерство природных

ресурсов РФ. Казань, 2007. С. 375–398.

42. Аникеев А.В., Сулимова А. Ю., Чумаченко С.А. Инверсия свойств грунтов, слагающих молодые карстово-суффозионные воронки // Сергеевские чтения. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2008. С. 6–11.
43. Рагозин А.Л., Бурова В.Н., Аникеев А.В., Чумаченко С.А. Закономерности развития природных катастроф на территории России // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 3 / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: ИГ РАН–ИФЗ РАН, 2008. С. 74–80.
44. Аникеев А.В. Об использовании модели Бирбаумера в инженерном карстоведении // Сергеевские чтения. Вып. 11. М.: ГЕОС, 2009. С.257–262.
45. Аникеев А.В., Калинин Э.В. Исследование напряжений при обрушении свода карстовой полости поляризационно-оптическим методом // Там же. С. 263–268.
46. Аникеев А.В. Некоторые вопросы оценки карстового риска // Проблемы снижения природных опасностей и рисков: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. “Геориск-2009”. Т.2. М.: Изд-во РУДН, 2009. С. 4–9.
47. Anikeev A.V. To the problem of local forecast of sinkhole development in covered karst areas // Geologically Active: Proc. of the 11th Congress of the IAEG (Auckland, New Zealand, September 5–10, 2010,). Theme 1: Geohazards at the leading edge. London, 2010. P. 11–18.
48. Anikeev A.V., Leonenko M.V. Predicting the sinkhole development in the zone of water intake influence near the city of Dzerzhinsk in the Nizhny Novgorod Region, Russia // EngeoPro-2011: Delegate Papers of the Int. Conf. under the aegis of IAEG (Moscow, Russia, September 6–8, 2011). Moscow, 2011. P. 160–165.
49. Аникеев А.В., Козлякова И.В. Риск развития суффозии на участке кабельного коллектора в Москве // Проблемы снижения природных опасностей и рисков: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. “Геориск-2012”. Т.2. М.: Изд-во РУДН, 2012. С. 15–21.
50. Аникеев А.В., Леоненко М.В. Прогноз образования карстовых провалов в зоне влияния водозабора у города Дзержинск Нижегородской области // Великие реки 2011: Тр. конгресса Междунар. науч.-промышл. форума (Нижний Новгород, 17–20 мая 2011). Нижний Новгород: Изд-во ННГАСУ, 2012. С. 143–147.
51. Аникеев А.В. Геомеханические аспекты карстово-суффозионного процесса // Семинар по проблемам инженерного карстоведения (Дзержинск, 4–5 октября 2012). Дзержинск: ИГИС, 2012. С. 72–81.
52. Аникеев А.В., Леоненко М.В. Особенности антропогенного морфогенеза в карстовых районах // Антропогенная геоморфология / Отв. ред. Э.А. Лихачева, В.П. Палиенко, И.И. Спасская. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. С. 265–290.