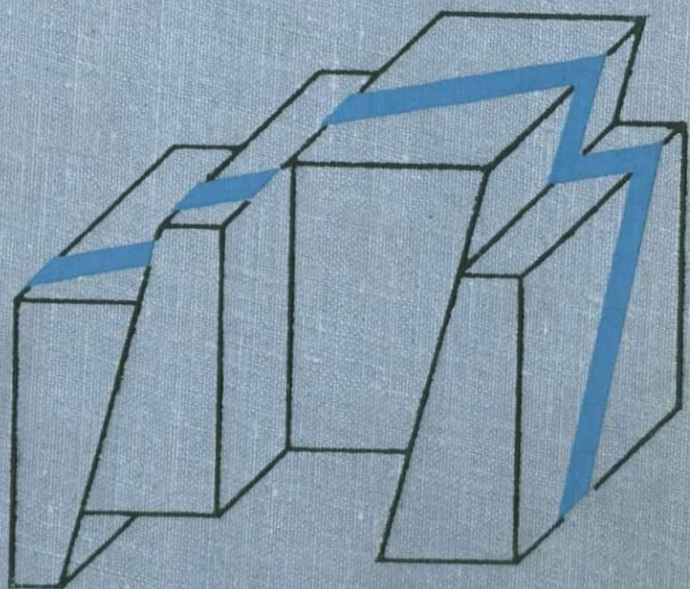


Х. ГУПТА
Б. РАСТОГИ

ПЛОТИНЫ и землетрясения





DAMS AND EARTHQUAKES

by
Harsh K. Gupta

Scientist,
National Geophysical Research Institute,
Hyderabad, India
and
Institute for Geosciences,
University of Texas at Dallas, U. S. A.

and
B. K. Rastogi

Scientist,
National Geophysical Research Institute,
Hyderabad, India

Х.ГУПТА, Б.РАСТОГИ

ПЛОТИНЫ и землетрясения

550.3

Перевод с английского
О. А. КОРЧАГИНОЙ и М. М. МЕШКОВА

под редакцией
д-ра геол.-минер. наук, проф.
Г. С. ЗОЛОТАРЕВА

Издательство «Мир»
Москва 1979



Предлагаемая книга видных индийских ученых посвящена обнаруженному в последние годы возрастанию сейсмической активности в районах крупных плотин и заполненных водохранилищ, а также скважин, в которые нагнетается жидкость. Эта проблема имеет большое практическое значение при современной грандиозной строительной и хозяйственной деятельности человека и, кроме того, представляет научный интерес с точки зрения прогноза землетрясений.

Авторы детально описывают подобные «возбужденные» землетрясения и их возможный механизм. Особого внимания заслуживают рекомендации авторов по организации и проведению наблюдений за сейсмической обстановкой в районах водохранилищ и нефтепромыслов.

Книга представит большой интерес для широкого круга специалистов — геологов, геофизиков, инженеров-строителей и гидростроителей, а также работников административных служб.

*Редакция литературы
по космическим исследованиям, астрономии и геофизике*

1903020000

Г $\frac{20806-111}{041(01)-79}$ 111-79© 1976 Elsevier Scientific
Publishing Company, Amsterdam

© Перевод на русский язык, «Мир», 1979

ОТ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Книга индийских ученых Х. К. Гупты и Б. К. Растоги «Плотины и землетрясения» представляет собой наиболее полную сводку по новой важной проблеме сейсмологии, геотектоники, инженерной геологии и гидротехнического строительства — так называемым «возбужденным землетрясениям». Трагические события произошли в Индии 10 декабря 1967 г. в районе плотины Койна. Землетрясение с магнитудой ≥ 6 привело к огромному материальному ущербу, повреждению плотины и гибели людей. Почти одновременно произошло землетрясение вблизи плотины Кремаста в Греции (январь—февраль 1966 г.), вызвавшее многочисленные оползни и разрушение 1680 зданий. В 1963—1964 гг. наблюдалась значительная активизация сейсмичности в районе водохранилища Кариба в Замбии, а также на участках многих других плотин. Перед геофизиками и другими учеными встала необходимость провести специальные исследования по проблеме возбужденной сейсмичности. Число публикаций по этой теме ежегодно возрастает, и монографическое обобщение наиболее интересных материалов по зарубежным объектам, выполненное Х. Гуптой и Б. Растоги, представляет большой научный и практический интерес для широкого круга советских ученых и инженеров.

Предлагаемая читателю книга многопланова; наряду с описанием геологического строения, измененной сейсмичности в районах 17 созданных водохранилищ и двух районах, где производилось нагнетание воды в глубокие скважины, авторы уделяют большое внимание теоретическим вопросам. Анализируются напряженное состояние геологической среды, механизм сдвиговых и других разрывных деформаций, роль добавочного поро-трещинного давления воды в изменении прочности пород и т. п. Одновременно рассматривается методика изучения механических свойств пород и напряженного состояния в естественных условиях в глубоких скважинах, а также задачи дальнейших исследований. Авторы принимали непосредственное участие

в изучении катастрофического по последствиям землетрясения в Индии (Койна, 1967 г.) и достаточно подробно описывают важнейшие из полученных результатов. Основное внимание в книге уделено анализу возбужденной сейсмичности районов водохранилищ Койна, Кариба, Кремаста и Мид, а также участкам разрабатываемых нефтяных месторождений Рейнджли и Денвер. В то же время авторы подчеркивают, что не все водохранилища вызвали активизацию землетрясений; такие крупные водоемы, как озеро Пауэлл (объем 120 км³, глубина 140 м), созданное плотиной Глен-Каньон на реке Колорадо, Серре-Понсон во Французских Альпах или Инфернильо и Мальпасо в Мексике и другие, не изменили локального сейсмического режима. Отсюда делается вывод, что для возникновения возбужденных землетрясений необходимы специфические геологические и гидрогеологические условия.

Среди многих вопросов, рассматриваемых в монографии Х. Гупты и Б. Растоги, на некоторые хотелось бы обратить особое внимание как на наиболее важные в теоретическом, практическом и методическом отношениях.

Роль геологического строения района. Комплексы пород, их свойства и тектонические структуры — основные факторы среды, определяющие возможность возникновения возбужденной сейсмичности. Деформируемость и прочность пород, характер и пространственное расположение тектонических разломов и складчатых структур в значительной мере определяют местоположение очагов землетрясений, вероятность, размеры и механизм образования новых разрывов по ослабленным зонам в массиве. К сожалению, геологическое строение районов землетрясений иллюстрируется лишь схематичными мелкомасштабными картами и разрезами, что затрудняет инженерно-геологическую интерпретацию возбужденных землетрясений и их влияния на устойчивость оснований плотин и склонов водохранилищ. Большое значение авторы придают поро-трещинной водопроницаемости толщ пород и особенно зон разломов.

Подземным, в том числе фильтрационным, водам придается важное значение как фактору возникновения возбужденной сейсмичности. Анализу роли порового давления посвящена 6-я глава монографии, и к этому вопросу авторы часто обращаются в других главах.

Выявив определенную связь между урванным режимом многих глубоких (более 100 м) водохранилищ и активизацией сейсмичности, проявляющейся с различным запаздыванием, авторы видят ее причину в снижении прочности пород по разрывам за счет возросшего порового давления и фильтрационных потоков. Результаты наблюдений за активизацией сейсмичности при нагнетании воды в скважины под высоким давлением в Денвере

и Рейнджли подтверждают, что избыточное поро-трещинное давление рассредоточивается медленно.

Немаловажное значение для возбужденной сейсмичности может иметь неравномерность распределения по площади водохранилища нагрузки, обусловленной весом воды, и масштабный эффект. Например, водохранилища типа Токтогульского, состоящего из двух частей (каньонной и озеровидной), разделенных глубинным разломом на части с разными объемами воды (1 и 18 км³), могут способствовать активизации подвижек по разломам и, следовательно, землетрясениям.

Режим естественных напряжений. Области с высокой сейсмичностью обычно характеризуются энергичными новейшими и современными тектоническими движениями, что определяет значительные по величине естественные напряжения, в том числе горизонтальные, в неоднородной по строению верхней части земной коры. Естественные напряжения непрерывно изменяются во времени, в зависимости от строения среды и глубинных процессов; создаются очаги их концентрации, резкая разрядка которых приводит к деформациям в коре и землетрясениям. Анализ режима естественных напряжений, их частных полей и строения геологической среды важен для понимания механизма землетрясений, их прогноза и оценки магнитуды. Авторы намечают возможные пути решения этих сложных вопросов, рассматривая их как задачи дальнейших исследований.

В книге приводится пример экспериментов с нагнетанием воды по методу «гидравлического разрыва» в глубокие скважины и регистрации возбужденной сейсмичности в районах Рейнджли и Денвера. Расчетами по данным этих экспериментов установлены: а) ориентировка и величины главных напряжений на глубине 1830 м, в том числе в двух горизонтальных направлениях, оцениваемые в 590 и 314 бар; б) критические значения касательных напряжений, требуемые для возникновения разрывных деформаций в толщах пород, прочностные характеристики которых определены лабораторными испытаниями.

Авторы монографии, ссылаясь на литературные источники (например, [53, 54, 91, 101, 154]), отмечают важность натуральных экспериментов по определению величин и направлений главных естественных напряжений в скважинах на больших глубинах по методу гидравлического разрыва, в перспективе свыше 1000 м. Краткие сведения о тампонах (пакерах) и методике проведения опытов в скважинах (гл. 6) не позволяют полностью оценить преимущества метода, пока еще являющегося единственным для определения естественных напряжений на значительных глубинах.

Возбужденные землетрясения по характеру и распределению во времени форшоков и афтершоков, соотношениям

повторяемость — магнитуда и другим характеристикам отличаются от естественных землетрясений. Приводится интересный анализ статистических и литературных данных, касающихся связи числа землетрясений и магнитуды. Показательным является отношение магнитуд наиболее сильного афтершока и основного толчка. Анализ распределения форшоков и афтершоков и других характеристик позволяет создать три типа моделей и рассмотреть изменение механических свойств пород и механизм деформаций в очагах возбужденных землетрясений.

Возрастание напряжений при создании водохранилища рассматривается аналитически. Оценка напряженного состояния получена для упрощенной двух- и трехмерной модели водохранилища. Выполненные расчеты показали, что даже для такого огромного водохранилища, как Кариба (объем 175 км³), дополнительные вертикальные и касательные напряжения за счет веса воды составили соответственно 7 и 2 бар, а общее прогибание — около 12 см, которое подтвердилось точным нивелированием 1953 и 1968 гг.

Обобщение имеющихся материалов и всестороннее рассмотрение проблемы привело авторов монографии ко многим важным научным и практическим выводам, — например, о том, что основной причиной возбужденной (техногенной) сейсмичности является возросшее поро-трещинное давление, вызывающее снижение прочности массивов пород по содержащимся в них зонам ослабления (разломы, трещины и т. п.). Намечены пути и разработана аппаратура для натурного определения естественных напряжений в глубоких скважинах; изучение их имеет решающее значение для анализа происшедших и прогноза будущих землетрясений. Весьма обещающим, по мнению авторов, является совместный анализ поро-трещинного давления и напряжений в вероятных очагах землетрясений. Возбужденная сейсмичность особенно проявляется в тех случаях, когда накоплена значительная энергия, геологическое строение благоприятствует и массивы пород «подготовлены» к деформациям сдвига и разрыву. Не следует забывать, что нередко в районах созданных водохранилищ сейсмичность не активизируется, что может быть следствием залегания некомпетентных пород в основании, отсутствием критически напряженного состояния среды и другими факторами. В этих случаях действие водохранилища как «спускового механизма» пренебрежимо мало по сравнению с высокой фоновой сейсмичностью.

Рекомендации авторов монографии, основанные на учете широкого опыта, по количеству и размещению постоянных и временных сейсмостанций безусловно заслуживают внимания и использования при организации наблюдений за сейсмическим ре-

жимом до и после создания крупных водохранилищ в Средней Азии, на Кавказе и других районах СССР.

Изучение и прогноз возбужденной сейсмичности в связи с созданием глубоких водохранилищ со значительными (до 90 м) колебаниями уровней, извлечением огромных количеств нефти и подземных вод, а также с законтурным обводнением и закачиванием в глубокие горизонты промышленных стоков — неотложная проблема современного строительства и хозяйственной деятельности человека, существенно влияющих на природную среду. Проблема разносторонняя и сложная, а научная литература на русском языке весьма невелика, и обобщающая монография Х. Гупты и Б. Растоги представляет несомненный интерес для широкого круга ученых и специалистов: геофизиков, тектонистов, инженер-геологов, горных инженеров, гидротехников, путейцев и градостроителей, а также студентов вузов. В планах научных работ ряда институтов АН СССР, академий наук союзных республик и проектно-исследовательских институтов (Гидропроект и др.), в тематику которых входит сейсмология, а также в проектах ЮНЕСКО проблема сейсмичности, в том числе возбужденной, является одной из основных по естественным наукам.

Г. С. Золотарев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди множества проблем, стоящих перед геофизиками в связи с увеличением числа водохранилищ, образованных плотинами, проблема возбужденной сейсмичности заслуживает особого внимания. Поэтому появление исторического обзора, посвященного развитию исследований в этой области, весьма полезно.

10 декабря 1967 г. в Индии в районе, считавшемся прежде асейсмичным, произошло разрушительное землетрясение. Оно унесло много человеческих жизней и причинило серьезный материальный ущерб. Эпицентр его, по определению Международного центрального сейсмологического бюро в Страсбурге, почти совпал с местоположением плотины Койна, которая сильно пострадала от землетрясения. Многие другие примеры, а именно землетрясение 1966 г. вблизи плотины Кремаста в Греции, повышение сейсмической активности в районе плотины Хувер на р. Колорадо, сопровождавшее заполнение озера Мид и описанное Кардером еще в 1945 г., а также аналогичные явления, наблюдавшиеся в 1963 г. во Франции, наводят на мысль о причинно-следственной связи между наполнением водохранилища Койнанагар и землетрясением 10 декабря 1967 г.

29 декабря 1967 г. в парижской газете «Монд» появилась статья, написанная на основе интервью, которое я дал ее научному обозревателю. Статья называлась «Les tremblements de terre peuvent avoir pour origine les travaux de l'homme» («Землетрясения могут вызываться деятельностью человека») и резюмировала мои представления о сейсмической активности в окрестности больших искусственных водоемов, образованных плотинами. На следующий день после опубликования этой статьи мне телеграфировал главный редактор «Нью сайентист» с просьбой дать более детальный обзор по этому вопросу. Статья, переведенная на английский язык, вышла в свет 11 июля 1968 г. и была озаглавлена: «Fill a lake, start an earthquake» («Наполнишь озеро — вызовешь землетрясение»). Это заглавие обобщенно отражало содержание статьи.

В январе 1969 г. на 4-й Международной конференции по инженерной сейсмологии в Сантьяго я попытался обобщить результаты сравнительного изучения различных экспериментальных данных. В то время многие известные геофизики и геологи весьма скептически относились к возможности возникновения землетрясений, вызванных наполнением водохранилищ. Это было естественно, так как имевшиеся в распоряжении ученых

факты изучались разрозненно и совпадение во времени упомянутых явлений считалось случайным. В частности, о случайном совпадении говорилось во многих отчетах, опубликованных после землетрясения Койна. Так, Комитет экспертов в 1968 г. провозгласил: «По мнению комитета, водохранилище не является причиной основных толчков в сентябре и декабре 1967 г.»

Однако после того, как отдельные случаи были рассмотрены детально, а затем, собранные воедино, подверглись более тщательному сравнительному анализу, реальность указанной связи стала очевидной и в настоящий момент не вызывает сомнений. Проблема оказалась столь интересной как теоретически, так и практически, что уже в 1970 г. ЮНЕСКО организовало «Рабочую группу по сейсмическим явлениям, связанным с большими водохранилищами».

Число публикаций по этой проблеме растет из года в год. Значительным стимулом для появления таких работ явились наблюдения сейсмической активности около Денвера, вызванной закачиванием жидкости под давлением в глубокие скважины, а также аналогичные наблюдения на нефтяных месторождениях в Рейнджли (Колорадо) и Лаке (Франция).

Х. К. Гупта и Б. К. Растоги имели возможность изучить на месте землетрясение Койна со всеми сопутствующими явлениями и провести детальный анализ сейсмических записей. Высокая научная квалификация этих авторов позволила им провести подробное и тщательное исследование, основанное на многочисленных наблюдениях за наполнением искусственных водоемов в разных частях земного шара, и сделать ценные обобщения и выводы.

Мне хотелось бы обратить особое внимание читателей на ту главу книги, в которой рассматривается роль порового давления в возбуждении землетрясений. Это новая и важная проблема, решение которой несомненно приведет к лучшему пониманию механизма землетрясений и, может быть, даже откроет какие-то возможности прямой борьбы с естественными землетрясениями.

Книга будет полезна и инженерам, ответственным за сохранность и безопасность больших плотин, так как в последней главе содержатся ценные рекомендации по методике сейсмического контроля, особенно по организации сети передвижных сейсмических станций до, во время и после заполнения водохранилищ. Книга, содержащая исчерпывающую библиографию, дает в руки исследователю ценный и обширный материал. За все это мы должны быть благодарны ее авторам.

Ж. П. Ротэ

Директор Международного центрального
сейсмологического бюро, Страсбург

*Нашим учителям
Дж. Сингху и Б. П. Сахе*

ВСТУПЛЕНИЕ

Сейсмология знает уже около 30 случаев, когда возникновение или повышение сейсмической активности со всей очевидностью явилось следствием создания крупных водохранилищ. При этом некоторые землетрясения имели магнитуду больше 6 и оказались разрушительными. Одно только землетрясение Койна в Индии, происшедшее 10 декабря 1967 г., повредило гидроэлектростанцию на реке Койна, унесло 200 человеческих жизней, ранило около полутора тысяч человек и несколько тысяч оставило без крова. Возбужденные разрушительные землетрясения привлекли к себе внимание инженеров и геофизиков всего мира и послужили стимулом для начала изучения подобных явлений.

Книга имеет целью собрать воедино все, что известно на сегодняшний день о землетрясениях, связанных с большими искусственными водоемами. Общее введение в проблему дано в первой главе. Во второй главе определяются параметры очага и макросейсмический эффект землетрясения Койна. Инструментальные и макросейсмические данные свидетельствуют о том, что землетрясение Койна представляло собой сейсмическое событие многократного действия. Третья глава содержит сведения о геологии, гидрогеологии и сейсмичности тех мест, где созданы водохранилища и отмечена возбужденная сейсмичность. Рассмотрены три известных случая возбужденной сейсмичности при закачивании жидкости в глубокие скважины. Описана также возможная корреляция между уровнем водохранилища (или объемом закачанной жидкости) и частотой повторения землетрясений. В четвертой главе приводится описание некоторых особенностей возбужденных землетрясений и их связи с изменениями механических свойств среды под водохранилищами. Методика расчета дополнительного давления, возникающего в ре-

зультате наполнения водохранилища, дается в пятой главе. Шестая глава представляет собой описание теории и лабораторного эксперимента, посвященных влиянию порового давления на возникновение разрывов под действием касательных напряжений. Освещена роль порового давления при землетрясениях в Денвере, Рейнджли, Карибе, Кремасте и Койне. В этой же главе приведены краткие сведения о достижениях в расчетах напряжений в фильтрационных потоках и натуральных измерениях напряжений. Из-за невозможности остановиться на всех деталях приведены только основные сведения о поровом давлении, необходимые для понимания описанных возбужденных землетрясений. Обзор исследований в местах сооружения плотин и предложения по организации в них сейсмических наблюдений даются в гл. 7. Здесь же рассмотрен вопрос о том, почему некоторые большие водохранилища асейсмичны.

Это первая книга, посвященная данной проблеме, и в ней, естественно, была сделана попытка осветить широкий круг вопросов и представить различные точки зрения.

Мы особенно благодарны исследователям, приславшим нам отписки статей и неопубликованные материалы, оказавшиеся полезными для данной работы. Кроме того, мы считаем своим приятным долгом выразить здесь свою признательность многим учреждениям и отдельным лицам. Среди них: Управление по ирригации и электроэнергии штата Махараштра, Индия; издательство «Баттеруорс энд кампани»; Геологическая служба Индии; журналы «Нейчер», «Сайенс», «Нью сайентист»; Сейсмологическое общество Америки, Геологическое общество Америки, Американский геофизический союз, Американская ассоциация геологов-нефтяников, Бюро рекламаций Министерства внутренних дел США, Геологическая служба и Геологическое общество ЮАР и Королевское астрономическое общество. Среди отдельных лиц: Р. Д. Адамс, Р. Е. Андерсон, Г. Бонд, В. Р. Дейскар, А. Г. Галаноулос, И. В. Горбунова, Д. Гох, С. К. Гуха, Т. Хавивара, Дж. Хэндин, Джай Кришна, Л. Н. Кайласам, К. Моги, Б. Папазахос, С. Б. Релей, А. Роджерс, Ж. П. Ротэ, И. Сато, Д. У. Симпсон, Д. Т. Сноу и Х. И. С. Тёрлевей.

Постоянную поддержку нам оказывал д-р Хари Нараин. Мы глубоко благодарны ему за его неослабевающий интерес,

полезные советы и помощь при выполнении работы. Проф. Ж. П. Ротэ вдохновлял нас в течение всего исследования и сделал много полезных предложений для улучшения текста. Мы выражаем свою особую признательность проф. Дж. Комбсу, который взял на себя труд критически прокомментировать рукопись и очень помог на последней стадии подготовки книги к печати. Мы благодарны нашему коллеге А. Н. Нату за помощь при подготовке текста книги; проф. М. Ландисману, д-ру Фурнье д'Альбе, Индре Мохану, проф. Л. Р. Сайксу и Т. Н. Гоуду за ценные замечания и предложения. Нам приятно выразить благодарность за помощь и советы нашим коллегам из Национального института геофизических исследований в Хайдарабаде и Института наук о Земле Техасского университета в Далласе. Отдел фотографии и графических работ Национального института геофизических исследований помог нам при подготовке иллюстраций. За квалифицированную техническую помощь мы признательны К. Сурьяпракасаму, Шарлотте Скотт, Алисе Сомервилл и Джин Дэвидсон.

*Хари К. Гупта и
Б. К. Растоги*

Август 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени считалось, что создание водохранилищ может вызвать лишь слабые сейсмические толчки. Эти толчки объяснялись оседанием дна водохранилища под действием веса воды и возникающими в результате этого подвижками в земной коре. В начале 60-х годов было замечено, что водохранилища могут вызвать увеличение сейсмической активности, но это еще не считалось серьезной проблемой, так как среди отмеченных землетрясений не было ни одного, нанесшего хоть какой-либо ущерб — самое сильное из них, которое произошло в районе озера Мид, образованного плотиной Хувер на реке Колорадо в США, имело магнитуду около 5.

В 60-х годах вблизи крупных водохранилищ произошли три разрушительных землетрясения: в Қарибе (пограничный район Замбии—Родезии), Кремасте (Греция) и Койне (Индия). Эти землетрясения с магнитудой ≥ 6 , явившиеся причиной многочисленных человеческих жертв и значительных разрушений, приковали к себе всеобщее внимание. По просьбе местных властей ЮНЕСКО направило несколько исследовательских групп для изучения землетрясений в районах Койны и Манглы (Пакистан). Сознывая огромное социально-экономическое значение подобных явлений, ЮНЕСКО в 1970 г. образовало Рабочую группу по теме «Сейсмические явления, связанные с большими водохранилищами». Различные международные организации провели и запланировали на будущее симпозиумы по этой проблеме.

Во время первого совещания Рабочей группы ЮНЕСКО в декабре 1970 г. был сделан обзор по 30 существующим большим водохранилищам. Оказалось, что приблизительно в половине из рассмотренных случаев создание водохранилищ сопровождалось одновременным и последующим усилением сейсмической активности. При этом частота повторения и сила толчков превышали обычные нормы для данного района, и, кроме того, очаги располагались вблизи водохранилища. К настоящему времени явления возбужденной сейсмичности получили многократное подтверждение [81, 84, 153, 171—173]. Число их постоянно пополняется новыми примерами.

Причины подобных землетрясений были проанализированы несколькими исследователями. Еще в 1934 г. Вестергард и

Адкинс [210] выдвинули гипотезу о том, что прогиб дна водоемов под действием веса воды и связанные с этим подвижки в подстилающем субстрате могут быть причиной тектонической активизации таких районов. Кардер [31] первым высказал мысль о том, что нагрузка, возникающая при заполнении озера Мид в США, вызвала оживление ранее существовавших в этом районе разрывов. Опускание участков, занимаемых водохранилищами, наблюдалось во многих местах. Расчетные величины прогибов согласуются с наблюдаемыми, как, например, в случае Карибы [67]. В работе [68] установлено, что дополнительное напряжение, возникшее при наполнении водохранилища, послужило спусковым механизмом землетрясения, так как напряжение в разрывах превысило критическое. Хубберт и Руби [100] обращают особое внимание на роль, которую давление жидкости играет в образовании надвигов. Исследования последних нескольких лет указали на большое значение возрастающего порового давления при создании водохранилищ.

Землетрясения вызываются разрушением пород при сдвиге. Сдвиговая прочность пород определяется отношением касательного и нормального эффективных напряжений относительно плоскости разрыва. Нормальное эффективное напряжение равно нормальному давлению за вычетом порового. При возрастании порового давления касательное напряжение не меняется, а эффективное напряжение уменьшается на ту же величину; поэтому отношение касательного напряжения к нормальному увеличивается. Если породы находятся под воздействием сдвигового напряжения, что обычно имеет место, то возрастание давления жидкости может привести к разрыву, что и вызовет землетрясение. Эта теория эффективного напряжения экспериментально проверена и продемонстрирована для случаев закачки жидкости под давлением в глубокие скважины в Денвере [50] и Рейнджли [163] (штат Колорадо) и в Дейле [192] (штат Нью-Йорк). Поровая жидкость играет важную роль в развитии дилатансии в горных породах, которая хорошо объясняет физические процессы, предшествующие большинству коровых землетрясений [79].

Поскольку напряжения, возникающие при наполнении водохранилищ, малы по сравнению с освобождающейся при землетрясении энергией, необходимо предположить, что в период, предшествующий наполнению, напряжения в породах близки к критическим. Дополнительное давление, возникающее за счет веса воды, редко превышает 10 бар. Так, для озера Кариба, самого большого в мире водохранилища (объем 175 км³), максимальное увеличение вертикального нормального напряжения после наполнения оценено в 6,68 бар, а горизонтального — не более чем в 2,12 бар. Возрастание порового давления, вызван-

ное искусственными водоемами, может измеряться несколькими десятками бар. Например, в результате наполнения озера Пауэлл (объемом 120 км^3) в США поровое давление, согласно оценкам [93], увеличилось по крайней мере на 15 бар. Все эти напряжения слишком малы по сравнению с прочностью горных пород, которая может достигать 1000 бар, но их может оказаться достаточно для того, чтобы вызвать разрушение критически напряженных пород. На нефтяном месторождении Рейнджли в штате Колорадо в натуральных условиях Хеймсоном [90] были измерены напряжения методом гидравлического разрыва. По трем главным осям напряжений получены следующие значения: 590 и 314 бар для горизонтальных составляющих и 427 бар для вертикальной (в предположении, что литостатическое давление равно 0,23 бар на 1 м глубины). На основе этих данных в [163] были рассчитаны значения нормального и касательного напряжений относительно плоскости разрыва, вдоль которого произошли землетрясения; они оказались равными 347 и 77 бар соответственно.

Лабораторными измерениями прочности пород найдено, что для того, чтобы вызвать сдвиг, необходимо поровое давление в 257 бар. Это значение очень близко к тому, которое наблюдалось на забое экспериментальной скважины в моменты максимальной частоты повторения сейсмических толчков и равнялось 275 бар. Когда давление в этих скважинах падало на 35 бар, проявление сейсмичности прекращалось. Эти эксперименты показывают, что сейсмогенный сдвиг в метастабильном сбросе может возникнуть в результате увеличения порового давления всего на несколько десятков бар.

В случае землетрясений в Рейнджли оказалось возможным оценить давление жидкости во всей очаговой зоне, поскольку давление измерялось в забоях многих скважин. Подобные измерения невозможно проводить на участках водохранилищ. Кроме того, обычно неизвестна величина естественных напряжений, их ориентация и прочность существующих разломов.

Для расчета взаимозависимых параметров, таких, как проницаемость и напряжение, разными исследователями [146, 154, 168] было разработано несколько аналитических методов в предположении какой-либо принятой геометрии трещин в породах. В частности, при возобновлении нагнетания жидкости в скважины Рейнджли была сделана попытка предсказать будущие землетрясения [46].

В настоящее время большинство исследователей, по-видимому, придерживаются теории Хубберта и Руби, по которой, возрастание порового давления ведет к ослаблению прочности пород. К другим факторам, существенно влияющим на поле напряжений, относятся температурные напряжения, возникающие



3010

в результате проникновения холодных вод в более теплые породы, а также градиенты давления. Проводимые в этой области исследования позволяют количественно оценить воздействие этих факторов.

Интересные выводы сделаны в [62], откуда следует, что нагрузка, создаваемая водохранилищем, приводит к уменьшению на глубине перепада напряжений, обусловленных литостатическим давлением прилегающих горных массивов. При этом оказывается, что воздействие водохранилища увеличивает стабильность региона. Сноу [187] теоретически показал, что в среде, характеризующейся наличием надвигов, создание водохранилища отдаляет круг Мора от огибающей разрушения (см. гл. 5.— *Перев.*), в результате чего стабильность среды возрастает. Однако такие предположения можно считать весьма проблематичными. В [134] сообщается о последовавшем за наполнением водохранилища ослаблении сейсмичности на расстояниях 0—40 км от двух плотин на реке Колорадо: Глен-Каньон в штате Аризона и Флеминг-Годж в штате Юта, находящегося соответственно в 300 и 800 км вверх по течению от плотины Хувер. С другой стороны, в этой же работе отмечается, что большинство эпицентров находится на расстояниях 200—350 км от водоемов и попадает в тектоническую зону с крупными разломами, простирающимися в направлении ССВ. Влияние наполнения водохранилищ на сейсмический режим на таких больших расстояниях маловероятно, и поэтому причиной происходящих изменений нужно считать естественные факторы.

По-видимому, уровень сейсмичности, возбужденной водоемами, зависит от нескольких причин. Степень влияния каждой из них различна в разных случаях. Появление возбужденной сейсмической активности наблюдается особенно отчетливо, когда глубина воды в резервуаре превышает 100 м [173]. В некоторых случаях оказывается, что толщина слоя воды, а следовательно, и локальный уровень напряжений играют более важную роль, чем общий объем водной массы. Вероятно, важными факторами, влияющими на возбужденную сейсмичность, являются скорость подъема уровня воды и продолжительность его существования [81]. Повышение сейсмичности отмечалось [30] и при быстром опускании уровня водохранилища Пьеве-ди-Кадоре в Италии. Чередующиеся повышения и понижения уровней воды коррелировались в данном случае с отчетливым повышением сейсмичности.

Установлено, что возбужденные землетрясения, связанные с сооружением плотин, имеют ряд характерных особенностей, отличающих их от других землетрясений данного региона. Эти особенности проявляются и в изменении механических свойств окружающих пород после наполнения водохранилища.

Однако в большинстве случаев в районах водохранилищ, включая и некоторые самые большие, не наблюдалось никакой сейсмической активности. Отсюда следует, что создание водохранилищ может приводить к возникновению землетрясений, значительных с точки зрения инженерной сейсмологии, только при наличии специальных геологических и гидрогеологических условий. Геологическое исследование районов сейсмогенных водохранилищ показало, что там существуют массивы пород, которые в присутствии воды частично теряют прочность и становятся неоднородными. Часто при наличии проницаемых пород и трещин вплоть до больших глубин существует гидравлическая связь. Во многих местах наблюдаются разломы, которые могут вновь активизироваться. Из сказанного следует, что наполнение водохранилищ может вызвать землетрясения в зонах, находящихся в критически напряженном состоянии.

Чтобы лучше понять явления возбужденной сейсмичности, особенно важно изучить вопрос о том, почему очень многие большие водохранилища остаются асейсмичными.

**ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ
ЭФФЕКТЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КОЙНА
10 ДЕКАБРЯ 1967 г.**

Из землетрясений, связанных с созданием водохранилищ или закачкой вод в глубокие скважины, самым значительным является землетрясение в Койне 10 декабря 1967 г., при котором погибло 200 человек, ранено свыше полутора тысяч и осталось без крова несколько тысяч человек. Особенно сильно пострадало местечко Койнанагар: более 80% домов полностью разрушены или стали непригодными для жилья. Сильные сотрясения ощущались в Бомбее и его пригородах, на расстоянии 230 км от эпицентра. В панике и с надеждой на спасение толпы людей заполнили дорогу. Повреждение гидроэнергетической системы Койна прервало подачу электроэнергии, что парализовало промышленность всего района.

Плотина Койна и водохранилище Шиваджисагар расположены на Индийском щите, который всегда считался асейсмичной областью. Это подтверждалось составленной в 1962 г. Индийским ведомством стандартов картой сейсмичности, дополненной в 1966 г. Однако после землетрясения в Койне ученые, естественно, обратились к прошлому и установили, что история сохранила сведения о нескольких землетрясениях. Это позволило заключить, что, хотя Индийский щит геологически стабилен, было неправильным исключать возможность возникновения в данном районе значительных землетрясений.

Вскоре после заполнения водохранилища в Койне в 1962 г. в печати появились многочисленные сообщения о слабых землетрясениях вблизи плотины. Частота повторения толчков значительно возросла с середины 1963 г. Толчки неизменно сопровождались звуковыми эффектами, напоминающими взрывы [129]. Во время самых сильных толчков дребезжали стекла, разбивалась посуда. Когда сообщения об ощутимых землетрясениях в течение 1963 г. особенно участились, была создана контрольная сеть из четырех сейсмических станций. С их помощью удалось установить, что гипоцентры толчков концентрируются вблизи водохранилища на очень малой глубине. В течение 1967 г. до землетрясения 10 декабря произошло еще пять настолько сильных землетрясений, что они были записаны многими сейсмическими станциями Индии. 13 сентября 1967 г. произошло

землетрясение с $M=5,5$, вызвавшее небольшие местные повреждения.

Изучением наиболее пострадавшего от землетрясения района в Койне для оценки нанесенного ущерба занялись многие ученые. Параметры очага были определены разными ведомствами и отдельными исследователями [38, 60, 78, 80, 106, 149, 150, 151, 194 и др.]. Правительство Индии учредило Комитет экспертов, состоящий из инженеров, сейсмологов и геологов, для всестороннего изучения этого землетрясения. Комитет включал членов специальной миссии ЮНЕСКО по изучению землетрясений. Ниже мы остановимся на исследованиях, выполненных нами и другими учеными в районе Койны по изучению параметров очага и макросейсмических эффектов землетрясения 10 декабря 1967 г.

Эпицентр и время в очаге

Координаты эпицентра и время в очаге землетрясения, происшедшего в Койне 10 декабря 1967 г., были независимо определены большим числом сейсмологических организаций и ведомств. Некоторые из этих данных собраны в табл. 1. В работе [49] проведена статистическая оценка полученных результатов. По индийскому времени землетрясение произошло рано утром 11 декабря 1967 г. в 04 ч 21 мин, поэтому его часто называют землетрясением 11 декабря.

На Центральной водно-энергетической исследовательской станции (С. W. P. R. S.) время в очаге и координаты эпицентра определены по записям четырех близлежащих станций: Койна, Говалкот, Сатара и Махабалешвар (рис. 1). Все они оборудованы высокочувствительными короткопериодными сейсмографами ($T_s=1$ с, $T_g=1$ с, увеличение 11 000) со скоростью развертки 60 мм/мин и расположены в пределах окружности радиусом в несколько десятков километров от плотины Койна. Поскольку станции расположены в относительной близости к эпицентру, все они отчетливо зафиксировали первое вступление, хотя оно было слабым. Параметры очага были также определены Индийским метеорологическим агентством (I. M. D.) по записям 21 станции, расположенной на расстояниях от 100 до 1500 км.

На сейсмограммах высокочувствительных короткопериодных сейсмографов Беньоффа запись волны P представляет собой очень слабое первое вступление и ряд отдельных сильных всплесков в течение нескольких последующих секунд, что создает картину многократных толчков. Сейсмограммы, приведенные на рис. 2, отчетливо демонстрируют мультиплетную природу P -волны. Доказательством правдоподобия рассматриваемой ниже модели очага многократного действия является также различие в значениях основных параметров — времени в очаге и координат

Таблица 1

Параметры очага землетрясения в Койне 10 декабря 1967 г.

Ведомство	Координаты эпицентра		Время в очаге (по Гринвичу) (ч : мин : с)	Магнитуда		Глубина, км
	с. ш.	в. д.		m_B	M_S	
Центральная водо-энергетическая исследовательская станция (C. W. P. R. S.)	17° 31,1'	73° 43,9'	22 : 51 : 17,0	7,0		12
Индийское метеорологическое агентство (I. M. D.)	17° 22,4'	73° 44,8'	22 : 51 : 19,0	7,5		8
Академия наук СССР, Москва (АН СССР)	17° 30'	73° 48'	22 : 51 : 19,0	6,4	6,5	
Центральное международное сейсмологическое бюро (В. С. I. S.)	17° 24'	73° 36'	22 : 51 : 20,0	6,4		
Международная сейсмологическая сводка (I. S. S.)	17° 32,4'	73° 50,4'	22 : 51 : 23,2	5,9		По волне P глубина существенно < 0
Береговая и геодезическая служба США (U. S. C. G. S.)	17° 39,6'	73° 55,8'	22 : 51 : 24,3	6,0		Не более 33 км

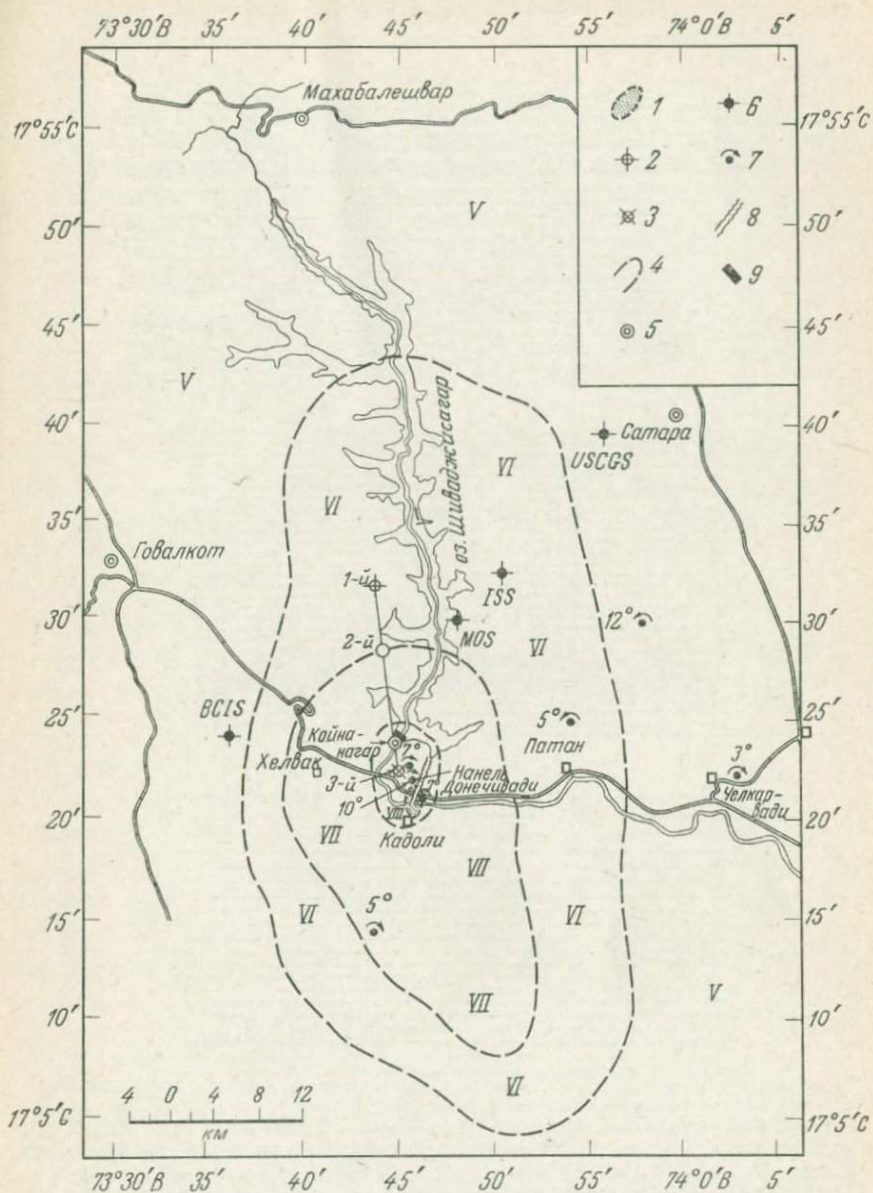


Рис. 1. Карта района Койны с указанием сейсмических станций, эпицентров (по определениям разных учреждений), изосейст и вращательных движений. Эпицентры последующих толчков, найденные по анализу временных сдвигов, обозначены как «2-й» и «3-й».

1 — зона максимальной балльности (ограниченная изосейстой VIII), 2 — эпицентр по определению С. W. P. R. S.; 3 — эпицентр по определению I. M. D.; 4 — изосейсты в соответствии со шкалой ММ, 5 — сейсмические станции С. W. P. R. S.; 6 — эпицентр по определениям I. S. S., АН СССР (MOS), B. C. I. S., U. S. C. G. S.; 7 — направление и угол поворота по наблюдениям; 8 — зоны разрывов и трещин; 9 — плотина Койна.

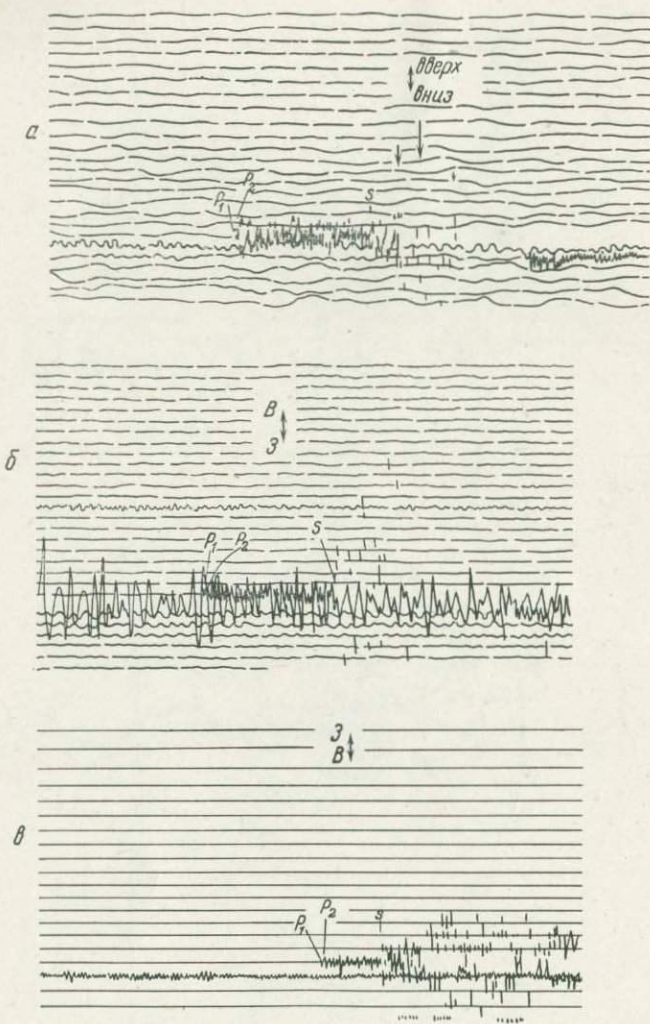


Рис. 2. Сейсмограммы сейсмических станций Новый Дели (а), Меерут (б) и Порт-Блэр (в), подтверждающие многократную природу землетрясения Койна 10 декабря 1967 г. а — запись электромагнитного сейсмографа, б — запись микросейсмографа Спренгнезера, в — сейсмограф Милна—Шоу.

эпицентра — по данным разных станций. Так, по данным I. M. D. землетрясение началось на 2 с позже, чем по данным C. W. P. R. S. Вероятно, вследствие значительной удаленности некоторых станций от эпицентра идентификация фаз была неоднозначной. В табл. 2 приведены «невязки» (разности между

Таблица 2

Временные невязки Р-волн («наблюденное время минус расчетное») по определениям индийских станций. Время в очаге взято по данным I.M.D. (для некоторых станций указаны увеличение и период приборов)

Станция	Временная невязка, с	Прибор	Увеличение	Период, с
Пуна	-0,6	Б	50 000	1,0
Гоа	+0,1	С	5 000	7,4
Гаурибиданур	-0,6	Б		1,0
Мадрас	+0,3	С		
Кодайканал	-0,4	Б		1,0
Висакхапатнам	+0,8	С	6 000	1,65
Тируванантапурам	+2,9	С	2 500	7,1
Дели	-0,5	Б	50 000	1,0
Рохтак	+0,6	Э. м. с. (I. M. D.)		
Сонепат	+0,8	Э. м. с. (I. M. D.)		
Бокаро	+1,4	С	5 000	7,3
Дехрадун	+0,5	С	1 500	15
Бхакра	0	Э. м. с. (гориз.)	5 600	1
Мукериян	0	Э. м. с. (X)		
Понг	+0,7	Э. м. с. (X)		
Джаламукхи	+0,4	Э. м. с. (X)		
Калькутта	+2,1	С	1 000	7
Далхузи	0	Э. м. с. (X)		
Чатра	0	Б		
Шиллонг	-3,3	Б		
Порт-Блэр	-4,7	Б		

Пояснение к таблице. Б — сейсмограф Беньоффа, С — сейсмограф Спрингнера; э. м. с. (I. M. D.) — электромагнитный сейсмограф Индийского метеорологического агентства; э. м. с. (X) — электромагнитный сейсмограф Хагивары.

наблюденным и расчетным временами прихода фазы) для индийских станций по отношению к времени в очаге по данным I. M. D. Станции, оборудованные высокочувствительными короткопериодными приборами, дают положительные невязки, а станции с малочувствительными приборами — отрицательные. Суммарная положительная невязка составляет 10,6 с, отрицательная

— 10,1 с. Это означает, что сильные вторичные вступления, пришедшие на 3—4 с позже первого, на малочувствительных станциях были ошибочно интерпретированы как первые вступления.

Еще более позднее время в очаге было получено по данным Береговой и геодезической службы США (U. S. C. G. S.) и Международной сейсмологической сводки (I. S. S.), которые использовали наблюдения сотен сейсмических станций, расположенных по всему земному шару. Очевидно, что на удаленных станциях истинные первые вступления были настолько слабыми, что оказались за порогом чувствительности приборов, и решение по методу наименьших квадратов дало более поздние времена вступлений. В [194] рассчитаны невязки по отношению к времени первого вступления по данным I. M. D. для 188 станций земного шара. Большинство их имеет положительные значения, а их сумма составляет 300,9 с, в то время как сумма отрицательных невязок равна лишь 34,1 с. Упомянем, что суммарная положительная невязка для Ассамского землетрясения 15 августа 1950 г. (28,5° с. ш., 96,7° в. д.) составляла 51,1 с, а суммарная отрицательная — 34,1 с при общем числе станций 61. Пути сейсмических волн от очагов этих двух землетрясений до большинства удаленных станций одинаковы, а поскольку в обоих случаях использовались таблицы времен пробега Джеффриса—Буллена, то значительно большие положительные невязки по сравнению с отрицательными при землетрясении в Койне подтверждают предположение, что в этом случае первое вступление не было зарегистрировано на большинстве станций.

Для проверки вывода о многократных толчках при землетрясении Койна, сделанного на основе анализа времен прихода *P*-волн, в дальнейшем были детально рассмотрены сейсмограммы 48 станций и коррелограммы групп сейсмометров в Варрамунге (WRA, Австралия), Йеллоунайфе (УКА, Канада) и Эскдалемюире (ЕКА, Великобритания) [80]. На рис. 3 приведены коррелограммы землетрясения Койна, полученные на трех названных группах станций. Различие между коррелограммами простых землетрясений и взрывов и коррелограммами сложных землетрясений типа Койны было замечено Терлеевым [196]. Первые характеризуются сильным всплеском энергии, которая затем постепенно убывает, в то время как вторые имеют вид последовательных вступлений через короткие промежутки времени (рис. 4). Более интенсивные всплески, следующие за слабой начальной фазой и соответствующие более поздним толчкам, обозначены на рис. 3 стрелками. Временные сдвиги по отношению к первым вступлениям приведены в табл. 3. Как видно из таблицы, на этих коррелограммах очень хорошо коррелируются четвертое и пятое вступления.

На рис. 5 и 6 показаны обычные сейсмограммы коротко- и длиннопериодных приборов, на которых стрелками отмечены

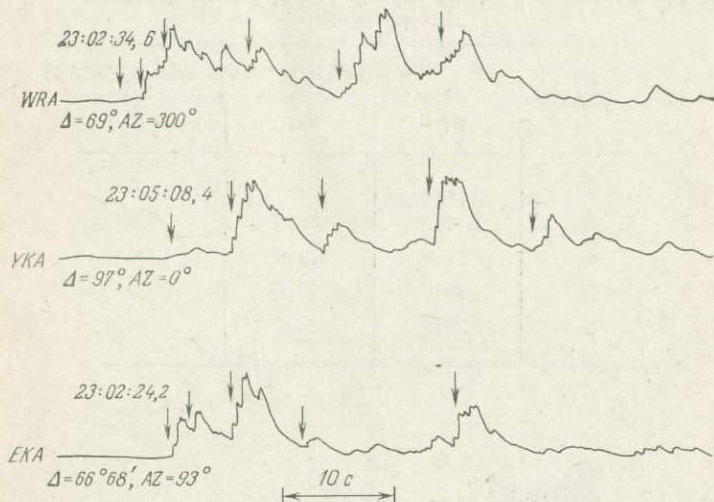


Рис. 3. Коррелограммы групп сейсмических станций в Варрамунге (WRA), Йеллоунайфе (YKA) и Эскдалемюре (EKA). Шесть толчков обозначены стрелками.

вступления, следующие за первым слабым всплеском, и указаны их временные сдвиги. Наиболее отчетливо выражены второе и третье вступления, которые приходят с опозданием примерно в 2

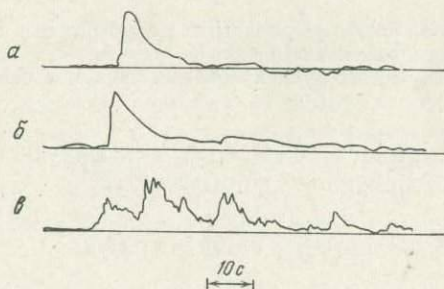


Рис. 4. Коррелограммы для взрыва (а), простого землетрясения (б) и сложного землетрясения (в) [196].

и 5 с; их легко отождествить, и они хорошо коррелируются как на сейсмограммах, так и на коррелограммах. По записям разных станций местоположения очагов, т. е. приближенные расстояния от эпицентров последующих толчков до эпицентра

Таблица 3

Разность времен между первым (№ 1) и последующими вступлениями

№ вступления	Разность времен, с		
	WRA	УКА	ЕКА
2	1,8	—	2,0
3	4,0	5,6	5,8
4	11,8	13,9	12,4
5	20,0	23,6	26,2
6	29,4	33,2	—

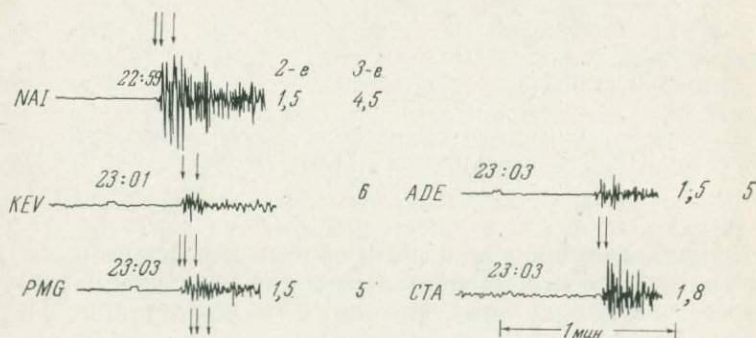


Рис. 5. Записи *P*-волн короткопериодными сейсмографами на некоторых станциях. Первое и последующее вступления обозначены стрелками, а временные сдвиги между ними (в секундах) указаны рядом с сейсмограммами.

начального (по данным С. W. P. R. S.) сейсмического возмущения, определялись по следующей формуле [212]:

$$\Delta i = \frac{t_i}{(1/\beta) + \cos(\theta - \varphi) dp/d\Delta},$$

где t_i — интервал времени в секундах между первым и соответствующим последующим вступлениями, β — принятая скорость распространения разрыва, $dp/d\Delta$ — наклон годографа на расстоянии Δ , θ — азимут соответствующей станции относительно эпицентра первого события, φ — азимут эпицентра какого-нибудь более позднего события относительно эпицентра первого события (параметр, характеризующий направление распространения разрыва).

Временной сдвиг последующих вступлений на сейсмограмме по отношению к первому определяется не только координатами и временем в очаге последующих толчков, но и азимутом и эпицентральной скоростью разрыва регистрирующей станции. Если принять скорость разрыва равной 3,5 км/с, взять значение $dp/d\Delta$ из годографа Джеффриса—Буллена и считать, что $\phi = 352^\circ$, что

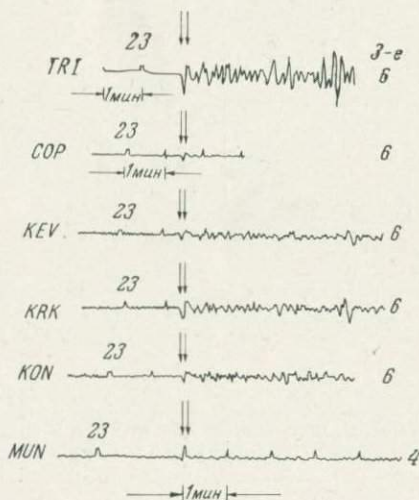


Рис. 6. Записи P -волн длиннопериодными сейсмографами на нескольких станциях. Стрелками обозначены первое и третье вступления, а временные сдвиги — так же, как на рис. 5.

хорошо согласуется с параметрами очага, определенными для этого землетрясения, то Δ_i можно вычислить по временным сдвигам, с которыми последующие вступления регистрируются на станциях в разных азимутах. Использование метода синусов Гутенберга позволяет определить расстояние второго и третьего эпицентров относительно эпицентра по данным С. W. P. R. S.: до второго — 6 км, до третьего — 17 км. Выбранное для параметра ϕ значение 352° вполне приемлемо, так как из рис. 7 и 8 видно, что разбросом значений можно пренебречь. Все три эпицентра показаны на рис. 1.

Приведенные выше рассуждения подтверждают, что землетрясение в Койне представляет собой многократное сейсмическое явление. При этом по сейсмограммам и коррелограммам можно выделить шесть вступлений, из которых на обычных сейсмограммах наиболее отчетливо видны второе и третье. Разрыв, начавшийся в очаге, найденном по данным С. W. P. R. S., в течение последующих 6 с распространился к югу со средней скоростью 3,4 км/с (табл. 4).

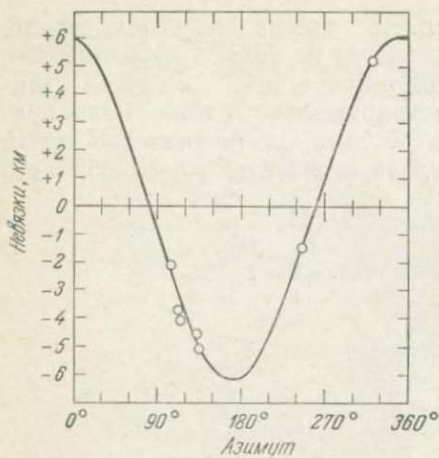


Рис. 7. Кривая синусов Гутенберга для определения местоположения второго толчка.

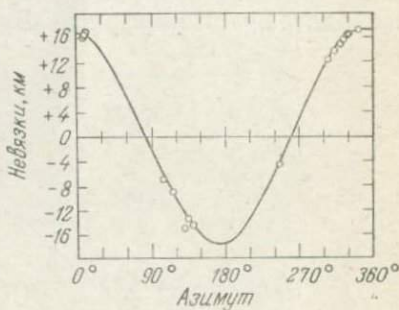


Рис. 8. Кривая синусов Гутенберга для определения местоположения третьего события.

Таблица 4

Параметры, полученные для второго и третьего вступлений

№ вступления	Временной сдвиг, с	Расстояние относительно первого события, км	Скорость, * км/с
2	1,8	6	3,6
3	5,4	17	3,2

* Средняя скорость распространения разрыва 3,4 км/с.

То, что землетрясение в Койне относится к разряду многократных сейсмических событий, подтверждается также независимым исследованием, выполненным Горбуновой и др. [64]. Для получения параметров очага они использовали данные о первых вступлениях по наблюдениям станций, расположенных в следующих интервалах эпицентральных расстояний:

1) $\Delta \leq 2^\circ$ (индийские станции), 2) $2^\circ < \Delta \leq 20^\circ$ (промежуточные станции), 3) $0,03^\circ \leq \Delta \leq 100^\circ$ (107 станций из разных стран земного шара; 4) $\Delta > 20^\circ$ (удаленные станции).

Параметры очага для всех четырех групп существенно различаются (табл. 5), а эпицентры не совпадают (рис. 9).

В работе [64] отмечается, что различие в определении эпицентра по записям 1-й и 4-й групп станций нельзя объяснить

только ошибками вычислений. Доверительный эллипс ошибок, рассчитанный для эпицентра 4, показан на рис. 9. Из данных отдельных станций было сделано 20 выборок, каждая из которых содержала 40 наблюдений; найденные в результате эпицентры

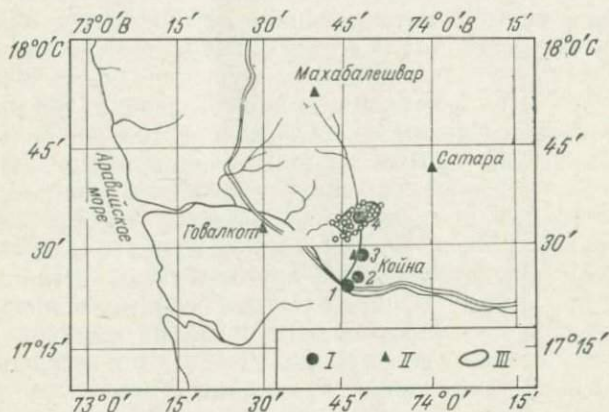


Рис. 9. Эпицентры по определению Горбуновой и др. [64] для четырех различных выборок наблюдений (см. текст).

I — эпицентры, II — сейсмические станции, III — доверительный эллипс ошибок.

Таблица 5

Параметры очага, полученные Горбуновой и др. [64] для землетрясения Койна 10 декабря 1967 г. при использовании разных систем наблюдений

Система наблюдений	Время в очаге (по Гринвичу) (ч : мин : с)	Координаты эпицентра		Глубина, км	Число станций
		с. ш.	в. д.		
1	22 : 51 : 20,0	17° 23'	73° 45'	0	4
2	22 : 51 : 17,8	17° 24,6'	73° 46,8'	13	13
3	22 : 51 : 19,1	17° 27,6'	73° 48,0'	0	107
4	22 : 51 : 28,1	17° 33,6'	73° 47,4'	64	90

равномерно окружили эпицентр 4. Максимальная величина полуоси эллипса ошибок не превышала 5 км. На основе проведенного анализа был сделан вывод, что горизонтальная протяженность очаговой зоны должна составлять 20—25 км, а это равно расстоянию между эпицентрами 1 и 4.

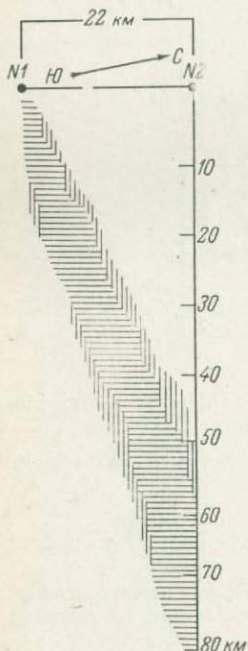
Глубина очага

Как видно из табл. 1, землетрясению Койна приписывается разная глубина. Тандон и Чаудхури [194], используя эмпирические соотношения для различных выборок магнитуд и максимальной величины интенсивности, оценили глубину очага в интервале

от 9 до 32 км. При этом землетрясении сильные разрушения были ограничены малой площадью, а зона, где ощущался толчок, была значительно больше. Исходя из этого, они пришли к альтернативе: либо произошли два землетрясения — одно мелкое, на глубине около 8—10 км, которое вызвало локальные разрушения, другое на глубине около 30 км и ощущалось на огромной площади, либо произошел единый разрыв, начавшийся на глубине 12—20 км и распространившийся до глубины 35 км.

Горбунова и др. [64], применив метод минимизации стационарных невязок, получили для гипоцентров 1 и 4 глубины 0 и 64 км (табл. 5). Затем они вычислили величину $\delta i = |f_i' / f_i''|$, где f_i' — стационарная невязка i -й станции для гипоцентра 4, а f_i'' — невязка той же самой станции для выбранного гипоцентра 1. Эти авторы утверждают, что если все станции регистрируют первые вступления сейсмических колебаний, радиально расходящихся от одной и той же точки очаговой области (гипоцентра 1), то все значения стационарных невязок должны быть меньше, чем невязки для гипоцентра 4, и величина δi должна

Рис. 10. Перемещение очага землетрясения Койна 10 декабря 1967 г. [64].



быть > 1 . Если $\delta i \leq 1$, то это означает, что внутри очаговой области существует другая точка излучения, дающая минимальную невязку. В этом случае между значениями δi для эпицентра 1 по данным станций, расположенных на разных эпицентральных расстояниях, должно иметься расхождение. После детального анализа Горбунова и др. [64] пришли к выводу, что движение в очаге представляло собой скольжение вдоль субвертикальной плоскости разрыва со скоростью около 8 км/с. Кажущаяся горизонтальная скорость разрыва равна ~ 3 км/с. Это согласуется со скоростью 3,4 км/с, определенной по временной разности между слабым первым и интенсивным

последующим вступлениями, о чем говорилось выше. На рис. 10 приведена схема очага землетрясения Койна, отражающая представления этих авторов.

Магнитуда

Из табл. 1 следует, что, за исключением I. M. D. и C. W. P. R. S., определивших магнитуду по *P*-волнам (приборы Вуда—Андерсона) как 7,5 и 7,0 соответственно, все ведомства дали значения магнитуды в пределах 6—6,5. В [149] на основе изучения макросейсмоки получены и меньшая глубина очага, и значительно меньшая магнитуда, чем по данным I. M. D. и C. W. P. R. S. Средняя магнитуда, определенная по поверхностным волнам, записанным несколькими станциями, оказалась равной 6,2. На станции Упсала оценили магнитуду этого землетрясения как 6,25. В [200] указывается, что при землетрясениях, имеющих характер многократных толчков, магнитуда, определенная по поверхностным 20-секундным волнам, должна превышать магнитуду по объемным волнам. Причина этого — неоднозначность соотношения «магнитуда — сейсмический момент». Возрастание числа близких по времени событий увеличивает суммарный момент, но вовсе необязательно — максимальную амплитуду. Наиболее достоверны для землетрясения Койна значения $M=6,3$ и $m=6,0$, где M , m — соответственно магнитуды, определенные по поверхностным и объемным волнам. Согласно соотношению $M=1,59m-3,97$ [166], M должно было бы равняться 5,6, а не 6,3. Относительно большое значение M говорит о том, что это землетрясение происходило в виде серии толчков.

Результаты макросейсмического обследования и анализ данных по сильным движениям

По определению I. M. D. эпицентр расположен вблизи зоны максимальной интенсивности в VIII баллов по модифицированной шкале Меркалли (ММ) (см. рис. 1). Важные и интересные наблюдения были сделаны на основе записей вращательных движений; имеется семь качественных записей таких движений, которые опубликованы Геологической службой Индии [60]. На рис. 11 представлена фотография одного из типичных примеров вращательного движения, зафиксированного также и инструментально. Направление и величина угла поворота приведены в табл. 6 и нанесены на рис. 1. Все движения на западной стороне от линии, соединяющей зону эпицентров (определенных C. W. P. R. S.) и зону наибольшей интенсивности, происходили по часовой стрелке, в то время как по восточную сторону от этой линии, за исключением Челкарвади, — против нее. Такое распределение вращательных движений можно объяснить миграцией



Рис. 11. Смещение столба с вращением в дер. Донечивади (эта и все приведенные далее фотографии сделаны Гуптой).

Таблица 6

Результаты определений угла и направления поворота при вращательных движениях

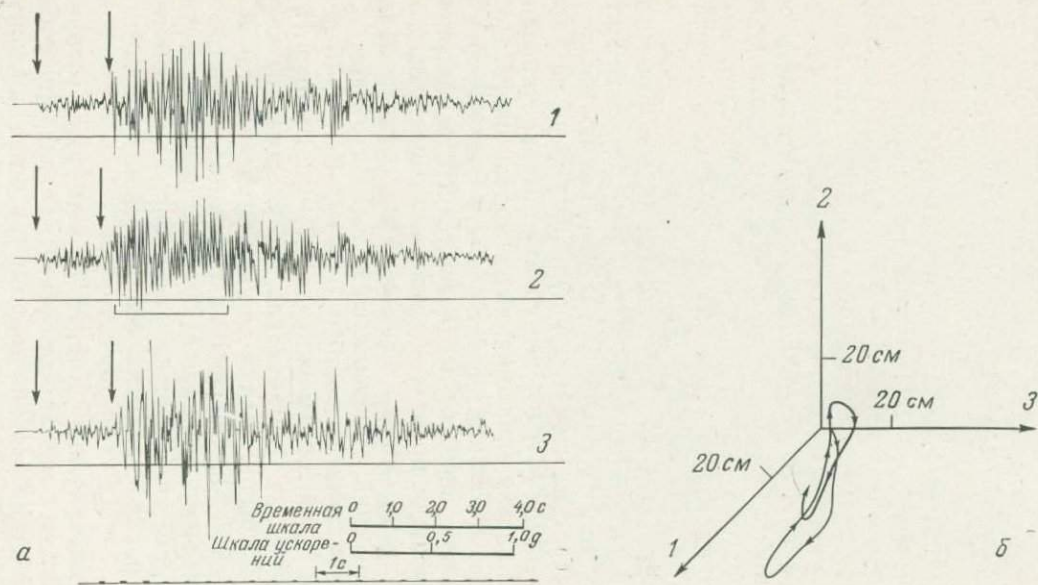
Место	Угол и направление поворота	Ведомство, которое произвело измерение
Сакри	5° против часовой стрелки	Геологическая служба Индии
Тарли	12° против часовой стрелки	То же
Уэй	14° против часовой стрелки	„
Нанель	7° по часовой стрелке	„
Донечивади (сев.)	10° по часовой стрелке	„
Шандоль	5° по часовой стрелке	„
Челкарвади	3° по часовой стрелке	„
Донечивади (южн.)	7° против часовой стрелки	Национальный институт геофизических исследований

очага в процессе землетрясения, т. е. считать, что гипоцентр, определенный *S. W. P. R. S.*, соответствует начальной точке процесса, который затем продолжался, продвигаясь к югу, до местоположения гипоцентра по определению *I. M. D.* и, возможно, еще дальше.

Акселерограммы землетрясения Койна были получены приборами сильных движений, установленными на галерее — на высоте, равной приблизительно половине высоты плотины. Они представлены на рис. 12, *а*, взятом из [105]. Горизонтальные сейсмографы сильных движений были ориентированы параллельно и перпендикулярно относительно оси плотины. На рис. 12, *б* изображено движение частиц почвы в течение первых 11 с с преобладанием направления С—Ю. Такая направленность согласуется с движением, вызванным продольными волнами от источника, движущегося с севера на юг или наоборот, и записанным на плотине Койна горизонтальными акселерографами, ориентированными указанным выше способом.

При макросейсмическом обследовании района Койны была обнаружена небольшая зона сильных разрушений, соответствующих интенсивности сотрясений в VIII баллов по шкале ММ. В то же время это землетрясение ощущалось даже на расстоянии 700 км. В работах [64, 194] этот факт интерпретирован как доказательство в пользу описанной выше модели очага. По мнению этих авторов, локальные повреждения в самой Койне были вызваны действием первого, мелкофокусного землетрясения, а на большей площади проявилось действие последующего, более глубокого толчка. Однако изучение трех последних значительных землетрясений, происшедших на Индийском п-ове, а именно: землетрясения 10 декабря 1967 г. в Койне, 13 апреля 1969 г. в долине Годавари (магнитуда 5,7) и 23 марта 1970 г. в Бхаруче (магнитуда 5,4) — показало, что площадь, на которой они ощущались, необычно велика для землетрясений такой умеренной силы [78, 79, 83]. Очаги двух последних землетрясений находились на малых глубинах. А большая площадь действия этих землетрясений объясняется, вероятно, благоприятными условиями для распространения сейсмической энергии по Индийскому щиту.

Изучение землетрясения Койна, о чем уже говорилось раньше, показало, что его можно отнести к разряду событий многократного действия. Начало разрыва связано с гипоцентром, определенным *S. W. P. R. S.* Затем этот процесс в течение первых 5—6 с распространился к югу до гипоцентра *I. M. D.* Нельзя исключать из рассмотрения и данные Горбуновой и др. [64], согласно которым в последующие 4,5 с разрыв продолжался в северном направлении, погрузившись до глубины 60—70 км. Гуха и др. [73] отмечают, что в исследуемом районе толчки



Р и с. 12. а — акселерограммы землетрясения Койна, полученные на плотине [105], б — найденное из акселерограмм движение частиц почвы для 11 первых секунд записи. Первое и второе вступления отмечены стрелками.

1 — горизонтальная компонента, перпендикулярная оси плотины; 2 — вертикальная компонента (отмечен участок плохого качества записи); 3 — горизонтальная компонента вдоль оси плотины.

обычно начинаются приблизительно в 20 км к северу от плотины, выше по течению реки, затем сдвигаются к югу, а в конце цикла снова смещаются в северном направлении (рис. 13). Подобный цикл имел место и в прошлом. На коррелограммах землетрясения Койна наблюдается вступление, отстоящее от начала записи на 12—14 с. Если весь цикл активности представить в сжатом временном масштабе, чтобы сблизить события, развивающиеся с севера на юг и обратно, можно получить характерные черты землетрясения Койна.

Карты изосейст

Землетрясение Койна произошло 10 декабря 1967 г. в западной половине Индийского п-ва. Оно ощущалось вплоть до Сурата и Удждайна на севере, до Нагпура и Хайдарабада на востоке, до Кожикоде и Бенгалуру на юге и юго-востоке. Оценка интенсивности землетрясения на территории, где оно проявляется, и особенно в макросейсмической зоне с различными типами застройки, в большой степени зависит от субъективизма исследователей. Район Койны не составляет исключения. Четыре индийских ведомства независимо друг от друга составили карты изосейст. Подобные в целом, они сильно различаются в деталях. На карте, составленной Геологической службой Индии [60], изосейста VIII (по шкале ММ) оконтуривает площадь в 50 км², в то время как на карте Педагогического и исследовательского института инженерной сейсмологии [180] Университета Рорки эта изосейста охватывает площадь 200 км². Комитет экспертов рассмотрел разные варианты, и на рис. 1 показана принятая им карта изосейст высших баллов. На рис. 14 представлена карта изосейст меньших баллов для Западной Индии, составленная Геологической службой Индии и принятая как конечный вариант.

Сотрудники Геологической службы Индии в своем докладе отмечают, что описание зоны наибольших повреждений не соответствует магнитуде 7,5 по шкале Рихтера, приписываемой этому землетрясению Индийским метеорологическим агентством. Степень и тип повреждений свидетельствуют в пользу меньшей

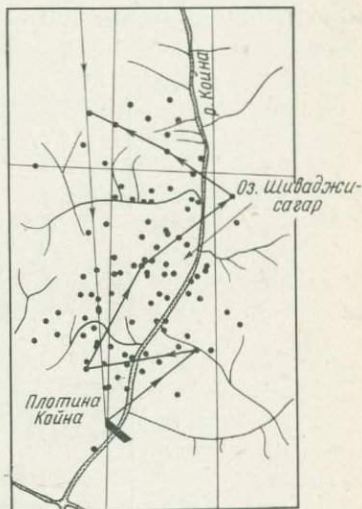


Рис. 13. Расположение эпицентров в районе водохранилища. Стрелками показана предполагаемая миграция очагов [73].

магнитуды. Подобный вывод был сделан и в результате более поздних обследований в Койнанагаре и на прилегающей территории (например, [149, 208]). Наибольшая интенсивность сотрясений не превысила значения VIII по шкале ММ. Область внутри изосейсты VIII вытянута в меридиональном направлении и занимает площадь около 100 км². Внутри нее можно выделить зону

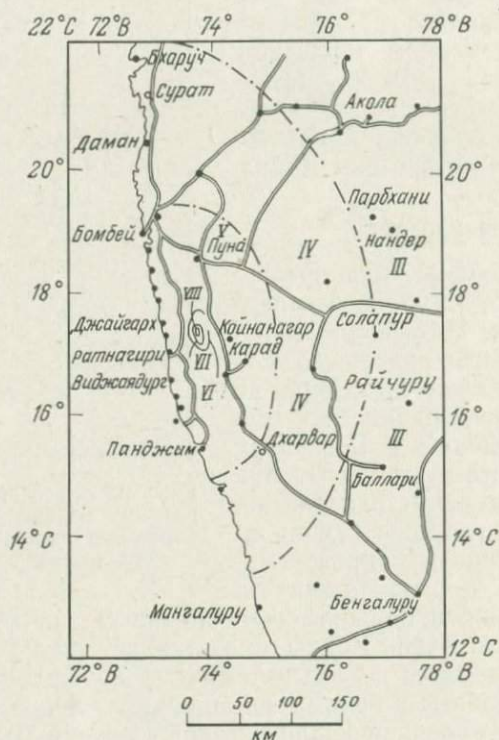


Рис. 14. Карта изосейст для Западной Индии (по данным [60]).

максимальной интенсивности, имеющую около 3 км в длину и 1 км в ширину (см. рис. 1). Плотина Койна расположена в северной части этой области. Селения Кадולי и Донечивади находятся в центре области, околонурированной изосейстой VIII, где почти все дома, построенные из камня и сырцового кирпича, были разрушены. Даже в этих селениях, как и в других местах в пределах площади, отнесенной к зоне VIII, водопровод, электролинии и телеграфно-телефонная связь остались в основном неповрежденными. Это согласуется с представлением, что интенсивность нигде не превышала VIII.

Изосейста VII о контурирует эллиптически вытянутую зону площадью около 600 км^2 . Эта зона протягивается к югу от долины Койны и сужается в широтном направлении (см. рис. 1). Большая часть домов в этой зоне претерпела повреждения разной степени в зависимости от деталей конструкции каждого строения. Площадь, характеризующаяся балльностью VI, составляет 2000 км^2 и тоже имеет форму эллипса с ориентацией главной оси в меридиональном направлении (см. рис. 1). В этой зоне в качественно построенных домах наблюдались лишь маленькие трещины. Изосейсты V и IV охватывают огромную площадь и, дойдя до Аравийского моря, остаются незамкнутыми на западе (см. рис. 14). Как и у зон более высокой балльности, для них сохраняется преобладание эллипсоидальной конфигурации.

Карта изолиний в единицах ускорения

В добавление к рассмотренным выше картам Джай Кришна и др. [106] изучили динамику поведения многих малых объектов, располагавшихся на разных расстояниях от эпицентра, и составили для района Койны карту изолиний в единицах ускорения (рис. 15). Они рассчитали силы, которые должны были воздействовать на инженерные сооружения и множество малых объектов на различных расстояниях от эпицентра землетрясения. В нескольких местах, расположенных в пределах площади радиуса 60 км вокруг наиболее пострадавшего района Койны, было сделано около 1200 наблюдений, в результате которых зафиксированы случаи соскальзывания, опрокидывания или отсутствия этих эффектов. 400 из них, согласно [106], можно считать достоверными.

Систематический анализ динамического поведения объектов позволил оценить верхний и нижний пределы действия сил на поверхности земли в этих местах. Путем графической интерполяции между верхним и нижним пределами было найдено распределение ускорений движения почвы в виде кривых затухания в разных направлениях.

Точки земной поверхности, для которых были получены одинаковые значения ускорений, соединили кривыми и таким образом построили карту изолиний в единицах ускорения. В результате исследований было установлено [106], что изолинии ускорений хорошо согласуются с сеймотектоническими особенностями данного района. Замечено, что градиент ускорений на исследуемой площади для данного землетрясения мал по сравнению с аналогичной величиной для других землетрясений. Вероятно, это связано с благоприятными условиями распространения энергии в породах, слагающих полуостров.

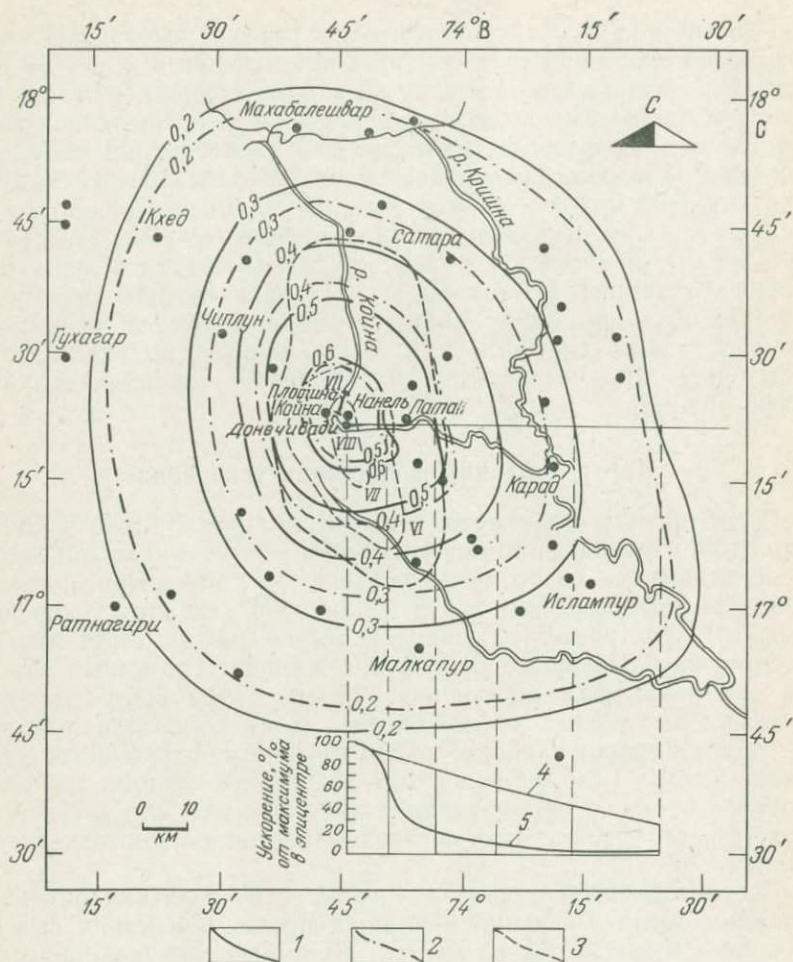


Рис. 15. Карта изолиний ускорения для землетрясения Койна [106]. На графике внизу приведены для сравнения кривые убывания ускорений с расстоянием по землетрясениям Койна и Паркфилд.

1 — изолинии ускорений (только по горизонтальной компоненте), 2 — изолинии ускорений (только по вертикальной компоненте), 3 — изосейсты, 4 — землетрясение Койна, 5 — землетрясение Паркфилд.

Разрывы и трещины в грунте и обвалы

Землетрясение вызвало образование многочисленных трещин и разрывов в грунте и местами в сильно выветрелых трапхах. Самой значительной является согласная система разрывов и трещин, прослеживаемых на расстоянии около 3 км в направле-

нии с запада на восток по течению реки Койны между местечком Нанель на севере и Кадоли на юге (см. рис. 1). Разрывы длиной до 40 м и шириной от нескольких сантиметров до 40 см в основном приурочены к зоне шириной 200 м, простирающейся с ССВ на ЮЮЗ. Разрывы простираются в основном от 10° СЗ

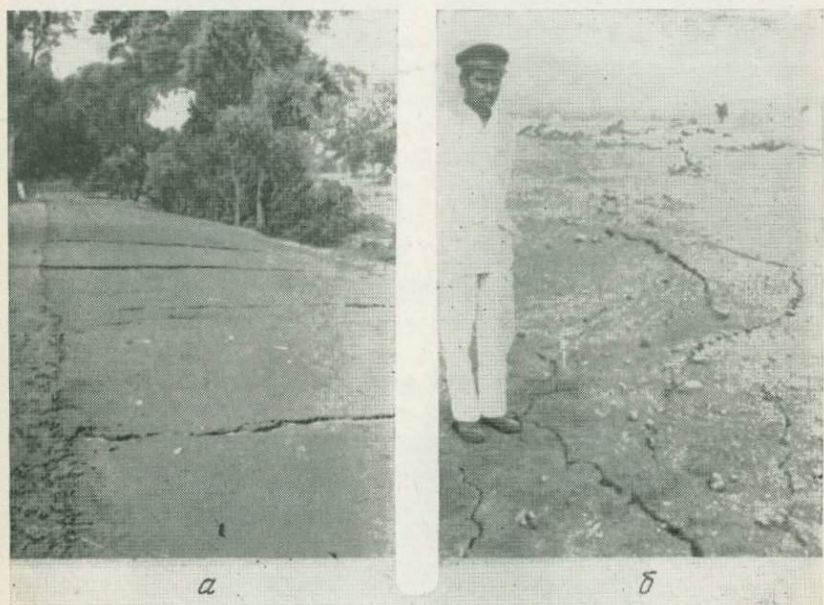
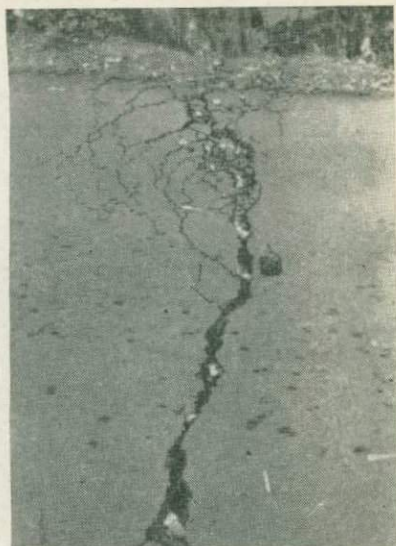


Рис. 16. Типичные трещины на дороге (а) и в грунте (б).

до 25° СВ и расположены кулисообразно. Между ними наблюдается большое число диагонально вытянутых трещин, простирающихся которых меняется от 10° СЗ до 40° СЗ. На рис. 16 показана типичная картина трещин и разрывов; рис. 17 демонстрирует разрывы, образовавшиеся на дороге Карад—Гухагар. Этот участок расположен в непосредственной близости от того места, где река Койна, круто поворачивая к востоку, пересекает упомянутую зону разрывов. Следует отметить, что глубина этих трещин по-видимому, не превышает 2—3 м. Шурфы, пройденные на некоторых участках, подтверждают это.

Диагональные трещины, которые можно наблюдать во многих местах между разрывами в грунте, вероятно, являются, результатом сдвиговых движений. Наблюдаются также звездообразные трещины, образующие вздутия высотой до 20 см; вздутия имеют различную форму — от круговых куполов до широких



Р и с. 17. Участок трещины на дороге Карад—Гухагар.



Р и с. 18. Повреждения на террасированной поверхности, спускающейся к эпицентру, вблизи него.

плоских насыпей. В некоторых местах в рыхлом грунте наблюдаются интересно расположенные кулисообразные трещины. На рис. 18 показаны повреждения ступеней террасированной поверхности вблизи эпицентра.

Во многих местах наблюдались обвалы, приуроченные к нескольким высоким хребтам по обе стороны долины Койны и к водоразделу. По-видимому, эти обвалы были вызваны перемещениями больших блоков столбчатых базальтов. Столбчатые отдельности и вертикальные трещины излившихся базальтов, встречающиеся на многих участках, способствуют таким явлениям; латеритный материал, покрывающий поверхности трещин, способен смещаться при сотрясении. Блоки пород, скатываясь с крутых уступов, образуют огромные массы обломочного материала.

Повреждения инженерных сооружений

К сооружениям, поврежденным во время землетрясения Койна, относятся дома, мосты, дороги, порты, плотина Койна и относящиеся к ней здания. Наибольшим разрушениям подвергся район Койны, расположенный на западном берегу реки Койны между плотиной и селением Хелвак, где русло реки поворачивает на восток. Кроме того, были разрушены почти все строения в селениях Донечивади, Хелвак и Нанель. На рис. 19 показаны разрушения в местечке Койнанагар, а рис. 20 дает представление о процентном отношении числа частично разрушенных к числу полностью разрушенных домов на всей площади действия этого землетрясения.

Здания

В зависимости от деталей и особенностей конструкции все дома в местечке Койнанагар и прилегающих к нему районах можно в общих чертах разделить на четыре категории [38].

1-я категория. Дома с толстыми стенами каменной или кирпичной кладки на известковом или цементном растворе пострадали наибольшим образом несмотря на то, что у них были легкие крыши из бревенчатых ферм, обшитых гофрированной сталью или имеющих асбестоцементное покрытие.

Фотографии на рис. 21а иллюстрируют два типичных случая разрушений таких домов. Тяжелые повреждения или полное разрушение подобных конструкций могут быть обусловлены большой массой сооружений или низким запасом прочности при большой жесткости, близостью к эпицентру и использованием непрочных растворов в каменной кладке стен, особенно на стыках продольных и поперечных балок. Строения с кирпичными

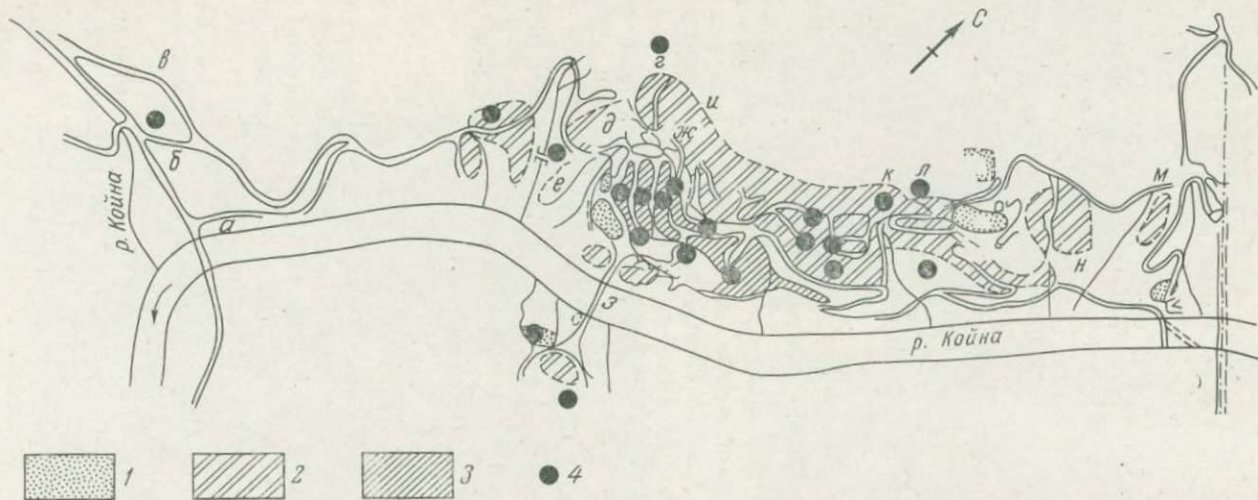
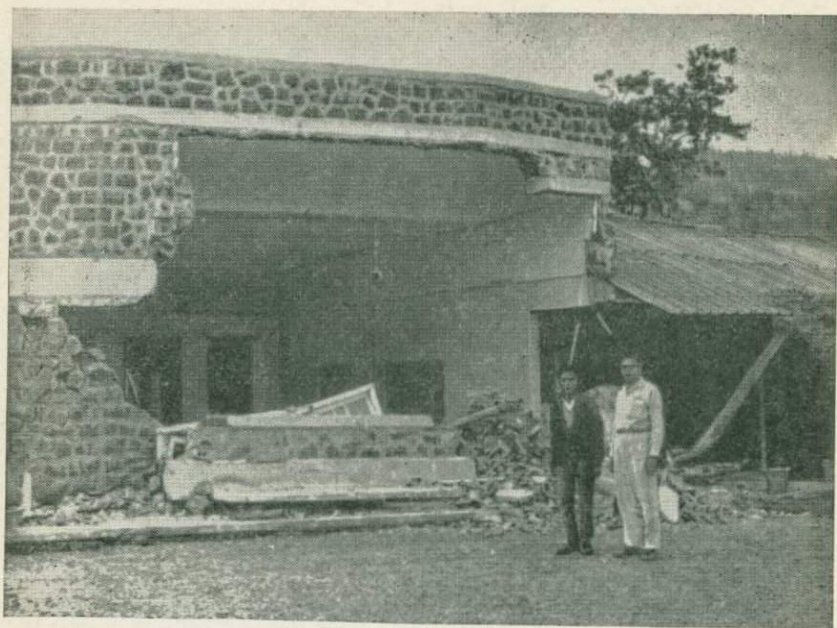


Рис. 19. Зоны разрушений в местечке Нагар в Койне [38]: малых (1), сильных (2) и средней силы (3), 4 — жилые кварталы.

a — мост Хелвак, *б* — дер. Хелвак, *в* — новая отводная дорога к Койнанагару, *г* — исследовательская лаборатория Гара, *д* — главные административные здания, *е* — больница, *ж* — гостиница, *з* — новый мост Койна, *и* — дер. Джалкавади, *к* — средняя школа, *л* — водоочистительная станция, *м* — гостиница, *н* — общежитие студентов.



Р и с. 21а. Повреждения домов 1-й категории.



Рис. 216. Дома 1-й категории с менее разрушенными кирпичными стенами.

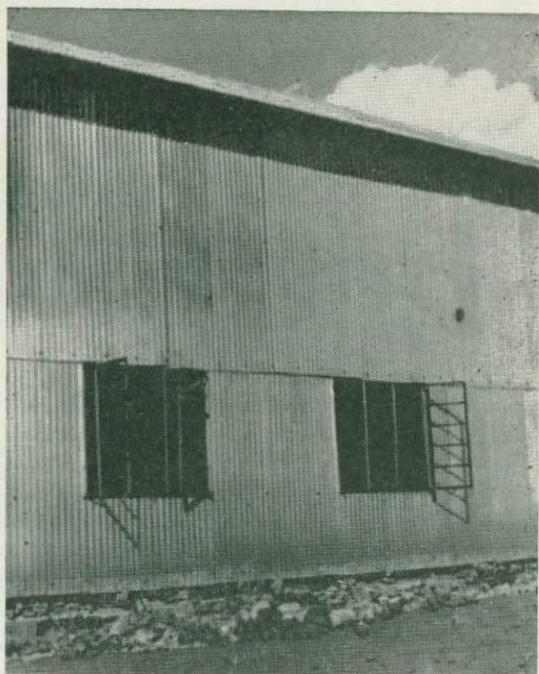
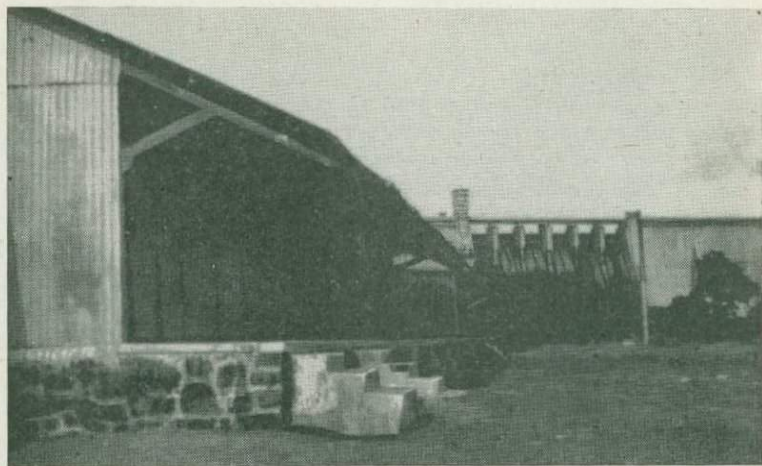


Рис. 22. Дома 2-й категории не пострадали.

стенами пострадали меньше (рис. 21б), вероятно, вследствие более высокого качества строительных узлов.

2-я категория. Временные постройки, состоящие из бревенчатых столбов, горизонтальных покрытий и рифленого листового железа, практически не испытали повреждений. Это явилось следствием их легкости и гибкости (рис. 22).

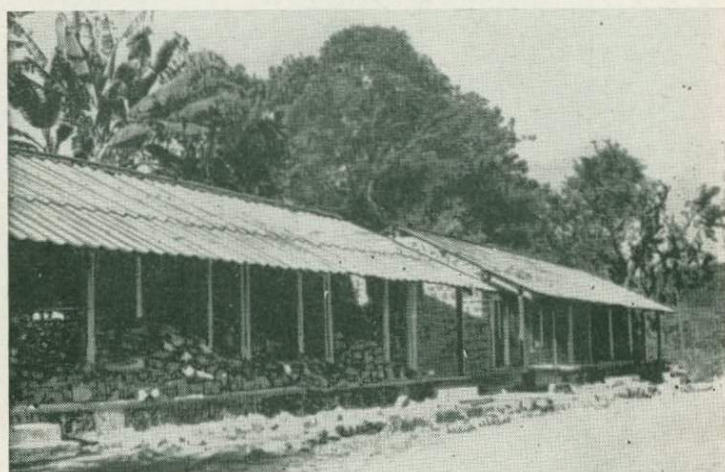


Рис. 23. Типичное разрушение панельной стены в домах 3-й категории.

3-я категория. Эта категория включает дома со стенами каменной кладки на глинистом или латеритном растворе и с использованием черепицы или листов асбеста для крыш. Жесткий несущий каркас вместе с кровлей покоится на врубленных в него бревенчатых столбах. Использован эффект штифтовой связи, которая реализуется при условии, что шипы бревенчатой стойки вгоняются в гнезда тяжелого камня. Такие дома страдают от землетрясения гораздо меньше, чем дома 1-й категории. Повреждениям подверглись в основном панельные стены, у которых почему-то отсутствовали бревенчатые стойки (ребра жесткости). Типичный пример разрушения панельных стен приведен на рис. 23.

4-я категория. Большая часть домов в деревнях имеет стены, сделанные из рваного камня на глинистом растворе. Поскольку такие постройки чрезвычайно уязвимы для горизонтальных воздействий, то эти дома претерпели очень тяжелые повреждения, что выразилось в падении стен или образовании в них значительных трещин. На рис. 24 можно видеть такое разрушение.



Рис. 24. Разрушение стен в домах 4-й категории, сложенных из камня на глинистом растворе.

Мосты и дороги

Самым значительным разрушением во время землетрясения Койна было обрушение построенного 100 лет назад каменного арочного моста на дороге Хелвак—Чиплун вблизи Койны. Мост имел ширину 5,75 м и состоял из семи пролетов. Из них три центральных пролета, каждый длиной 18 м, обрушились (рис. 25). Этот мост попал в восьмибалльную зону (по ММ); свидетельством силы землетрясения в данной зоне являются значительные разрывы в грунте. Другим недавно построенным в этом районе мостам (например, мосту Койнанагар—бетонному мосту с шестью пролетами, покоящимся на кирпичных опорах,— который находится между упомянутым выше мостом и плотиной Койна) удалось избежать повреждений. Вероятно, основными причинами разрушения моста Хелвак были слабая конструкция и давность постройки.



Р и с. 25. Разрушенный арочный мост ручной каменной кладки по дороге Хелвак—Чиплун.



Р и с. 26. Повреждения кульвертов на дорогах.

По дорогам, соединяющим Койну с прилегающими городами, было повреждено много малых мостов — кульвертов (рис. 26). Во многих местах на дорогах образовались большие трещины. На рис. 16, а и 17 видны такие трещины на дороге между деревнями Хелвак и Патан на расстоянии 6 км от первой. В ряде мест оказались сдвинутыми реперные и милевые столбы (см. рис. 11); некоторые из них опрокинулись соответственно наклону свободных от покрытия обочин дорог.

Порты

По заключению Комиссии экспертов [38], во время землетрясения Койна 10 декабря 1967 г. имелись повреждения в некоторых ближайших портах в штате Махараштра. Джайгархский порт, в котором имеется маяк 2-го класса, расположен на расстоянии 65 км от плотины Койна (см. рис. 14). 12-метровый маяк стоит на холме приблизительно на высоте 40 м над уровнем моря. Во время землетрясения из желоба, на котором установлено оптическое устройство, пролилось большое количество ртути, а вращающийся механизм вышел из строя. Полностью разбилась оправа, в которую была заключена оптика.

34 столба ограды новой бетонированной пристани, сооруженной в течение 1961 г. в Виджаядургском порту в 100 км от плотины Койна, получили трещины. Была сильно повреждена и дамба № 2 в порту Реди в 160 км от плотины Койна.

Примечательно, что значительная полоса земли между плотинной и берегом не пострадала от землетрясения, в то время как в трех названных выше местах имеются заметные повреждения. Вероятно, основной причиной такого необычного распределения разрушений является строение массива дотрапповых пород.

Ущерб, нанесенный плотине Койна и относящимся к ней сооружениям

Прежде чем описывать ущерб, нанесенный плотине Койна и другим сооружениям гидроузла, рассмотрим некоторые детали ее конструкции. Гидроэлектростанция Койна расположена в штате Махараштра на расстоянии 200 км к ЮЮВ от Бомбея. Целью создания гидроузла является выработка электроэнергии и ирригация. До начала строительства на участках расположения будущих объектов — плотины, туннелей, шлюзов и силовой станции — было пробурено большое число скважин с целью установить, существуют ли в выбранном месте какие-либо крупные геологические нарушения. На рис. 27 представлен геологический разрез вдоль туннелей и подземных зданий ГЭС.

Плотина Койна — гравитационного типа, имеет длину около 854 м и состоит из бетонных секций шириной в среднем по 16 м (рис. 28). Она располагается на 30-метровой толще массивных базальтов в эрозионном углублении шириной около 200 м, в котором находится русло реки (рис. 28). Было установлено, что в субмеридиональном направлении, составляющем с осью плотины угол 60° , простирается зона трещиноватости или разрыва. Эта зона была обнаружена под секциями 12, 13 и 14 и, как выяснилось, имела ширину 4,5 м. Она состояла из нарушенных пород, для которых характерны зеркала скольжения и присутствие глинки трения. По-видимому, в лавовых потоках по обе стороны разрыва не происходило вертикальных смещений. Зона нарушения была вскрыта, забетонирована и над ней проложена галерея, где был установлен акселерограф. В основании плотины была произведена поверхностная уплотнительная и глубокая противодиффузионная цементация и размещены дренажные скважины. Плотина сделана из бетона, за исключением шести последних секций левого крыла, выполненных ручной каменной кладкой.

Значительные повреждения получила расположенная на секции 18 подъемная башня высотой 17 м, шириной 10 м. В сборных панельных бетонных блоках башни и в основном каркасе (рис. 29) во многих местах появились трещины. Незакрепленные плиты, покрывающие зазоры между секциями в верхней части напорной грани плотины, оказались сдвинутыми в направлении вниз по течению, причем величина смещения возрастает к центру плотины (рис. 30). На фотографии (рис. 31) зафиксировано сжатие центрального пролета плотины.

Наклономеры и сейсмометры, помещенные на временном каменном креплении на секции 17, были опрокинуты и сброшены с подставки. Повреждения отмечены также в местах соединений стен с породой. В выполненных из железобетона стенах пультовой, находящейся на секции 24, вдоль соединительной конструкции стены образовалась горизонтальная трещина (рис. 32). Находившаяся в том же месте металлическая лестница прогнулась в центральной части (рис. 33).

По-видимому, в результате землетрясения зазор между секциями 26 и 27 сузился наверху и расширился в нижней части. Вблизи зоны сжатия секций наверху оказался раздробленным бетонный парапет. Сильно пострадал водосливной мост с длиной пролета 15 м. В плиточном настиле вдоль верхнего угла тавровой балки, находящейся на низовом откосе плотины на секциях 20, 23, образовались продольные трещины. Типичное повреждение такого рода показано на рис. 34. В местах соединений с гребнем водослива на опорах тоже образовались трещины.

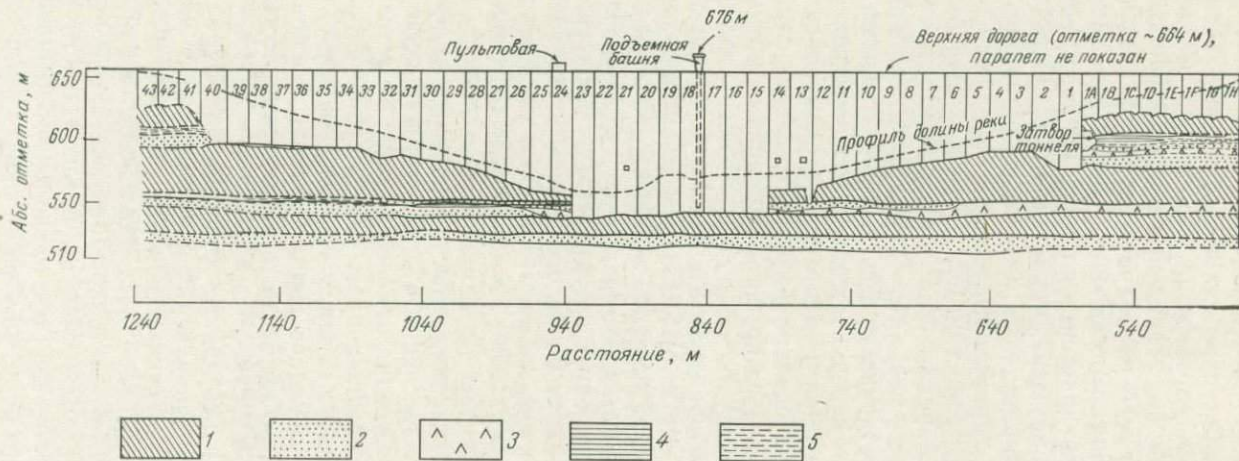


Рис. 27. Геологический разрез основания плотины Койна [38]: 1 — массивные базальты, 2 — туфобрекчии, 3 — пузырчатые базальты, 4 — слой пепла с обломками лавы, 5 — глинистые продукты разложения базальтов.

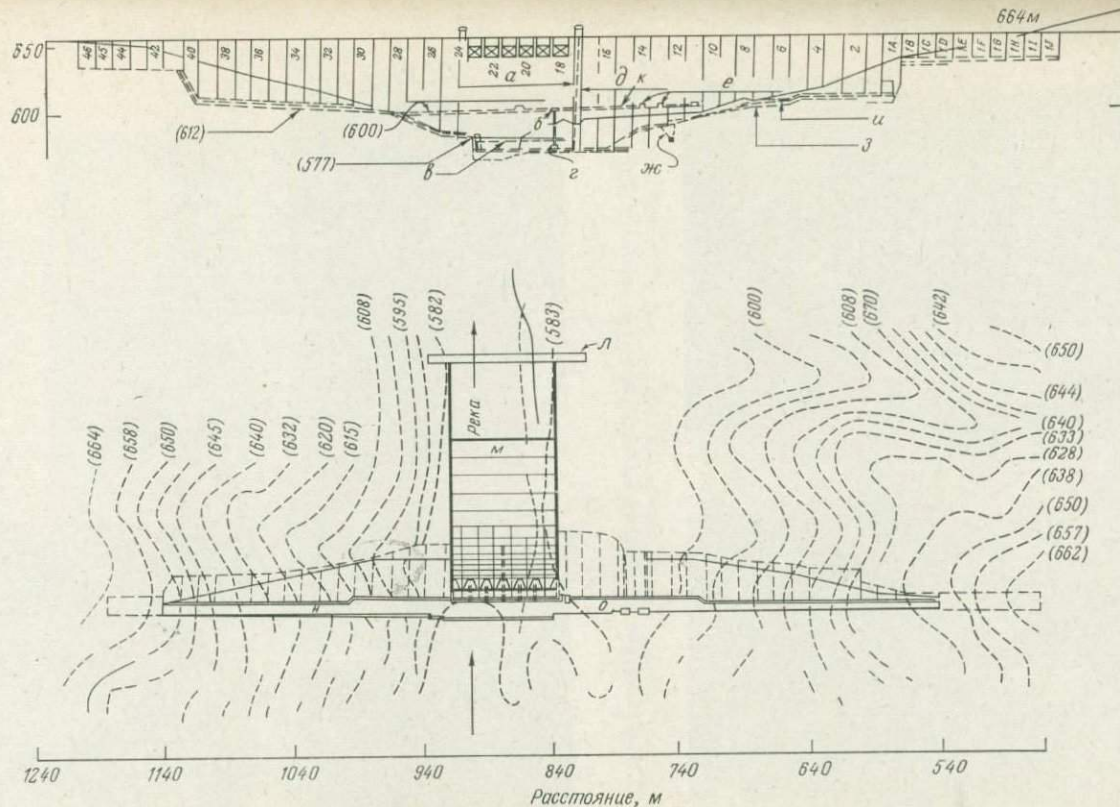
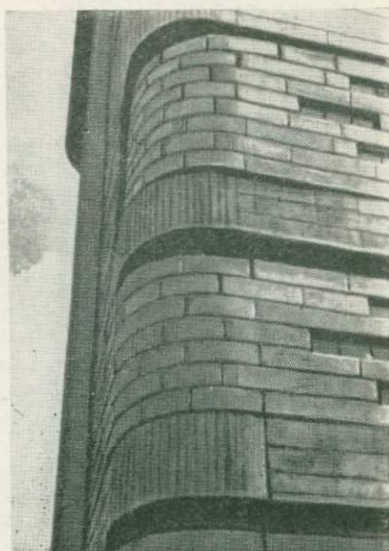
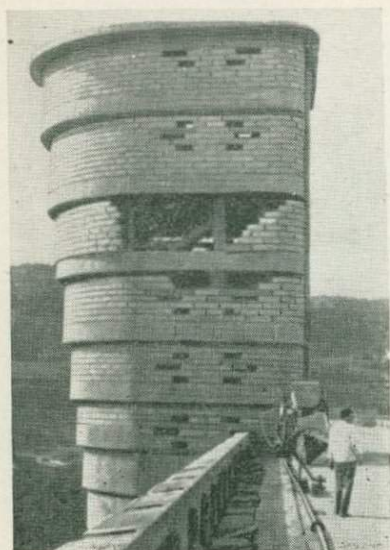
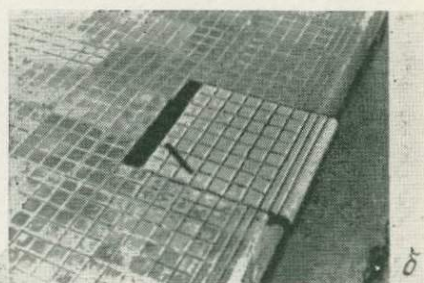
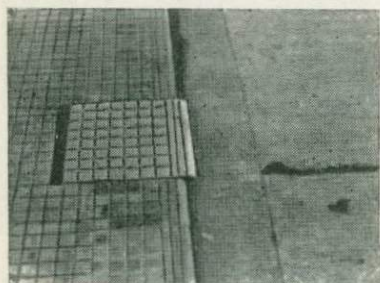


Рис. 28. Разрез (вверху) и план (внизу) плотины Койна [38].

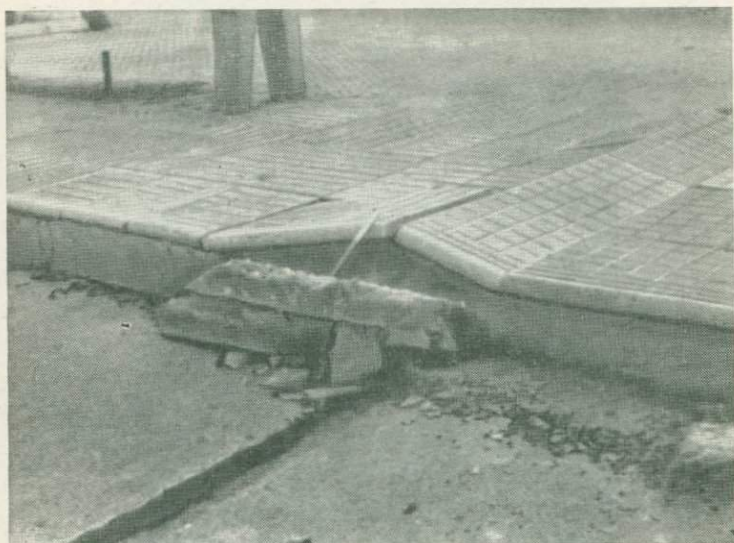
а — лестничная клетка, *б* — насосная, *в* — галерея со стороны нижнего бьефа, *г* — отстойник, *д* — стена подъемной башни, *е* — камера подъемной башни, *ж* — зона разрыва, *з* — смотровая галерея, *и* — основание плотины, *к* — рабочая галерея, *л* — кессон в нижнем бьефе, *м* — ступенчатый водосброс, *н* — гребень плотины, *о* — дорога по гребню плотины.



Р и с. 29. Повреждение подъемной башни, расположенной на секции 18.



Р и с. 30. Смещение незакрепленных плит в одной из секций плотины Койна, увеличивающееся к центру пролета (от *a* к *б*).



Р и с. 31. Деформация сжатия в центральной части секции плотины Койна.



Р и с. 32. Горизонтальная трещина в бетонной стене пультовой на секции 24.



Рис. 33. Прогиб металлической лестницы в пультовой, расположенной на секции 24.

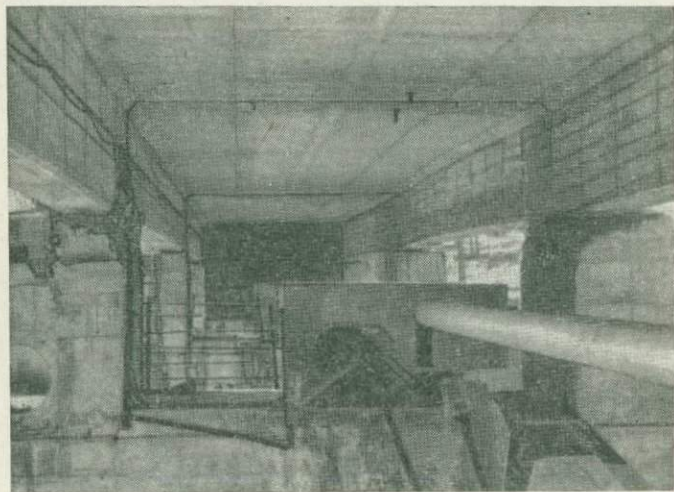


Рис. 34. Типичное отслаивание бетона на тавровых балках секций плотины.

Другим типом повреждений плотины Койна явилось развитие горизонтальных трещин на низовых и верховых гранях нескольких секций плотины. На рис. 35 показано приблизительное расположение этих горизонтальных трещин. На низовом откосе плотины в некоторых секциях наблюдалось значительное высачивание воды.

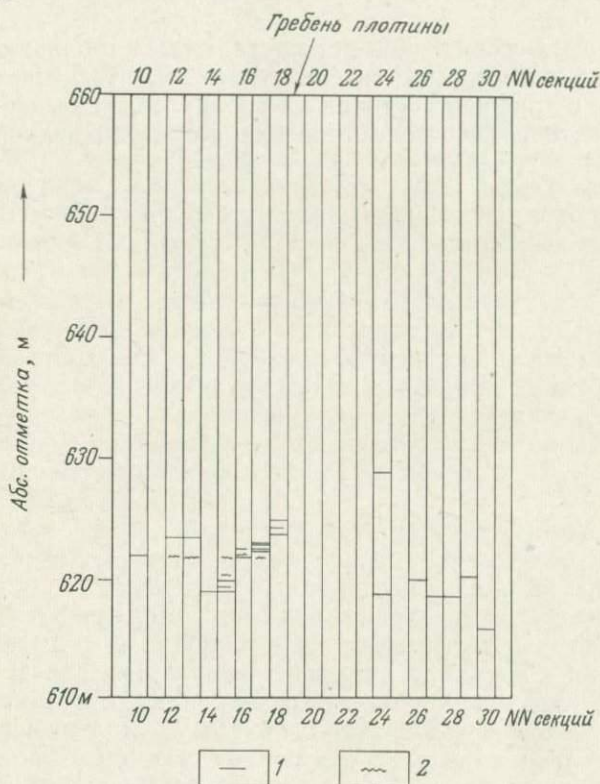


Рис. 35. Примерное расположение горизонтальных трещин, образовавшихся на низовом и верховом откосах плотины Койна [38].

1 — трещины на напорной грани плотины, обнаруженные телевизионной камерой, 2 — трещины на низовом откосе плотины.

Трещины наблюдались и в рабочей галерее приблизительно на половине высоты плотины в стенах секций 11—19 в низовой и верховой частях плотины. Подобные же трещины образовались и в основной галерее. Было замечено, что количество воды, откачиваемой из отстойника в основной галерее, почти удвоилось после 10 декабря, в то время как уровень водохранилища остался тем же, что и перед землетрясением.

Приведенное описание повреждений, которые наблюдались в верховой части плотины, позволяет сделать вывод, что во время землетрясения плотина претерпела значительное смещение особенно в своей центральной части (секции 20—24, рис. 28), где плотина имеет наибольшую высоту. Как следует из записей сильных движений, максимальное ускорение, возможно, достигало 0,6—0,7g.

В течение последующих лет плотина была в большой степени укреплена; инженеры-строители убеждены, что теперь плотина находится в хорошем состоянии и вполне может выдержать землетрясение, подобное землетрясению Койна 10 декабря 1967 г.

ГЕОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНОВ ВОДОХРАНИЛИЩ

В настоящее время во многих странах известно более двадцати землетрясений, которые были вызваны или усилены наполнением крупных водохранилищ [81, 153, 171—173]. Впервые связь землетрясений с водохранилищами на примере озера Мид в США описал Кардер [31]. После разрушительных землетрясений с магнитудой 6 и более (по шкале Рихтера) в Карибе, пограничной области между Замбией и Родезией, Кремасте (Греция) и Койне (Индия) связь землетрясений с водохранилищами привлекла внимание научной общественности всего мира. Закачивание воды в глубокую скважину в Денвере (штат Колорадо, США) показало, что землетрясения могут вызываться увеличением давления жидкости в субстрате. Позднее это подтвердилось опытами по нагнетанию и откачке жидкости на нефтяных промыслах Рейнджли в США.

В случае озера Мид, находящегося в районе, который прежде считался асейсмичным, после наполнения водохранилища в 1935 г. были зарегистрированы тысячи местных землетрясений. Активность продолжала увеличиваться и достигла максимума в 1939 г., когда произошло землетрясение с магнитудой 5. В других случаях, например в Кремасте, непосредственно после заполнения водохранилища произошло существенное увеличение числа толчков вблизи него. Область Карибы считалась асейсмичной, хотя вдоль предполагаемого активного разлома в этой зоне произошло по крайней мере одно землетрясение 15 июля 1956 г. После наполнения самого большого на земном шаре водохранилища в районе Карибы наблюдалась вспышка сейсмической активности. Наполнение водохранилища в Койне также привело к возбуждению значительной местной активности, хотя в прошлом на этой территории было отмечено лишь несколько землетрясений с эпицентрами в близлежащих районах.

Явление возбужденной сейсмичности как следствие наполнения водоемов подтверждается примерами водохранилищ Хендрик-Фервурд в Южной Африке [71] и Талбинго в Австралии [147]. Чтобы обнаружить любые изменения в сейсмической активности этих ранее асейсмичных зон, там еще до наполнения

была создана сеть сейсмических станций. Как и следовало ожидать, землетрясения начались сразу же после начала заполнения этих водохранилищ. Можно привести и другие примеры влияния водохранилищ на сейсмичность: Монтэнар и Гран-Валь во Франции, Нурек в СССР, Уэд-Фодда в Алжире, Вайонт и Пьеве-ди-Кадоре в Италии, Марафон в Греции, Канальес и Камарильяс в Испании и др. В то же время в таких местах, как Мангла в Пакистане или озеро Бенмор в Новой Зеландии, невозможно с полной уверенностью установить причину увеличения числа местных землетрясений; в какой-то степени оно может явиться результатом повышения разрешающей способности новых регистрирующих сетей [2, 3]. Весьма вероятно, что в ряде случаев увеличение сейсмической активности в действительности не столь значительно, как это описано, особенно в регионах, где издавна происходят землетрясения. Кроме того, большинство водохранилищ сооружается в местах с относительно малой плотностью населения, и только в некоторых из них имеется аппаратура для изучения сейсмической активности.

Эффект возбужденной сейсмичности можно подтвердить или опровергнуть путем сравнения сейсмических записей за периоды до, в течение и после приложения нагрузки. Однако остается фактом, что до приложения нагрузки в большинстве случаев сейсмические записи отсутствуют. Дело осложняется еще кажущимся возрастанием сейсмической активности в зонах, где применяются высокочувствительные станции. Это было замечено после учреждения Мировой сети стандартизованных сейсмографов (WWSSN) и особенно отчетливо проявилось при крупномасштабных исследованиях, например после установки группы сейсмографов на Индийском щите. Необходимость организации таких наблюдений очевидна: слабая сейсмичность в зонах, ранее считавшихся асейсмичными, может быть обнаружена только путем инструментальных наблюдений. Имеются случаи, когда сейсмическую опасность в регионе выявляли по газетным статьям и другим историческим свидетельствам. Однако из-за преувеличений, нередко свойственных газетам, такой способ не давал желаемых результатов. Это особенно относится к регионам, считавшимся асейсмичными, где появление землетрясений связано с образованием водохранилищ или закачкой жидкости. Типичными примерами таких регионов являются Койна и Денвер. Сейсмическая история, устанавливаемая подобным путем, весьма неопределенна и не исключает возможного возбуждения землетрясений в результате наполнения водохранилищ.

Как упоминалось ранее, большинство районов водохранилищ до начала строительства было слабо заселено. Рост населения в этих районах, несомненно, сыграл роль в увеличении числа сообщений об ощутимых землетрясениях. Однако в других слу-

чаях (например, Койна, Денвер и озеро Мид) близлежащие районы были густо населены. Сейсмические станции функционировали на участках, расположенных достаточно близко к водохранилищам, чтобы регистрировать землетрясения с магнитудой средней величины. С момента заполнения водохранилища в Койне было отмечено около 50 землетрясений с $M \geq 4,0$. Если бы какой-либо толчок с такой магнитудой произошел до заполнения, он, вероятно, ощущался бы и был зарегистрирован чувствительным сейсмографом Беньоффа, расположенным в 100 км от Пуны и работавшим в течение 12 лет до создания водохранилища. Однако за столетний период никаких упоминаний об ощутимых землетрясениях не было.

Ротэ [171] заметил, что водохранилища, вызывающие сейсмические эффекты, имеют глубину 100 м и более. Объем их также велик — 1 км³ и более. Стало общепринятым называть водохранилище большим, если общий объем воды в нем превышает 1 км³ и глубина более 100 м [153, 203]. В большинстве случаев землетрясения концентрируются вблизи таких водоемов. В некоторых случаях активность распространена на большую зону, как, например, в Мангле. Частота повторяемости таких землетрясений обычно возрастает с подъемом уровня и увеличением объема воды. Но не только этот фактор определяет возбужденную сейсмичность, ибо существует много высоких плотин и огромных водохранилищ, где подобных явлений не происходит. Общим фактором для всех случаев возбужденной сейсмичности является, вероятно, наличие специфических геологических условий и особой тектонической обстановки. Возможно, необходимой предпосылкой является, в частности, существование еще до заполнения плоскостей скольжения.

Ниже приводится обзор геологических условий, сейсмичности и соотношений между уровнем воды и частотой повторения землетрясений для отдельных случаев. Наиболее интересные из них (Койна, Кариба, Кремаста и озеро Мид) рассмотрены подробно. Чтобы оценить фильтрацию воды в подстилающие породы, мы рассматриваем гидрогеологию районов Койны, Карибы и Кремасты.

Плотина Койна, Индия

Геология

Озеро Шиваджисагар наполняется водой реки Койны, которая затем течет на юг на протяжении 60 км, образуя в деканских траппах долину глубиной 500—600 м, делает резкий поворот на восток вблизи Хелвака и далее течет на протяжении 60 км до слияния с рекой Кришной.

Бетонная гравитационная плотина Койна имеет 853 м в длину, 103 м в высоту и создает водохранилище объемом 2,78 км³ с максимальной глубиной 100 м. Плотина возведена на деканских траппах (рис. 36). Территория, сложенная деканскими траппами, разделяется на две геоморфологические области: 1-я — высокое плоскогорье Сахьядри, ограниченное с запада континентальным водоразделом, образующим значительный уступ, и 2-я — слабо всхолмленная низменность, лежащая почти на уровне моря, протягивающаяся от западного края водораздела до берега и известная под названием Конкан. Деканское плоскогорье, которое простирается далеко внутрь полуострова, возвышается в среднем на 600 м над уровнем моря; вершины эрозионных останцов поднимаются до высоты 1650 м. Континентальный водораздел расположен в 100 км от западного побережья, к югу от параллели 20°. Реки плоскогорья с широкими, заполненными аллювием долинами текут на восток; исключение представляет река Койна, текущая с севера на юг.

Геологию Койны и окружающего ее региона изучали многие геологи, например Кришнан [117], и исследовательские группы: Индийская геологическая служба [60], Комитет экспертов [38] и др. Ниже мы остановимся на результатах этих исследований. Непосредственное изучение пород фундамента, перекрытого в районе Койны мощной толщей деканских траппов, невозможно. Поэтому в дальнейшем будут рассмотрены главные геологические особенности окружающих Койну частей Индийского щита, который, по-видимому, залегает под траппами и в Койне.

Большее половины Индийского щита сложено породами архея и верхнего докембрия; на остальной площади распространены породы гондваны и более поздние осадочные отложения, а также деканские траппы (рис. 36). Основная складчатость сформировалась в доиндийское (докембрийское) время; вторичное складкообразование, возникновение структурных блоков и эпейрогенические движения происходили в более поздние эпохи.

Наиболее древними являются архейские породы дхарварской системы, встречающиеся южнее деканских траппов и представленные сланцами и гнейсами. Они составляют основание разреза в этом регионе. Главные разломы в породах дхарварской системы не прослеживаются.

Конец архейской эры благодаря интенсивному орогенезу и внедрению гранитных интрузий был ознаменован активным складкообразованием. За ним последовал длительный период денудации, а затем, в течение пуранской эпохи, в различных частях полуострова сформировались породы куддапахской и виндийской систем, относящиеся к альгонку и кембрию. Непосредственно на выветрелой поверхности дхарварских пород залегают

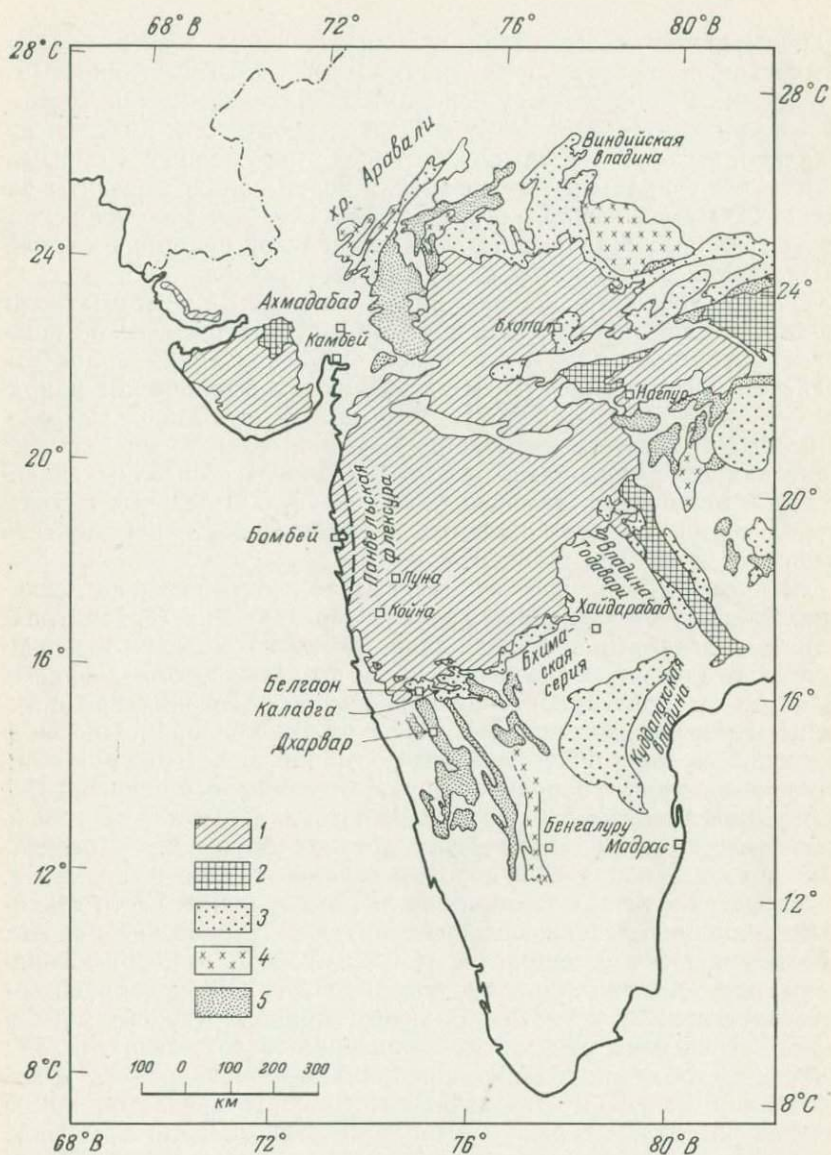


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Индии.

1 — деканские траппы, 2 — породы гондваны, 3 — породы альгонка (нижний палеозой), 4 — архейские граниты, 5 — породы дхарварской системы.

породы каладгийской серии альгонка, представленные базальными конгломератами, песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами. Граница между породами каладгийской серии и траппами проходит в 70 км южнее Койны; кроме того, имеются несколько выходов каладгийских пород, окруженных траппами. Восточнее границы распространения пород каладги развиты породы бхимаской серии, которые несогласно залегают на деканских траппах. Они соответствуют виндийской системе и состоят из песчаников, глинистых сланцев и известняков.

После эпохи накопления пород виндийской системы и их поднятия наступил большой перерыв в стратиграфической истории полуострова. Однако в каменноугольное время в докембрийском щите под действием интенсивных тектонических напряжений образовалась система разрывов и грабенов. Позднее, в период от верхнего карбона до юры или среднего мела, в этих грабенах сформировались осадочные породы гондваны значительной мощности и пресноводного генезиса. Отдельные выходы пород серии гондвана имеются и в северо-восточной области развития деканских траппов.

В пределах северных и восточных областей развития деканских траппов на различных древних образованиях (архей, гондвана) залегают маломощные слои (до 20 м) морских и водно-континентальных осадочных пород позднемелового возраста. Вдоль реки Годавари эти дотрапповые образования представлены морскими песчаниками. Из-за их небольшой мощности и неровной кровли более древних формаций, на которых они залегают, дотрапповые породы не образуют сплошного покрова. Поэтому более поздние базальтовые потоки залегают не только на этих осадках, но и на более древних формациях — осадочных породах гондваны и породах докембрийского фундамента.

В бассейне реки Годавари под лавами западной части деканских траппов в течение позднего мезозоя дхарварские породы, простирающиеся в направлении ССЗ—ЮЮВ, и породы гондваны, протягивающиеся в направлении СЗ—ЮВ, приобрели общее простирание СЗ—ЮВ. В хребте Аравали (архей) в Раджастхане система разрывных нарушений, погружающаяся под молодые отложения Камбейского залива, ориентирована в направлении СВ—ЮЗ. Эти разрывы являются древними, но не исключено, что они оживлялись в мезозойское или третичное время.

Вулканические породы

В период с верхнего мела и до эоцена [117] из многочисленных трещин в земной коре происходили излияния базальтовых лав. Они известны как деканские траппы и представляют собой одно из самых больших излияний лав на нашей планете, зани-

мая в западной части п-ва Индостан площадь свыше полумиллиона квадратных километров (см. рис. 36).

Лавовые потоки образовали почти горизонтальные напластования, самые ранние из которых заполнили неровности эрозионного рельефа, относящиеся к позднему мезозою. Между Белгаоном и западным побережьем на расстоянии 70 км происходит изменение высотного положения подошвы вулканических пород от 800 м над уровнем моря до нуля.

Из-за внешнего сходства с террасами эти потоки назвали траппами. Современный рельеф района определили позднегерцические и плейстоценовые тектонические движения и последовавшее за ними воздействие флювиальных и эоловых процессов. Мощность вулканических пород в Конкане и Западных Гатах, к востоку от Бомбея, составляет не менее 2000 м; дальше к востоку их мощность уменьшается, а в районе Нагпура имеется лишь тонкий покров. В высоком уступе Западных Гат обнажается 1300-м толща лавовых и межтрапповых осадочных пород.

Складки, разломы и трещины

На многих участках деканские траппы залегают практически горизонтально. В высоких частях плоскогорья вулканические породы слабо (под углом 1°) наклонены к востоку. В низких частях Конкана эти породы падают к западу под углами $3-4^\circ$ и более [42]. К северу от Бомбея, по побережью, отмечаются падения до 15° в западном направлении. Эта моноклиальная структура, западное крыло которой падает на запад, называется Панвельской флексурой. Район Койны также характеризуется слабым наклоном траппов к западу (угол падения составляет 1°) (В. С. Кришнасвами, личное сообщение, 1973).

Крупные разломы наблюдаются в деканских траппах редко. Некоторые геологи считают, что большой уступ Западных Гат, прослеживаемый на 450 км в меридиональном направлении, обусловлен разломом; однако нельзя исключать и возможность его эрозионного происхождения [38]. На тектонический генезис уступа в значительной степени указывают 33 горячих источника, расположенных меридионально от Сурата до Ратнагири (рис. 37). Геофизические исследования, о которых будет говориться дальше, подтверждают наличие в фундаменте разлома, параллельного западному побережью Индии. Гравитационными исследованиями выявлен сопутствующий разлом меридионального направления вдоль западного берега реки Койны. Механизм очага землетрясения Койна (гл. 4) можно охарактеризовать как левосторонний сброс по простиранию вдоль вертикального разлома, ориентированного по меридиану. Обычно предполагают, что прямолинейная форма западного берега

Индии, от Камбея до южной оконечности, связана с крупным разломом позднелиоценового — раннеплейстоценового времени. Однако ни на континенте, ни на море еще не найдено никаких доказательств, подтверждающих это предположение.

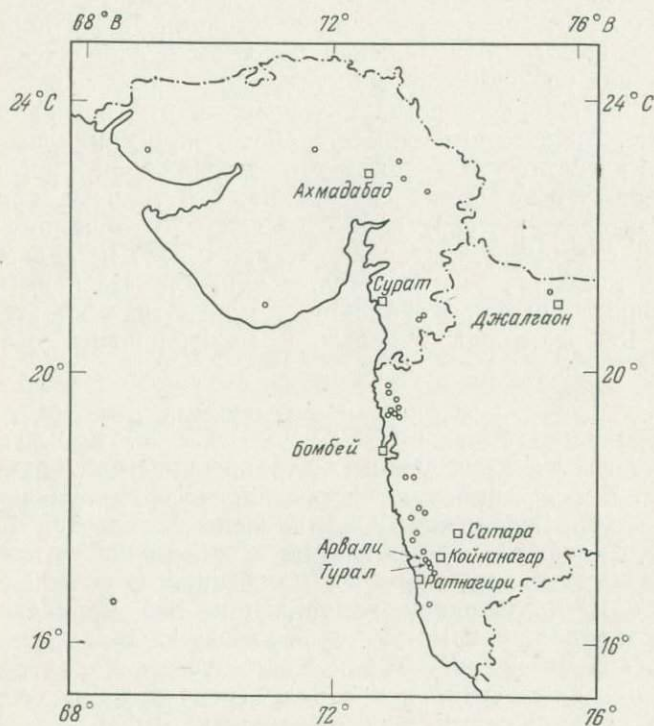


Рис. 37. Местоположение термальных источников в Западной Индии (нанесены кружками) [60].

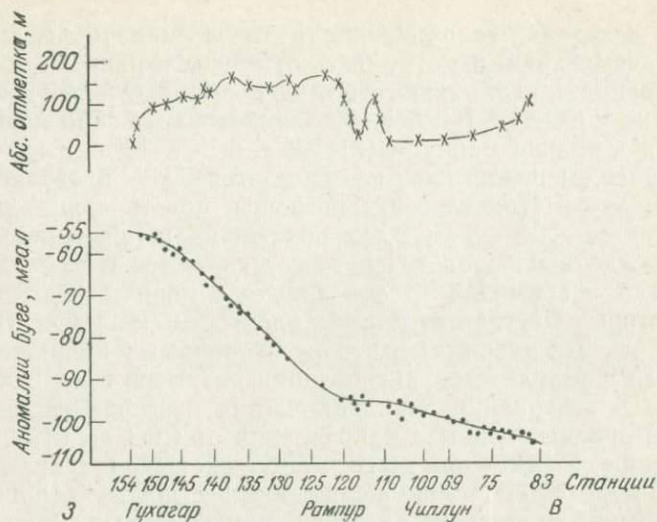
В эпоху плейстоцена и голоцена вдоль западного берега происходили незначительные эпейрогенические движения. Камбейская впадина представляет собой грабен меридионального простирания, заложившийся в лавах между поздним мелом и эоценом. Лавы лежат на глубине 2000 м ниже уровня моря и перекрыты эродированными вулканическими породами и третичными осадками.

Большая часть полуострова разбита серией трещин, вдоль которых развито брекчирование и дробление; каких-либо смещений не наблюдается. Можно предположить, что эти трещины связаны с горизонтальными движениями земной коры. Такого рода разрывы, ориентированные в направлении от ССВ до ЗСЗ,

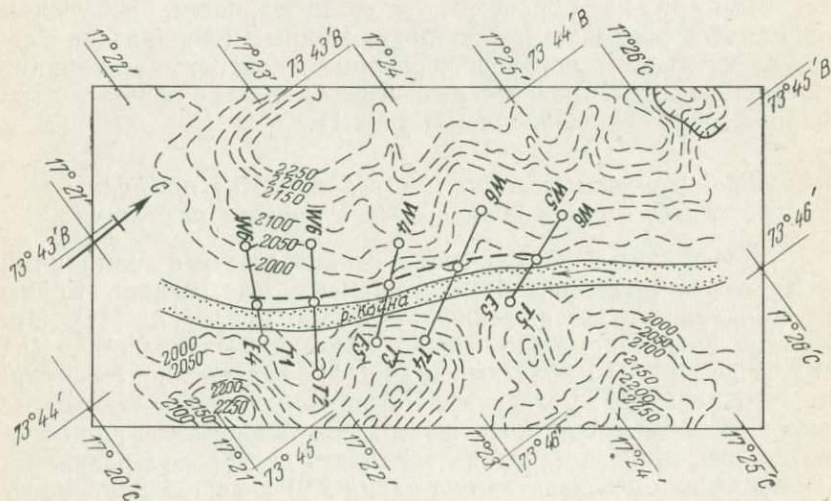
есть и в деканских траппах. Эти трещины имеют более молодой возраст, чем дайки, и могут быть отнесены к раннему миоцену. Много трещин и вдоль пологого перегиба Панвельской флексуры в Конкане к ССВ от Бомбея. Множество нарушений пересекает реку Тапти вблизи Вайпура ($21^{\circ}21'$ с. ш., $73^{\circ}46'$ в. д.), но горизонтального смещения даек не обнаружено. Как показано в [42], трещины вдоль Панвельской флексуры, простирающиеся в направлении от ССЗ до ССВ, не похожи на нарушения, вызванные охлаждением базальтовых лав, а являются трещинами скалывания и растяжения. В зонах сдвига породы раздроблены, и в некоторых местах отмечаются плоскости смещения. Предполагают, что эти трещины вызваны вторичными напряжениями, явившимися результатом активизации разрывов в породах фундамента. В северной и западной частях бассейна реки Койны трещины ориентированы в направлении от ССЗ до ССВ, достигают длины 20 км и без какого-либо смещения прорезают по крайней мере 800-м толщу вулканических пород. Хорошо прослеживается группа таких разрывов, ориентированных в направлении от С до ССЗ, в отводящем туннеле III ступени гидроэлектростанции Койна. Зоны трещиноватости, в которых породы раздроблены и присутствует глина трения, имеют ширину от 1 до 20 м. Разлом или, скорее, трещины определили тот факт, что, несмотря на обратный уклон поверхности, 500—600-м толща пород рассечена долиной реки Койны в направлении с севера на юг. Влиянием крупного разлома широтного простираения можно объяснить и поворот реки к востоку от ее основного меридионального направления (см. рис. 1).

*Гравитационные аномалии, сейсмические профили
по методу преломленных волн и горячие источники*

П-ов Индостан характеризуется отрицательными аномалиями Буге со средними значениями —60 мгал. Для региона Койны аномалия определяется величиной —100 мгал [17, 111]. Эту отрицательную аномалию можно объяснить по-разному. Как следует из работы Кайласама и др. [111], она связана с синклинальным прогибом. Гуха и др. [75] объясняют ее наличием погребенной антиклинали с гранитами низкой плотности или породами серии каладги (средняя плотность этих пород равна 2,7, в то время как у базальтов она равна 2,9). В работе [23] существование аномалии связывается с рифтовой долиной, образовавшейся в период, предшествовавший осадконакоплению в докембри, и вобравшей в себя формации докембрия и гондваны. На рис. 38 показаны аномалии Буге вдоль регионального профиля Пофали (к западу от Койны) — Гухагар (вблизи западного берега), ориентированного примерно с востока на запад



Р и с. 38. Гравитационные аномалии Буге по региональному профилю, проходящему в субширотном направлении от Койны до западного побережья Индии [109].



Р и с. 39. Местоположение гравитационных и магнитных профилей, пересекающих реку Койна [109]. Жирными штрихами изображена ось гравитационной аномалии.

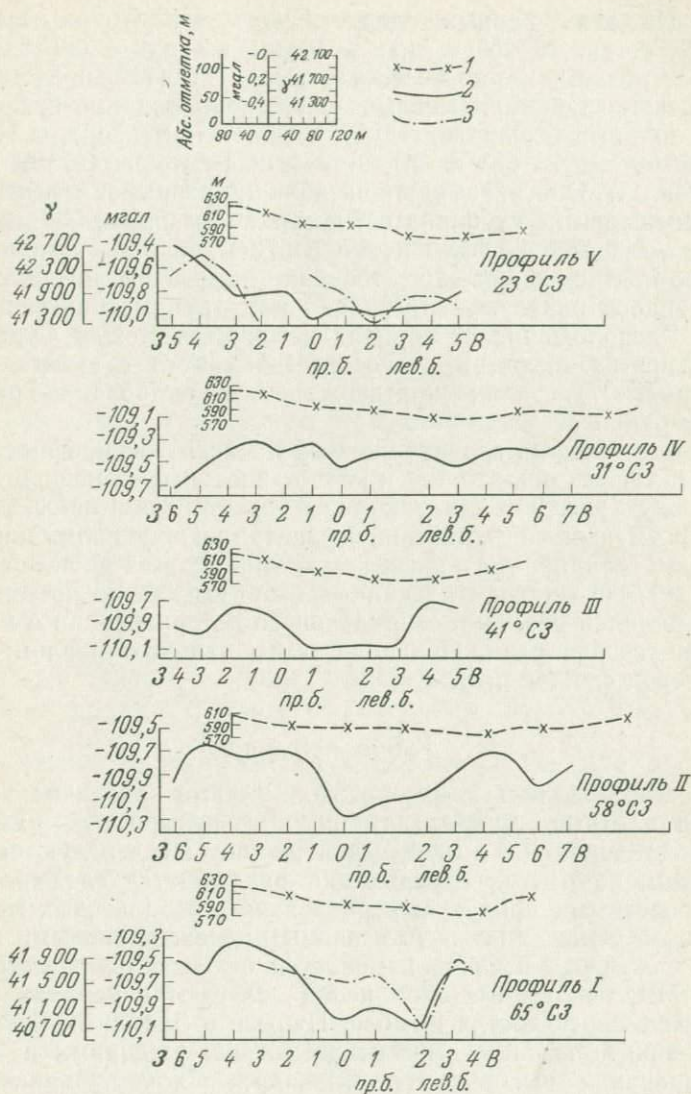


Рис. 40. Гравитационные аномалии Буге (2) и магнитные аномалии (3) по профилям, пересекающим реку Койна. (1—высота над уровнем моря) [109]
 Пр. б.—правый берег, лев. б.—левый берег.

[109]. Из этих данных следует, что недалеко от Рампура ($17^{\circ}29'$ с. ш., $73^{\circ}25'$ в. д.), в 18 км восточнее берега моря, имеется разлом. В работе Кайласама и др. [110] представлены результаты глубинного сейсмического зондирования преломленными волнами в Караде ($17^{\circ}17'$ с. ш., $74^{\circ}11'$ в. д.), в Пофали ($17^{\circ}28'$ с. ш., $73^{\circ}38'$ в. д.) и вблизи Рампура ($17^{\circ}29'$ с. ш., $73^{\circ}25'$ в. д.). Они указывают на наличие разрывов с высокоскоростным слоем на глубинах (от поверхности земли) 500 м вблизи Карада, 200 м в Пофали и около 670 м вблизи Рампура. Эти данные подтверждают существование разлома вблизи Рампура, выделенного ранее и на региональном гравиметрическом профиле. Расположение 33 горячих источников между Суратом и Ратнагири, зона развития которых вытянута с севера на юг (см. рис. 37), также подтверждает существование разлома в этом районе.

Еще одна серия гравитационных и магнитных профилей была получена через реку Койну к югу от плотины, до поворота реки к востоку (рис. 39). На западном берегу реки Койны заметно резкое уменьшение значений гравитационной аномалии Буге в районе станций, указанных кружками, на всех пяти профилях (рис. 40). На основе этих данных было высказано предположение о наличии разлома, совпадающего по ориентации с направлением течения реки. Предполагается, что этот разлом достигает пород фундамента.

Гидрогеология

Текстура базальтовых потоков весьма различна; встречаются плотные, миндалекаменные и пузырчатые разновидности. Пузырчатые и непугырчатые потоки чередуются друг с другом, во многих случаях они разделяются слоями пепла, красноцветными продуктами разложения базальтовых лав или озерными отложениями, называемыми межтрапповыми. Мощность отдельных потоков изменяется от нескольких метров до 40 м. Многочисленные слои пепла залегают в верхних частях траппов в окрестностях Бомбея, Пуны и в Западных Гатах. Их образование связано с интенсивными извержениями в период формирования высоких гор Сахьядри. Слои вулканического пепла, как правило, брекчированы, причем обломки трапповых базальтов включены в однородный пылеватый материал. Перерывы в накоплении лав отмечаются горизонтами красноцветных продуктов разложения лав и межтрапповыми породами. Красноцветные продукты распада, которые можно рассматривать и как древние латеритные образования, создают между плотными и лежащими под ними пузырчатыми траппами сильно глинизированный горизонт.

Межтрапповые осадочные породы, содержащие пресную воду, встречаются как в нижней, так и в верхней частях разреза траппов. Эти слои содержат ископаемые организмы и имеют раннетретичный возраст. Отношение мощностей осадочных слоев и базальтов составляет 1 : 10. Нижние слои межтрапповых отложений по мощности редко превышают 6 м, а в горизонтальном направлении имеют незначительную протяженность. Они состоят из кремнистых сланцев, известняков с примесями и пирокластического материала. Верхние слои межтрапповых отложений, залегающие на западном побережье в окрестностях Бомбея, обладают значительно большей мощностью (до 30 м) и состоят из глинистых сланцев [117, стр. 482].

Трапповые породы бедны водой и обладают меньшей, чем пески и гравий, способностью аккумулировать воду. Это происходит еще и потому, что при горизонтальном залегании пород в результате боковой эрозии образуются крутые склоны, на которых подземные воды высачиваются из траппов и стекают в реки. Из-за быстрого осушения траппов в летнее время воду из колодцев нельзя использовать для ирригации, так как уровень воды в них сильно понижается.

Возможность получения воды из деканских траппов в большой степени определяется природой и строением отдельных потоков. Большие дебиты дают плотные трещиноватые траппы, пузырьчатые траппы, имеющие взаимосвязанные и частично заполненные водой пустоты, и межтрапповые породы с первичной пористостью.

В верхних частях траппов в Западных Гатах и в районе Пуны весьма распространены слои пепла и межтрапповые образования. Траппы, образовавшиеся в период взрывной фазы вулканизма, невыдержаны и выклиниваются на небольших расстояниях. Межтрапповые отложения весьма водообильны. Движение воды контролируется долеритовыми дайками, особенно распространенными в Конкане. Протяженные трещины в этой зоне, вероятно, являются водопроводящими каналами.

В Солапуре, восточнее Пуны, траппы залегают большими блоками, которые можно проследить в плане на десятки километров. Эти блоки образованы в результате чрезвычайно медленного внедрения лавы через протяженные разрывы. В районе Солапура пузырьчатые траппы широко развиты по площади и имеют значительную мощность. Пологое падение их к востоку создает артезианские подземные воды, уровень которых зависит от залегания трещин и пустот. Эти блоки могут давать значительное количество воды.

Для района Койны обширная сеть трещин и разрывов, служащих водопроводящими каналами в траппах, способствует движению вод на значительную глубину. Существование

глубокой циркуляции подтверждается наличием горячих источников на западном побережье. Горячие источники связаны с разрывами, образовавшимися, вероятно, в результате перемещения Деканской платформы в позднеэоценовое время. Максимальная температура этих источников около 70°C [35]; если принять значение геотермического градиента около $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а температуру на поверхности 25°C , учесть потери тепла и пренебречь влиянием тектоники и магматических процессов, то глубина циркуляции воды определится в 2 км (частное сообщение М. Л. Гупты, 1974).

Увеличение дебита источников после заполнения водохранилища не было повсеместным; однако в источнике Турал (см. рис. 37), находящемся в 25 км к ЗЮЗ от Койны, дебит составил 10,5 л, т. е. возрос почти в 10 раз по сравнению с прежней величиной 1,3 л/с [35, 85]. Однако у другого источника, в Арвали, расположенного вблизи Турала, дебит остался примерно тем же.

На рис. 27 представлен геологический разрез участка плотины, где вдоль разрывных и раздробленных зон встречаются пузырчатые и миндалекаменные породы. В отводном туннеле также видны многочисленные выходы пузырчатых траппов и участки развития трещин скалывания, из которых высачивается вода.

Сейсмичность

Плотина Койна ($17^{\circ}24'$ с. ш. и $73^{\circ}45'$ в. д.) расположена на полуостровном щите Индии, который почти асейсмичен и из всех докембрийских щитов считается одним из самых стабильных. В области щита за последние несколько десятилетий не наблюдалось ни одного землетрясения значительной силы, и поэтому она считалась асейсмичной. Однако исторические данные свидетельствуют о том, что за последние 600 лет в области щита ощущалось несколько землетрясений умеренной интенсивности и несколько более слабых толчков; большинство их произошло вдоль западного побережья, что согласуется с обычно наблюдаемой повышенной сейсмичностью краевых зон стабильных щитов [44, стр. 479]. Сейсмическую активность вдоль западного побережья можно объяснить и растяжением впадины, формирующейся в Индийском океане между Цейлоном и Австралией вплоть до западного побережья Индии [191]. Каталог землетрясений на п-ове Индостан и его окрестностях за период с 1941 по 1969 г. составили Гуха и др. [74]. Губин [72] составил карту эпицентров в пределах полуостровного щита (рис. 41). За последние несколько столетий наиболее известными сейсмическими событиями в зоне щита были землетрясения в Баллари (1843 г.), Коимбаторе (1900 г.), Койне (1967 г.), Бхадрачаламе (1969 г.)

и Бхаруче (1970 г.); самым сильным из них было землетрясение в Койне 10 декабря 1967 г.

До начала заполнения озера Шиваджисагар в 1962 г. в этой зоне не функционировала ни одна сейсмическая станция и, следовательно, не было инструментальных записей слабых толчков.

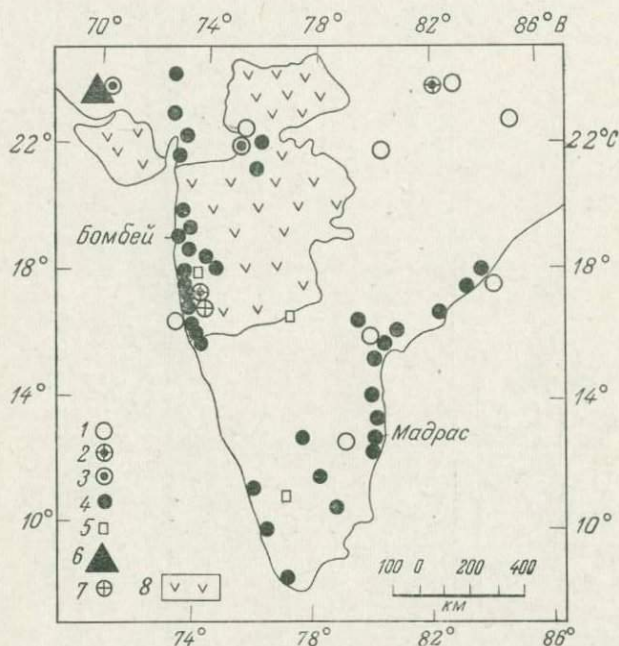


Рис. 41. Землетрясения п-ова Индостан. 1—3 эпицентры, определенные инструментально (1—землетрясения с $M=5\div 6$; 2—землетрясение в долине р. Сон, 1927 г., $M=6\frac{1}{2}$, интенсивность 7, и землетрясение в Западных Гатах, 13 сентября 1967 г., $M=5\div 5\frac{1}{2}$, интенсивность 6—7; 3—землетрясение в Рэн-оф-Кач 1956 г., $M=7$, интенсивность около 9, и землетрясение Сатпура, 1938 г., $M=6\frac{1}{4}$, интенсивность 8); 4—пункты, в которых зарегистрированы местные толчки с интенсивностью 5—6; 5—центр зоны, в которой отмечен местный толчок с интенсивностью 7; 6—вероятный центр области, где в 1819 г. произошло землетрясение с интенсивностью 10; 7—землетрясение Койна, 1967 г.; 8—деканские траппы [72].

Многие пожилые люди, опрошенные во время поездки по нескольким деревням в радиусе 50 км от озера, утверждали, что до 1962 г. не ощущали каких-либо звуков или дрожания земли. Строители, возводившие плотину, также сообщили об отсутствии землетрясений. Тщательное изучение записей сейсмографов Беньоффа, ведущих регистрацию с 1950 г. на сейсмической станции Пуна в 115 км к северу от плотины, не обнаружило никаких значительных толчков в этой зоне.

Начиная с момента заполнения водохранилища в 1962 г. стали ощущаться толчки средней силы, сопровождаемые звуком, похожим на взрыв; интенсивность и частота повторения этих толчков, особенно вблизи плотины, значительно увеличились с середины 1963 г. Время от времени при наиболее сильных

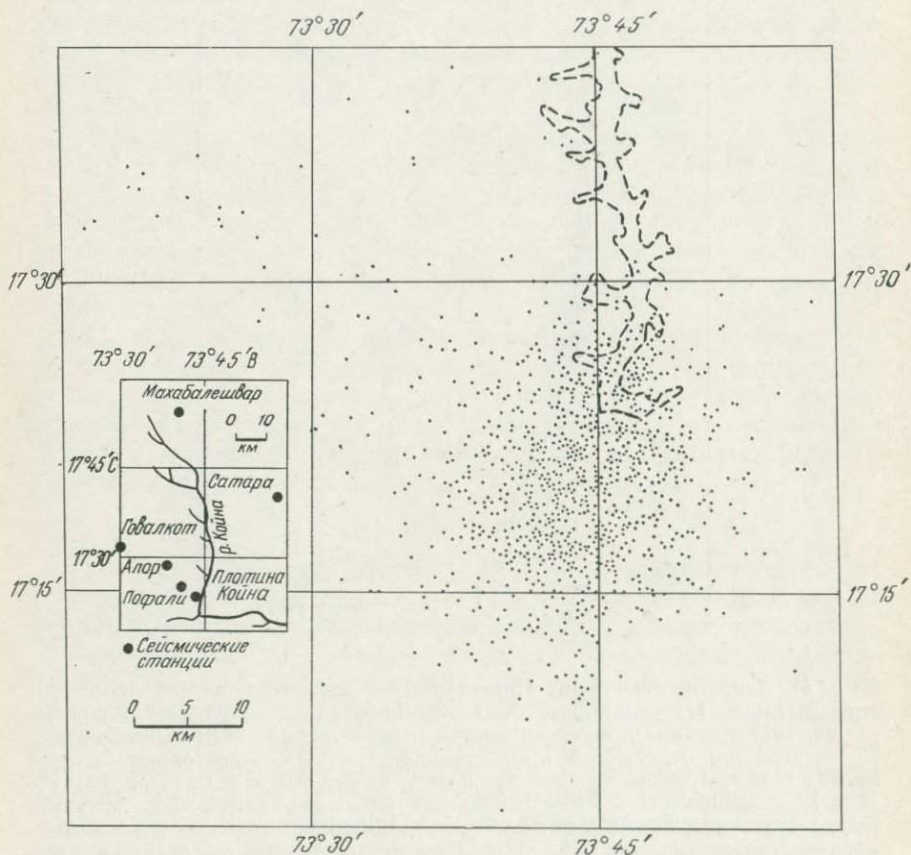
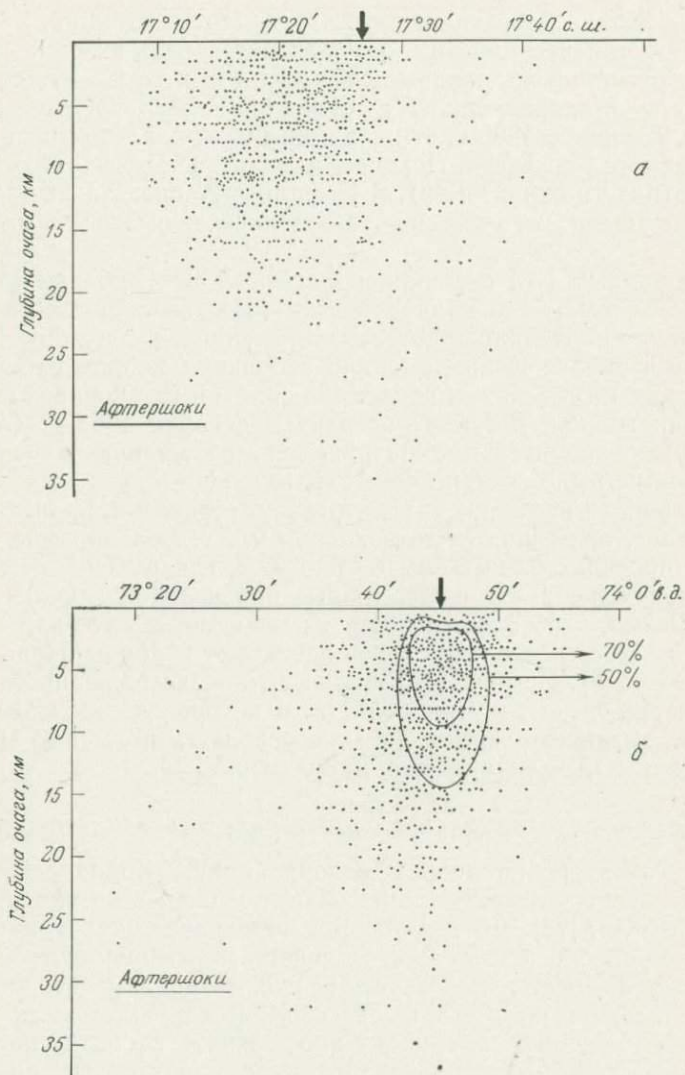


Рис. 42. Эпицентры землетрясений вокруг водохранилища Койна за период с 10 декабря 1967 г. по 31 декабря 1971 г. [75].

из этих толчков с максимальной интенсивностью V (по шкале ММ) дребезжали оконные стекла, разбивалась посуда и т. д. В конце 1963 г. на участке плотины и в зоне вокруг озера были установлены сейсмографы, акселерографы, наклонометры и другая аппаратура.

К концу 1969 г. вокруг водохранилища функционировали семь сейсмических станций, две из которых располагались на



Р и с. 43. Распределение глубин очагов землетрясений по широте (а) и по долготе (б) в районе Койны с 10 декабря 1967 г. по 31 декабря 1971 г. [75]. Стрелками обозначено местоположение плотины. Сплошными кривыми оконтурены зоны, где наблюдались сдвиговые напряжения, достигавшие 50 и 70% от максимального.

плотине Койна (врезка на рис. 42). Одна из станций, расположенная в галерее плотины, начала действовать в конце 1963 г., а три другие, оборудованные сейсмографами Вуда — Андерсона, в Сатаре, Махабалешваре и Говалкоте, были введены на год позже. В январе 1965 г. эти станции были укомплектованы сейсмографами Беньюфа. Позднее были открыты еще три станции: на плотине (нижний бьеф), в Пофали и Алоре. На двух частях плотины были установлены также акселерографы и наклономеры.

По данным [73] очаги располагаются на глубинах от 0 до 4 км. Полагают, что причиной этих толчков является оседание дна водоема. Неожиданное землетрясение 13 сентября 1967 г. с $M > 5$ в районе Койны вызвало небольшие повреждения некоторых зданий в Койне и подземной силовой установки. Этот толчок, так же как и землетрясение 10 декабря 1967 г. ($M=6$), вызвавшее значительные разрушения, по мнению многих геофизиков не было связано с водохранилищем [38].

На рис. 42 нанесены эпицентры землетрясений, происшедших в районе Койны вплоть до декабря 1971 г. Большинство их лежит в пределах 25-км зоны от плотины, главным образом вниз по течению реки. Не очень точные определения глубин очагов показывают, что большая часть их попадает в интервал глубин до 15 км, хотя несколько очагов достигают глубины около 30 км (рис. 43, а, б). Из рис. 43, б видно, что очаги большинства землетрясений лежат внутри области, в которой сдвиговые напряжения, вызванные весом воды, составляют не менее 50% от максимальной величины этих напряжений [75].

Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений

На связь уровня воды в водохранилище Койна с частотой возникновения землетрясений в близлежащей зоне указывалось Гуптой и др. [78]. До наполнения водохранилища, о чем было сказано ранее, сейсмическая активность в регионе почти не проявлялась. Внимательное изучение рис. 44 показывает, что ежегодно во время сезона дождей сейсмическая активность увеличивается. Эта закономерность прослеживается в течение пяти сезонов — с 1963 по 1967 гг. Из пяти приведенных примеров наиболее выразительны два. Высокий уровень воды в течение самого продолжительного периода (с августа по декабрь 1967 г.) вызвал максимальную сейсмическую активность. В этот период произошли и два значительных землетрясения с магнитудой 5,5 (13 сентября 1967 г.) и 6,0 (10 декабря 1967 г.) по шкале Рихтера. Второй по высоте уровень воды наблюдался в августе — октябре 1965 г., что соответствует вспышке активности в ноябре того же года. С другой стороны, более медленный темп

увеличения нагрузки и более низкий уровень воды в 1964 и 1966 г. вызвали относительно меньшее возрастание сейсмической активности с большим сдвигом во времени. Запаздывание в этих случаях вообще весьма характерно.

Уровень водохранилища Койна после 1967 г. был относительно низким. После землетрясения 29 октября 1968 г. с $M=5,0$ в течение пяти лет не было отмечено ни одного значительного

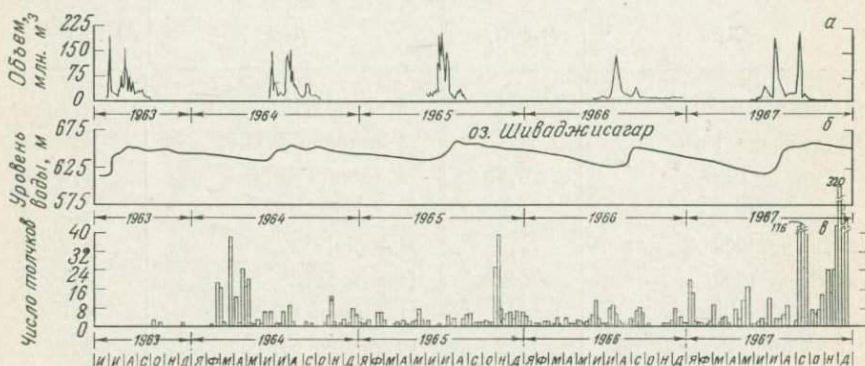


Рис. 44. Сравнение сейсмической активности в зоне Койна с режимами накопления и уровнем водохранилища [73].

а — объемы наполнения оз. Шиваджисагар, *б* — уровень воды в оз. Шиваджисагар, *в* — число сейсмических толчков в неделю.

толчка. К 15 августа 1973 г. водохранилище удалось наполнить до его максимального уровня, чему способствовали обильные дожди в течение года и долгое отсутствие землетрясений. За наполнением последовало существенное увеличение сейсмической активности, а 17 октября 1973 г. произошло землетрясение с магнитудой 5,1.

Сейсмологическая станция Национального института геофизических исследований (N.G.R.I.) в Хайдарабаде, оснащенная чувствительными сейсмографами Беньоффа, имеющими увеличение 10^5 , расположена на весьма прочном основании. Этой станцией четко регистрируются все землетрясения с $M \geq 3$, происходящие в районе Койны (эпицентральное расстояние около 490 км).

Анализ записей этой станции показал, что сейсмическая активность региона Койны уменьшилась [76]. В табл. 7 приведен вновь составленный список землетрясений в районе Койны с магнитудами $\geq 4,0$. Из таблицы видно, что в последние несколько лет после разрушительного землетрясения в декабре 1967 г. частота повторения землетрясений с магнитудой $\geq 4,0$ уменьшалась. В течение 1969 г. произошло девять таких землетрясений,

1970 г.— семь, 1971 г.— четыре, 1972— три. С января по октябрь 1973 г. произошло только одно землетрясение с $M=4,1$, но в октябре 1973 г.— одно землетрясение с $M=5,1$ и три с $M>4$.

Таблица 7

Сейсмические толчки в Койне с магнитудой ≥ 4 начиная с 1969 г.

Дата	Магнитуда	Дата	Магнитуда
21 января 1969	4,1	23 января 1971	4,2
13 февраля 1969	4,2	14 февраля 1971	4,0
7 марта 1969	4,4	10 августа 1971	4,0
3 июня 1969	4,2	10 августа 1971	4,3
27 июня 1969	4,5	1 мая 1972	4,2
22 июля 1969	4,0	11 мая 1972	4,5
3 ноября 1969	4,1	11 ноября 1972	4,1
4 ноября 1969	4,2	19 апреля 1973	4,1
16 апреля 1970	4,0	17 октября 1973	4,0
27 мая 1970	4,8	17 октября 1973	4,1
8 июня 1970	4,1	17 октября 1973	5,1
17 июня 1970	4,1	24 октября 1973	4,6
21 сентября 1970	4,0	11 ноября 1973	4,6
25 сентября 1970	4,6	17 февраля 1974	4,5
26 сентября 1970	4,6		

Эти данные показывают, что резкое повышение сейсмической активности в конце 1973 г. не согласуется с тенденцией ее постепенного затухания в районе Койны в течение периода с 1968 г. до середины 1973 г.

Повышение сейсмичности подтверждает установленную зависимость между уровнем воды и землетрясениями. За оставшееся до конца 1973 г. время после землетрясения 17 октября не произошло ни одного толчка с подобной магнитудой. Возможно, это объясняется тем, что время, в течение которого поддерживался высокий уровень воды в 1973 г., было значительно меньше, чем в 1967 г. В течение 1967 г. зафиксировано 132 дня с уровнем воды выше 2144 фута (653 м), тогда как в 1973 г. этот уровень держался лишь 98 дней. Подсчитаны коэффициенты корреляции между уровнем воды в водохранилище и частотой толчков. Эти данные будут рассмотрены позже.

Озеро Кариба, Замбия

Геология

Плотина Кариба представляет собой двурочную плотину высотой 128 м и длиной 617 м. Она образует крупнейшее водохранилище объемом 175 км³. Геологические исследования озера Кариба проводили многие ученые [19, 20, 48, 96, 115, 116]. Сноу [188] систематизировал данные по гидрогеологии, нагружению и сейсмичности, которые рассматриваются ниже.

Согласно работе [209, стр. 351], последовательность стратиграфических горизонтов в данном районе в основных чертах выглядит следующим образом:

Триас	Песчаники верхнего карру	} Система карру
	Гравелиты и конгломераты	
Пермь	Глинистые сланцы мадумабизы	
Докембрий	Кварциты	
Архей	Гнейсы, амфиболиты, сланцы	

Озеро Кариба расположено во впадине северо-восточного простирания (рис. 45). К северо-западу и юго-востоку от реки Замбези, текущей в северо-восточном направлении, находятся соответственно Замбия и Родезия. В основании водохранилища залегают породы системы карру от карбона до триаса. Местами, например на участке плотины, река Замбези вскрыла докембрийские породы. Вокруг впадины Замбези породы фундамента состоят главным образом из крупнозернистых гнейсов, имеющих крутую полосчатость северо-восточного простирания. Породы в обнажениях сильно трещиноваты и разрушены. В Карибе, вдоль ущелья реки Замбези, гнейсы пронизаны докембрийскими пегматитами и долеритами юрского возраста. Общее северо-восточное простираение свойственно породам докембрия, рифтовой долине более древнего возраста, чем карру, и, наконец, складкам и разрывам мелового возраста.

Неметаморфизованные серии докембрийских пород, согласно залегающие на гнейсах под породами карру в некоторых частях впадин, в период рифтообразования, предшествовавшего формированию системы карру, были нарушены [19]. Они обнажаются к юго-западу от озера Кариба, в Родезии, и относятся к серии сиджарира (рис. 46). В их состав входят преимущественно кварцитовые песчаники с прослоями глин общей мощностью более 600 м. Подобно тому как в третичное время в больших масштабах произошло рифтообразование, в период времени до карру в Восточной Африке аналогичным путем образовалось несколько грабенов. Таким образом, к началу отложения осадков карру рельеф фундамента был неровным, а юрские и

меловые разрывы увеличили неровности поверхности фундамента. В прогибающиеся впадины, которые были предшественниками рифтообразных структур, отложились осадки системы карру.

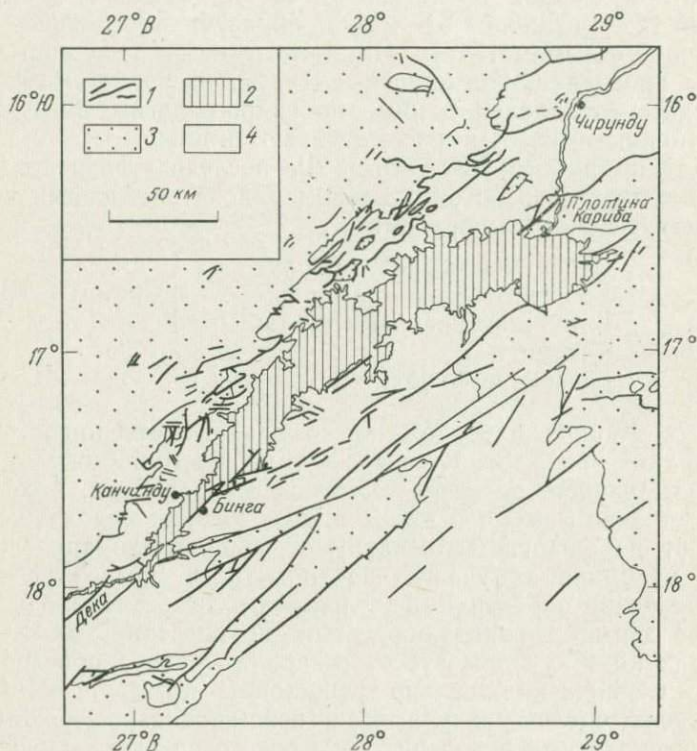


Рис. 45. Геологическое строение и разрывные нарушения зоны Кароба [68].
1 — разломы, 2 — оз. Кароба, 3 — докембрийские породы, 4 — система карру.

Мощность отложений системы карру составляет 2800 м. Базальными породами их являются породы серии дваика — тиллиты и гравелиты в одних местах и конгломераты и песчаники в других. На базальных слоях лежат угольные слои и песчаники серии экка, общая мощность которых составляет 100 м. Выше них залегает 450—640-м толща сланцев мадумабизы пермского возраста. Они перекрыты 365-м горизонтом грубозернистых триасовых песчаников, известных под названием «гравелитов уступа», с вертикальными обнажениями (рис. 46). Выше этих песчаников залегает 120-м толща полевошпатовой гальки, аргиллитов и базальтовых лав, относящихся к серии стормберг.

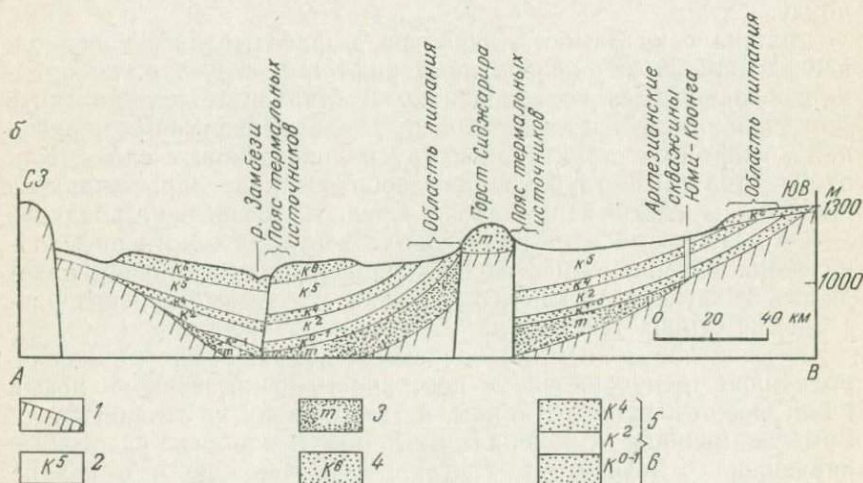
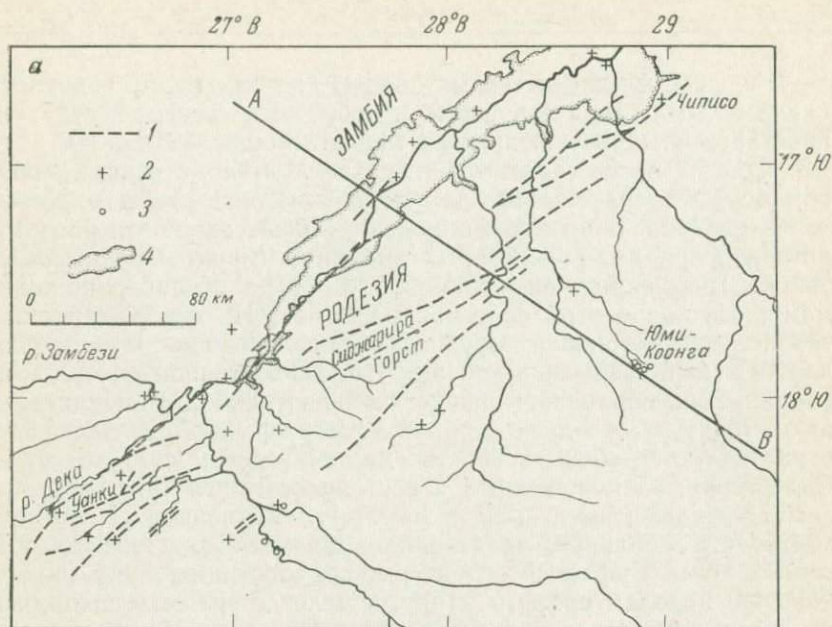


Рис. 46. а — карта Среднезамбезийской впадины с разломами (1), термальными источниками (2) и артезианскими скважинами (3); 4 — оз. Кароба.

б — разрез через долину р. Замбези, на котором видны артезианские структуры и связанные с ними источники термальных вод: 1 — комплекс водонепроницаемых пород фундамента, 2 — водонепроницаемые сланцы мадумабизы, 3 — водопроницаемые породы свиты умкондо, 4 — водопроницаемые гравелиты уступа, 5 — водопроницаемые песчаники верхнего и нижнего уанки, 6 — водонепроницаемые сланцы и уголь.

В юрское и меловое время породы системы карру оказались нарушенными многочисленными сбросами северо-восточного простирания, погружающимися под углом $50-65^\circ$ на ЮВ или СЗ. Сбросы прослеживаются в шахте Момба на северо-западном берегу озера Кариба и в угольных копях Уанки в южной части Родезии. В миоцене, плиоцене и плейстоцене эти разломы активизировались в некоторых впадинах (кроме Среднезамбезийской); современная сейсмичность озера Кариба, по-видимому, связана с этой системой разломов. На северо-западном склоне асимметричной Среднезамбезийской впадины наблюдается явный разрывной контакт. На юго-восточном склоне этой впадины, первоначально представлявшем собой моноклинальную структуру, позднее в результате разрывной деятельности образовались грабены и горсты. Явным горстом является блок Сиджарира, расположенный к востоку от Бинги (рис. 46).

От средней юры до раннего мела, т. е. в период разделения континента Гондвана, происходило движение континентальной земной коры. Рифтовые структуры, приуроченные к пермо-карбонным породам системы карру, в меловое время заполнялись осадками. Эти осадки отчетливо видны на родезийской стороне ущелья Кариба и на замбезийском берегу озера Кариба в Канчнду.

Долина реки Замбези, вероятно, вырабатывалась в период, последовавший за образованием рифтовых структур, но предшествовавший осадконакоплению. В Малави можно получить убедительные доказательства существования сдвиговых нарушений в рифтовых структурах карру и динозавровых слоях. Как отмечено в [114], глубокое рифтообразование сопровождалось опусканием слоев карру вдоль Среднезамбезийской впадины.

От мела до миоцена происходила денудация. Хотя рифтообразование во многих местах Восточной Африки в миоцене находилось в активной стадии, оживления среднезамбезийских разломов не отмечается.

В миоценовое время начались эпейрогенические движения, поднявшие денудационную поверхность и вызвавшие новый цикл эрозии в районе Карибы, а также вверх по течению реки Замбези, начиная от водопада Виктория. В плиоцене разрывные нарушения отмечались в Танганьикской впадине и в долине реки Лвангвы. В позднем плиоцене, по-видимому, благодаря наклону древних поверхностей омоложение реки Замбези и ее притоков срезало постафриканскую поверхность этой части территории. В миоцен-плиоцене в Кении и на юге Танганьики происходило развитие сбросов. В плейстоцене Среднезамбезийская впадина не подвергалась воздействию тектонических процессов, хотя в других местах наблюдалось активное рифтообразование.

Природа преобладающих напряжений

На примере разлома Дека видно, что каких-либо значительных напряжений, нормальных к поверхности разрывов, не наблюдается; это подтверждается отсутствием милонита и катаклаза кварцевых зерен и слабым развитием брекчирования [130]. Стратиграфические исследования показали, что северо-западная сторона этого разлома опущена вертикально вниз не менее чем на 300 м.

Анализ первого вступления *P*-волны основного землетрясения Карибы показывает, что произошло опускание северо-западного блока вдоль плоскости разрыва простирания ССВ (см. гл. 4). Такой характер движения в очаге согласуется с характером смещения вдоль разлома Дека. С другой стороны, в районе могут существовать сдвиговые напряжения [88], а в южной части Малави, как отмечалось ранее, обнаружены сдвиговые дислокации. Эти сдвиги следует тщательно исследовать, так как в течение последних 300 млн. лет сохраняются условия для развития сбросов, что подтверждается изучением механизма очагов землетрясений.

Гидрогеология

Региональная гидрогеология детально рассмотрена в работе Сноу [188]. Хотя большинство отложений Восточной Африки, по-видимому, неводоносны, считается, что в метаморфических породах Родезии и Замбии существуют подземные воды. В ущельях притоки реки Замбези не пересыхают круглый год. С гидрогеологической точки зрения наблюдаемые в ущельях трещины и разрывы имеют важное значение до глубины в сотни, а то и в тысячи метров. Несмотря на то что с глубиной пористость уменьшается, а поры становятся тоньше, на глубине более 1 км влияние порового давления еще значительно. Хотя породы могут и не давать большого количества воды в скважинах, на них оказывает механическое воздействие давление жидкости в микроскопических трещинах. По плоскостям, являющимся проводниками изменения порового давления, существует, хотя и редко реализуемая, опасность разрывов.

Породы серии сиджарира, подстилающие отложения системы карру в Среднезамбезийской впадине, состоят из крупнозернистых, обломочных и частично сцементированных и, следовательно, по классификации Бонда [19], водопроницаемых пород. Важное гидрогеологическое значение с точки зрения нагрузки от водохранилища имеют породы системы карру. Базальные породы двайки, вероятно, водоносны; водопроницаемость свойственна также и угленосным слоям серии эка. Тонкозернистые

сланцы мадумабизы, возможно, и водонепроницаемы, но пересекающие их разрывы открыты и брекчированы (см. рис. 46, б). Проницаемыми являются «гравелиты уступов», где буровыми скважинами вскрываются артезианские воды. Важны с гидрогеологической точки зрения и разломы Среднезамбезийской впадины. Свидетельством этого являются многочисленные термальные источники, выходящие на поверхность по разрывам в южной части района Карибы, особенно вблизи Уанки (см. рис. 46, а). Несколько высокодебитных источников выходят на поверхность вдоль разлома Дека, протягивающегося до озера Кариба.

Используя измерения геотермического градиента в скважинах, Бонд [19] по температуре воды в источниках определил глубину циркуляции инфильтрационных вод в различных частях Среднезамбезийской впадины. На рис. 46, б показаны пути глубокой циркуляции воды [19].

Существование гидравлической связи подземных вод от поверхности впадины до больших глубин подтверждается наличием термальных источников. Воды этих источников, поднимающиеся вдоль сбросов, вероятно, создают поровое давление в породах впадины, заполненной водами озера Кариба. Несмотря на то что проницаемость пород недостаточна для извлечения вод из скважины, трещиноватые породы фундамента вместе с водоносными вышележащими слоями способны передавать изменения напора на несколько километров в глубину. Особенно ярко это проявляется при наличии круто падающих трещин, когда гидравлические изменения на поверхности передаются до глубин очагов землетрясений. Таким образом, можно представить себе следующую картину: нагрузка от водохранилища вызывает региональные изменения гидравлических напоров, уменьшающие горизонтальные и вертикальные эффективные напряжения в пределах площади под водохранилищем, что может привести к опасному механическому эффекту.

Сейсмичность

К началу заполнения озера Кариба точной информации о сейсмичности района не было, так как не существовало ни одной сейсмической станции. Однако свидетельства сейсмической активности вдоль разлома в Бинге (см. рис. 45), проходящего вблизи западной границы озера, имелись [10]. Один из толчков ощущался в районе Бинги 15 июля 1956 г. [68]. Тем не менее Кариба продолжала считаться асейсмичной зоной; в каталоге Горшкова [65] не упомянуто ни одного землетрясения в этом регионе. Сноу [188] отмечает лишь небольшую, не противоречащую современным тектоническим представлениям сейсмическую

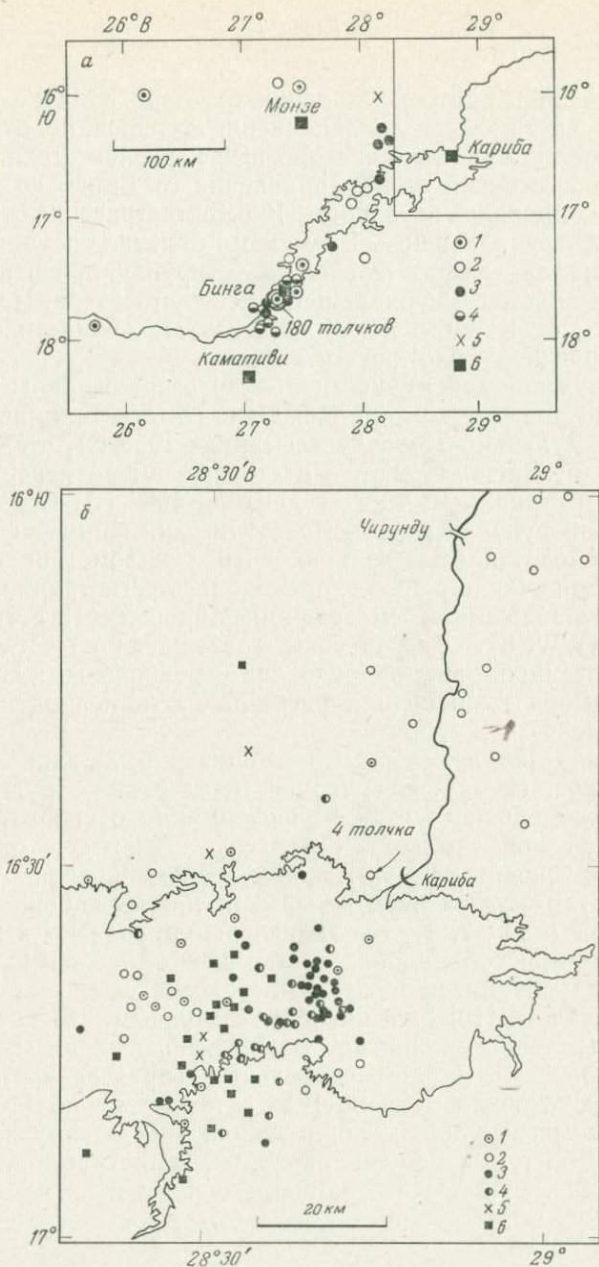


Рис. 47. *а* — расположение сейсмических станций и эпицентры землетрясений в западной части впадины Саньяти за разные отрезки времени: 1 — январь—июнь 1961 г.; 2 — июль—декабрь 1961 г.; 3 — январь—июнь 1962 г.; 4 — июль—декабрь 1962 г.; 5 — январь—июнь 1963 г.; 6 — сейсмические станции. *б* — эпицентры во впадине Саньяти и ниже плотины [68]: 1—5 те же, что в *а*; 6 — июль—октябрь 1962 г.

активность на некотором удалении от озера. Однако в северо-восточной части озера до заполнения толчков не отмечалось. В то же время, как было сказано выше, разлом Дека, протягивающийся в юго-западном направлении от Бинги до Ботсваны на 330 км, проявлял активность [130]. Землетрясения отмечаются также в области Окаванги. Временами отмечались толчки вдоль линии Намвала—Кафуэ—Мазабука—Чирунду, ориентированной с запада на восток и проходящей к северу от озера. На расстоянии 385 км от Карибы, к югу от Булавайо, землетрясение нанесло повреждение плотине Антилоп.

Для изучения сейсмичности вблизи озера Карибы были использованы две сети станций [10]. Одна сеть состояла из главной станции в Булавайо (создана в феврале 1959 г.), станции Брокен-Хилл (с апреля 1959 г., в настоящее время переименована в Кабве) и станции Чилека (с декабря 1962 г.). Все эти станции были оборудованы трехкомпонентными сейсмографами Вилмора и находятся в нескольких сотнях километров от озера. В Булавайо начиная с 1963 г. проводилась регистрация коротко- и длиннопериодными сейсмографами Мировой сети стандартных станций (WWSS). Другая сеть, состоявшая из четырех прибрежных станций, была оборудована вертикальными сейсмографами Вилмора и проводила регистрацию в период с 1961 по 1963 г. (рис. 47).

В течение трех лет озерными станциями было записано более 2000 толчков. Из-за нерегулярной регистрации, трудностей со службой времени и отсутствия информации о скоростном разрезе земной коры региона оказалось возможным определить только 159 эпицентров [68]. Расположение эпицентров показано на рис. 47. За исключением четырех из них, лежащих вдоль параллели 16° (рис. 47, а), все эпицентры приурочены к рифтовой Среднезамбезийской долине, в которой создано озеро. Определить глубины очагов как этих землетрясений, так и землетрясений из каталога [10] оказалось невозможным. Поскольку точность определения эпицентров не превышает 2 км, положение активных разломов остается довольно неопределенным. В каталоге [10] за период с 1959 по 1968 г. представлено 1400 землетрясений с магнитудой $\geq 2,0$; в дополнение к нему за период с 1969 по 1971 г. указано еще около 150 землетрясений с магнитудой $\geq 2,5$. Расположение эпицентров в этом каталоге приведено начиная с 1966 г.

Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений

Начало активности после быстрого наполнения озера в 1959 г. совпало с началом регистрации землетрясений сетью постоянных сейсмических станций. Сейсмическая активность

с 1959 по 1962 г. (рис. 48), по-видимому, была связана с озером, ибо большинство эпицентров находилось в его пределах. С февраля по ноябрь 1962 г. наблюдалось еще более значительное увеличение сейсмичности. Максимум активности и наибольшие толчки относятся к 1963 г.; в сентябре этого же года произошло землетрясение с магнитудой 6, которое совпало по времени с максимальным уровнем озера. Сдвиг во времени между пиками уровня воды и сейсмической активности составил полтора месяца. Из рис. 48 можно видеть, что, хотя с марта 1963 по февраль 1964 г. уровень озера снижался, сейсмическая активность продолжалась вплоть до сентября 1964 г. В дальнейшем низкий уровень активности держался до сентября—ноября 1971 г., когда произошла ее новая вспышка, включавшая землетрясение с магнитудой 3,8. Годовые колебания уровня водохранилища Кариба составляли около 2,5 м; в июне—июле 1969 г. его уровень поднялся до отметки 485,4 м, а спустя три месяца отмечена вспышка сейсмической активности. В другие годы, когда уровень озера достигал той же высоты, повышения сейсмической активности не наблюдалось.

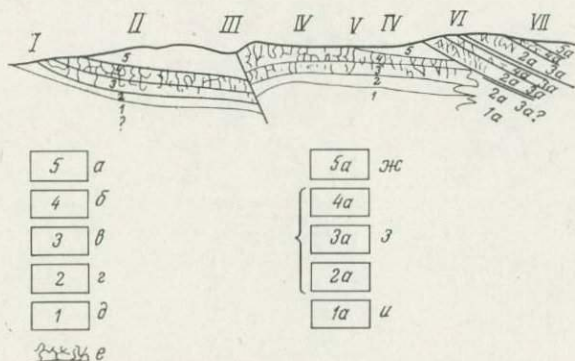
Из рис. 48 видно также, что увеличивающаяся частота повторения толчков с апреля по сентябрь 1964 г. соответствует повышению уровня водохранилища вплоть до августа 1964 г. Периоды понижения уровня воды с октября по ноябрь 1964 г. и с октября 1965 г. по февраль 1966 г. сопровождалась уменьшением частоты повторения толчков. Увеличение же активности соответствовало повышению уровня озера в периоды времени с декабря 1964 по июнь 1965 г. и с апреля по июль 1966 г. Иногда увеличение активности связано, возможно, с падением уровня, например в периоды с октября 1966 по июнь 1967 г., а также в апреле 1967 г. В дальнейшем в этой же главе будет обсужден вопрос о статистической корреляции между изменениями уровня озера Кариба и частотой повторения землетрясений.

Озеро Кремаста, Греция

Геология

Плотина Кремаста высотой 147 м на реке Ахелоос в Греции образует озеро объемом 4,75 км³. Максимальная глубина водохранилища около 120 м. Данные по геологии территории приведены по работе Сноу [187]. Вся область разделяется надвигами на три зоны: Пинд, Гавровон и Ионическую (рис. 49). Породы фундамента в этих зонах неизвестны. В зоне надвига Пинд, восточнее Кремасты, кремнистые известняки юрского и мелового возраста залегают вместе с офиолитами, глинистыми сланцами и радиоляриевыми кремнистыми сланцами, на которых

Поднятие известняков зоны Гавровон в период от верхнего мела до олигоцена обусловило значительное карстообразование и расчлененность рельефа. Некоторые особенности залегания этих известняков определили надвиговый характер разрывов. В западной части эоценовое опускание привело к образованию неритовых известняков. Флишевые отложения начали появляться по всей территории в нижнем миоцене. Флиш зоны Гавровон состоит из мощных слоев конгломератов, образованных



Р и с. 50. Схематический разрез по линии залив Амвракисос—Тополиана (горы Пинд) [187].

a — третичный флиш; *б* — верхнемеловой известняк; *в* — нижнемеловой известняк; *г* — юрский известняк; *д* — триасовый эвапорит; *е* — карст; *жс* — верхнемеловой и третичный флиш; *з* — радиолярит, сланец, известняк; *и* — сланец. I — зал. Амвракисос, II — Ионическая зона, III — р. Инохос, IV — зона Гавровон, V — р. Ахелоос, VI — надвиг Пинд, VII — зона Пинд.

из карбонатных и кремнистых пород зоны Пинд. В других местах флиш состоит из алевритов с небольшими прослоями песчаников при отсутствии конгломератов. Западные зоны Гавровон наблюдаются один или несколько надвигов, довольно круто падающих в восточном направлении.

Образование флишевых толщ закончилось в миоцене вместе с завершением надвиговых движений Пиндского орогена, сформировавших поверхность скольжения надвига и мощную милолитовую зону. По-видимому, надвиги Пинда имеют в своем основании толщу некомпетентных галитов, представляющую собой складку срыва. В зоне Гавровон, например, образование надвигов привело к появлению большого числа тонких прослоев в некомпетентных глинистых и кремнистых сланцах, а также нескольких слоев в компетентных известняках. Самый нижний надвиг Пинда, образованный в водопроницаемых породах, погружен в воды залива Мегдова, входящего в водохранилище Кремаста. Повсеместная закарстованность известняков зоны

Гавровон, слагающих крылья надвигов, бесспорно, способствует передаче гидростатического давления, создаваемого водохранилищем, во все слои, образующие надвиг. Однако считать доказанным изменение порового давления в кристаллических породах фундамента не представляется возможным, так как в основании надвигов присутствуют водонепроницаемые эвапориты.

Складчатость региона имеет миоценовый возраст, причем ее интенсивность уменьшается с востока к западу. В зоне Пинд складкообразование привело к возникновению плотных асимметричных покровов и раздроблению кремнистых пород. В зоне Гавровон складки обладают значительной шириной и асимметрией, а их оси ориентированы на ССЗ и погружаются под углом до 20° . В Ионической зоне складки отсутствуют и породы полого наклонены в направлении ВСВ. Водохранилище расположено на восточном крыле крупной складки во флишевых породах, ориентированных в направлении ССЗ, параллельном течению реки Ахелоос. Выделить эту складку можно и в нижележащих известняках. Однако на современный рельеф зоны Гавровон в большей степени, чем складкообразование, повлияла, по видимому, денудация. В некоторых местах известняки с неровной поверхностью выступили из-под перекрывающего их флиша вследствие образования складок и разрывов.

После миоценовой складчатости происходило образование разрывов, круто падающих на ВСВ, перпендикулярно северо-западному направлению осей складок. Эти самые молодые в регионе разрывы вызвали правостороннее смещение осей складок. Еще больше разрывов было обнаружено с помощью фотогеологических исследований в однообразных нерасчлененных алевритах. Разломами рассекается и основной надвиг Пинд. Принадлежащий к описанной выше системе разрывов разлом Алеврада—Смардача пересекает водохранилище в 10 км севернее плотины. Сейсмическая активность ограничивается этой зоной, причем основной толчок произошел в 10 км севернее Смардачи (см. рис. 49). Рассмотрение многочисленных структур и их плоскостей скольжения подтверждает тот факт, что основным типом движения по этим разрывам и, в частности, по разлому Алеврада—Смардача является смещение по падению. Тем не менее в районе моста Смардача смещение по падению и сдвиг по простиранию, измеренные вдоль плоскости, погружающейся под углом 45° , оказались равными по величине. При рассмотрении механизма очага главного землетрясения оказалось, что смещение по падению несколько больше сдвига по простиранию вдоль плоскости, ориентированной в направлении либо ВСВ, либо СЗ (гл. 4). Полученное при определении механизма очага смещение вдоль плоскости, имеющей простирание в направлении ВСВ, подтверждается геологическим обследованием

в районе моста Смардача. Однако вблизи плотины Кремаста на расстоянии около 100 м имеется несколько круто погружающихся разрывов северо-западного простиранья, характеризующихся нормальными смещениями. Этот факт подтверждает возможное движение вдоль плоскости северо-западного простиранья.

Согласно работе [45, стр. 2642], Африканская плита поглощается Ионической впадиной, находящейся к западу от параллельной ей Эгейской палеовпадины. Описанное выше геологическое строение региона явилось результатом погружения и переработки пород Африканской плиты вдоль Эгейской впадины в мезозойское и третичное время. С точки зрения тектоники плит современное геологическое развитие является продолжением проходившего в эпоху от мела до миоцена процесса субдукции под воздействием сжатия в направлении ВЗ. Анатолийский трансформный разлом простиранья ВСВ, по-видимому, пересекает залив Патранкос, находящийся в 50 км к югу от района Кремасты. Галанопулос [58] в 10 км к северу от плотины выделил серию связанных между собой сдвиговых нарушений. Надвигами являются разломы, простирающиеся в направлении ССЗ, подобно Эллинидам, в частности разлом Инахос. Землетрясения, связанные с этими надвигами, мелкофокусны, их очаги лежат внутри 7-км толщи осадочных пород, в то время как землетрясения, связанные с Анатолийским разломом, несколько глубже. В случае образования сдвигов промежуточное главное напряжение σ_2 должно быть вертикальным; при наличии недостаточно прочных горизонтальных поверхностей скольжения (например, в галитах триаса) совместно со сдвиговыми нарушениями могут развиваться надвиги простиранья ССЗ. На основе этого факта Сноу [187] считает, что более глубокие землетрясения Кремасты связаны со сдвигами простиранья ВСВ.

Гидрогеология

На большинстве участков, расположенных вокруг водохранилища и под ним, распространены флишевые породы. Эти породы в основном водонепроницаемы, и поэтому гидрогеологические особенности играют второстепенную роль в тектонических процессах. Местами вблизи плотины в известковистых конгломератах развит карст, приуроченный к разрывам и трещинам. Через окна в алевритовом покрове из кавернозных известковистых конгломератов в 2,5 км вниз по течению от плотины выходят несколько источников с большим дебитом. Из водоносных известняков Пинда и радиоляритов к флишевой толще поступает большое количество воды, которая собирается в основании на-

двига на водонепроницаемых милонитах. Поскольку разлом Смардача—Алеврада является водонепроницаемым барьером для подземных потоков, вдоль него на поверхность выходят несколько небольших источников. Флишевые породы не могут ни аккумулировать, ни передавать больших количеств воды, но они способствуют установлению высокого уровня подземных вод, соответствующего расчлененному рельефу. Это приводит к тому, что водохранилище не может значительно влиять на уровень подземных вод.

С другой стороны, известняки всей рассматриваемой территории кавернозны и уровень грунтовых вод в них почти горизонтален. Карстообразование происходило и до формирования флишевых толщ, поэтому в известняках зоны Гавровон водоносный горизонт образовался под водохранилищем, вокруг него, а также под водонепроницаемым флишем. Появление разрывов после образования флиша не повлекло за собой нарушения гидравлической связи, которой способствует продолжающееся карстообразование. Некоторая утечка воды из водохранилища, хотя она и весьма мала, увеличивает запасы воды в карбонатных породах. Увеличение обводненности могло бы также происходить через трещины в обнажениях флишевых пород у реки Аспропотамус. Установленные в известняках вблизи водохранилища четыре пьезометра отметили изменения уровней, которые соответствовали колебаниям горизонта озера. Один из них, расположенный на расстоянии 6,5 км от водохранилища, отметил понижение уровня на 7 м, что означало существование гидравлического градиента и фильтрации воды из водохранилища. Это наблюдение согласуется с отмеченным увеличением дебита в удаленных от водоема естественных источниках. Три остальных пьезометра, установленные в разных пунктах на расстоянии около 1 км от водоема, с точностью до 1 м фиксировали изменения уровня водохранилища.

Свидетельством возрастания гидравлического напора в породах с момента образования озера Кремаста служит увеличение дебита источников. Множество таких примеров приводится в работе Сноу [187]. От смешения термальной и озерной вод температура воды в некоторых источниках снизилась, а их химический состав изменился. Теплые воды источников циркулируют на больших глубинах, и фильтрация из водохранилища должна вызвать увеличение напоров во всей системе. Доказательством их увеличения служит и тот факт, что источники, затопленные водохранилищем, продолжают изливаться. Один из таких родников вблизи Смардачи, который являлся основным источником для реки Аспропотамус, в настоящее время находится на глубине 70 м под водой озера Кремаста. Другим примером является источник Превенза, затопленный водохранилищем Кастраки.

Излив вод этого источника еще происходит, что доказывает присутствие H_2S .

Наличие погребенного карста является самой значительной особенностью гидрогеологии района Кремасты, которая играет важную роль в локальных тектонических явлениях. Сноу [187] утверждает, что по мере того как наполнение водохранилища повышает гидравлические напоры в карстовых породах, происходит их увеличение и во флише на величину, в среднем равную половине подъема уровня в водохранилище. Остается неизвестным, меняются ли напоры подземных вод, лежащих под карбонатными породами. Надвиг Пинд оказался затопленным в заливе Мегдова. Значительно восточнее водохранилища этот надвиг, возможно, захватывает граниты и серпентиниты, давая возможность водам просачиваться в эти породы фундамента. Однако землетрясения происходят не в восточной части надвига Пинд, а к северу от водохранилища. Вероятно, это происходит потому, что воды на глубине 4000 м циркулируют в эвапоритах, которые, как считают, уплотняются за счет выноса $NaCl$ в некоторые термальные источники. Основной надвиг и сдвиговые нарушения, относящиеся к системе Анатолийского разлома, пересекают эвапориты. Хотя землетрясения в районе Кремасты весьма мелкофокусны (если судить по характерному гулу и высокой локальной интенсивности), главный толчок 5 февраля 1966 г., по всей вероятности, произошел в породах фундамента (глубина очага 12 ± 5 км). Поэтому можно предполагать, что воды, попавшие в породы фундамента по разлому, профильтровались через эвапориты.

Сейсмичность

Озеро Кремаста расположено в районе, имеющем сейсмическую историю. За период с 1953 по 1965 г. в окрестностях Кремасты на площади $87\,000$ км², расположенной между 37 и 40° с. ш. и 20 и 23° в. д., произошло 49 землетрясений с магнитудой $\geq 5,3$ и 28 землетрясений с магнитудой $\geq 7,1$ [11]. Согласно [59] и частному сообщению Сноу (1971 г.), непосредственно вблизи самой Кремасты каких-либо значительных землетрясений в период 1700—1965 гг. не происходило, хотя зона, расположенная на островах в 100 км к юго-западу от Кремасты, была весьма активной. За период 1951—1966 гг. эпицентры отмечены только в низовьях реки Ахелоос, в 40 км от плотины вниз по течению. В долине реки с 1821 г. и вплоть до начала заполнения водохранилища не наблюдалось ни одного землетрясения с магнитудой > 6 ; однако с начала заполнения и по 1970 г. произошли три таких землетрясения. Наполнение началось 21 июля 1965 г.,

а в августе стали ощущаться землетрясения. За период с августа 1965 г. по 4 февраля 1966 г. на площади размерами 100×100 км (рис. 51) произошло 740 толчков. Для Греции, где обычно происходит два-три толчка в месяц, такая продолжительная серия землетрясений необычна.

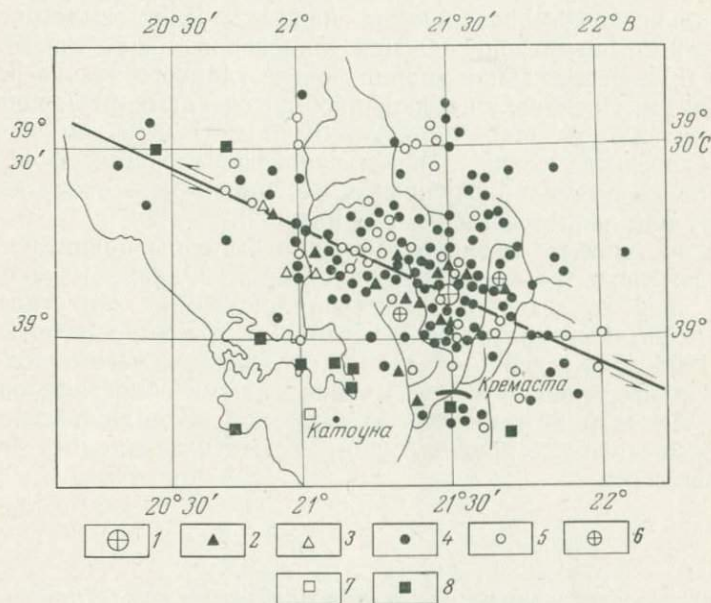


Рис. 51. Эпицентры и магнитуды толчков в районе Кремасты с сентября 1965 г. по ноябрь 1966 г. [39]: 1 — основной толчок, $M_L = 6,2$; 2 — форшоки, $M_L = 3,4 \div 3,9$; 3 — форшоки, $M_L = 4,0 \div 4,2$; 4 — афтершоки, $M_L = 3,4 \div 3,9$; 5 — афтершоки, $M_L = 4,0 \div 4,6$; 6 — афтершоки, $M_L = 4,9 \div 5,1$; 7 — поздний афтершок, $M_L = 5,6$; 8 — поздние афтершоки, $M_L = 3,2 \div 3,8$.

5 февраля 1966 г. на участке, где раньше не отмечалось толчков с магнитудой более 5,5, произошло разрушительное землетрясение с магнитудой 6,2. Эпицентр этого землетрясения ($39,1^\circ$ с. ш. и $21,6^\circ$ в. д.) находился в 25 км к северу от плотины, в непосредственной близости от северной границы озера. В результате землетрясения один человек погиб, 60 человек было ранено, разрушено и повреждено 1680 домов, образовалось множество оползней и обвалов (по данным Сейсмологического бюллетеня Афинской национальной обсерватории за февраль 1966 г.). С 5 февраля и по конец 1966 г. число зарегистрированных толчков составило 2580. Магнитуды зафиксированных форшоков и афтершоков достигали 5,6. Между августом и декабрем 1965 г.

в Греции были открыты четыре новые станции, оборудованные трехкомпонентными короткопериодными ($T_s=0,5$ с, $T_g=1,0$ с) сейсмографами Спренгнезера с увеличением 50 000. Самой близкой к плотине станцией, расположенной в 115 км от нее, была Валсамата на о-ве Кефалиния. Эпицентры определялись по данным сети станций, включавшей эти четыре станции и центральную обсерваторию в Афинах. Для землетрясений с $M_L \geq 3,4$ точность определения эпицентров можно считать порядка $0,1^\circ$. Вычисленная глубина очага главного толчка равнялась 20 км. Поскольку наблюдались интенсивные фазы коровых волн, очаги более слабых толчков были отнесены к земной коре. По макросейсмическим данным гипоцентры слабых форшоков находились на малой глубине, а их эпицентры — очень близко к озеру или непосредственно под ним [39].

Явное усиление активности можно было бы приписать увеличению числа регистрирующих станций. Однако начавшиеся за 45 дней до главного толчка рои ощутимых землетрясений были необычным явлением. В течение пяти дней, с 15 по 20 января 1966 г., ежедневно отмечалось от шести до восьми толчков. Они характеризовались чрезвычайно малыми областями ощутимости, высокой интенсивностью, короткой продолжительностью и не отмечавшимся прежде гулом. Их очаги находились близко к поверхности.

Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений

Быстрый подъем уровня водохранилища с ноября 1965 по январь 1966 г. сразу вызвал увеличение сейсмической активности в ноябре 1965 г. и настоящую вспышку активности в январе—феврале 1966 г. (рис. 52). В феврале, после продолжительного периода интенсивного подъема уровня воды, наблюдался максимум активности, включающий землетрясение 5 февраля 1966 г. с магнитудой 6,2. Активность уменьшилась в марте 1966 г. и оставалась невысокой в последующий период, пока уровень водохранилища сохранялся более или менее постоянным. Следует отметить, что толчки начали происходить в тот момент, когда уровень озера поднялся до отметки 245 м в январе 1965 г. Позднее уровень достиг отметки 268 м; по наблюдениям Сноу [187], при этом уровне воды землетрясения не регистрируются; однако, когда в сезоны дождей уровень превышает отметку 270 м, толчки ощущаются. В дальнейшем будут рассмотрены коэффициенты корреляции между уровнем воды в водохранилище и повторяемостью землетрясений.

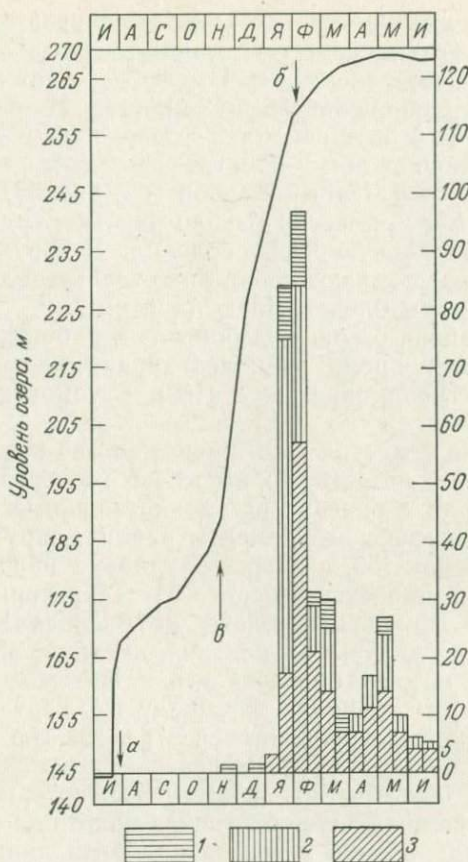


Рис. 52. Подъем уровня воды и частота возникновения землетрясений в районе Кремасты [58]. Число инструментально записанных толчков (правая шкала): 1 — одной станцией; 2 — двумя станциями; 3 — несколькими станциями (суммирование сделано за каждые 15 дней).

a — начало наполнения озера (21.7.65); *б* — основной толчок (5.2.66); *в* — изменение скорости нагружения.

Озеро Мид, США

Геология

Водоохранилище, названное озером Мид, образовано плотной Хувер высотой 142 м и имеет объем воды 35 км³ при глубине до 140 м. Озеро Мид расположено на юго-восточной окраине Провинции бассейнов и хребтов западное плато

Колорадо. Оно начинается в том месте, где река Колорадо вытекает из Нижнего Гранитного ущелья Большого Каньона и течет к западу на протяжении 80 км. Озеро пересекает несколько горных хребтов меридионального простирания. Наибольший объем воды содержится в двух впадинах — Верджин-Детрайтл и Боулдер, расположенной в том месте, где река Колорадо поворачивает к югу и вливается в Черный Каньон (см. рис. 55). Впадина Боулдер расположена к северу от плотины, а Верджин-Детрайтл составляет центральную часть водоема. В структурном плане эти впадины представляют собой две отдельные депрессии, разделенные поднятым блоком Блэк-Маунтинс.

Геология района озера Мид описана в работах [6, 7, 9, 126—128]. В последнее время наиболее характерные геологические особенности региона описаны в [169]. Рассмотрим кратко эти особенности.

Большинство землетрясений произошло во впадине Боулдер, поэтому наибольший интерес вызывает геология именно этой впадины, которая и описана весьма детально. Основные тектонические и геологические элементы района, окружающего впадину, видны на рис. 53, а разрез впадины в направлении с востока на запад приведен на рис. 54. Территория озера Мид в палеозойское и раннемезозойское время являлась частью обширного моря. Осадочные отложения, имеющие мощность в несколько тысяч метров, образовались в процессе седиментации и одновременного опускания. К западу и северу от озера Мид мощность осадков увеличивается и в районе гор Спрингс, расположенных к западу от Лас-Вегаса, достигает 8000 м. В мезозое произошло повсеместное поднятие, за которым последовал ларамийский орогенез. Происходившая вплоть до позднего мела эрозия обнажила породы докембрия вблизи впадины Боулдер и к югу от нее.

В раннетретичное время был широко развит вулканизм. За период от позднего мела до кайнозоя удалось выделить пять фаз вулканической деятельности. Большая часть вулканических пород залегает на докембрийском основании; мощность их сильно варьирует. К югу от плотины Хувер она увеличивается, в некоторых местах достигая 5000 м. К северо-востоку от впадины Боулдер вулканические породы имеют мощность около 900 м. Они представлены базальтами и андезитами и связанными с ними риолитовым вулканическим стеклом, туфами и брекчиями. Третичные интрузии сложной формы присутствуют в докембрийском основании. В ряде мест интрузии (силлы и лакколиты) согласно залегают на лавах. Эти интрузии состоят из кварцевых монзонитов и гранодиоритов.

Современные структуры Провинции бассейнов и хребтов развивались в миоцене и раннем плиоцене, когда вулканическая

деятельность сопровождалась образованием сдвигов и сбросов. После того как сформировались бессточные впадины, они были заполнены отложениями мадди-крик, которые покрывают обширную территорию впадины Верджин-Детрайтл и северо-западной

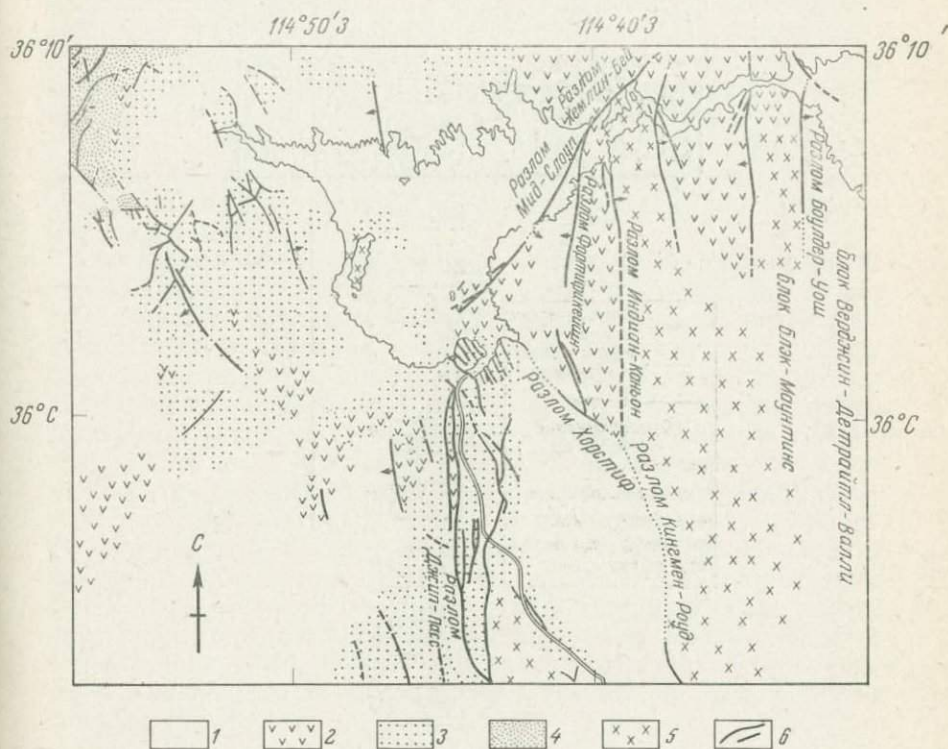


Рис. 53. Геологическая карта впадины Боулдер [169].

1 — четвертичный аллювий и третичные отложения свиты мадди-крик, 2 — преимущественно третичные интрузивные породы с локальными включениями вулканических пород; 3 — третичные вулканы (гора Дэвис, Голден-Дор, Патси-Майн), 4 — мезозойские и палеозойские отложения, 5 — докембрийские магматические и метаморфические породы, 6 — разломы.

части впадины Боулдер. Эти отложения состоят из конгломератов, песчаников, глин, базальтовых покровов, соли и гипса. Во впадине Верджин мощность солевых и гипсовых слоев достигает нескольких тысяч метров. Период эрозии, в результате которой сформировалось современное русло реки Колорадо, начался в позднем кайнозое. С этого времени река Колорадо выносит много обломочного материала и наносов из впадины Боулдер, обнажая при этом многие структуры.

Основными структурами в окрестностях впадины Боулдер являются разломы. Главные из них — разломы Индиан-Каньон, Хемлин-Бей, Боулдер-Уош, Хорстиф и Джип-Пасс (см. рис. 53). Северную часть озера Мид пересекает крупная региональная



Рис. 54. Широтный разрез впадины Боулдер [9].

1 — свита мадди-крик; 2 — останцы бронирующих базальтов; 3 — оползневые отложения; 4 — интрузивные породы; 5 — интрузия горы Уилсон; 6 — интрузия Рейлрод-Пасс; 7 — шток Ривер-Маунтинс; 8 — интрузия Боулдер-Сити; 9 — вулканиты горы Дэвис; 10 — вулканиты Патси-Майн; 11 — мезозойские породы; 12 — палеозойские породы; 13 — докембрийские породы.

зона сдвига (разлом Лас-Вегас). Эти структуры, за исключением взбросов в северной части, образовались в поздне-третичное время вместе со всей Провинцией бассейнов и хребтов. Разлом Хемлин-Бей представляет собой левосторонний сдвиг по простиранию, который ориентирован в северо-восточном направлении и имеет протяженность около 19 км. Фактически он является частью зоны сдвига, ширина которой местами достигает до 3—4 км, а смещения крыльев весьма значительны. Разлом Хемлин-Бей погружается в юго-западном направлении под чет-

вертикальный аллювий и третичные отложения впадины Боулдер, где разветвляется, образуя разломы Мид-Слоуп, Фортификейшн и Индиан-Каньон.

Три последних разлома, как и разлом Боулдер-Уош, представляют собой нормальные сбросы. Вдоль сброса Боулдер-Уош либо блок Блэк-Маунтинс был поднят относительно блока Верджин-Детрайтл, либо наоборот — блок Верджин-Детрайтл опущен относительно блока Блэк-Маунтинс. Вертикальные смещения по этим разломам достигают 2000 м. Связь между сбросами и сдвигами в районе сложна. Согласно Андерсону [7], разлом Хемлин-Бей, являющийся сдвигом, в результате тектонических процессов на его южном крае вдоль ответвлений трансформировался в сброс.

Хотя амплитуды дифференцированных вертикальных смещений во впадине Верджин-Детрайтл намного больше, чем во впадине Боулдер, сейсмическая активность последней неизмеримо выше. Большая разница в сейсмической активности этих двух впадин, согласно [8], по-видимому, связана с тем, что во впадине Верджин-Детрайтл на небольшой глубине широко развиты солевые отложения. Из-за малой водопроницаемости солей и глин между водой в озере и глубокой гидрогеологической системой под впадиной Верджин-Детрайтл нет гидравлической связи. В этой впадине имеется несколько разломов, вдоль которых могли бы происходить землетрясения, разряжающие глубинные напряжения, однако при отсутствии гидравлической связи оживления этих разломов ожидать трудно. Наряду с этим во впадине Боулдер отложений соли не обнаружено. Разрез, представленный на рис. 54, показывает наличие гидравлической связи через водопроницаемые отложения и трещины в глубоких слоях впадины Боулдер.

Геодезические наблюдения

Рисунки 55 и 56 иллюстрируют опускание поверхности земли вокруг озера Мид относительно отметки Кейн-Спрингс с 1935 по 1963 г. [120, 169]. Наблюдаемое вокруг Лас-Вегаса понижение отметок не связано с озером Мид, а вызывается откачкой подземных вод, приводящей к понижению их уровня и уплотнению осадочных пород [136]. Из рисунков видно, что опускание поверхности с 1935 по 1949 г. превышает по величине последующие поднятия. Вестергард и Адкинс [210] на основе представлений об упругом сжатии бесконечного полупространства предсказали оседание площади озера и теоретически рассчитали смещение, вызванное изостатической компенсацией блока земной коры. Сравнение результатов расчета с данными точного измерения уровня [165] показало, что модель упругого сжатия

находится в хорошем соответствии с наблюдаемыми значениями, тогда как модель изостатической компенсации потребовала бы смещений, в 3—4 раза превышающих те, что наблюдались до 1949 г.

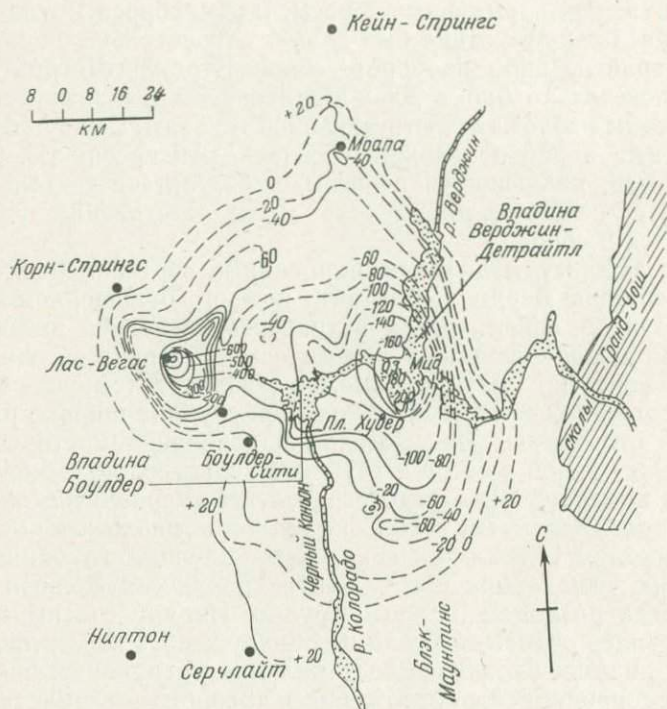


Рис. 55. Изолинии изменения поверхности земли (в мм) в период 1935—1963 (1964) гг. относительно отметки Кейн-Спрингс. Сплошные линии соответствуют данным 1963 г., пунктирные — 1964 г. [120].

В [169] вычислено смещение, которое можно было ожидать при семи землетрясениях с магнитудой 5,0 и одним с магнитудой 4,8, происшедших в течение 1939—1963 гг. Результат соответствует общему смещению 27,5 см, что на 40% больше максимального опускания озера Мид, наблюдавшегося за тот же период.

Сейсмичность

На сейсмичность, связанную с озером Мид, часто ссылаются как на классический пример землетрясений, возбужденных наполнением водохранилищ. Наполнение озера началось в 1935 г. До этого времени не имелось записей землетрясений и район считался асейсмичным [107, 165, 182]. В течение 1937 г., когда

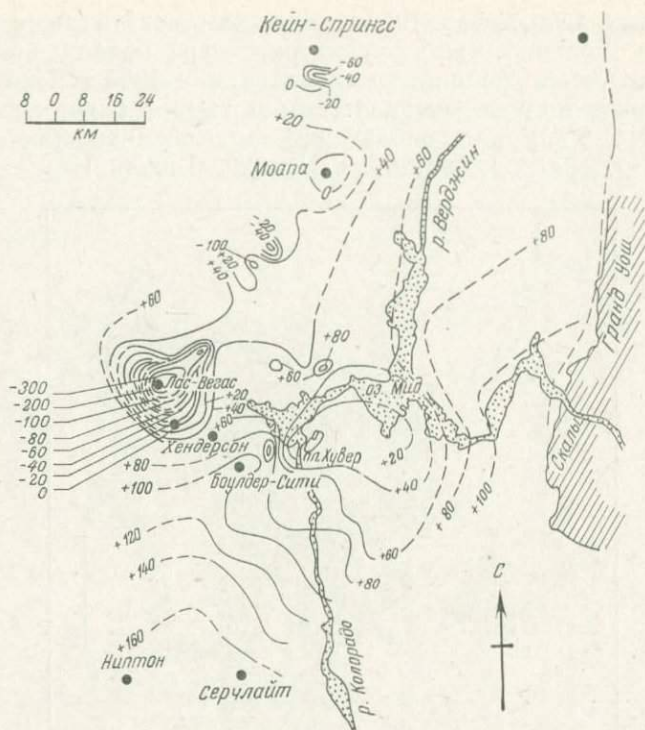


Рис. 56. Изолинии изменения поверхности земли в период 1949—1963 (1964) г. [120]. Большую детальность дает рис. 55.

был достигнут максимальный уровень водохранилища, на ограниченной территории ощущалось около 100 толчков [31]. Эта активность сохранялась и в дальнейшем, достигнув максимума в 1939 г., когда произошло землетрясение с магнитудой 5. Многочисленные ощутимые землетрясения продолжались до недавнего времени. Микроземлетрясения с частотой повторения в одно или два события в день и магнитудой менее 1,0 происходят и в настоящее время.

Сейсмические наблюдения начали проводить в 1937 г., когда на плотине и вблизи нее были установлены три сейсмографа для регистрации сильных движений. В 1938 г. в Боулдер-Сити был установлен сейсмограф Вуда—Андерсона. В 1940 г. вокруг озера Мид начала действовать строенная группа вибрографов с расстоянием между элементами группы около 80 км. В 1942 г. эта группа была заменена короткопериодными трехкомпонентными сейсмографами Беньоффа, которые проработали 10 лет.

Сейсмограф Беньоффа с 1952 г. начал действовать также в Боулдер-Сити. Большая часть территории озера попала в зону регистрации сетью станций, установленных в 1960 г. Национальным управлением по океаническим и атмосферным исследованиям (N.O.A.A.) для наблюдения за сейсмичностью вблизи полигона ядерных испытаний в Неваде. 6 июля 1972 г. вокруг

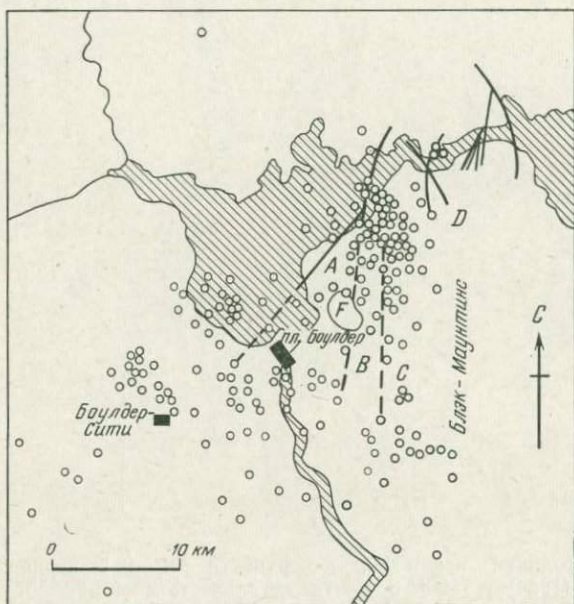


Рис. 57. Расположение эпицентров землетрясений в районе оз. Мид за период с июня 1942 по декабрь 1944 г. Буквами А, В, С, D обозначены разломы, показанные на рис. 53; F — возвышенность Фортификейш [31].

впадины Боулдер была создана группа из 10 станций для регистрации микроземлетрясений. Протяженность группы составляет 20 км.

По данным [31, 169] большинство эпицентров расположено в пределах 25 км от озера. Эпицентры, определенные для периода с 1936 по 1944 гг., сконцентрированы вдоль существующих разломов. Это хорошо видно на рис. 57, где нанесены эпицентры землетрясений, происшедших с июня 1942 по декабрь 1944 г. Глубина очагов этих землетрясений не превышает 9 км, а ошибка в определении эпицентров составляет 1 км и менее [31]. Для половины этих эпицентров, определенных в [169], среднеквадратичное отклонение составляет 0,5 км и менее. Для тех эпицентров, которые лежат вне территории, ограниченной груп-

пой станций, к югу и юго-западу от нее, наибольшая ошибка достигает 2,0 км.

На рис. 58 показаны эпицентры землетрясений, происшедших в течение года начиная с 6 июля 1972 г. Наиболее точно определены эпицентры, приуроченные к системе разломов [169]. Начинаясь вблизи пересечения разломов Хемлин-Бей, Мид-Слоуп и

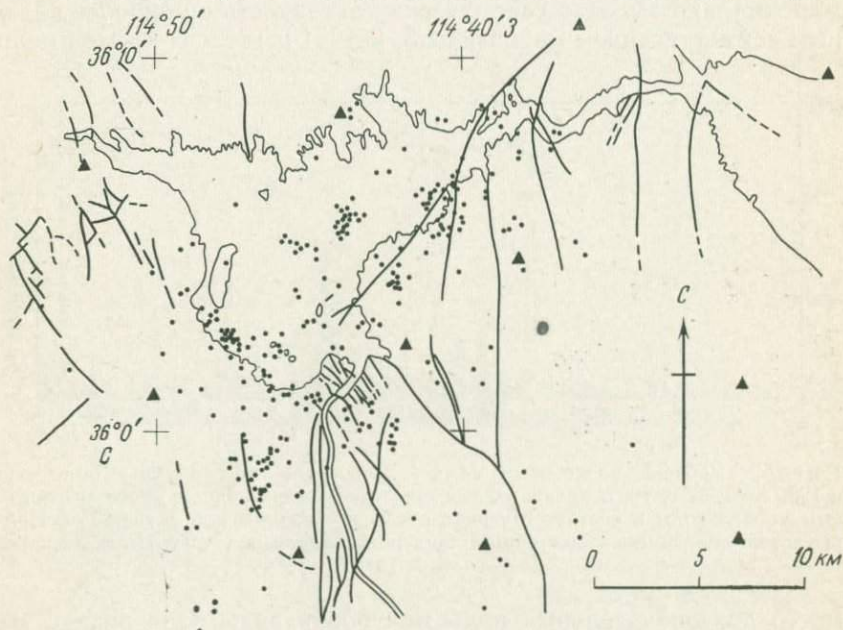


Рис. 58. Расположение эпицентров землетрясений в районе оз. Мид за период с июля 1972 г. по июнь 1973 г. Сейсмические станции обозначены треугольниками. Нанесены основные разломы [169].

Фортификейшн, зона эпицентров протягивается дальше в юго-западном направлении параллельно разлому Мид-Слоуп, оканчиваясь в 5 км южнее берега озера. В том же направлении эта зона проходит и под озером. Наиболее глубокое скопление очагов (глубина 5—6 км) наблюдается в восточной части разлома Мид-Слоуп. У центра озера концентрация очагов происходит на глубинах 4—5 км, а вблизи его юго-западного берега — на глубинах 1,5—2 км.

Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений

На корреляцию между сезонными нагрузками за счет веса воды и сейсмической активностью в течение нескольких лет после заполнения водохранилища Мид было указано в работах

[32, 33, 134]. Однако в последующие годы корреляция не прослеживалась. Ощутимые землетрясения впервые произошли в районе озера в сентябре 1936 г., когда уровень воды достиг годового максимума. На рис. 59 показаны режим уровня водохранилища и изменение частоты повторения толчков. В мае 1939 г., когда уровень воды превысил нормальный, наблюдалась максимально высокая сейсмическая активность с наиболее сильным землетрясением магнитуды 5. В 1941 и 1942 гг. также имели

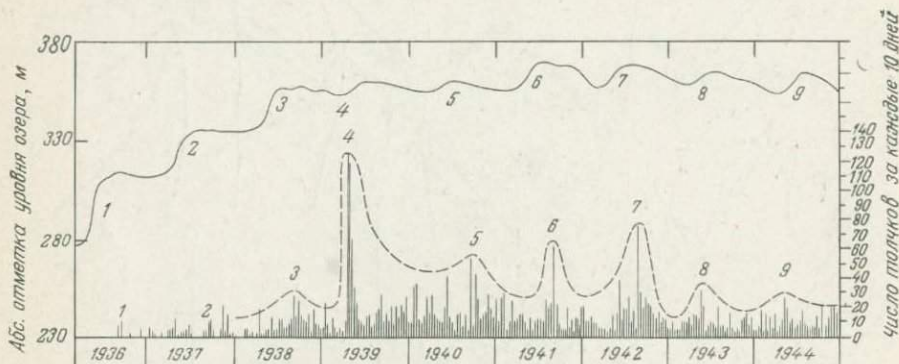


Рис. 59. Уровень воды в оз. Мид и локальная сейсмичность. За период с 1936 по 1937 г. учитывались только ощутимые толчки. Пронумерованы подъемы уровня воды и соответствующие всплески сейсмической активности. Прерывистой линией показана общая тенденция изменения частоты повторения толчков [31].

место два значительных подъема уровня воды. Оба раза с задержкой в несколько недель значительно повышалась и сейсмическая активность. В дальнейшем вспышки сейсмической активности следовали за подъемом уровня воды. Результаты статистического анализа зависимости сейсмической активности от уровня воды в озере будут рассмотрены в дальнейшем.

Денвер, США

Глубокая скважина к северо-востоку от Денвера (штат Колорадо) в районе Арсенала Скалистых гор была пробурена с целью захоронения загрязненной отработанной воды. Глубина скважины 3671 м. Закачка воды началась 8 марта 1962 г. и продолжалась до 30 сентября 1963 г. в объеме около 21 000 м³ в месяц. С октября 1963 по август 1964 г. закачивания не производилось, а затем начался безнапорный налив воды в объеме 7500 м³ в месяц. С 6 апреля 1965 г. воду вновь стали закачивать под давлением в объеме 17 000 м³ в месяц. В апреле 1962 г., через несколько недель после начала закачки, был зарегистрирован

рой землетрясений с эпицентрами вблизи скважины, в том числе и несколько сильных толчков. Было высказано предположение о наличии причинной связи между Денверскими землетрясениями и закачкой воды в скважину [50]. Поэтому 20 февраля 1966 г. закачка была прекращена.

Колорадо относится к регионам со слабой сейсмичностью. Хадселл [88] по газетным заметкам последних 100 лет составил

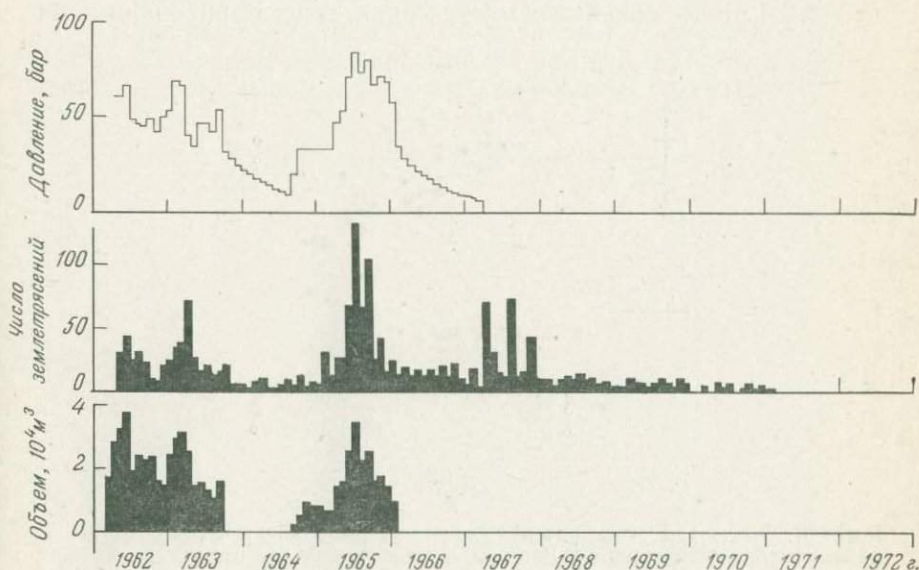


Рис. 60. Число землетрясений за месяц в районе Денвера, объем воды, закачиваемой в месяц, и давление в устье скважины [94].

список 30 ощутимых землетрясений, происшедших в этом районе до начала эксплуатации скважины. Инструментально зарегистрированные землетрясения 1966—1968 гг., по данным Симона [181], произошли в тех же местах, где толчки ощущались и прежде. Однако большинство прежних землетрясений происходило на западной стороне Скалистых гор, в то время как Денвер расположен на восточной стороне. До начала закачки воды в 1962 г. было известно только об одном землетрясении в Денвере, которое произошло в 1882 г. и имело интенсивность VII по шкале MM. Данные, собранные об этом землетрясении, не противоречат тому, что нагнетание воды может вызвать большое число землетрясений.

За период с 1962 по 1965 г. между месячной частотой землетрясений и количеством закачиваемой воды выявлена отчетливая корреляционная связь [50] (рис. 60). В начале 1966 г., когда

закачка была прекращена, частота проявления землетрясений уменьшилась. Однако в 1967 г., более чем через год со времени окончания закачки, сейсмическая активность вновь возросла. Произошли три землетрясения с магнитудой 5—5,2, вызвавшие некоторые разрушения. Довольно сильные толчки продолжались даже спустя три года после окончания закачки. В 1969 г. ощущалось два толчка с магнитудой 3,5 и четырнадцать с магнитудой $\geq 2,5$. Более сильные землетрясения, зарегистрированные на

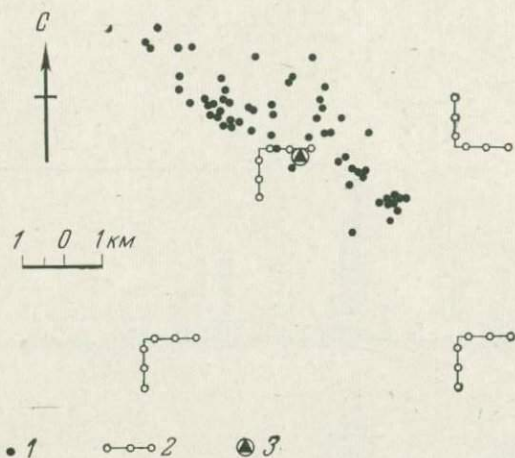


Рис. 61. Эпицентры землетрясений, происшедших в январе—феврале 1966 г. вблизи глубокой скважины в Денвере. Определены густой сетью сейсмических станций [95].

1 — эпицентры, 2 — системы записывающих станций, 3 — местоположение скважины.

расстоянии 5 км от скважины после окончания закачки, трудно объяснить ее воздействием. Однако Хили и др. [95] представляют это явление как результат продвижения фронта давления, о чем будет сказано в гл. 6.

До 1966 г., т. е. в течение четырех лет после начала закачки, определение эпицентров было неточным. Затем с помощью восьми групп *L*-образной формы вблизи скважины за два месяца было зарегистрировано 62 землетрясения. Каждая группа состояла из шести сейсмометров, располагавшихся на расстоянии 0,5 км друг от друга. Оказалось, то эпицентры лежат в пределах проходящей через скважину полосы длиной 8 км и шириной 2 км (рис. 61). Глубина очагов землетрясений колеблется в пределах 4,5—5,5 км, что почти совпадает с глубиной закачки воды (4 км). Точность определения очагов составляет 1 км [95]. За период 1962—1967 гг. было зарегистрировано свыше 1500 зем-

летрясений. Магнитуда многих из них достигала 3—4, причем толчки ощущались в довольно обширной зоне. В гл. 6 будет рассмотрен спусковой механизм Денверских землетрясений как результат закачки жидкости.

Рейнджли, США

На промысле Рейнджли, находящемся в бассейне Юинта (штат Колорадо), нефть добывается с глубины 1830 м из песчаников вебер (кварцевых песчаников позднего палеозоя), из за-

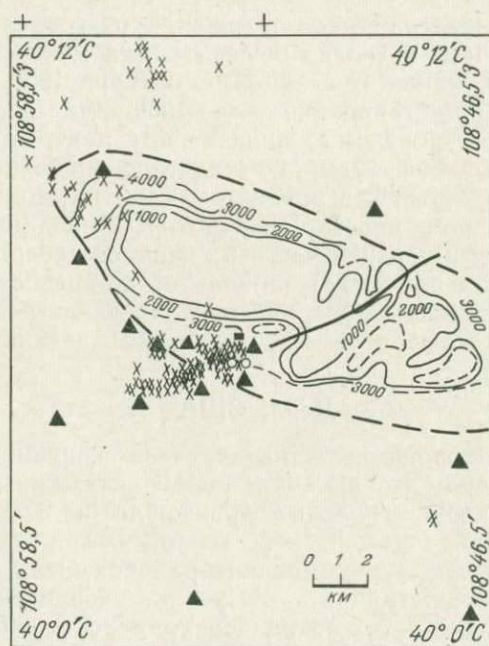


Рис. 62. Зона эпицентров (очерчена пунктирной линией) на нефтяном месторождении Рейнджли с октября 1969 по ноябрь 1970 г. Изолиниями показано давление в забое скважин (в фунт/дюйм²), измеренное в сентябре 1969 г. Треугольниками нанесены сейсмические станции, кружками — экспериментальные скважины, квадрат — скважина, в которой напряжения измерялись с помощью метода гидравлического разрыва [163]. 1 фунт/дюйм² = 0,0703 кгс/см².

крытой антиклинальной складки. В 1957 г., когда после 12 лет эксплуатации месторождения сильно упало пластовое давление, для его восстановления было произведено законтурное нагнетание воды.

В ноябре 1962 года в 65 км к ЗСЗ от Рейнджли была открыта сейсмическая станция. Она сразу начала регистрировать в окрестностях Рейнджли большое количество слабых землетрясений [163] и к январю 1970 г. записала 976 толчков, из которых 320 имели магнитуду > 1 [61]. При этом, по-видимому, годовое число землетрясений коррелировалось с годовым объемом закачиваемой воды. По данным сети переносных станций в 1967 г. землетрясения были сосредоточены в двух местах: на северо-западном участке месторождения и в южной части центральной области месторождения (рис. 62) [157]. В обоих местах было отмечено, что поровое давление вследствие нагнетания превосходило первоначальное.

Точное определение местоположения очагов стало возможным только в 1969 г., когда была открыта местная сеть из 14 постоянных сейсмических станций. С октября 1969 г. по ноябрь 1970 г. было зарегистрировано около 1000 землетрясений, происшедших главным образом в южной части центральной области месторождения. Магнитуды M_L этих толчков находились в интервале от $-0,5$ до $3,5$, а эпицентры лежали вдоль линии разлома юго-западного простирания, который по данным бурения обнаруживается в верхней части песчанников вебер. В этой зоне поровое давление после закачки воды стало превосходить первоначальное. Очаги землетрясений располагались на глубинах от 1830 до 3660 м, т. е. в пределах зоны закачки воды или глубже нее.

Дейл, США

Кроме двух хорошо известных случаев возникновения землетрясений в результате закачки воды в скважины Денвера и Рейнджли, подобное явление произошло и в Дейле (штат Нью-Йорк) [192]. Ламонтской геологической обсерваторией в штате Нью-Йорк и прилегающих районах была создана сеть из 18 сейсмических станций для изучения распределения слабых землетрясений. 8 из этих станций находились в западной части штата и давали возможность следить за любыми изменениями сейсмической активности, связанными с функционированием недалеко от Буффало глубоких скважин, используемых для нагнетания отработанных вод. В июле 1971 г. в Дейле в одну из скважин под высоким давлением нагнеталась вода для обеспечения гидравлического способа разработки соли в нескольких близлежащих эксплуатационных скважинах.

Скважины были заложены в зоне разлома Кларендон—Линден или вблизи нее. До нагнетания воды сейсмическая активность района определялась одним землетрясением за несколько месяцев. После нагнетания станция, расположенная в 1,5 км от скважины, регистрировала около 100 толчков за сутки. В ноябре

1971 г. закачку воды под давлением прекратили и сейсмическая активность за два дня уменьшилась приблизительно до прежнего уровня. Хотя некоторые толчки и ощущались локально, землетрясений с магнитудой, большей чем 1,5, не регистрировалось. Эпицентры наиболее точно определенных толчков, зарегистрированных с помощью переносной аппаратуры, попадают в 5-км зону, вытянутую почти параллельно простиранию разлома Кларендон—Линден.

В августе 1972 г. эксперимент был проведен вторично. Для закачивания воды была выбрана новая скважина в 0,3 км к северу от первой; гидравлическая разработка соли происходила теперь в зоне других прилегающих к ней эксплуатационных скважин. Хотя гидравлические условия были те же, что и в 1971 г., число сейсмических толчков, зарегистрированных даже большим, чем в первый раз, числом станций, оказалось очень малым. В 1971 г. нагнетание с целью вызвать гидравлический разрыв было осуществлено вблизи базального контакта соляной толщи с компетентными доломитами локпорт, тогда как в 1972 г. закачивание производилось в среднюю часть пласта соли. По-видимому, в 1971 г. вода проникла в разлом и вызвала высвобождение тектонических напряжений, а в 1972 г. она не вышла за пределы солевого слоя. Это предположение подтверждается тем фактом, что расход воды в 1972 г. был незначительным по сравнению с 1971 г.

Плотина Талбинго, Австралия

Земляная плотина Талбинго на юго-востоке Австралии входит в состав гидроэнергетической системы Снежных гор. Ее параметры: высота 162 м и длина по гребню около 700 м. Объем водохранилища 0,935 км³.

С 1957 г. в окрестностях плотины функционировала местная сеть из четырех сейсмических станций. Плотина не попадала в четырехугольник, образуемый станциями; поэтому в 1969 г., за два года до начала заполнения водохранилища, в 3 км к северу от плотины была открыта дополнительная станция для регистрации землетрясений, возбуждаемых водохранилищем (рис. 63). Позднее, в июле 1971 г., в районе водохранилища были открыты еще три временные станции.

Региону Снежных гор приписывается слабая сейсмичность. В пределах 25 км от плотины за 13 лет, предшествующих заполнению водохранилища, станциями местной сети, включая работавшую в течение двух лет станцию вблизи плотины, зарегистрировано лишь одно землетрясение. В мае 1971 г., вскоре после начала заполнения водохранилища, станцией, расположенной на плотине, было отмечено увеличение сейсмической

активности. Заполнение началось 1 мая 1971 г., а толчки стали отмечаться с 19 мая. Всего в мае зарегистрировано три толчка, в июне — 39. В июле и августе в соответствии с подъемом уровня воды наблюдалось возрастание сейсмической активности. Затем, вслед за резким снижением скорости наполнения, уменьшалась и частота толчков. В течение декабря 1971 г.

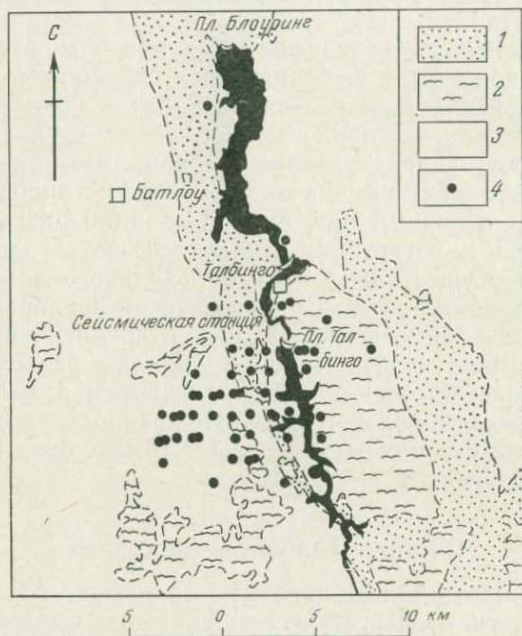


Рис. 63. Геологическая карта и эпицентры землетрясений в районе водохранилища Талбинго. Эпицентр, расположенный в северной части, соответствует землетрясению 1 мая 1971 г., происшедшему до начала заполнения [197].

1 — осадочные породы, 2 — вулканические породы, 3 — гранит, 4 — эпицентры.

уровень воды поднялся до отметки, близкой к максимальной, и в последующие годы был достаточно постоянным. В начале 1972 г. уровень сейсмической активности был невысок, но затем опять возрос [197]. Рис. 64 дает представление о зависимости между скоростью наполнения водохранилища и сейсмичностью.

За первые 15 месяцев с момента начала заполнения было зарегистрировано 3000 микроземлетрясений. 100 из них были достаточно сильными и записаны региональной сетью станций. Самый сильный из толчков имел магнитуду 3,5 и около 60 землетрясений — магнитуды, превышающие 1,5. Несмотря на

большое число зарегистрированных во время наполнения водохранилища землетрясений, сейсмическая активность с точки зрения общего количества высвобожденной энергии мала. Эпицентры образуют очень узкую зону и сосредоточены в непосредственной близости от водохранилища [147]. На рис. 63 представлены результаты предварительного определения эпицентров, полученные без использования данных временных станций вблизи плотины. Эпицентры располагаются в пределах 10-км

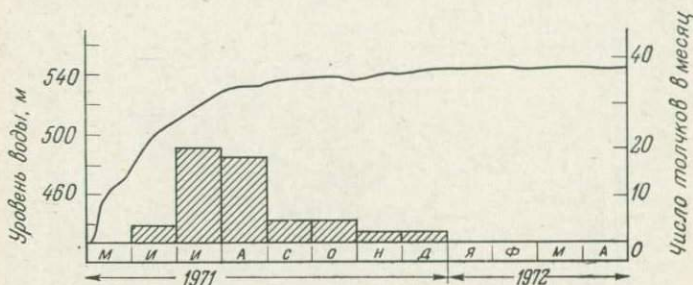


Рис. 64. Режим уровней водохранилища Талбинго и среднemesячная частота толчков в его окрестностях [197].

зоны вокруг водохранилища. На рис. 63 не показаны землетрясения 1972 г., эпицентры которых сдвинуты к восточной части водохранилища [197].

Плотина Хендрик-Фервурд, Южная Африка

Плотина Хендрик-Фервурд в Южной Африке ($30^{\circ}38'$ ю. ш., $25^{\circ}30'$ в. д.) расположена на реке Оранжевой и является первой из предполагаемой серии плотин на этой реке. Двухрочная бетонная плотина имеет высоту 66 м и длину по гребню 600 м. Объем водохранилища 5 км^3 . Наполнение его началось в 1970 г.

Геология района описана Грином [71]. Плотина располагается в относительно стабильной центральной части большой впадины со спокойно залегающим осадочным чехлом системы карру, относимся к верхнему палеозою и нижнему мезозою. На участке плотины горизонтально залегающие слои серии бофорт палеозойского возраста состоят из аргиллитов, песчаников и глинистых сланцев. В эти породы внедрены многочисленные долеритовые дайки и пластовые интрузии. Если не считать этих интрузий, то в целом осадочные породы залегают относительно спокойно и в них не обнаруживается каких-либо значительных разрывов. Но небольшие разрывы существуют. Рельеф местности в значительной степени определяется многочисленными интрузиями.

Начиная с 1966 г. и вплоть до 1970 г. вблизи плотины с некоторыми перерывами функционировала станция, состоявшая из однокомпонентного сейсмографа. За два месяца до начала заполнения водохранилища здесь же была установлена трехкомпонентная система. Через три месяца после завершения строительства плотины вокруг нее была организована сеть из

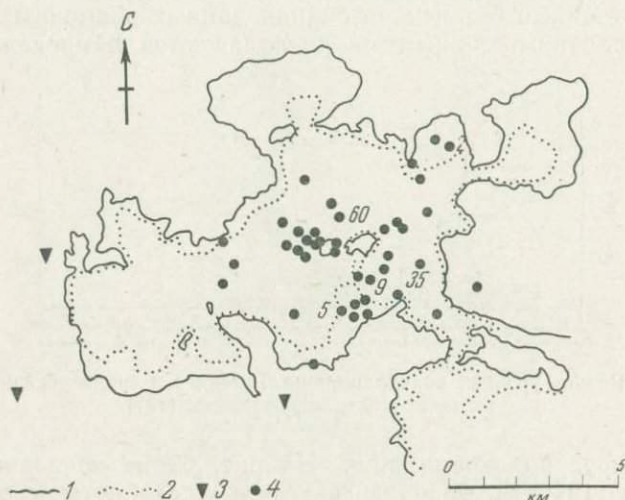


Рис. 65. Местоположение эпицентров вблизи водохранилища Хендрик-Фервурд [71].

1 — контур озера после заполнения, 2 — контур озера к началу сейсмической активности, 3 — места расположения сейсмометров, 4 — эпицентры.

четырёх станций (рис. 65), одновременно была установлена группа наклономеров. В мае 1971 г. вблизи плотины начал функционировать еще один сейсмограф.

В прошлом в 100-км зоне вокруг плотины было зарегистрировано четыре землетрясения с магнитудами больше 5,0. Самое сильное из них произошло в 1912 г. и имело магнитуду 6,0, а последнее, с магнитудой 5,1, датировано 1955 г. В период с 1966 по 1970 г. однокомпонентной установкой вблизи плотины не было зарегистрировано ни одного местного толчка. В течение шести месяцев после начала заполнения региональной сетью также не отмечено никакой активности. Повышение сейсмичности началось лишь 27 февраля 1971 г., через шесть месяцев после наполнения, когда уровень воды в водохранилище поднялся на 40 м. Затем за десятимесячный период было зарегистрировано 97 местных толчков. После декабря 1971 г. сейсмическая активность упала и не поднималась даже в следую-

щий сезон дождей, когда произошло всего 25 слабых землетрясений с магнитудой $\geq 2,0$ (рис. 66).

Используя метод, описанный в [67], Грин [71] рассчитал оседание земной коры под водохранилищем. Максимальное давление за счет веса воды составляет 6,3 бар, что соответствует максимальному опусканию на 31,7 мм при глубине 1 км.

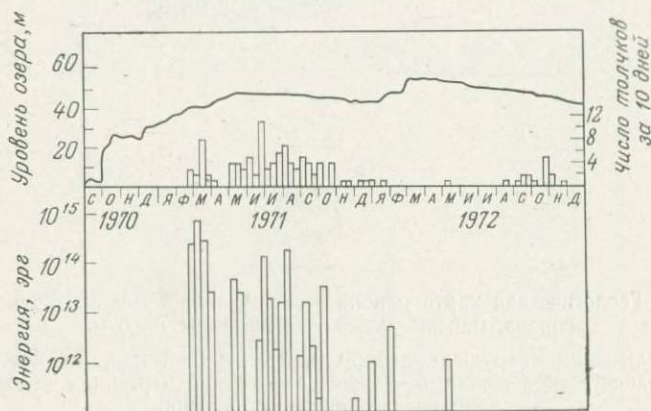


Рис. 66. Уровень водохранилища, частота толчков и выделявшаяся энергия [71].

Очаги концентрируются в трехкилометровой зоне вокруг точки максимального прогибания, а наибольшая глубина их составляет 6 км.

Плотина Вайонт, Италия

Плотина Вайонт расположена в глубоком ущелье и являлась самой высокой плотиной в мире. Ее высота составляла 266 м, а объем водохранилища был $150 \cdot 10^6$ м³. Плотина была сооружена на среднеюрских известняках. В районе плотины развиты массивные верхнеюрские доломитизированные мергели, глины и известняки, на которых залегают породы мелового возраста. Верхняя часть толщи юрских отложений (мальм) представлена известковым мергелем. Геологию района иллюстрируют рис. 67 и 68.

9 октября 1963 г. произошла одна из самых больших катастроф на земном шаре. Огромные массы меловых пород объемом около 250—300 млн. м³ оторвались от горы Ток на левом берегу долины и сместились в водохранилище. Перелившиеся через плотину воды объемом 25—30 млн. м³ создали огромную волну, высотой 70 м. Эта волна разрушила город Лонжерон и унесла около 2000 человеческих жизней.

Водоохранилище начали заполнять в 1960 г.; примерно в это же время была установлена сейсмическая станция. В период

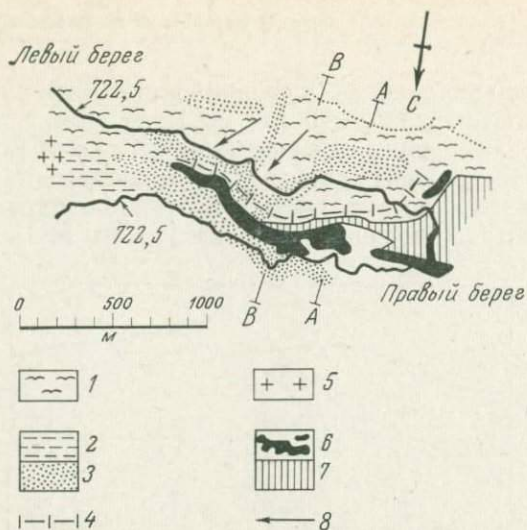


Рис. 67. Геологическая карта района водохранилища Вайонт [209]. Плотина справа, максимальный уровень воды 722,5 м.

1 — нерасчлененные нарушенные породы, 2 — верхний мел, 3 — нижний мел, 4 — поверхность скольжения, 5 — эоцен, 6 — юрские мергели, 7 — доггер, 8 — направление движения оползня.

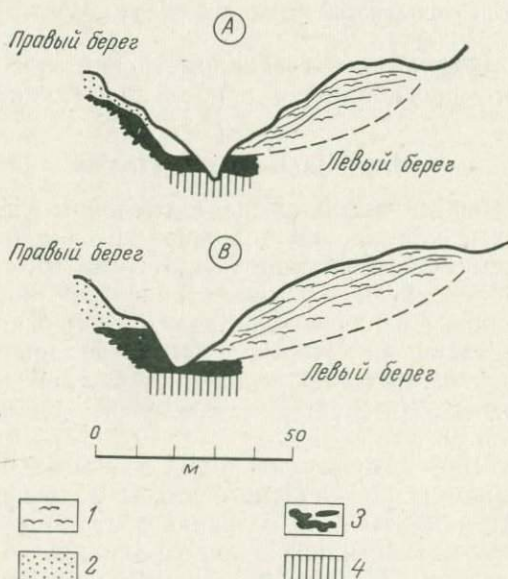


Рис. 68. Водоохранилище Вайонт. Схематические разрезы оползня (А и В) (см. рис. 67) [209].

1 — смещенные и другие образования, 2 — нижний мел, 3 — юрские мергели, 4 — доггер.

с 1960 по 1963 г. вблизи плотины Вайонт зарегистрировано около 250 толчков. Эти небольшие толчки были вызваны наполнением водохранилища, и их повторение нарушило равновесие слоев [29]. С помощью данных сейсмической станции, находившейся на участке плотины, установлено, что эпицентры попадают в 3—4-км зону вокруг нее.

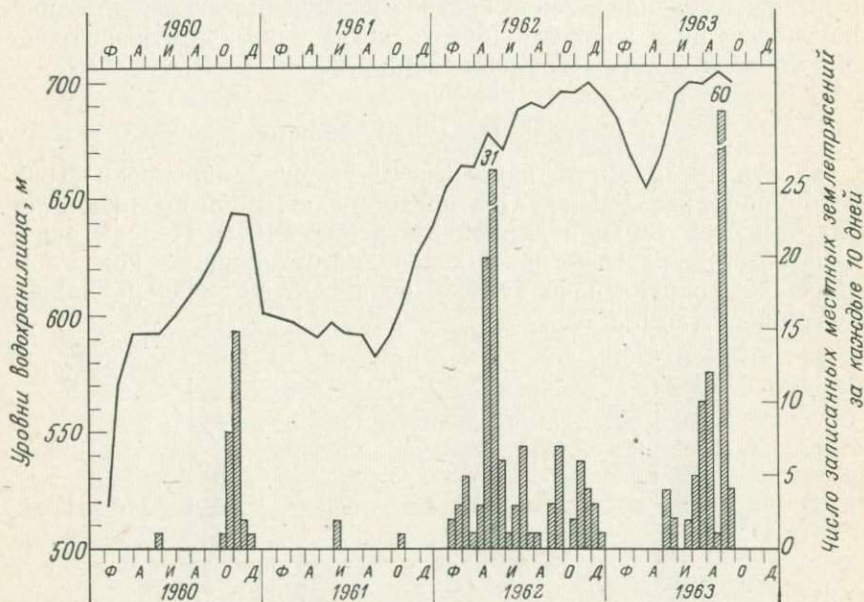


Рис. 69. Уровень водохранилища Вайонт и частота землетрясений [30].

Наблюдается хорошая корреляция между уровнем режимом и частотой повторения землетрясений. Из рис. 69 видно, что трем значительным подъемам уровня водохранилища соответствуют три вспышки сейсмической активности. После каждого пика за снижением уровня воды следует уменьшение активности. Отсюда можно заключить, что землетрясение в мае и последующая вспышка активности в октябре—декабре 1960 г. имеют ту же причину, что и сейсмическая активность в течение 1962 г., когда произошло около 110 местных толчков. Затем последовал спокойный период, длившийся с января по апрель 1963 г., обусловленный, вероятно, снижением уровня воды с декабря 1962 по март 1963 г. Третье повышение уровня воды, при котором скорость подъема была чрезвычайно высокой, достигло максимума в сентябре 1963 г. С мая по сентябрь 1963 г. наблюдалась заметная сейсмическая активность. За максимумом

сейсмической активности в сентябре последовал катастрофический оползень 9 октября 1963 г. Далее, в течение 1964—1966 гг. каждое повышение уровня воды сопровождалось усилением сейсмической активности. Наводнение в сентябре 1965 г. привело к тому, что за несколько дней было зарегистрировано около 400 толчков [30]. Активность прекратилась, когда уровень воды снизился. Многократное повышение активности происходило еще и в ноябре 1966 г., когда в результате наводнений уровень воды быстро поднялся на 60 м.

Плотина Монтэнар, Франция

Плотина Монтэнар находится в узкой долине реки Драк во Французских Альпах. Она представляет собой арочную плотину высотой 130 м и длиной по гребню 210 м. Породы основания состоят из известняков лейаса, погружающихся под углом около 45° параллельно долине реки. Объем водохранилища 275 млн. м^3 [172].

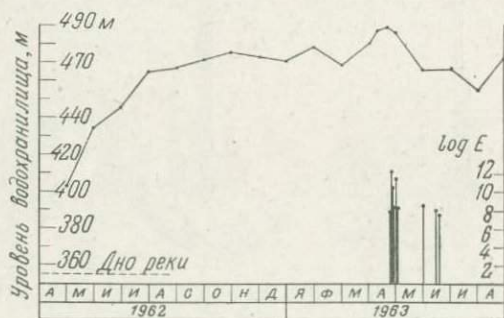


Рис. 70. Монтэнар. Уровни воды в озере и выделявшаяся сейсмическая энергия (в джоулях) [173].

Наполнение водохранилища началось в апреле 1962 г. и завершилось к 15 апреля 1963 г. Через несколько дней начались толчки. 25 апреля 1963 г. после двух слабых толчков вблизи водохранилища произошло разрушительное мелкофокусное землетрясение с магнитудой 4,9. Последующие толчки оказались более слабыми. В течение 1966 года отмечен рой землетрясений, причем самый сильный толчок имел магнитуду 4,3. Расположенная на расстоянии 110 км от плотины сейсмическая станция в Розеланде и станция Монтэнар, установленная 9 августа 1963 г., зарегистрировали 15 толчков в 1963 г., 9 в 1964 г., 1 в 1965 г., 23 в 1966 г. и 16 в 1967 г.

Между уровнем водохранилища и частотой повторения землетрясений или суммарной энергией толчков существует тесная

связь [171]. До постройки плотины в районе Монтэнара не было зарегистрировано ни одного землетрясения, хотя в области Веркор в 12 км к северо-западу от Монтэнара в апреле 1962 г. ощущался сильный толчок. Толчки начались через несколько дней после того, как подъем уровня водохранилища достиг 135 м (рис. 70). 25 апреля 1963 г. и 24 августа 1966 г., когда уровень был максимальным, произошли два самых сильных землетрясения.

Плотина расположена в тектонически нарушенной зоне. В долине реки Драк прослеживается серия располагающихся параллельно ущелью разрывов, трещин и диаклазов, по которым может происходить значительная фильтрация воды.

Плотина Гран-Валь, Франция

Плотина Гран-Валь расположена на реке Трюйер в Герцинских горах, называемых Центральным массивом. Участок плотины характеризуется слабой сейсмической активностью. Объем водохранилища равен 292 млн. м³, максимальная глубина 78 м.

Наполнение водохранилища началось 15 сентября 1959 г.; и после его первого заполнения в марте 1960 г. персонал гидроэлектростанции начал ощущать землетрясения, сопровождающиеся подземным гулом. Особенно значительные толчки наблюдались 31 декабря 1961 г., 1, 13 и 14 января 1962 г. Вторично водохранилище было наполнено до максимальной глубины 78 м в течение августа—сентября 1963 г. 5 августа ощущался сильный толчок, интенсивность которого по шкале ММ равнялась V. Другой сильный толчок отмечался два месяца спустя. Эти землетрясения были самыми значительными и произошли вслед за периодом большой скорости наполнения водоема. Оба толчка 1963 г., а также два землетрясения 1964 г. с интенсивностью до V, очаги которых по данным 11 французских сейсмических станций находились на малой глубине непосредственно под водохранилищем, ощущались на плотине и в близлежащих селениях [172].

Озеро Марафон, Греция

Относительно небольшое озеро Марафон находится в Аттикской впадине в Греции, располагаясь частично на третичной осадочной толще, частично на кристаллических сланцах и гранитах (рис. 71). Заполнение водохранилища началось в 1929 г., а землетрясения стали ощущаться в 1931 г., когда в первый раз был достигнут максимальный уровень воды [59]. В 1938 г. произошло два разрушительных землетрясения с магнитудой >5. На рис. 71 показаны эпицентры землетрясений вблизи

озера, определенные Галанопулосом. Они располагаются в зоне радиусом 15 км вокруг озера.

С подъемом уровня воды отчетливо коррелируется рой землетрясений 1951 г. (рис. 72). Сейсмическая активность начала повышаться в январе 1951 г. при наполнении озера и достигла

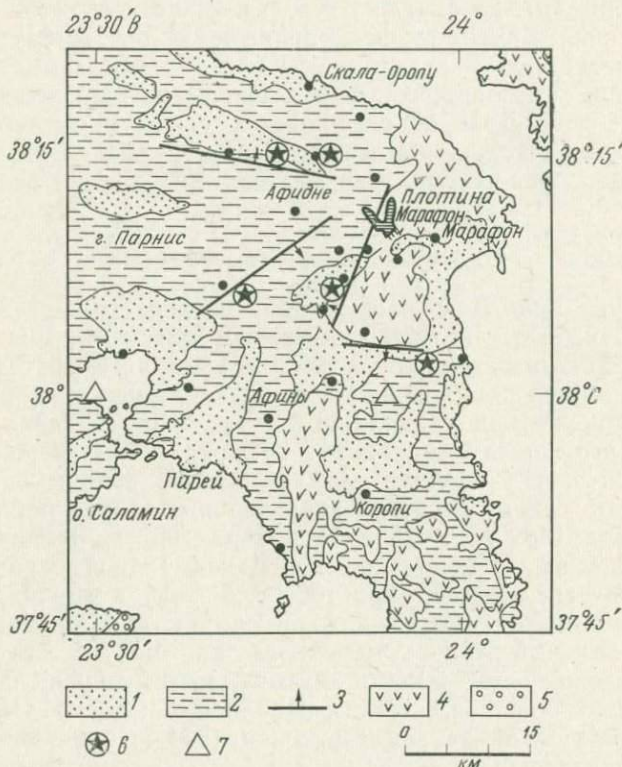
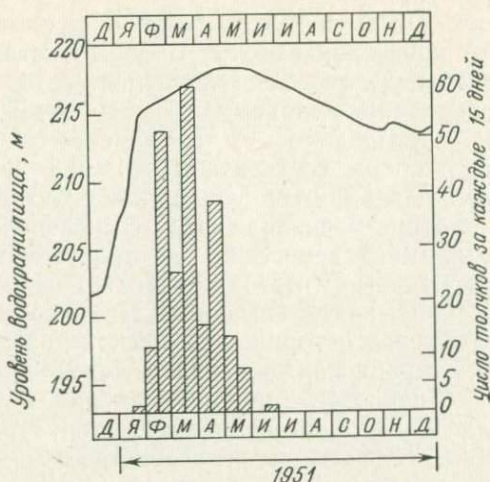


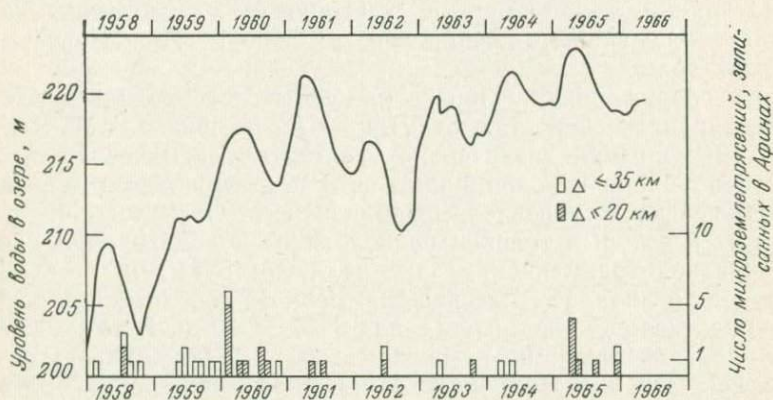
Рис. 71. Плотина Марафон. Геологическая карта района и землетрясения, которые произошли после заполнения озера в июне 1931 г. [59].

1 — четвертичный делювий и аллювий, 2 — осадочные породы, 3 — разломы, 4 — кристаллический сланец и граниты, 5 — вулканические породы, 6 — мелкие очаги, 7 — промежуточные очаги.

своего максимума после продолжительного периода быстрого нагружения. Когда уровень воды стал снижаться, активность уменьшилась. Галанопулос [59] показал, что увеличение сейсмической активности явно коррелируется с сезонными колебаниями уровня воды с 1958 по 1966 г. и частота повторения землетрясений пропорциональна скорости изменения уровня воды (рис. 73). В той же работе показано, что большинство сильных



Р и с. 72. Озеро Марафон. Уровень воды и местные землетрясения ($3 \geq M_L \geq 1$), зарегистрированные в Афинах в 1951 г. [59].



Р и с. 73. Озеро Марафон. Сезонные колебания уровня воды и микроземлетрясения, происшедшие в пределах 35 км от озера в период с 1958 по 1966 г. [59].

землетрясений 1931—1966 гг. произошло в периоды быстрого подъема уровня воды.

Плотина Нурекской ГЭС, СССР

Н. И. Николаев (личное сообщение, 1973) отметил случай возбужденной сейсмичности в районе Нурекской плотины, сооружаемой в среднем течении реки Вахш в Таджикской ССР. Плотина должна быть самой высокой насыпной плотиной

в мире; ее проектная высота 300 м. К 1973 г. плотина достигла половины своей проектной высоты. В первую стадию заполнения (конец 1972 г.) уровень воды поднялся на 140 м. Чтобы избежать провоцирования сильных землетрясений, наполнение водохранилища производилось в медленном темпе. Площадь водохранилища должна составить 75×1 км², полный объем 11 км³ и максимальный подъем уровня воды 250 м.

Нурекская плотина расположена в Пулисангинском ущелье, в пределах Таджикской депрессии, где наблюдаются интенсивные неоген-четвертичные (неотектонические) движения. Район имеет сложное геологическое строение. Николаев выделяет три стадии в геологической истории Таджикской депрессии: 1) геосинклиальная — герцинская складчатость, 2) платформенный режим в мезозой-кайнозой (преимущественно в палеогене) и 3) неоген-четвертичный орогенез (неотектоника). Две последние стадии можно наблюдать непосредственно по морским и платформенным отложениям и по орогеническим континентальным молассам. Наблюдаются также гипсо-солевые слои со специфическими формами соляной тектоники. В недавнее время происходили неравномерные тектонические движения, которыми обусловлено расширение в районе Пулисангинского ущелья долины реки Вахш.

До сооружения плотины в районе регистрировались землетрясения интенсивностью от VIII до IX по шкале ММ. В процессе наполнения значительно усилилась сейсмическая активность в районе водохранилища, что подтверждается записями сейсмографов, установленных вблизи него. Оказалось, что эпицентры некоторых толчков расположены под водохранилищем. Вокруг водохранилища, в зоне радиусом 5 км, число слабых толчков увеличилось в десять раз. Если до заполнения водохранилища число толчков составляло 3—4 за 10 дней, то по завершении наполнения оно возросло до 30—40. Глубина очагов не превышала 5 км. За двухлетний период регистрации толчков до заполнения было отмечено только одно землетрясение с магнитудой 4,5; после заполнения землетрясения с магнитудой 4—4,5 стали более частыми. Все эти землетрясения приурочены к 15-км зоне вокруг водохранилища.

Плотина Куробе, Япония

Арочная плотина Куробе (36° 34' с. ш., 137° 40' в. д.) находится в центральной части Японии и располагается на биотитовых гранитах. Объем водохранилища 149 млн. м³, максимальная глубина 180 м. Хагивара и Отаке [89] установили, что местные землетрясения вблизи плотины Куробе связаны с заполнением водохранилища. Эпицентры мелкофокусных местных

толчков за 45-летний период с 1926 по 1970 г. показаны на рис. 74. Из рисунка видно, что в окружающем плотину горном районе довольно часто происходят как слабые, так и средней силы землетрясения. Хотя высокосейсмичная зона Мацусиро лежит всего в 50 км к востоку от плотины, в районе Куробе в течение 35 лет до начала заполнения водохранилища в 1960 г. не отмечалось сколько-нибудь значительных толчков. Все три заметных толчка в 10-км зоне вокруг плотины произошли после ее постройки: 19 августа 1961 г. ($M_L=4,9$), 21 августа 1961 г. ($M_L=4,0$) и 16 ноября 1968 г. ($M_L=3,8$). Эти толчки приурочены к территории вблизи горы Хариноки, расположенной на восточном берегу озера Куробе. Последний толчок произошел через 15 дней после того, как уровень воды в конце октября 1968 г. превысил нормальный (соответствующий отметке 1443 м при глубине 175 м). Первые два толчка, вероятно, также связаны с наполнением водохранилища и соответствуют моменту, когда глубина составляла 102 м. Кроме того, во время наполнения водохранилища вокруг плотины зарегистрировано большое число микроземлетрясений.

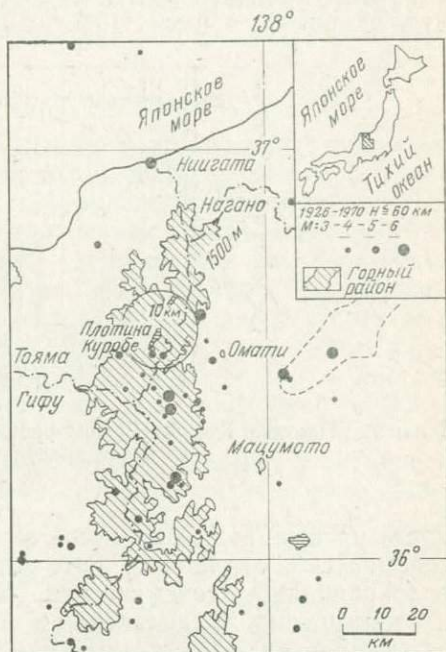


Рис. 74. Плотина Куробе. Показаны мелкофокусные землетрясения с глубиной очагов ≤ 60 км в горном районе Центральной Японии за период 1926—1970 гг. Отдельные землетрясения роя Мацусиро на карту не нанесены [89].

Записи сейсмической станции ($36^{\circ} 34'$ с. ш., $137^{\circ} 40'$ в. д.), расположенной вблизи плотины Куробе, за 84-месячный период (с мая 1963 г. по апрель 1970 г.) были проанализированы Хагиварой и Отаке. Увеличение трехкомпонентных сейсмографов типа «HES1—0,2» составляло 50 000. На этот же период приходилась активная стадия Мацусирского роя землетрясений. Станция Куробе регистрировала Мацусирские землетрясения с разностью $S-P$ от 4 до 8 с, тогда как для местных толчков эта разность не превышала 1,0 с. Следовательно, существовала возможность разделить эти землетрясения. За 84-месячный

период исследования вблизи плотины было зарегистрировано 1182 местных толчка. На рис. 75 показана зависимость месячного числа толчков от уровня водохранилища. Наполнение началось в 1960 г., а в июле 1969 г. уровень достиг своего максимума (глубина 180 м). Сравнение двух кривых показывает, что, например, в июле 1966, декабре 1967 и ноябре 1968 г.,

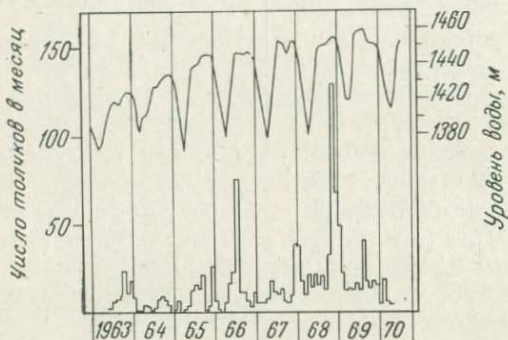


Рис. 75. Плотина Куробе. Режим уровней водохранилища и число толчков за месяц вблизи плотины [89].

когда уровень воды был очень высокий, наблюдалась и высокая сейсмическая активность. В то же время при понижении уровня водохранилища сейсмическая активность имеет тенденцию к уменьшению. В дальнейшем будут рассмотрены коэффициенты корреляции и запаздывание во времени между изменением уровня воды и частотой повторения землетрясений для района плотины Куробе.

Плотина Уэд-Фодда, Алжир

Один из самых первых примеров корреляции землетрясений с наполнением водохранилищ связан с плотиной Уэд-Фодда в Алжире [172]. Плотина имеет высоту 89 м и длину по гребню 170 м. Объем водохранилища 225 млн. м³. На связь землетрясений вблизи плотины Уэд-Фодда с водохранилищем указано в [70]. Наполнение водохранилища началось в конце 1932 г. С января по май 1933 г. вблизи плотины часто ощущались землетрясения. С тех пор толчки больше не отмечались. Геология этой зоны была детально изучена с целью выбора места для сооружения плотины. Была сделана оценка сейсмической опасности региона и изучена проницаемость пород. Решение построить гравитационную, а не арочную плотину основывалось на том, что известняки, обладающие малой механической прочностью, не могли служить опорой арочной плотине. Пло-

тина опирается на юрские известняки, круто погружающиеся вверх по течению реки. Вниз по течению известняки триаса полны пустот и содержат родники; эти известняки доломитизированы и зачастую характеризуются карстовыми явлениями. В районе водохранилища наблюдается чередование твердых и мягких пластов мергелей и известняков неокома и верхней юры.

Плотина Контра, Швейцария

Водоохранилище Вогорно в Швейцарии образовано плотиной Контра. Наполнение озера началось в августе 1964 г., а в мае 1965 г. начались проявления сейсмической активности, выразившиеся в подземном гуле и нескольких сотнях местных толчков [189]. Согласно [124], толчки следовали за быстрым повышением уровня воды. Эпицентры землетрясений приурочены к зоне вблизи водохранилища, которая ограничена двумя разломами в Берзоне. Как показано в [189], колебания уровня воды в озере сопровождалась подобными же изменениями в частоте повторения толчков, причем интервал запаздывания составлял 3—6 недель. После того, как в течение нескольких недель поддерживался максимальный уровень воды в озере, в октябре и ноябре 1965 г. произошли самые сильные землетрясения. Хотя размеры повреждений не известны, сразу же появилась необходимость в эвакуации населения Берзоны. Затем водохранилище было спущено и заполнено вновь; однако активность не увеличилась, а через некоторое время прекратилась. Согласно [124], было достигнуто новое равновесие, которое не нарушалось последующими колебаниями уровня воды.

Мангла, Пакистан

Водоохранилище Мангла на реке Джелам расположено в 200 км к ССЗ от Лахора на границе горного Кашмира с равниной в бассейне реки Инд. Оно ограничено плотинами Мангла, Сукьян и Яри (рис. 76). Объем водохранилища 7,25 км³, площадь 250 км² и средняя глубина 26 м [1]. Максимальная высота плотин 135 м. Район водохранилища принадлежит к сейсмически активному Гималайскому поясу. В конце 1965 г. в Мирпуре был установлен короткопериодный сейсмограф Вилмора, а в феврале 1967 г., когда началось заполнение водохранилища, были открыты еще две станции в Барале и Яри. После начала заполнения, как отмечали Адамс и Ахмед [3], общее число регистрируемых землетрясений увеличилось в 2,5 раза. Однако не исключено, что увеличение числа землетрясений объясняется введением в действие новых станций, и потому связь между наполнением водохранилища и ростом сейсмической активности

остается недоказанной [1]. Большинство землетрясений рассредоточено по площади, а их магнитуды невелики — порядка 1—2 (рис. 77). Магнитуда самого сильного землетрясения равна 3,6.

На рис. 78 представлены частота повторения землетрясений в зависимости от уровня водохранилища Мангла. Выделяющаяся за месяц энергия увеличивается с $3,0 \cdot 10^{15}$ эрг перед началом заполнения до $5,6 \cdot 10^{15}$ эрг во время заполнения. Уставка новых станций не может существенно повлиять на эти

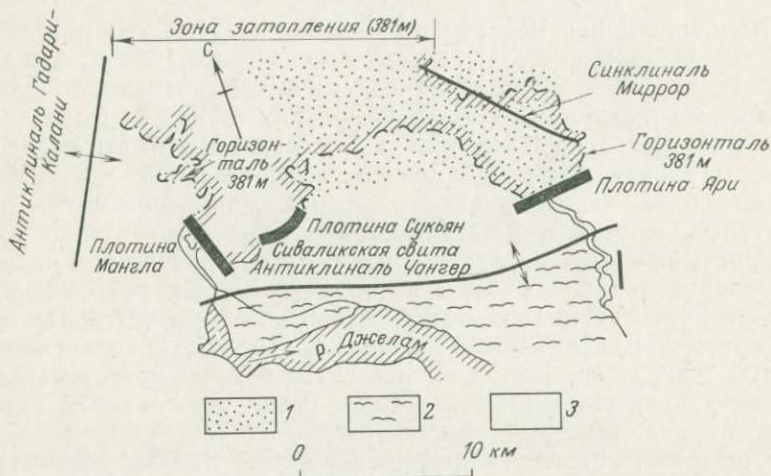


Рис. 76. Часть водохранилища Мангла. Озеро ограничено тремя плотинами: Мангла, Сукьян и Яри. Урез водохранилища дан по сведениям Пакистанской службы (S. P. D.) на отметке 381 м [209].

1 — мирпурский ил, 2 — аллювий р. Джелам; 3 — сиваликская свита.

цифры, так как основной вклад в энергетические оценки вносят наиболее сильные землетрясения. Однако Адамс и Ахмед [3] указывают, что увеличение выделявшейся энергии мало и значимость его сомнительна. Они отмечают, что между изменениями уровня водохранилища и местной сейсмичностью существует некоторая связь. Число толчков, как видно из рис. 78, возросло в период с марта по декабрь 1967 г. при первоначальном наполнении водохранилища. В июле—августе 1968 г., когда нагрузка на дно водохранилища быстро возрастала, частота толчков опять увеличилась. В период с 1 апреля по 12 июля 1968 г. уровень воды был самым низким и толчков не наблюдалось.

В районе водохранилища породы фундамента перекрываются трехкилометровой толщей рыхлых песчаников, алевроитов и глин сиваликской системы (позднетретичное время),

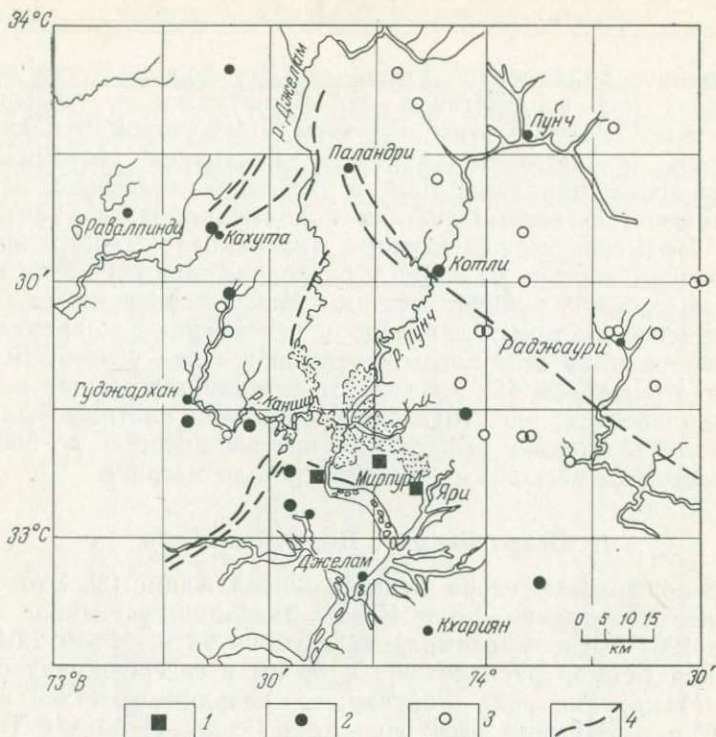


Рис. 77. Район Мангла. Карта эпицентров землетрясений, сейсмических станций и известных разломов [3].

1 — сейсмическая станция; 2 — наиболее достоверные эпицентры; 3 — эпицентры; 4 — известные разломы.

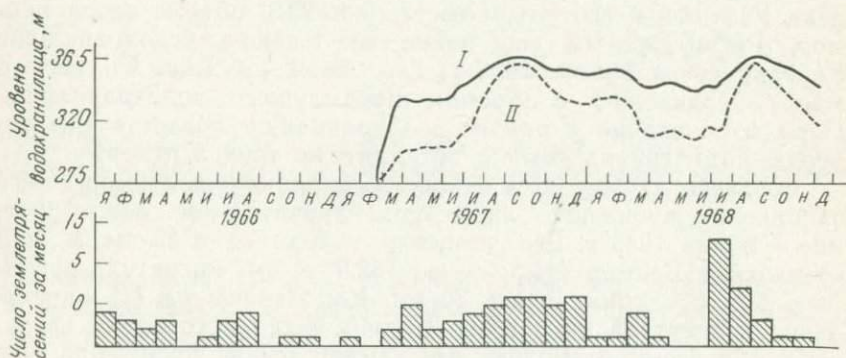


Рис. 78. Водохранилище Мангла. Частота повторения землетрясений и уровни водохранилища.

I и II — уровень и объем водохранилища соответственно.

залегающей параллельно Гималаям. Эти породы легко деформируются под воздействием любой нагрузки, и, по мнению Адамса и Ахмеда [3], этим эффектом до некоторой степени объясняется неотчетливый характер изменения сейсмичности в районе водохранилища Мангла. В раннем плейстоцене породы сиваликской системы испытали поднятие, образовав антиклинали. Примером может служить антиклиналь Чангер, простирающаяся с востока на запад и расположенная в 1—3 км к югу вниз по течению реки от плотины Мангла. Алевриты и глины сиваликской системы, лежащие в основании водохранилища, к северо-востоку от Манглы погружаются под углами 10—15°, в Яри — под углом 45°, а к югу от антиклинали Чангер падают вертикально (см. рис. 76). При сооружении плотины было обнаружено несколько зон сдвига протяженностью до 500 м и мощностью от нескольких миллиметров до метра.

Озеро Бенмор, Новая Зеландия

Геоморфологию озера Бенмор описал Адамс [2]. Это самое большое водохранилище в Новой Зеландии, созданное в декабре 1964 г. Его максимальная глубина 96 м, объем 2,04 км³. Плотина Бенмор расположена в 85 км к северо-западу от города Мамару на реке Уайтаки; ее координаты 44,56° ю. ш., 170,20° в. д. Эта река несет воды озер Охару, Пукаки и Текапо и впадины Маккензи к равнинам Южного Кентербери и Северного Отаго. Озеро имеет два рукава: один протягивается на 15 км в направлении ЗСЗ по реке Аурири, другой — на 25 км в северном направлении (рис. 79). Водоохранилище Авемор, расположенное в 15 км ниже плотины Бенмор, было заполнено в июле 1968 г. Оно протягивается на 10 км вверх по течению реки Уайтаки, и его объем составляет 23% объема озера Бенмор. Расположенное еще ниже по течению водохранилище Уайтаки существует с 1935 г. Его объем (40 млн. м³) весьма мал по сравнению с объемом предыдущего водохранилища. Породы основания в районе водохранилища представлены отвердевшими граувакками и аргиллитами триаса и перми.

Согласно Адамсу [2], в районе водохранилища Бенмор до его заполнения произошло лишь одно значительное землетрясение — 8 мая 1943 г. Его эпицентр находился в 25 км к ЗСЗ от плотины Бенмор (44,5° ю. ш., 169,9° в. д.), магнитуда равнялась 6¹/₄, а глубина очага 70 км. Как отмечено в [2], определение эпицентров на острове Южном было в то время неточным, и поэтому возможно, что землетрясение произошло еще дальше к западу, у озера Уанака, где отмечались наиболее сильные толчки. Специальных станций для изучения сейсмичности озера Бенмор не было создано. Ближайшие из них

(рис. 80) — на горе Джон (в 70 км, установлена в 1965 г.), в Омару (в 80 км, установлена в 1965 г.) и в Роксбурге (в 120 км, установлена в 1957 г.).

Эпицентры землетрясений в районе Бенмора в периоды до заполнения (1955—1964 гг.) и после заполнения (1965—1972 гг.)

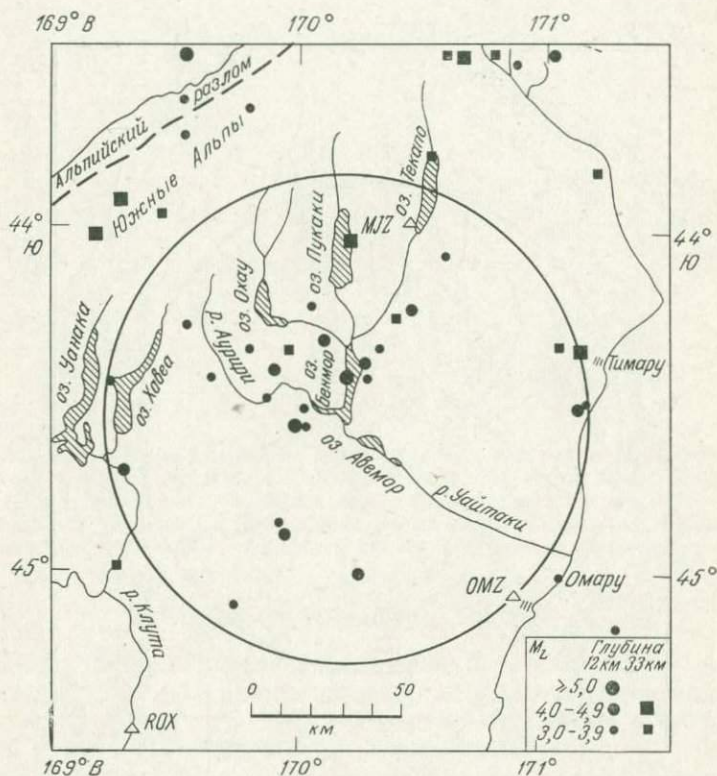
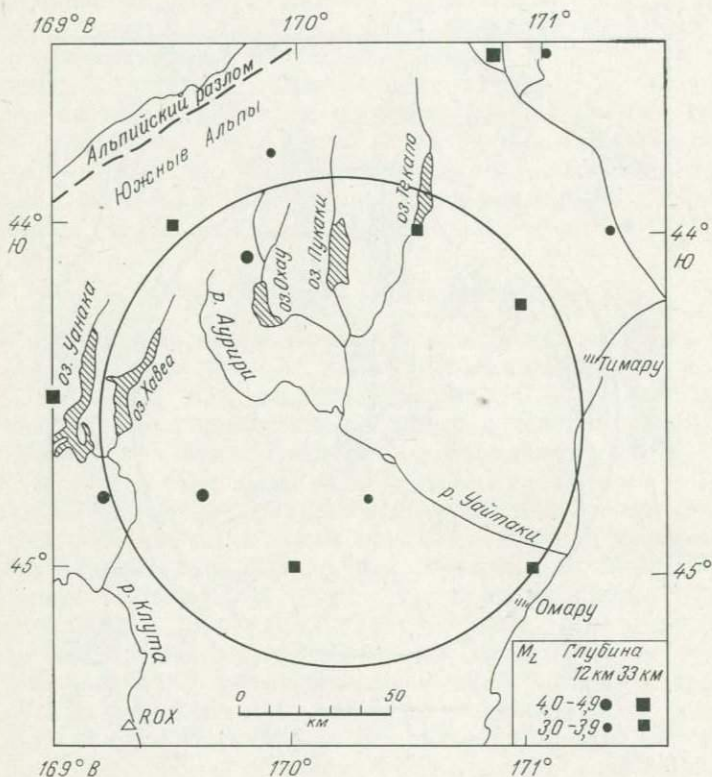


Рис. 79. Землетрясения в районе Бенмор за период с 1955 по 1964 г. до заполнения водохранилища. Сейсмические станции обозначены треугольниками, в центре круга радиусом 80 км расположена плотина Бенмор [2].

нанесены на рис. 79 и 80. В начале заполнения водохранилища, в декабре 1964 г. [2], явный сейсмический эффект отсутствовал; однако в последующее время сейсмическая активность, даже по довольно грубым оценкам, повысилась. В 80-км зоне вокруг плотины частота повторения землетрясений возросла в 3—6 раз (при уровне значимости 97—98%). Анализ землетрясений, происшедших после наполнения, показывает, что их очаги

сконцентрированы вблизи плотины. Из рис. 81 видно, что с расстоянием активность уменьшается, а за пределами 60 км становится постоянной. Большинство землетрясений после заполнения водохранилища происходили в районе, протянувшемся на 40 км от плотины вверх по течению.



Р и с. 80. Озеро Бенмор. Землетрясения в период 1965—1972 гг., после заполнения водохранилища; в центре круга радиусом 80 м — плотина Бенмор [2].

Какой-либо очевидной корреляции между эпицентрами и геологическими условиями не наблюдается, за исключением, может быть, некоторой вытянутости зоны эпицентров от северного края озера в северо-восточном направлении. Два самых сильных землетрясения, отмеченные в 20-км зоне вокруг плотины и имеющие магнитуду 5,0, произошли через $1\frac{1}{2}$ и $6\frac{1}{4}$ года после заполнения водохранилища.

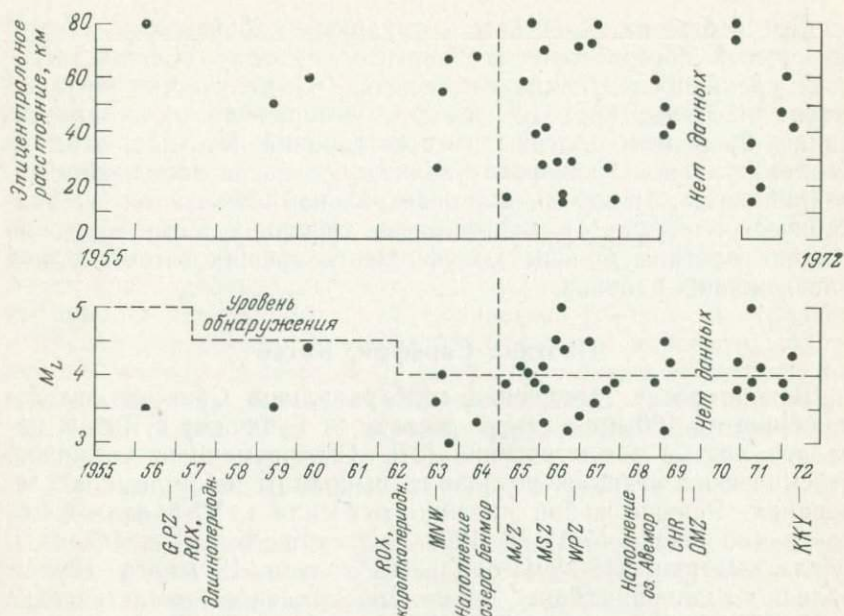


Рис. 81. Озеро Бенмор. Уровень обнаружения и изменение во времени сейсмичности в 80-км зоне вокруг плотины Бенмор. На вертикальных шкалах — магнитуды и расстояния (в км) от эпицентров до плотины; на горизонтальной — годы и отметки, указывающие время наполнения озера и установки сейсмических станций (названия станций приведены в сокращении) [2].

Плотина Камафуса, Япония

Как сообщил А. Хасигава (личное сообщение, 1975), между увеличением числа микроземлетрясений и заполнением водохранилища в Камафусе, в 20 км к западу от Сендая, существует явная связь. Наблюдения за микроземлетрясениями начали вести в августе 1969 г., за шесть месяцев до начала заполнения водохранилища в феврале 1970 г. В апреле 1970 г., когда уровень воды поднялся на 50 м, возросло число микроземлетрясений. Активность местных микротолчков ($S - P \leq 1,0$ с) после заполнения водохранилища увеличилась в 100 раз. Хасигава указал также на изменения сейсмической активности в зависимости от сезонных колебаний уровня воды. Вспышки активности, наблюдаемые в апреле и сентябре каждого года, совпадают с наивысшими уровнями воды. Для определения положения гипоцентров использовалась сеть строенных станций, с помощью которой в 1,5 км к северо-востоку от плотины была выявлена зона микротолчков. Глубина очагов не превышала 3 км, максимальная магнитуда равнялась 2,5.

По сообщению Хасигавы, сотрудники Аобайамской сейсмологической обсерватории Университета Тохоку (Сендай, Япония) сделали следующие наблюдения: 1) на участке расположения плотины проходит разлом северо-восточного простирания; 2) вблизи плотины имеется горячий источник, дебит и температура воды которого увеличились после заполнения водохранилища; 3) породы в эпицентральной зоне состоят из вулканического туфа; 4) коэффициент трещиноватости пород на участке плотины больше коэффициента трещиноватости пород близлежащих районов.

Плотина Синьфын, Китай

Вскоре после заполнения водохранилища Синьфын, расположенного в 160 км к северо-востоку от Гуанчжоу в Китае, начались частые землетрясения [37]. Своевременная установка сейсмических станций позволила выполнить обширные исследования. Раньше район плотины относили к VI-балльной области (по шкале ММ). В 1961 г. плотина была укреплена и могла выдерживать VIII-балльные толчки. 19 марта 1962 г. вблизи водохранилища произошло сильное землетрясение с $M_s=6,1$ и максимальной интенсивностью VIII. В целом плотина выдержала это сильное землетрясение, однако появилось несколько трещин, что вызвало необходимость ее дальнейшего укрепления. Чун Цзян и др. [37] изучили геологические особенности и сейсмическую активность окружающей территории, а также, рассматривая характеристики движения грунта на участке плотины и ее реакцию на землетрясения, исследовали сейсмостойкость самой плотины. Далее описываются результаты этого исследования.

Водоохранилище расположено на огромном позднемезозойском гранитном массиве, имеющем широкое простирание. К востоку от водохранилища находится вытянутая к СВ длинная и узкая котловина, ограниченная сбросами и заполненная третичными отложениями. К югу и северу от водохранилища породы, имеющие возраст от верхнего палеозоя до юры и мела, слагают обширные горные области. В них распространены верхнеюрские вулканические образования и базальтовые потоки раннечетвертичного времени. Район водохранилища в мезозой-кайнозойское время не являлся стабильным. В этот период здесь образовались системы разломов и складок. Механизм очага главного землетрясения, представляющий собой сдвиг по простиранию, согласуется с общим ВСВ-простиранием разрывов.

За 25-летний период до наполнения водохранилища произошло четыре ощутимых землетрясения интенсивностью

V—VI, записи разрушительных землетрясений в этом районе отсутствуют. Расположенная в 160 км к юго-западу от плотины сейсмическая станция в Гуанчжоу начала регистрировать землетрясения из района водохранилища в октябре 1959 г., т. е. через месяц после начала заполнения. Когда повышение уровня воды происходило быстро, более частыми становились и землетрясения. Специально открытая сеть станций с июля 1961 г. по декабрь 1972 г. зарегистрировала 258 267 толчков с $M_s \geq 0,2$, из которых 23 513 имели магнитуды $M_s \geq 1,0$. Главные особенности распределения сейсмической активности в районе водохранилища следующие: 1) большинство толчков приурочено к местам пересечения главных разломов и к массивам, содержащим малопрочные слои; 2) наиболее сильные землетрясения и активные зоны находятся вблизи плотины, где глубина водоема была свыше 80 м; 3) глубины очагов очень невелики (от 1 до 11 км).

Приведем сейсмические характеристики из работы Чун Цзяна и др. [37].

1. Последовательность землетрясений состоит из главного толчка, многочисленных форшоков и медленно затухающей последовательности афтершоков.

2. Величина коэффициента b в формуле, связывающей частоту повторения землетрясений с магнитудой, совпадает со значением b для других случаев возбужденных землетрясений и отличается от аналогичного коэффициента для последовательности естественных землетрясений. «Форшоковое» значение b выше (1,12), чем «афтершоковое» (1,04). При этом для возбужденных землетрясений они в 1,4—1,5 раза выше, чем для естественных землетрясений (0,72).

3. Отношение магнитуд самого сильного афтершока и главного толчка велико (0,87).

4. Число афтершоков убывает медленно (коэффициент затухания 0,9).

В [37] установлено, что между заполнением водохранилища и землетрясениями существует тесная пространственно-временная связь. Сейсмическую активность регулирует изменение уровня воды: быстрый и значительный подъем его вызывает увеличение активности. По мнению Чун Цзяна и др. [37], в зонах трещиноватости, примыкающих к поперечным сбросам и расположенных вблизи главных разломов, могли сформироваться потоки подземных вод с глубокой циркуляцией. В соответствии с этим представлением, вместе с повышением фильтрационного давления подземные воды начинают циркулировать на больших глубинах. Это вызывает: а) уменьшение нормального напряжения в разломах и б) перетирание пород со слабой структурой, что уменьшает их сопротивление сдвигу. Как только уровень

воды в водохранилище Синьфын поднялся на 20 м, фильтрация воды по разлому, имеющему простирание ССЗ и находящемуся в северо-западной части плотины, вызвала слабые землетрясения. Увеличение фильтрационного давления при повышении уровня воды до 50—60 м вызвало серию небольших, а также более сильных (с $M_s \geq 3,0$) землетрясений. Когда уровень воды достиг своего пика и фильтрационное давление стало предельно высоким, активность значительно возросла и произошло самое сильное землетрясение.

Другие участки

Во всех описанных выше случаях связь между появлением или возрастанием сейсмической активности и наполнением водохранилищ или закачкой воды в скважины являлась явной и несомненной. Однако имеется множество примеров, когда подобный эффект проявлялся в значительно меньшей степени. Остановимся на некоторых из них.

Водоохранилище Юкамбин, расположенное в Снежных горах Австралии, имеет объем 4,17 км³ и образовано плотиной высотой 116 м. Оно было заполнено в 1970 г., и, как отмечено в [197], во время заполнения и позднее сеть сейсмических станций зарегистрировала несколько толчков, из которых один имел магнитуду 5. Из-за скудости сведений о сейсмичности района до заполнения водохранилища нельзя сделать однозначный вывод о его влиянии на сейсмическую активность. Имеется сообщение и о землетрясении в районе озера Блууринг, расположенного тоже в Снежных горах Австралии. Это озеро было создано в 1970 г., имеет объем воды 1718 млн. м³ при высоте плотины 113 м.

На тесную корреляцию между наполнением водохранилища к северу от Лериды в Испании и сейсмическими толчками в его окрестностях обратил внимание Ротэ [171, 173]. Особый интерес представляет землетрясение 9 июня 1962 г. интенсивностью V по шкале ММ, эпицентр которого (42,0° с. ш. и 0,6° в. д.) близок к местоположению арочной плотины Каналес [55], высота которой 150 м.

В 1961 г. водохранилище Камарильяс в Испании было заполнено на 30 м, что привело к появлению сейсмической активности. Плотина возведена на известняковой диапировой структуре, вероятно созданной глубокой интрузией. Как указывается в [125], добавочное гидростатическое давление на дно водохранилища может вызвать ослабление прочности пород основания, достаточное для образования разрыва.

Гуха и др. [75] рассмотрели сейсмический режим 17 водохранилищ Индии. У восьми из них отмечена некоторая актив-

ность. Такие водохранилища, как Киннерсани, Парамбикулам, Шараватхи, Бхандара и Укаи, характеризовались определенным повышением сейсмической активности в результате заполнения (рис. 82). Для других (Гхирни, Мангалам, Шолайер и т. д.) сообщалось лишь об отдельных сейсмических толчках [75]. Специальному изучению подвергся недавно заполненный

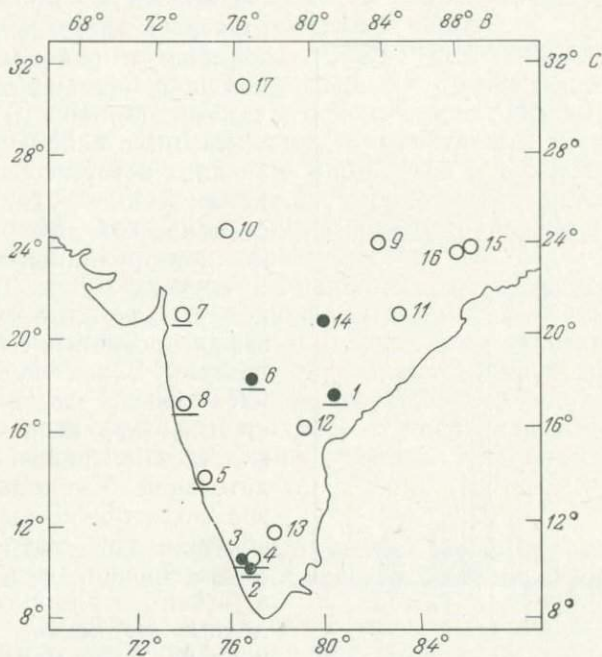


Рис. 82. Водохранилища п-ва Индостан (сейсмически активные из них подчеркнуты) [74]: 1 — Киннерсани, 2 — Шолайер, 3 — Мангалам, 4 — Парамбикулам, 5 — Шараватхи, 6 — Гхирни, 7 — Укаи, 8 — Койна, 9 — Риханд, 10 — Рана-Прагап-Сагар, 11 — Хиракуд, 12 — Нагар-Джун-Сагар, 13 — Меттур, 14 — Итиадам, 15 — Майтхон, 16 — Панчет, 17 — Бхакра. Светлые кружки — большие водохранилища, зачерненные кружки — малые.

водоем Мула ($19^{\circ} 23'$ с. ш. и $75^{\circ} 39'$ в. д.), расположенный на деканских трапзах. Для записи ультрамикроразземлетрясений с магнитудами меньше нуля использовался сверхчувствительный сейсмограф с увеличением 10^6 на частотах от 10 до 70 Гц. В полосе частот 20—50 Гц было зарегистрировано множество землетрясений с магнитудами меньше нуля и очагами, глубина которых не превышала 1 км. Частота повторения этих микроземлетрясений, как видно из рис. 83, значительно возрастала по мере наполнения водохранилища, в то время как до сооружения плотины эта зона была асейсмичной.

В результате заполнения водохранилища Билеча в Югославии также возросла сейсмическая активность [170].

В США, как сообщает Мики [134, 135], в настоящее время имеется 52 построенных плотины, 7 находится в стадии строительства и 9 в проекте. Высота этих плотин превышает 100 м. Районы вблизи водохранилищ Мики исследовал с точки зрения

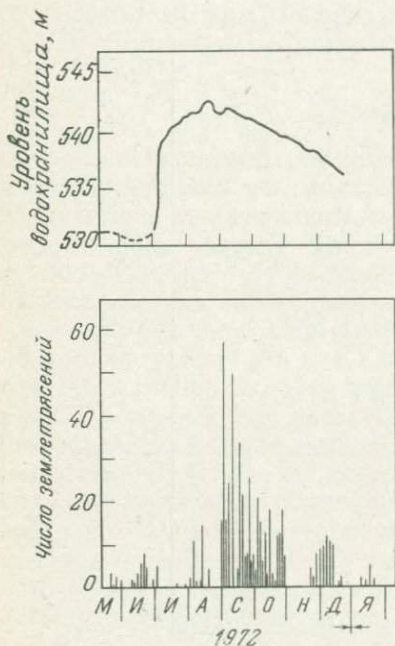


Рис. 83. Водохранилище Мула. Уровень водохранилища и частота повторения микроземлетрясений (магнитуды от -2 до 0) [75].

сейсмичности. Кроме того, он изучал землетрясения, происходящие в районах водохранилищ с менее высокими плотинами (до 100 м), расположенными в сейсмической зоне 1, для которых сохранились исторические свидетельства сейсмической активности. Возможная причинная связь видна в случаях 10 из 18 водохранилищ, для которых имеются зафиксированные сейсмические данные. Более чем в 40 случаях связь между активностью и заполнением водоема является косвенной и неубедительной. Свидетельства такой связи можно найти и в сообщениях об ощутимых землетрясениях, появляющихся в газетах, и в записях, составленных на основе интервью, и из карточек макросейсмического опроса. Мики приводит несколько примеров землетрясений из годовых бюллетеней, выпускаемых Береговой и геодезической службой США; по предположению, эти землетрясения связаны с водохранилищами. Согласно сообщениям, приведенным в этих бюллетенях, в 1955 г. в восточном Вашингтоне произошло около 200 толчков, которые геологи объяснили вероятным оседанием пород под действием веса ирригационных вод. В 1961 г. заполнение озера Энтлейл, созданного плотинной Роки-Рич, вызвало несколько толчков, ощущавшихся в Вашингтоне. Имеются сообщения и относительно других водохранилищ, например Шаста в Калифорнии (1944 г.), Флатхед (плотина Керр) в штате Монтана, где в 1969 г. ощущалось свыше 100 землетрясений, и т. д.

Нужно также упомянуть о сейсмичности, связанной с доли-

ной реки Миссисипи (штат Миссури). По данным Мак-Гинниса [133], в Миссисипском регионе начиная с 1811 г. произошло 70 землетрясений интенсивностью V. Эпицентры этих землетрясений сконцентрированы вблизи реки. Сейсмичность возрастала в периоды паводков реки, и количество высвобождаемой энергии росло по мере увеличения нагрузки, создаваемой весом воды. Мак-Гиннис рассматривает вес водной толщи как фактор, способствующий опусканию земной коры.

В Италии на озере Пьеве-ди-Кадоре, как указывает Калон [30], чередующиеся подъемы и сработки уровней воды сопровождалась явным повышением сейсмичности. После того как в октябре 1963 г. был достигнут максимальный уровень, началась его сработка, и к концу марта 1964 г. водоем был осушен. Этот процесс сопровождался серией микротолчков. В период с 5 по 26 марта 1964 г. было зарегистрировано 17 микроземлетрясений, а с мая по август того же года их число составило 65. В пределах водохранилища или в непосредственной близости от него произошло пять толчков с магнитудой 1,5—2, ощущавшихся локально. Другие землетрясения захватили относительно обширную территорию вокруг водохранилища. Плотины Пьеве-ди-Кадоре расположена на доломитах верхнего триаса, простирающихся почти перпендикулярно реке. В районе водохранилища видны трещины тектонического происхождения.

Статистический анализ соотношений между уровнями водохранилища и повторяемостью землетрясений

Данные об уровнях воды и частоте повторения землетрясений для нескольких водохранилищ были подвергнуты статистическому анализу. Графики среднемесячного уровня воды в озере Мид и числа землетрясений за трехмесячный период представлены на рис. 84 для 1939—1951 гг. На рис. 85 приведены графики средних за три месяца уровней воды и числа землетрясений за тот же срок для Койны, Карибы и Кремасты [77]. Средние значения на графиках отнесены к среднему месяцу каждого трехмесячного интервала. Корреляция между уровнями водохранилища и повторяемостью землетрясений для озера Мид характеризуется коэффициентом $+0,94$. Из графиков видна отчетливая корреляция между уровнем воды и числом землетрясений. Коэффициент корреляции равен $+0,93$ для Койны, $+0,74$ для Карибы и $+0,69$ для Кремасты. Однако, несмотря на высокие коэффициенты корреляции, уровень их значимости низок. Кроме того, на ход кривой числа землетрясений очень сильно влияет высокая активность до и после главного толчка, и, если использовать для осреднения другие

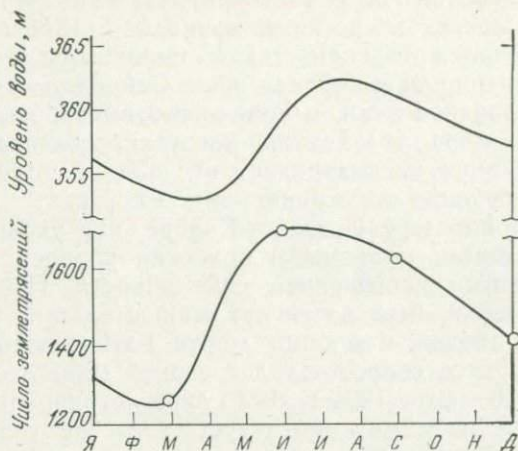


Рис. 84. Озеро Мид. Корреляция между среднемесячным уровнем воды и числом землетрясений за трехмесячные периоды с 1939 по 1951 гг. [134].

интервалы времени, корреляция получается значительно менее отчетливой.

Для озера Куробе Хагивара и Отаке [89] произвели кросс-корреляционный анализ между числом толчков в i -м месяце n_i и уровнем воды $l_{i+\tau}$, взятым с временным запаздыванием τ , по формуле

$$r_{\tau} = \frac{\sum_i (n_i - \bar{n})(l_{i+\tau} - \bar{l}_{\tau})}{\left[\sum_i (n_i - \bar{n})^2 \sum_i (l_{i+\tau} - \bar{l}_{\tau})^2 \right]^{1/2}},$$

где \bar{n} и \bar{l}_{τ} — осредненные значения n_i и $l_{i+\tau}$ соответственно. Наибольшее значение коэффициента корреляции (+0,41) получается при нулевом запаздывании, что означает наилучшую связь между уровнем воды и числом землетрясений в том случае, когда задержка во времени, если она вообще имеется, составляет менее месяца. В этом случае коэффициент корреляции имеет высокий уровень значимости.

Для определения сдвига во времени между максимумами давления жидкости и сейсмической активности Хили и др. [95] рассчитали кросс-корреляцию между частотой повторения землетрясений и давлением жидкости. Расчет сделан по формуле

$$R_{XY}(p) = \frac{1}{n-p} \sum_{q=1}^{n-p} X_q Y_{q+p}, \quad (p=0, 1, 2 \dots m),$$

где X — уровень частоты повторения землетрясений, Y — уровень

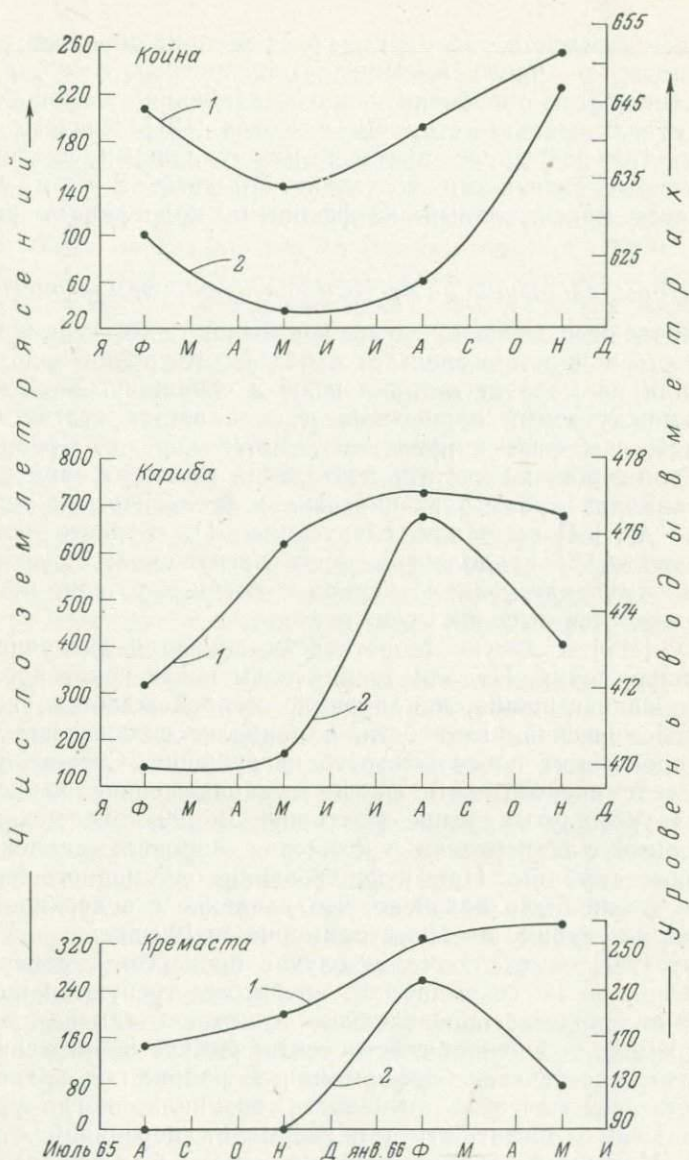


Рис. 85. Средние уровни воды за трехмесячный период (1) и общее число землетрясений за то же время (2) в Койне, Карибе и Кремасте; коэффициенты корреляции равны соответственно +0,93, +0,74 и +0,69. Периоды статистической обработки: Койна — с 1964 по 1968 г., Кариба — с 1959 по 1968 гг., Кремаста — с июля 1965 по июнь 1966 г.

величины давления, $R_{XY}(p)$ — кросс-ковариация или кросс-корреляция, n — число имеющихся дискретных точек, p — запаздывание. Для обработки данных давления, имеющих пробы, использовался метод Ли и Кокса [121]. Расчеты показывают, что разрыв во времени между пиками давления и сейсмической активности составляет 10 дней. В этом случае получается максимальный коэффициент корреляции, равный +0,5.

Факторы, влияющие на частоту повторения землетрясений

Приведенные выше примеры показывают, что сейсмическая активность в целом возрастает с подъемом уровня водохранилища или по мере нагнетания воды в скважину. Хотя корреляция между этими процессами и не является статистически значимой, сам факт корреляции заметен хорошо. Среди факторов, влияющих на частоту повторения землетрясений вблизи водохранилищ, кроме тектонических и геологических условий, Гупта и др. [81] выделили следующие: 1) скорость подъема уровня воды; 2) продолжительность нагружения; 3) достигнутый максимум нагрузки; 4) период времени, в течение которого поддерживается высокий уровень воды.

Сноу [186] и другие теоретически показали значение скорости нагружения. Подъем уровня воды после некоторого временного запаздывания, как правило, сопровождается увеличением сейсмической активности, а наиболее сильные землетрясения происходят после быстрого нагружения. Степень увеличения сейсмической активности и запаздывание зависят от четырех упомянутых выше факторов. В [99] оценено время, необходимое для передачи увеличения порового давления на различные глубины. При использовании одномерного уравнения диффузии было получено, что давление с поверхности передается на глубину 5—10 км примерно за 100 дней.

Сноу [187] отмечает, что в случае процессов с запаздыванием для начала сейсмических процессов требуются высокие пороговые значения определяющих факторов, так как с течением времени ослабевает сейсмо-тектоническое напряжение или возникают пластические деформации. В районе водохранилища Кремаста сейсмическая активность возникла, когда уровень воды в 1966 г. достиг отметки 245 м (от первичной отметки 140 м). Максимум сейсмической активности был зафиксирован при уровне на отметке 268 м. В последующие годы при уровне воды ниже 270 м сейсмическая активность не возрастала. Например, в июне 1971 г. толчков не ощущалось, хотя уровень воды был только на 3 м ниже максимального. Когда в сезон дождей уровень поднялся до отметки 270 м и даже выше, толчки стали ощущаться несколько раз в неделю.

С 1963 по 1967 г., когда уровень в водохранилище Койна поднялся до отметки 652 м и оставался таким в течение длительного времени, сейсмическая активность по прошествии некоторого времени значительно возросла. Максимум ее наступил в 1967 г., когда уровень воды достиг отметки 657 м и держался 132 дня. В это время произошли два самых сильных из отмеченных в этом районе землетрясений. Затем максимальные уровни были на следующих отметках: 646 м в 1968 г., 652 м в 1969 г. и 654 м в 1970—1971 гг. Если не считать землетрясения с магнитудой 5 в октябре 1968 г., сейсмическая активность в эти годы была незначительной. Сейсмическая активность вновь возросла в 1973 г., когда водохранилище было заполнено до проектного объема, а уровень воды достиг отметки 658 м; тогда же произошло землетрясение с магнитудой, превышающей 5. Это был максимально возможный уровень наполнения. Совершенно ясно, что в последующие годы, даже если бы уровень остался прежним, активность не могла увеличиться значительно, так как повысился пороговый уровень, о котором говорилось выше. Из рассмотрения примеров возбужденной сейсмичности, приведенных в этой главе, следует, что сейсмичность в подобных случаях уменьшается со временем, а года через два совсем прекращается.

Районы, в которых после создания водохранилищ наблюдалась значительная сейсмическая активность, до заполнения водохранилищ были асейсмичными или же там отмечались случайные толчки. В большинстве случаев вызванная активность ограничивается территорией, прилегающей к водохранилищу. В нескольких случаях сейсмическая активность захватывает более обширные площади, но эпицентры располагаются на расстояниях, не превышающих 25 км от водохранилища. В сейсмически активных областях после заполнения уровень сейсмичности возрастает; однако причину такого возрастания невозможно установить с уверенностью. Примерами тому являются водохранилища Мангла и Бенмор.

Геологическое строение районов водохранилищ, вызывающих увеличение сейсмичности, отличается большим разнообразием. Однако существуют некоторые свойства, являющиеся общими для рассмотренных примеров. Так, случаи озера Мид и скважин в Дейле показывают, что для возникновения землетрясений необходимо наличие гидравлической связи подземных вод вплоть до глубоких слоев. Гидравлической связи между озером Мид и глубокими слоями во впадине Верджин-Детрайтл не имеется, по-видимому, из-за водонепроницаемой глинисто-соляной толщи мощностью в несколько тысяч метров. Поэтому тектонические разрывы под впадиной не активизируются. Сейсмическая активность озера Мид ограничивается

главным образом впадиной Боулдер, где соленосные отложения отсутствуют.

Подобные наблюдения сделаны также в Дейле (штат Нью-Йорк), где под высоким давлением в скважины закачивалась вода. Через скважину, которую раньше использовали для разработки соли гидравлическим способом, в течение 1971 г. проводилось нагнетание воды в зону контакта соляных отложений и доломитов. Эта скважина была связана с несколькими эксплуатационными скважинами, расположенными на участке разлома Кларендон—Линден или вблизи него. Полагали, что закачиваемая вода достигла этого активного разлома, в результате чего произошла разрядка тектонических напряжений. Число толчков вблизи разлома увеличилось от одного в несколько месяцев до 100 в день. Когда скважину закрыли, то за два дня число землетрясений уменьшилось до первоначального уровня. В 1972 г. было произведено нагнетание воды в скважину, находившуюся на расстоянии 0,3 км к северу от предыдущей. Проникание воды в этом случае ограничилось лишь соляной толщей, и какого-либо увеличения частоты землетрясений не было отмечено. При этом в 1971 г. расход воды был большим, а в 1972 г. ничтожно малым.

В Койне, Карибе и Кремасте также предполагается существование гидравлической связи вплоть до глубоких слоев. Показателями глубокой циркуляции воды в этих слоях являются горячие источники. Тектонические разрывы и трещины, существующие в районах расположения большинства водохранилищ, позволяют воде проникать на глубину. На некоторых участках залегают водопроницаемые породы типа песчаников, а на других породы обладают малой водопроницаемостью. В районе Койны проницаемыми являются пузырчатые траппы. В других случаях, таких, как Кремаста, Вайонт, Монтэнар, Уэд-Фодда и др., широко развиты известняки, частично закарстованные и играющие важную роль в циркуляции подземных вод. Во многих районах (Койна, Кариба, Хендрик-Фервурд, Марафон, озеро Мид) развивалась вулканическая деятельность, и там широко распространены вулканические породы.

ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

Чтобы понять причины возникновения землетрясений, связанных с созданием водохранилищ, необходимо изучить характерные особенности этих землетрясений, а именно: наклон графика повторяемости, отношение магнитуды наибольшего афтершока к магнитуде основного толчка, пространственно-временное распределение форшоков и афтершоков. Эти характеристики отражают как строение, механические свойства среды, так и природу возникающих в ней напряжений. Рассмотрение данных этой главы показывает, что возбужденные землетрясения в сравнении с естественными обладают рядом признаков, характерных для каждого конкретного района. Их изучение позволяет сделать вывод, что создание водохранилища является причиной изменения механических свойств среды.

В этой главе будут также рассмотрены механизмы очага возбужденных землетрясений, вызванных как водохранилищами, так и закачкой жидкости в скважины, с целью оценить роль каждого из этих факторов.

Соотношение «повторяемость—магнитуда»

Первое исследование связи между повторяемостью и магнитудой землетрясений провели Ишимото и Иида [103]. Они анализировали частоту появления максимальных амплитуд на сейсмограммах для землетрясений района Кванто в Японии. Гутенберг и Рихтер [86] изучали распределение повторяемости в зависимости от магнитуды для сильных землетрясений всего мира и отдельных сейсмических регионов. На основании детальных исследований, выполненных в разных областях несколькими авторами, было установлено, что в общем частоту повторения землетрясений рассмотренного диапазона магнитуд в данном районе можно представить соотношением [166].

$$\lg N = A - bM,$$

где N — число землетрясений с магнитудой $\geq M$, A и b — константы. Величина постоянной A зависит от продолжительности наблюдений, площади рассматриваемого района и уровня

сейсмической активности, в то время как b определяется соотношением слабых и сильных землетрясений.

В работе [205] проведены детальные статистические расчеты соотношений между повторяемостью и магнитудой землетрясений. В соответствии с ними значение b можно найти по следующей эмпирической формуле:

$$b = \frac{0,4343m}{\sum_{i=1}^m M_i - mM_{\min}},$$

где m — общее число землетрясений и M_{\min} — наименьшее из рассмотренных значений магнитуды.

Оказалось, что параметр A весьма сильно варьирует для разных районов, в то время как b меняется мало. Как следует из разных работ, значение b находится в пределах от 0,5 до 1,5 и чаще всего встречается в еще более узком интервале — между 0,7 и 1,0 [102]. Параметр b исследовали многие сейсмологи. Некоторые из них полагают, что его надо считать постоянным и равным единице, а вариации этой величины объясняются различием методов расчета и исходных данных. Тем не менее большинство все-таки считает, что величина b различна в разных регионах и зависит от глубины очага, напряженного состояния и неоднородности пород в зоне генерации землетрясений.

Ряд исследователей, например Ризниченко [167] и Бунэ [26], предложили единое значение величины b . В свою очередь, Гутенберг и Рихтер [86], а также другие исследователи [112, 51, 137, 199] подчеркивают региональные вариации величины b и возможную зависимость ее от тектонических условий. В [24, 112, 161] установлено, что величина b уменьшается с увеличением глубины очага.

Моги [140, 143] исследовал параметр b в лабораторных экспериментах по хрупкому разрушению образцов горных пород. Он установил, что величина b зависит от неоднородности механических свойств пород и растет с ее увеличением. На этом основании он заключил, что значения b для мелкофокусных землетрясений зависят от механических свойств земной коры. Позднее Моги [144] пришел к выводу, что b не может сильно зависеть от строения земной коры и варьирует лишь в пределах от 0,6 до 1,0 для большинства регионов, а механические свойства коры могут меняться весьма значительно (за исключением некоторых районов развития вулканизма или сильной трещиноватости). Шольц [178] установил, что b зависит от соотношения начального напряжения, существующего в образце горной породы, и конечного разрушающего напряжения.

При нахождении значений b и сравнении их по различным районам имеется много неопределенностей [5]. Магнитуда и число землетрясений всегда определяются с какой-то ошибкой. Разброс магнитуд достигает иногда нескольких десятых долей единицы. Случайные ошибки в определении числа и магнитуды землетрясений являются причиной разброса точек на графиках. Систематические ошибки далеко не так очевидны. В основном они объясняются тем, что разные исследователи используют разные шкалы магнитуд. Систематические ошибки могут стать значительными для тех районов, где не имеется большого числа данных для построения шкалы магнитуд.

Для графического определения значения b наиболее распространены два способа представления повторяемости землетрясений. В первом из них на график наносится число толчков, соответствующее значениям магнитуды, отличающимся друг от друга на 0,1 единицы. Во втором способе дискретному значению магнитуды приписывается число землетрясений данной и большей магнитуды. Второй способ, использующий суммарное число толчков, дает сглаженный график, вид которого не зависит от выбранного интервала магнитуд.

Было установлено, что в широком диапазоне магнитуд между величинами $\lg N$ и M существует линейная зависимость. Однако во многих случаях вследствие недостаточной чувствительности сетей сейсмических станций с уменьшением магнитуды растет число незамеченных землетрясений и кривая распределения суммарного числа землетрясений в области малых магнитуд становится горизонтальной. Это обстоятельство выдвигает задачу определения нижнего предела магнитуд при нахождении величины b для конкретной группы данных. Изменение нижнего предела магнитуд может привести к получению другой оценки величины b для той же самой совокупности данных. Если при анализе землетрясений в основу их отбора положен тот принцип, что в выборке содержатся толчки с магнитудой, большей некоторой фиксированной величины, то значения b получаются большими и более достоверными, но в то же время число землетрясений в выборке быстро убывает и соответственно возрастает неопределенность величины b . В случаях, когда сравниваются значения b , полученные для разных регионов, необходимо учитывать, что в разных районах регистрацию могли вести сейсмические станции с разной разрешающей способностью.

Соотношение между $\lg N$ и M для землетрясений, возбужденных водохранилищами, иллюстрирует рис. 86. В табл. 8 включены значения b для тех же землетрясений и значения b , полученные для естественных условий (до создания водохранилищ). Насколько оказалось возможным, была сделана

Значения b для возбужденных и естественных землетрясений
в разных районах

Район и время наблюдений	Число землетрясений	Интервал магнитуд	b
Озеро Мид, 1941—1942	536	2,0—4,0	1,40
Плотина Монтэнар, 25.4.1963—13.11.1967	57	1,1—3,1	0,72
Водохранилище Мангла, 28.1.1966—17.11.1968	46	2,0—3,6	0,96
Плотина Куробе	110	2—25 мм (ампл.)	1,46
Водохранилище Кариба, форшоки 8.6.1959—23.9.1963	291	2,0—4,0	1,18
Водохранилище Кариба, афтершоки 23.9.1963—27.12.1968	1114	2,0—5,8	1,02
Африка 1.1.1963—30.6.1966	43	3,2—5,6	0,53
Водохранилище Кремаста, форшоки 1.9.1965—5.2.1966	740	2,0—4,2	1,41
Водохранилище Кремаста, афтершоки 5.2.1966—30.11.1966	2580	2,0—5,6	1,12
Район Кремаста, естественные землетрясения			0,64
Греция, естественные мелкофо- кусные землетрясения			0,82
Водохранилище Койна, форшоки, 10.9.1964—13.9.1967	51	2,8—3,7	1,87
Водохранилище Койна, афтершоки, 10.12.1967—27.6.1969	422	3,0—5,2	1,09
Землетрясения долины Годавари, 13.4.1969—2.5.1969	52	2,1—5,7	0,51
п-ов Индостан, землетрясения по историческим данным бо- лее чем за 300 лет	52	4,0—7,0	0,47

попытка уменьшить упомянутые выше неопределенности. В частности, все значения магнитуд приведены к шкале Рихтера или эквивалентной ей (табл. 9). Землетрясения, использованные для этих определений, имели малые или средние магнитуды. Большинство значений было получено графическим путем в предположении, что частота повторения землетрясений характеризуется суммарным числом. Предполагается, что остальные неопределенности лежат в приемлемых пределах, так что вполне можно сравнивать значения b , полученные для разных последовательностей землетрясений (табл. 8).

При сравнении цифр, приведенных в табл. 8, необходимо сделать следующее замечание. Для землетрясений в районе Куробе в Японии определялось число m — наклон графика

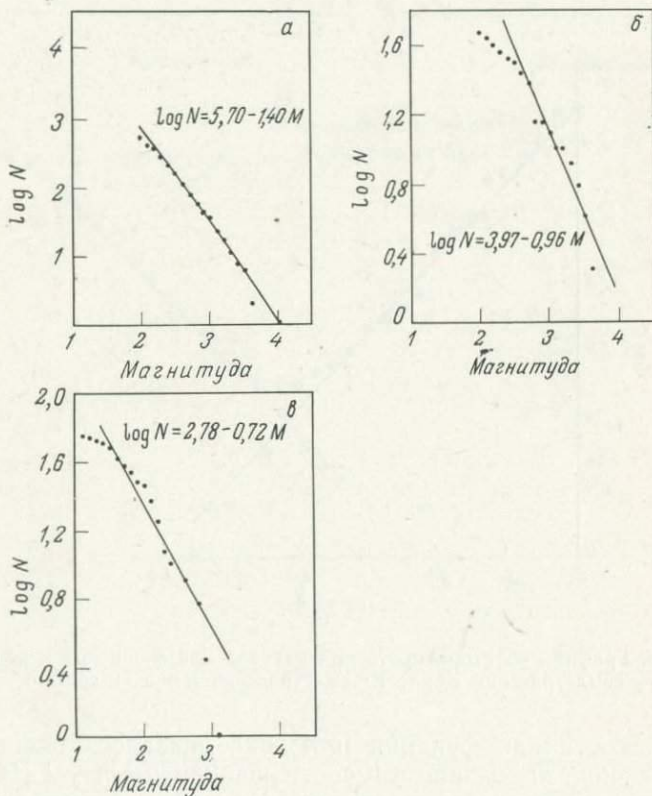


Рис. 86а. Графики «повторяемость—магнитуда» для землетрясений озера Мид (а), Манглы (б) и Монтэнара (в).

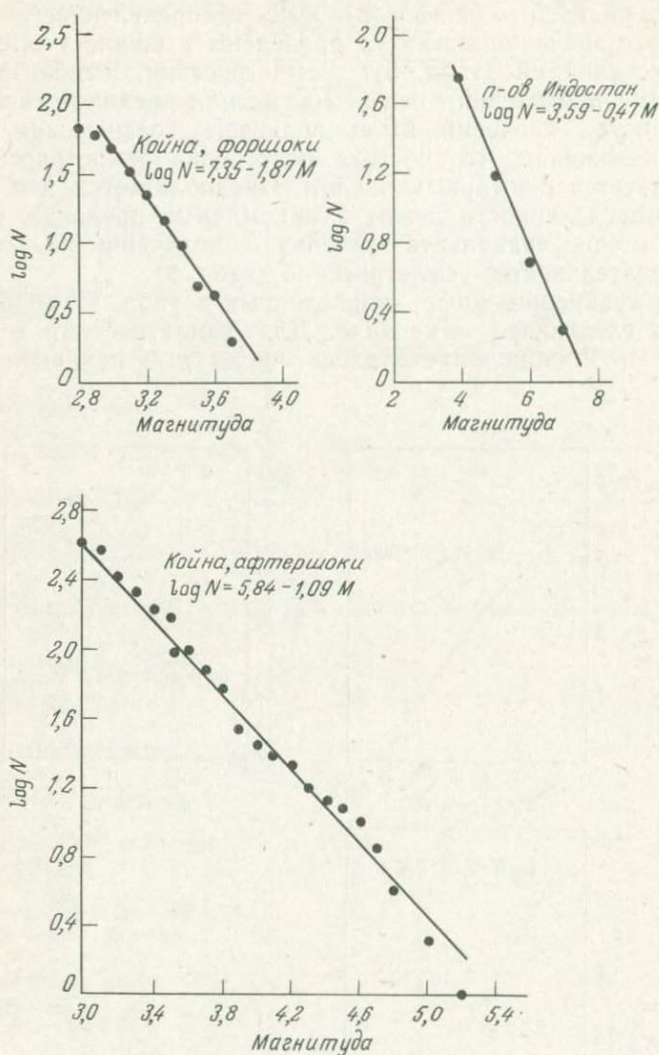
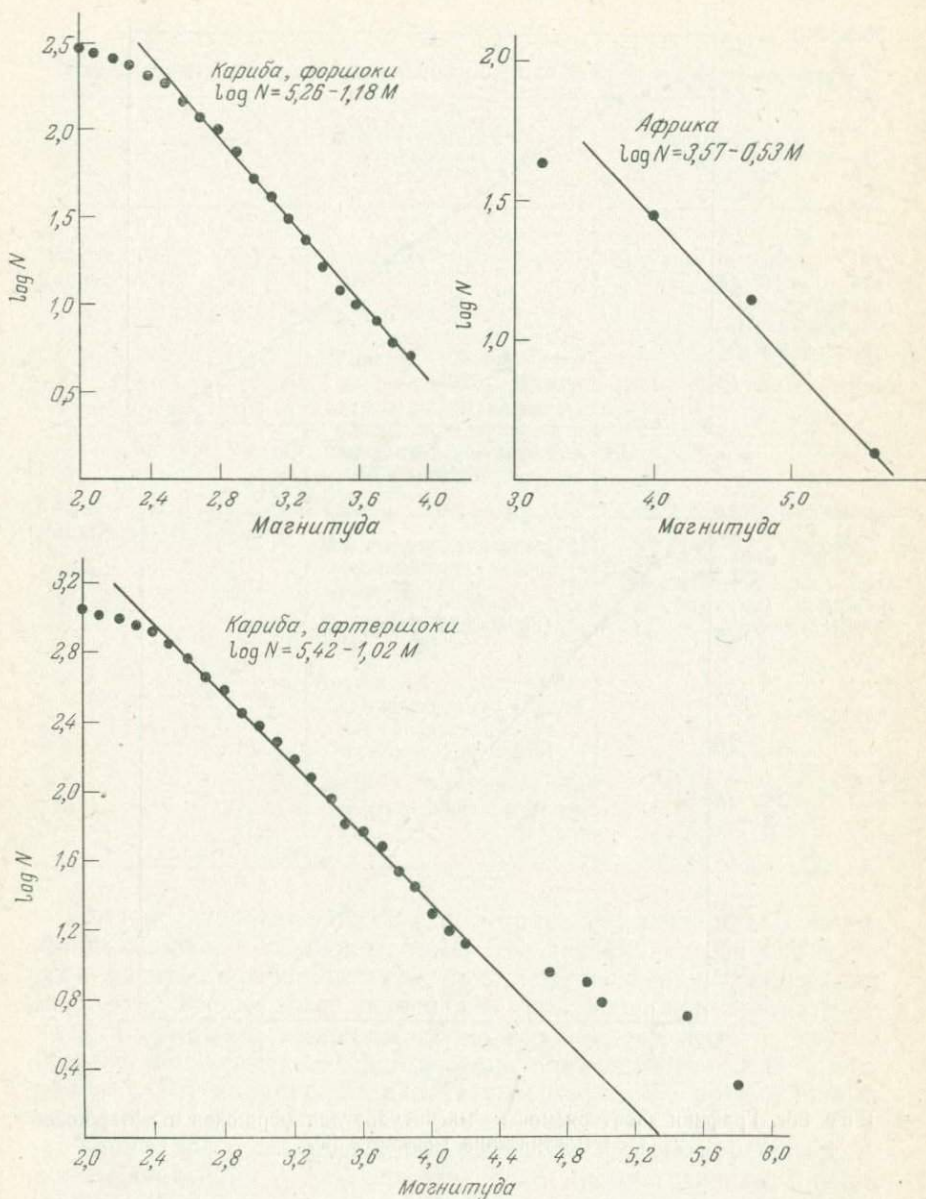


Рис. 866. Графики «повторяемость—магнитуда» для форшоков и афтершоков землетрясения Койна и землетрясений п-ова Индостан.

повторяемости как функции $\lg A$; оно оказалось равным 2,46 [89]. Значение m связано с b соотношением $b = m - 1$ [141]. Для последовательности землетрясений Монтэнэр четыре значения магнитуды $M \geq 4,0$ не удовлетворяют линейной зависимости. Для Манглы суммарная кривая повторяемости стремится



Р и с. 86в. Графики «повторяемость—магнитуда» для форшоков и афтершоков землетрясения Карибы и землетрясений всего африканского региона. Для афтершоков Карибы в диапазоне магнитуд 4,7—5,8 график становится нелинейным.

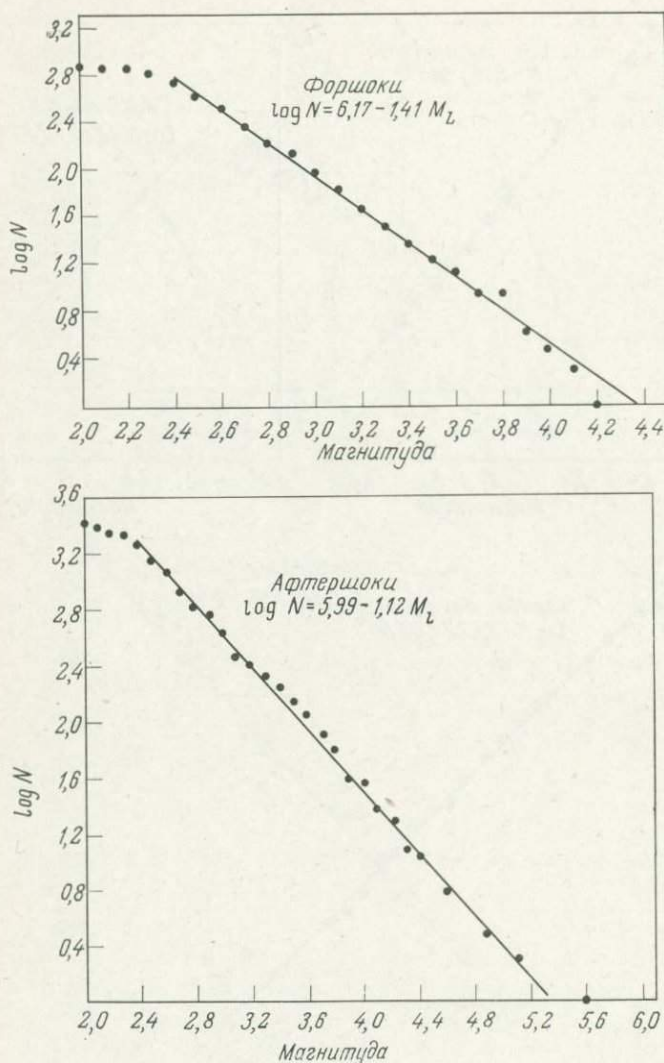


Рис. 86г. Графики «повторяемость—магнитуда» для форшоков и афтершоков землетрясения Кремасты [39].

к горизонтальной прямой при $M < 2,0$; поэтому при определении величины b магнитуды менее этого значения не учитывались. Для последовательностей землетрясений Койны, Карибы и Кремасты все толчки, зафиксированные до основного, считались форшоками, а после него — афтершоками.

Таблица 9

Литературные источники, использованные для табл. 8, и шкалы магнитуд

Шкала Рихтера M_L	Локальная шкала магнитуд, эквивалентная шкале Рихтера	Другие магнитуды, приведенные к шкале Рихтера
<i>Мангла.</i> Данные из [1].	<i>Озеро Мид.</i> Данные из [106]. <i>Последовательность землетрясений долины Годавари.</i> Значение b взято из [78]. Магнитуды, рассчитанные по поверхностным волнам, эквивалентны магнитудам по шкале Рихтера.	<i>Африка.</i> Значения m_b из [137] обращены в M_S по формуле Рихтера [166]: $M_S = 1,59m_b - 3,97$. M_S эквивалентно M_L .
<i>Койна.</i> Данные из [72, 73].	<i>Кариба.</i> Данные из [10]. Магнитуды каталога [10] эквивалентны магнитудам M_L [67]. <i>Кремаста.</i> Значения b даны в [39]. <i>Кремаста,</i> естественные землетрясения; значение b получено Галанопулосом (см. [39]). <i>Греция.</i> Значение b получено Галанопулосом [57].	<i>П-ов Индостан.</i> Значения интенсивности (I), данные Губиным [72], обращены в M_L на основе формулы Гутенберга и Рихтера [86]: $M_L = 1 + \frac{2}{3}I$.

Для последовательностей землетрясений, связанных с водохранилищами, в основном $b \geq 1$. Эти значения выше нормального, которое обычно характеризует землетрясения таких малых магнитуд. Кроме того, значения b для форшоков в этих случаях превышают значения для афтершоков; и те и другие больше, чем величина b для естественных землетрясений в этих районах. Это является отличительным признаком возбужденных землетрясений.

Берг [15] сделал обзор данных по форшоковым и афтершоковым значениям b для землетрясений Японии, Аляски, Греции и Чили. Он нашел, что значения b для последовательности форшоков ниже (0,3—0,6), чем для афтершоков (0,75—1,2). Оказалось также, что высокое значение b ($\geq 0,5$) для серии форшоков является индикатором того, что должно произойти землетрясение большой магнитуды. Исходя из экспериментальных

результатов Моги [139, 140] и Шольца [178], Берг показал, что низкие значения b связаны с большими напряжением и прочностью среды, в то время как высокие значения b характеризуют ослабление прочности и небольшое напряжение после основного землетрясения. Однако в трех важных случаях возбужденных землетрясений были получены результаты, не согласующиеся с выводами Берга. Форшоковые значения b , определенные для землетрясений Карибы, Кремасты и Койны, получились равными соответственно 1,18; 1,41 и 1,87, в то время как афтершоковые значения b составили 1,02; 1,12 и 1,09. Вероятно, наполнение водохранилищ влияет на характер форшоков. Однако это свидетельство условно, так как качественно записанных серий естественных форшоков очень немного.

Для проверки статистической значимости отмеченной выше разницы в значениях b для отдельных групп землетрясений Гупта и Растоги [77] произвели анализ, как и в [206], используя F -распределение. Пусть S_F и S_A означают общее число форшоков и афтершоков, а b_F/b_A — рассчитываемые и сравниваемые с F значения для $2S_F$ и $2S_A$ степеней свободы и для определенного уровня значимости. При этом функция F берется из статистических справочников; в данном случае использовались табличные значения из [21]. Результаты анализа представлены в табл. 10 и 11. Табл. 10 показывает, что различия значений b для форшоков и афтершоков землетрясений в Койне, Карибе и Кремасте являются значимыми на 95%-ном уровне доверия, поскольку отношение b_F/b_A превышает значения F ,

Таблица 10

Проверка статистической значимости разности значений b для форшоков и афтершоков

		Койна	Кариба	Кремаста
Общее число форшоков	S_F	51	291	740
Общее число афтершоков	S_A	422	1114	2580
b для форшоков	b_F	1,87	1,18	1,41
b для афтершоков	b_A	1,09	1,02	1,12
Степени свободы	$\nu_1 = 2S_A$	844	2228	5160
Степени свободы	$\nu_2 = 2S_F$	102	582	1480
	b_F/b_A	1,71	1,16	1,26
Значение F при 95%-ном уровне доверия		1,30	1,12	1,07

соответствующие тому же уровню доверия. Как видно из табл. 11, различия между значениями b для афтершоков Койны и для землетрясений долины Годавари и региональным значением b для п-ова Индостан являются значимыми при 95%-ном уровне доверия (значение F меньше, чем оба отношения значений b). Из-за ограниченного количества данных подобный анализ для районов Карибы и Кремасты произвести невозможно.

Таблица 11

Проверка статистической значимости разности между значениями b для афтершоков Койны и для землетрясений долины Годавари и п-ова Индостан

Общее число афтершоков в Койне	S_K	422
Общее число афтершоков в долине Годавари	S_G	52
Общее число землетрясений на п-ове Индостан	S_I	52
b для афтершоков Койны	b_K	1,09
b для афтершоков долины Годавари	b_G	0,51
b для землетрясений п-ова Индостан	b_I	0,47
	b_K/b_G	2,14
	b_K/b_I	2,32
Степени свободы	ν_1	104
	ν_2	844
	$F_{0,05}(104, 724) = 1,27$	

Соотношение между магнитудами основного толчка и наибольшего афтершока

Наблюдения показывают, что магнитуда самого сильного афтершока M_1 связана с магнитудой M_0 основного толчка. По закону Бота [14] для сильных мелкофокусных землетрясений справедливо равенство

$$M_0 - M_1 = 1,2.$$

Папазахос [158] подтвердил справедливость этого закона на примере 216 последовательностей афтершоков в Греции с $M \geq 5$.

В табл. 12 представлены значения M_0 и M_1 для землетрясений, связанных с водохранилищами; к ней необходимо сделать некоторые пояснения. Адамс [1] привел данные для последовательности землетрясений Манглы, которая похожа на рой, где основной толчок не был отчетливо выделен. Для этого случая разность $M_0 - M_1$ очень мала. В землетрясениях Манглы

два толчка были самыми сильными, и им приписывается магнитуда 3,6. Однако в последующие дни не наблюдались афтершоки, в то время как после другого толчка, с магнитудой 3,5 (25 апреля 1966 г.), уже 29 апреля были зафиксированы афтершоки с максимальной магнитудой 3,3; поэтому данный толчок был включен в табл. 12. Вслед за землетрясением с магнитудой 3,5, которое произошло в Мангле 10 декабря 1967, последовал толчок 11 декабря с магнитудой 3,0.

Таблица 12

Магнитуды основного толчка и наибольшего афтершока и значения b для последовательностей землетрясений, связанных с водохранилищами

Район	Магнитуда основного толчка M_0	Магнитуда наибольшего афтершока M_1	$M_0 - M_1$	M_1/M_0	b
Озеро Мид	5,0	4,4	0,6	0,88	1,40
Монтэнар	4,9	4,5	0,4	0,92	0,72
Мангла	3,5	3,3	0,2	0,94	0,96
Кариба	6,1	6,0	0,1	0,98	1,02
Кремаста	6,2	5,5	0,7	0,89	1,12
Койна	6,0	5,2	0,8	0,83	1,09

На основании данных табл. 12 для шести последовательностей возбужденных землетрясений Папазахос [160] вывел следующее соотношение:

$$M_0 - M_1 = 0,6$$

со стандартным отклонением 0,3. Эта разность существенно отличается от той, которая получена Ботом для сильных мелкофокусных естественных землетрясений.

Для других известных последовательностей возбужденных землетрясений не имеется достоверных данных о магнитудах, но эти последовательности также напоминают рои землетрясений. Поэтому можно сделать вывод, что разность $M_0 - M_1$ для возбужденных землетрясений намного меньше, чем для естественных.

Уцу [207] установил существование корреляции между разностью $M_0 - M_1$ и значением b для данной серии землетрясений. Оказалось, что большим значениям b соответствуют большие разности $M_0 - M_1$, а меньшим b — меньшие разности. Однако для последовательности возбужденных землетрясений нами найдены большие значения b при малых $M_0 - M_1$. Вместо

разности $M_0 - M_1$ можно, в принципе, рассматривать отношение M_1/M_0 . Наблюдения Уцу [207] показали, что для больших b отношение M_1/M_0 мало, тогда как для малых b оно велико. Подобные наблюдения для калифорнийских землетрясений описаны в работах [131, 132], где установлено, что значениям $b = 0,4 \div 0,5$ соответствуют большие значения отношения M_1/M_0 ($\sim 0,9$), а последовательности с $b = 0,6 \div 0,8$ имеют малые значения M_1/M_0 ($0,6 - 0,7$). В противоположность этому возбужденным землетрясениям свойственны большие значения b наряду с большими M_1/M_0 (см. табл. 12). Интересно отметить, что землетрясения в долине Годавари, происшедшие в апреле 1969 г., в пределах того же Деканского щита, что и землетрясение Койна, имели $M_0 = 5,7$ и $M_1 = 5,0$, т. е. $M_1/M_0 = 0,9$, в то время как значение b оказалось малым и равным 0,51. Аналогичная ситуация наблюдалась и для землетрясений в Бхаруче в марте 1970 г., когда $M_1/M_0 = 0,8$ ($M_0 = 5,7$, $M_1 = 4,6$), а b было мало и равно 0,4 [82].

Поскольку разность между магнитудами основного толчка и наибольшего афтершока зависит от напряженного состояния и неоднородности среды в сейсмическом районе [142], приведенные данные показывают, что водохранилища воздействуют, вероятно, на распределение напряжений и механические свойства пород. Однако доказательства того, что создание водохранилищ меняет механические свойства пород, надо признать недостаточными, так как указанные корреляции между значениями b и $M_0 - M_1$ или M_1/M_0 характерны и для некоторых естественных землетрясений [161, 36].

Распределение во времени форшоков и афтершоков, возбужденных водохранилищами

Интересной и важной особенностью форшоков и афтершоков является регулярность их распределения во времени. Как показал Уцу [204], временное распределение афтершоков может быть выражено уравнением

$$n(t) = Ct^{-h},$$

где $n(t)$ — число афтершоков в единицу времени, C и h — константы, t — время, прошедшее после основного толчка. Величина h характеризует скорость затухания частоты афтершоков, и по ней можно судить о физических свойствах и напряженном состоянии зоны афтершоков [139]. Согласно Уцу [204], кривая частоты афтершоков на ранней стадии (сроком до 100 дней) удовлетворяет приведенному выше уравнению. На более

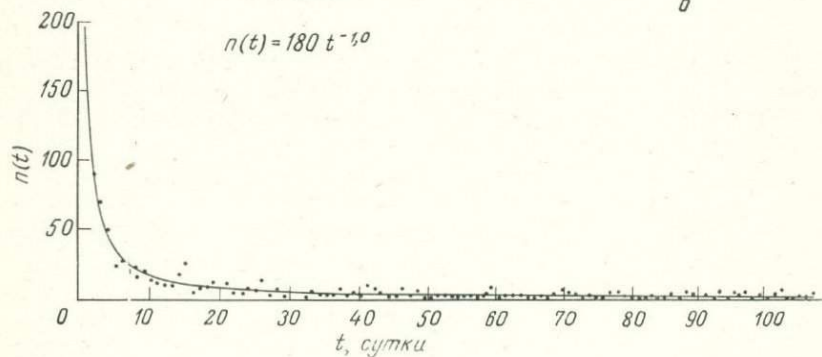
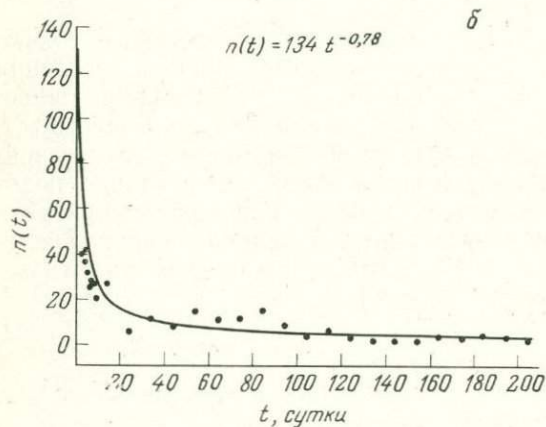
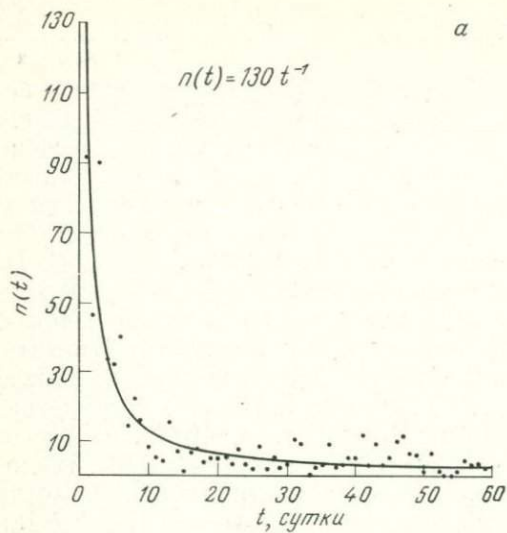


Рис. 87. Распределение во времени афтершоков землетрясений: Карибы 23 сентября 1963 г. (а), Кремасты 5 февраля 1966 г. [39] (б) и Койны 10 декабря 1967 г. (в).

поздней стадии во многих случаях эта кривая достаточно хорошо аппроксимируется следующим уравнением:

$$n(t) = C_1 e^{-pt},$$

где C_1 и p — константы. Однако, как следует из [155], для последовательности землетрясений Паркфилда—Чоламе 1966 г., которые инструментально записаны лучше, чем какие-либо другие, частота афтершоков затухает вначале как $t^{-1/2}$ или $t^{-3/4}$, а с течением времени постепенно приближается к закону t^{-1} .

Установлено, что соотношение $n(t) = Ct^{-h}$ справедливо для серий афтершоков Карибы, Кремасты, Койны и Куробе (рис. 87 и 88). В табл. 13 приведено число афтершоков на t -й день после главного толчка. Для афтершоков землетрясений Куробе Хагивара и Отаке [89] нанесли на график общее число афтершоков (рис. 88), однако они не получили значения константы C .

Для афтершоков, возбужденных водохранилищами, показатель h имеет относительно меньшие значения, а афтершоковая активность спадает медленно.

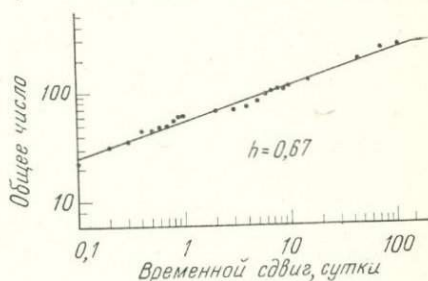


Рис. 88. Общее число афтершоков землетрясения Куробе 16 ноября 1968 г. [89]. $h = 0,67$.

Таблица 13

Соотношения, характеризующие затухание афтершоков

Район	$n(t) = Ct^{-h}$	Единица измерения времени	Общее время наблюдений	Литературный источник
Кариба	$130t^{-1,0}$	1 сутки	60 дней	[82]
Кремаста	$134t^{-0,78}$	1 сутки	200 дней	[39]
Койна	$180t^{-1,0}$	1 сутки	110 дней	[82]
Койна	$1342t^{-0,77}$	15 суток	дек. 1967 — дек. 1971	[75]
Куробе	$Ct^{-0,67}$	Общее время	16 нояб. 1968 — апр. 1970	[89]

Аналогичным образом изучалось распределение форшоковой активности возбужденных землетрясений. Гуха и др. [75] использовали уравнение $n(t) = n_1 b^{-1}$ для описания форшоковой

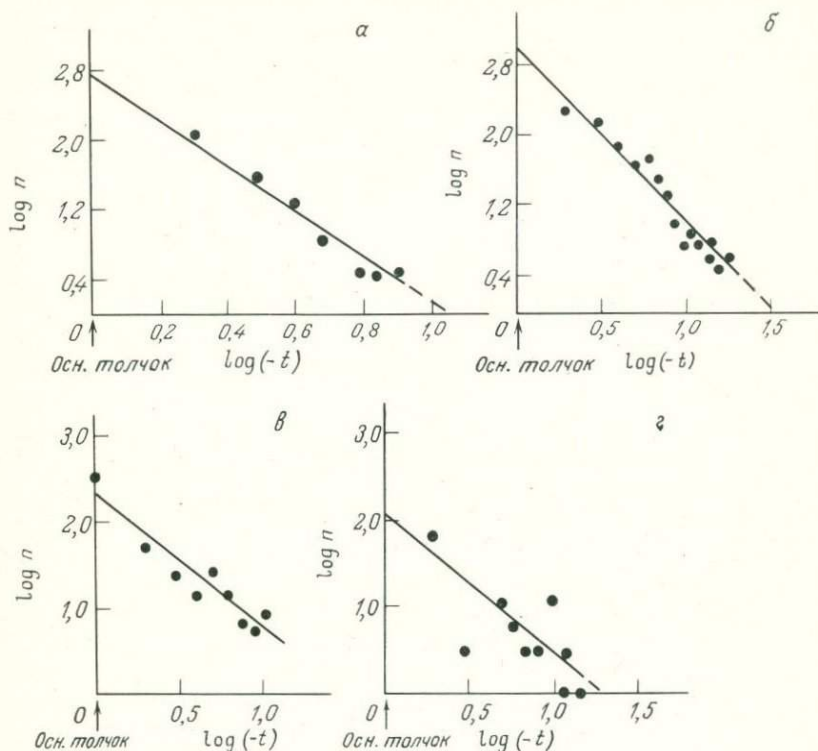


Рис. 89. Распределение во времени форшоков землетрясений: Карибы 23 сентября 1963 г. (а), Кремасты 5 февраля 1966 г. (б), Койны 13 сентября 1967 г. (в) и 10 декабря 1967 г. (г) [159]. Единица времени равна: для Кремасты 5 дням, для Койны неделе, для Карибы — месяцу.

активности в Койне. Здесь t — интервал времени, предшествующий основному землетрясению. Для форшоков Койны они получили следующую формулу:

$$n(t) = 8,81 (0,0053)^{-t}.$$

Папазахос [159] показал, что наступление форшоков можно описать следующим соотношением:

$$n(t) dt = n_0 (\tau - t)^{-h} dt, \quad t \leq \tau_0,$$

где t — время (в сутках), $n(t) dt$ — число форшоков в сутки, n_0 , τ , h — константы. Теоретически длительность τ_0 серии форшоков выражается уравнением $n_0 = (\tau_0 + 1)^h$. Для случаев Койны, Карибы и Кремасты получены следующие соотношения, которые позволяют определить число форшоков на t -й день с начала возникновения активности.

Кариба:

$$n(t) = 125380(335 - t)^{-2,60}, \quad t \leq 305 \text{ дней};$$

Кремаста:

$$n(t) = 4736(159 - t)^{-1,99}, \quad t \leq 105 \text{ дней};$$

Койна (13 сентября 1967 г.):

$$n(t) = 364(124 - t)^{-1,63}, \quad t \leq 117 \text{ дней};$$

Койна (10 декабря 1967 г.):

$$n(t) = 537(216 - t)^{-1,53}, \quad t \leq 209 \text{ дней}.$$

Эти зависимости иллюстрирует рис. 89.

Модели форшоков—афтершоков

В предыдущем разделе мы рассмотрели распределение во времени форшоков и афтершоков для некоторых возбужденных землетрясений. Если объединить частоту появления форшоков

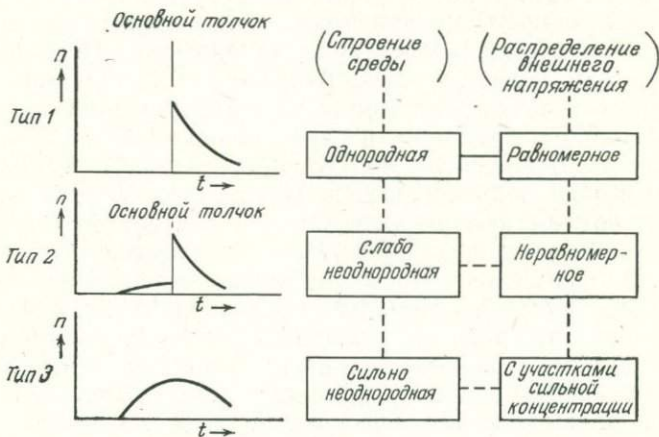


Рис. 90. Три типа временного распределения форшоков—афтершоков по Моги [142]; их связь со строением среды и действующими напряжениями.

и афтершоков на временной шкале, то полученную таким образом общую схему можно назвать моделью форшоков—афтершоков.

Моги [142], который занимался классификацией таких процессов по экспериментальным моделям, предложил три типа моделей (рис. 90) и сравнил их с соответствующими моделями

для естественных землетрясений. Различия между тремя типами объясняются, как показано ниже, особенностями строения среды и пространственного распределения действующих напряжений.

Тип 1. В случае однородной среды и равномерного распределения напряжений главный толчок не предваряется форшоками и сопровождается большим числом афтершоков.

Тип 2. Если среда имеет до некоторой степени неоднородное строение или же действующее напряжение распределено неравномерно, а также при сочетании этих факторов основному толчку предшествуют небольшие форшоки. Афтершоки также многочисленны.

Тип 3. При наличии зон высокой концентрации напряжений или в случае весьма неоднородного строения среды, а также при сочетании этих факторов наблюдается сейсмическая активность типа роя, число событий плавно растет одновременно с увеличением магнитуды, а затем постепенно убывает.

Три описанные модели форшоков—афтершоков проявляются и при естественных землетрясениях. На основе проведенного сравнительного анализа Моги пришел к выводу о том, что существование трех типов форшоково-афтершоковой деятельности обязано различным проявлениям двух факторов—строению среды и характеру действующих напряжений. Поскольку при тектонических землетрясениях напряжения можно считать распределенными почти равномерно, то в формировании описанных моделей наибольшую роль играет неоднородность среды [142].

Ранее было показано, что главные толчки в Карибе, Кремасте и Койне сопровождались множеством форшоков и еще большим числом афтершоков. Отсюда следует, что эти землетрясения по классификации Моги принадлежат к типу 2. На рис. 91 изображена модель форшоков—афтершоков для основного землетрясения Карибы 23 сентября 1963 г. (09:01:57). В течение 24 ч, предшествовавших этому землетрясению, произошло 20 предвещающих толчков, частота которых достигла максимума перед главным толчком. После главного толчка отмечено большое число афтершоков; за одну первую неделю было записано около 360 толчков. За единицу времени на рис. 91 приняты 1 сут.

На рис. 92 представлена модель форшоков—афтершоков для землетрясений Кремасты. На график нанесено суммарное число толчков за каждые 5 сут с магнитудой $\geq 3,4$ [39]. Основное землетрясение произошло 5 февраля 1966 г. Как видно из рисунка, число форшоков росло постепенно вплоть до главного толчка, за которым последовало очень много афтершоков. В [161] приведен перечень 60 сильных землетрясений Греции, у которых основные толчки имели магнитуду > 6 . В отличие

от землетрясения 5 февраля 1966 г. в Кремасте, которому предшествовало 17 толчков, лишь немногие из этих 60 землетрясений характеризовались даже малым числом форшоков. Поэтому их надо отнести по классификации Моги к типу 1.

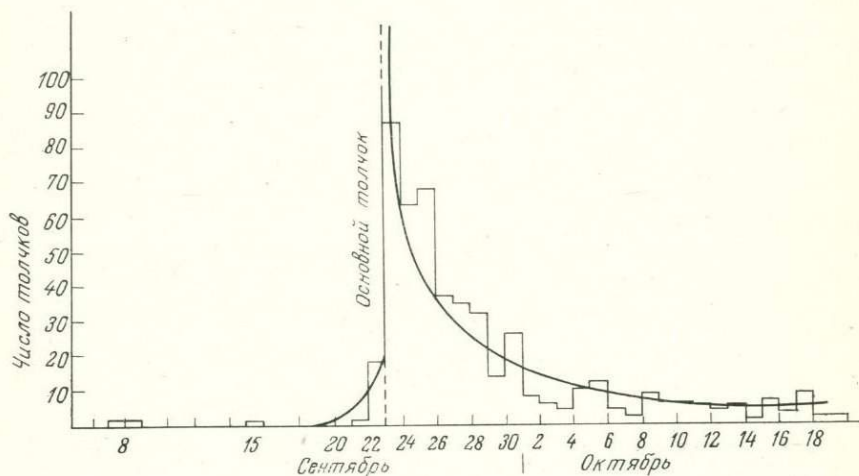


Рис. 91. Распределение форшоков—афтершоков для главного толчка в Карибе 23 сентября 1963 г.

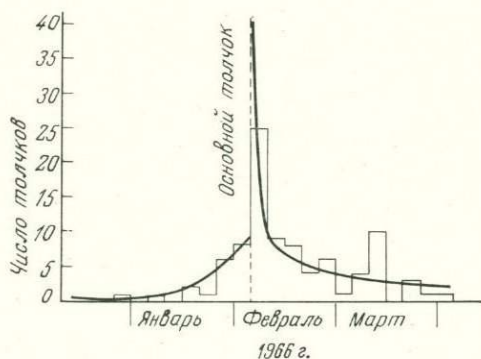


Рис. 92. Распределение форшоков—афтершоков для главного толчка в Кремасте 5 февраля 1966 г.

На рис. 93 и 94 приведены соответствующие схемы распределения форшоков и афтершоков для двух землетрясений в Койне — 13 сентября и 10 декабря 1967 г. Обе модели соответствуют, согласно Моги, типу 2. В течение 10 дней до землетрясения 10 декабря 1967 г. произошло около 90 форшоков,

а за 20 дней после него — более 400 афтершоков. Нарастание частоты форшоков носило плавный характер.

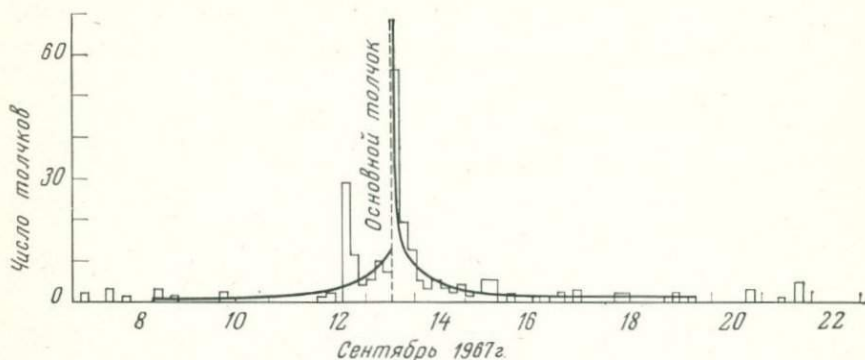


Рис. 93. Распределение форшоков—афтершоков для землетрясения 13 сентября 1967 г. в Койне.

Интересно сопоставить характер землетрясения Койна с двумя землетрясениями близких магнитуд, происшедшими на п-ве Индостан: землетрясениями долины Годавари в апреле

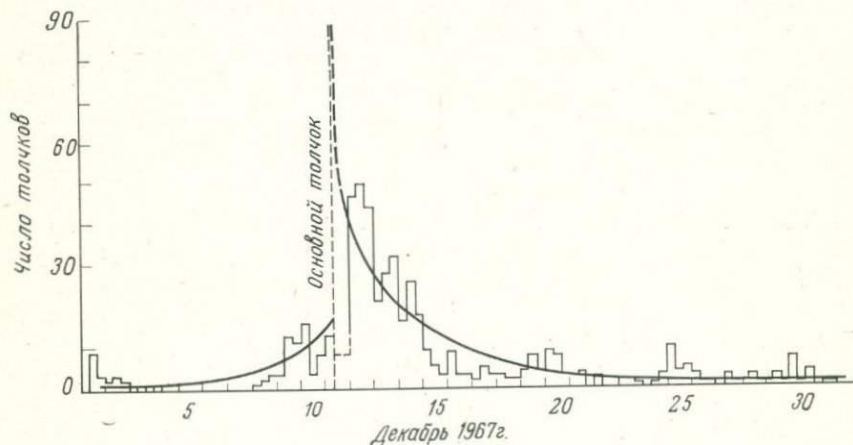


Рис. 94. Распределение форшоков—афтершоков для землетрясения 10 декабря 1967 г. в Койне.

1969 г. и Бхаруча в марте 1970 г. Первая из этих серий, основное землетрясение которой произошло 13 апреля 1969 г., была достаточно детально записана сейсмической станцией в Хайдарабате, расположенной в 200 км от эпицентра и зарегистрировавшей все землетрясения с магнитудой ≥ 2 . Как видно из

рис. 95, главному землетрясению предшествовал один форшок, тогда как число афтершоков было велико. Это типичный пример модели 1 по классификации Моги. Серия землетрясений в Бхаруче, главное из которых произошло 23 марта 1970 г., из-за отсутствия в этом районе сейсмической станции не была отчетливо зарегистрирована. За 8 ч после главного толчка станция Хайдарабад записала 6 афтершоков с магнитудой $\geq 3,2$; ни одного форшока зарегистрировано не было. Впоследствии, а именно 26 апреля и 30 августа 1970 г., были записаны

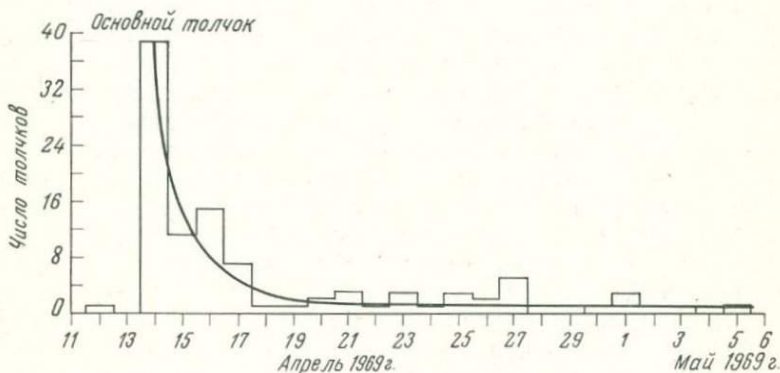


Рис. 95. Распределение форшоков—афтершоков для землетрясения в долине Годавари 13 апреля 1969 г.

еще два афтершока. Из-за отсутствия форшоков последовательность землетрясений в Бхаруче также можно отнести к типу 1.

Из сказанного следует, что естественные землетрясения районов Кремасты и Койны принадлежат по классификации Моги к типу 1, в то время как возбужденные землетрясения этих районов относятся к типу 2. Вероятно, процесс форшоково-афтершоковой деятельности формируется под влиянием водохранилища, оказывающего воздействие на строение или напряженное состояние пород в зоне землетрясения.

Механизмы очагов землетрясений

Определив механизм очагов, можно найти ориентацию напряжений и плоскостей разрыва. Исследование механизма очагов основано на представлении о распространении упругих волн в дальней зоне, обусловленных системой сил, действующих в очаге землетрясения. За систему сил, соответствующую процессам в очагах землетрясений, принимается, как правило,

комбинация двух ортогональных диполей, или модель типа 2 Хонды [98]. Первые смещения в волне P от этой системы сил приводят к квадрантному распределению волн сжатия и разрежения [148]. Плоскости, разделяющие квадранты с разными знаками смещения, называются нодальными плоскостями: одна из них является плоскостью разрыва, а вторая — вспомогательной плоскостью.

Поскольку сейсмические лучи криволинейны, наблюдения на земной поверхности приводятся к условной поверхности очаговой сферы единичного радиуса с центром в очаге. Обычно найденные из наблюдений знаки первых движений и данные о поляризации S -волн наносятся на равноплощадную проекцию или сетку Шмидта [56]. Используется проекция на экваториальную плоскость нижней полусферы. Проекции нодальных плоскостей представляют собой медианные круги. Определяются углы падения в очаге сейсмических лучей, достигающих станции. Азимут и угол падения используют в виде координат при нанесении на проекцию станции наблюдения. Таблицы углов падения волн P и S опубликованы в работах Нуттли [156] и Чандры [34].

В модели двойного диполя бисекторные оси в квадрантах волн сжатия и разрежения являются соответственно осями сжатия P и растяжения T . Пересечение двух нодальных плоскостей образует нулевую ось B .

Угол поляризации S -волны определяется как угол между плоскостью поляризации и вертикальной плоскостью, содержащей луч, и может быть найден из соотношения

$$\varepsilon = \text{arctg} (SH/SV).$$

На практике находят угол $\bar{\varepsilon}$, который определяется движением частиц в волне S и представляет собой суммарный вектор двух горизонтальных компонент. Он равен

$$\bar{\varepsilon} = \text{arctg} \overline{SH}/\overline{SV},$$

где \overline{SH} и \overline{SV} — горизонтальные компоненты движения волн SH и SV на свободной поверхности. Угол ε можно определить из $\bar{\varepsilon}$ по формуле

$$\text{tg} \varepsilon = \text{tg} \bar{\varepsilon} \cos i_0,$$

где i_0 — угол падения S -волны на свободную поверхность.

Ниже рассматривается определение механизма очага для землетрясений в Койне, Карибе, Кремасте, на озере Мид, в Денвере и Рейнджли.

Озеро Мид

В работе [169] описывается механизм очагов около 40 микроземлетрясений, происшедших в районе озера Мид в течение 1972—1973 гг. (рис. 96). Первые пять решений *a—d* представляют собой обобщенные механизмы очагов для пяти групп толчков. В этих решениях плоскость северного простираения оказывается параллельной разрывам в зоне. Считая упомянутую плоскость плоскостью разрыва, получим, что перемещение в ней носит характер правостороннего сдвига. Такое перемещение не согласуется с найденными смещениями в районе Хемлин-Бей и связанными с ними разрывами (см. рис. 53); однако оно согласуется с направлением движения в зоне сдвигов Лас-Вегас, которая, по-видимому, проходит непосредственно к северу от впадины Боулдер. Из этого наблюдения следует, что в настоящее время в тектонической зоне Хемлин-Бей имеют место правосторонние сдвиги; такие движения могут происходить также вдоль некоторых глубинных разломов, относящихся к сдвиговой зоне Лас-Вегас.

Решения *e* и *ж* относятся к двум событиям, которые не согласуются с первыми пятью случаями. В варианте, обозначенном на рис. 96, *e* пунктиром, движение вдоль плоскости, простирающейся в направлении ССЗ, согласуется с прежними решениями, хотя оно имеет значительную компоненту сброса по падению. Наличие этой компоненты указывает на то, что восточная сторона опускается относительно западной. Решение *ж* подобно *e*, хотя в нем имеется меньшая компонента сброса, чем в *e*. Поскольку эпицентры соответствующих толчков располагаются вблизи западного берега озера (*e*: $36^{\circ} 2,23'$ с. ш., $114^{\circ} 46,05'$ з. д.; *ж*: $36^{\circ} 2,90'$ с. ш.; $114^{\circ} 48,09'$ з. д.), то из этого следует, что весь краевой блок озера погрузился (см. рис. 58).

Койна

В табл. 14 приведены разные решения, полученные для механизма очага землетрясения 10 декабря 1967 г. Решение (1) соответствует сбросу вдоль вертикальной плоскости разрыва, простирающейся в направлении ССЗ. Северо-восточное крыло опустилось относительно юго-западного. Оказалось, что эпицентр землетрясения находился вблизи плотины, а водохранилище расположено на северо-восточной стороне разрыва, испытавшей опускание.

Указанное решение получается только в том случае, если пренебречь знаками первых вступлений на четырех африканских станциях на основании того, что они имеют аномально высокие значения невязок времен пробега «наблюденное

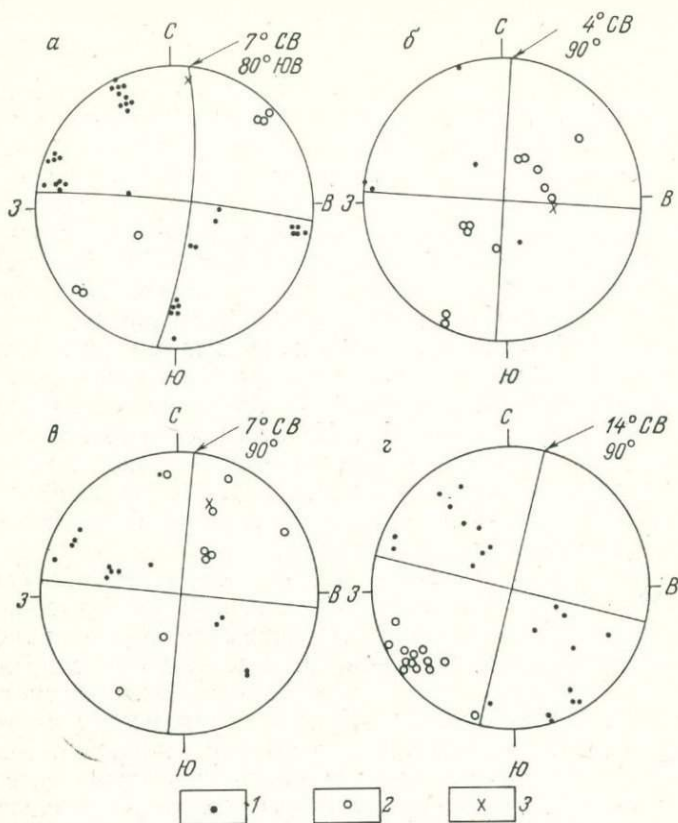


Рис. 96. Обобщенные механизмы очагов для пяти групп (а—д) микроземлетрясений оз. Мид [169]. е и ж — механизмы для двух толчков, которым не соответствуют первые пять решений. Решения д, е и ж не определены однозначно; альтернативные варианты изображены пунктиром.

1 — сжатие; 2 — разрежение; 3 — сжатие и разрежение.

минус расчетное». Однако, если учесть частное сообщение Родригеса (1969 г.) о том, что подобная аномалия может объясняться замедлением сейсмических волн при пересечении Восточно-Африканской рифтовой зоны, можно будет считать знаки первых вступлений на указанных станциях достоверными и включить их в рассмотрение. Тогда решение будет соответствовать сдвигу по простиранию.

В действительности все остальные решения (табл. 14) тоже указывают на движение по простиранию и хорошо согласуются друг с другом. Так, в [183] на основе данных об излучении волн Рэлея и углах поляризации S-волн получен сдвиг вдоль суб-

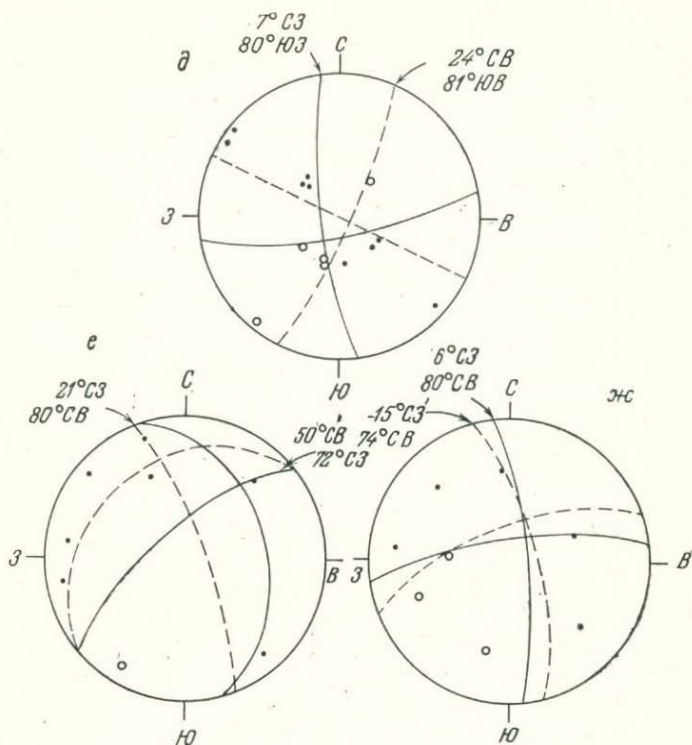


Рис. 96 (продолжение)

вертикальной плоскости разрыва, имеющей простирание 10°СВ . Если за плоскость разрыва в рассмотренных решениях принять плоскость северного простирания, то эти решения дают левосторонний сдвиг. Блок, где расположено водохранилище, испытал подвижку в направлении к северу или северо-востоку и небольшое погружение.

Кариба

Найденный механизм очага для землетрясения 23 сентября 1963 г. в Карибе представлен на рис. 97. Здесь показаны направления первых вступлений P -волн и углы поляризации S -волн, полученные из длиннопериодных записей. Это решение согласуется с решением Сайкса, приведенным в табл. 15 [190]. По обеим плоскостям преобладает движение типа сброса по падению, что связано с нормальным гравитационным сбросообразованием. Если плоскостью разрыва считать плоскость a , то

Таблица 14

Различные механизмы очага для землетрясения Койна 10 декабря 1967 г.

Литературный источник	Плоскость a , град				Плоскость b , град				Тип движения на плоскости a как плоскости разрыва
	азимут прости- рания	азимут паде- ния	угол падения	угол сколь- жения	азимут про- стирания	азимут паде- ния	угол падения	угол сколь- жения	
(1) [78]	328	—	90	90	—	—	0	0	Нормальный сброс по па- дению
(2) [194]	26	296	66	15	110	200	74	25	
(3) [122]	37	307	72	18	125	216	84	4	Левосторонний сдвиг по простиранню для пло- скости a , правосторон- ный — для плоскости b
(4) [113]	350	260	80	11	76	166	70	20	
(5) [191]	21	291	75	0	111	201	90	15	
(6) [13]	22	292	80	2	112	202	88	10	
(7) [183]	10	280	78	5	111	21	85	12	
(8) [201]	23	293	70	15	Нет данных				Левосторонний сдвиг

малая сдвиговая компонента дает правостороннее движение; если же плоскостью разрыва считать плоскость b , то левостороннее. На основе распределения эпицентров и северо-восточного простирания разломов и трещин вблизи озера Кариба (см. рис. 45) за плоскость разрыва с большей достоверностью можно принять плоскость b простирания ССВ. Эпицентр землетрясения находится вблизи плотины. Если b — плоскость раз-

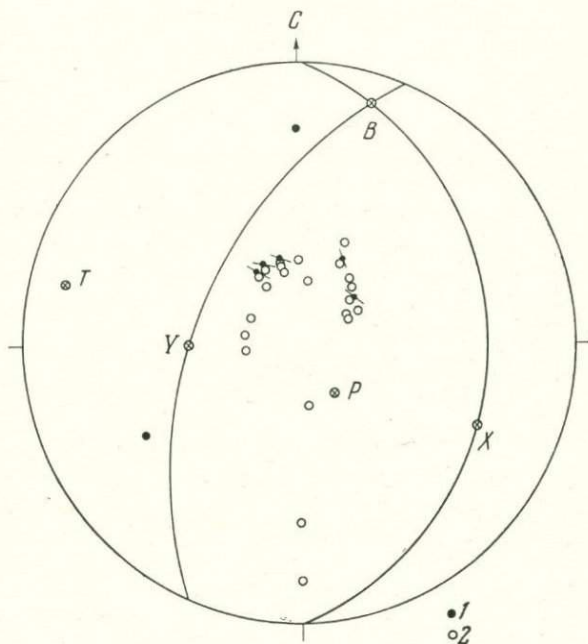


Рис. 97. Механизм очага для землетрясения Карибы 23 сентября 1963 г. (1 — сжатие, 2 — разрежение).

Таблица 15

Механизм очага для землетрясения 23 сентября 1963 г. в Карибе (все значения — в градусах)

Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Угол скольжения
Плоскость a 0	90	32	70
Плоскость b 25	294	60	78

рыва, значит, северо-западный блок, на котором расположено озеро, опустился [82].

Кремаста

Механизм очага, полученный для землетрясения в Кремасте 5 февраля 1966 г. [39], показан пунктиром на рис. 98. За плоскость разрыва была принята субвертикальная плоскость,

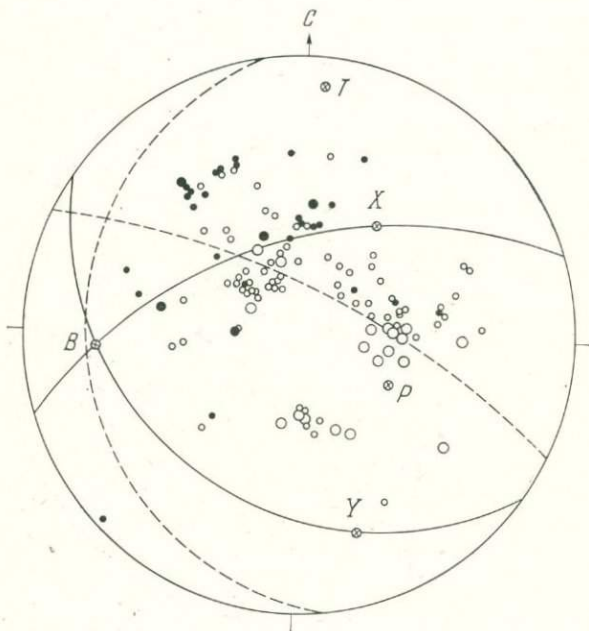


Рис. 98. Механизм очага для землетрясения Кремасты 5 февраля 1966 г. (Обозначения те же, что на рис. 97).

простирающаяся в направлении ЗСЗ и пересекающая центральную зону растяжения.

Механизм очага, найденный на основе микрофильмов и сведений, помещенных в Бюллетене Международного сейсмологического центра, изображен на рис. 98 сплошными линиями и приведен в табл. 16 [82]. Полученные по данным микрофильмов 5 случаев сжатия и 19 растяжения нанесены на этом рисунке в виде больших кружков, а остальные результаты — в виде малых. Две nodальные плоскости имеют направление ВСВ (плоскость a) и СЗ (плоскость b). Движение вдоль плоскости a имеет характер правостороннего сдвига, а вдоль плоскости b — левостороннего.

Таблица 16

Механизм очага для землетрясения 5 февраля 1966 г.
в Кремасте (все значения — в градусах)

Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Угол скольжения
Плоскость <i>a</i>			
72	342	62	60
Плоскость <i>b</i>			
122	213	40	48

Как показано в гл. 3, тектоника всего района Кремасты чрезвычайно сложна. В свете представлений тектоники плит вдоль Эгейской впадины от мелового периода до миоцена происходило погружение Африканской плиты. К этому же процессу можно отнести и надвиги Пиндского орогена и некоторые другие структуры. В настоящее время Африканская плита погружается вдоль Ионической впадины [45, с. 2642], а во всем районе преобладает сжатие в широтном направлении. Разломы простирания ССЗ, совпадающие с направлением Эллинидов (например, Инахос), характеризуются всеми чертами надвигов. По частному сообщению Галанопулоса, сделанного Сноу в 1971 г., землетрясения, связанные с этими разломами, мелкофокусны. Участок плотины Кремаста лежит между двумя трансформными разломами, ориентированными в направлении ВСВ: Анатолийским и Пек-Скутари. Предполагается, что Анатолийский разлом пересекает залив Патраикос примерно в 50 км к югу от плотины Кремаста. Галанопулос [59] упоминает о системе сопряженных сдвиговых нарушений в 10 км к северу от плотины Кремаста. Сноу [187] делает вывод о том, что современная сейсмичность, при которой главное и ряд других землетрясений не были мелкофокусными, связана со сдвигами простирания ВСВ, так как анатолийская группа очагов глубже эллинидской. Существование надвигов неглубокого заложения со сдвигами Сноу объясняет наличием в рассматриваемом районе ослабленных горизонтальных поверхностей скольжения в соленосных породах.

Вблизи плотины Кремаста прослеживается несколько круто падающих сбросов северо-западного простирания. Главное землетрясение Кремасты, по данным [39], произошло приблизительно в 25 км к северу от плотины, недалеко от неактивного в настоящее время надвига Пинд. Никаких других нарушений в этой зоне выделено не было, хотя в 10 км к северу от

плотины прослеживаются несколько разломов простирания ВСВ и ЗСЗ. Вдоль ориентированного в направлении ВСВ разлома Алеврада—Смардача (см. рис. 49) наблюдались равные по величине смещения по падению разрыва и правосторонний сдвиг по его простиранию; характер этого движения согласуется с тем, что получено из решения механизма очага. Были закартированы и несколько других крутопадающих разломов простирания ВСВ, которые вызвали правостороннее смещение осей миоценовых складок. Эти разломы являются, по всей видимости, самыми молодыми тектоническими нарушениями в районе. В 1965 г. Терра Консулт ([187]) закартировал разлом, ориентированный в направлении ЗСЗ и располагающийся вблизи Тричлинона (рис. 49).

Какую из двух нодальных плоскостей ни принять за плоскость разрыва, обе они дают смещение типа сброса; это означает, что блок, на котором находится озеро, погружается. Решения механизма очага главного землетрясения и наибольшего афтершока в [47] также подтверждают, что блок озера испытал погружение.

Денвер

В [95] приведено решение механизма очага для некоторых землетрясений в Денвере (рис. 99). Большинство землетрясений характеризуется сдвигом в вертикальных плоскостях, на-

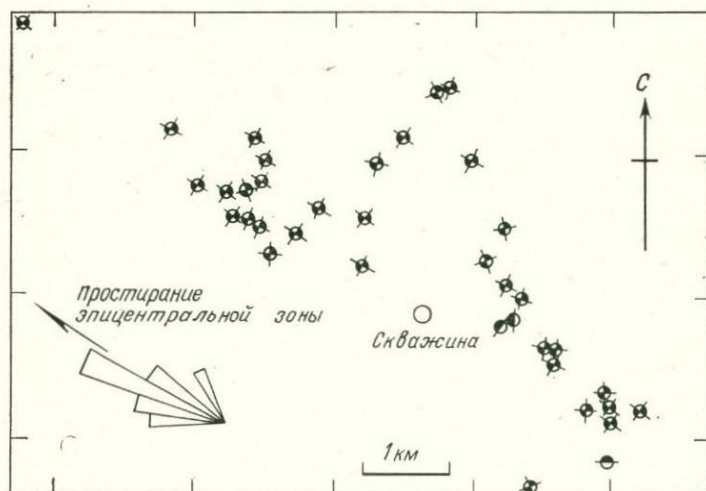


Рис. 99. Механизмы очагов для Денверских землетрясений [95]. Внизу слева изображены нодальные плоскости, по которым происходит правосторонний сдвиг.

правление которых меняется или с западного до ССЗ или с северного до ВСВ. Эпицентральная зона вытянута в направлении ЗСЗ и параллельна первой группе нодальных плоскостей. На основе этих данных за плоскости разрыва приняты плоскости в створе З—ССЗ, вдоль которых произошло правостороннее движение.

Рейнджли .

Механизмы очагов для землетрясений в Рейнджли найдены в [164] по знакам первых вступлений *P*-волн, записанных более чем десятком станций. Большинство этих решений (рис. 100)

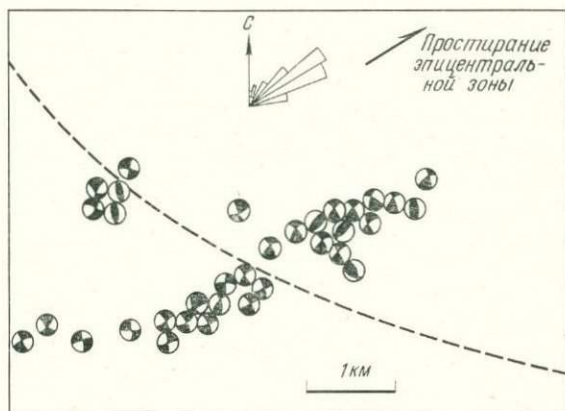


Рис. 100. Механизмы очагов для землетрясений в Рейнджли [164]. Вверху показаны нодальные плоскости, по которым происходит правосторонний сдвиг.

свидетельствует о сдвигах в вертикальной плоскости, имеющей простирание или СЗ, или СВ. За плоскости разрыва следует, вероятно, принять нодальные плоскости, простирающиеся, подобно эпицентральной зоне, в направлении СВ, перемещения в которых носят характер правостороннего сдвига. Образование разрывов вдоль этих плоскостей согласуется также с трещинами и выходящими на поверхность разломами. Для приведенных решений ориентация нодальных плоскостей и направления сдвигов в разных частях нарушенной зоны и для разных землетрясений варьируют в пределах $\pm 20^\circ$.

Из всего сказанного выше ясно, что сбросы по падению с нормальным смещением, о наличии которых можно судить по механизмам очагов возбужденных землетрясений, указывают на то, что водохранилище располагается на опущенном блоке. Это позволяет считать, что смещение по разломам может быть

следствием вертикальной нагрузки от водохранилища. Но роль увеличения порового давления, которое вызывает образование разрывов в результате уменьшения эффективного напряжения в критически напряженной среде, выглядит еще убедительнее (гл. 6). Таким образом, при возбужденных землетрясениях равновероятно возникновение и сбросов и сдвигов. Данные о разрывах типа сдвига при землетрясениях в Денвере и Рейнджли соответствуют этой гипотезе.

Выводы об изменениях механических свойств земной коры при наполнении водохранилищ

При изучении особенностей возбужденных землетрясений в районах водохранилищ получены следующие наиболее важные результаты.

1. Значение b для форшоков выше, чем для афтершоков; при этом оба они превышают величину b для естественных землетрясений как в отдельных районах, так и в их совокупности.

2. По сравнению с естественными землетрясениями велико отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка.

3. Афтершоки затухают сравнительно медленно.

4. Временное распределение форшоков—афтершоков одинаково и соответствует 2-му типу моделей по классификации Мого, в то время как последовательности естественных землетрясений рассматриваемых районов принадлежат к типу 1.

Все эти факторы определяются механическими свойствами среды; отличие от естественных землетрясений свидетельствует об изменении этих свойств.

Лабораторные исследования показали, что однородная среда характеризуется землетрясениями без форшоков; для слабо неоднородной среды характерно появление перед главным толчком некоторого числа форшоков; в случаях же сильно неоднородной среды сейсмическая активность имеет характер роя. Экспериментально показано, что значение b возрастает с увеличением неоднородности среды и определяется отношением напряжения внутри образца к разрушающему напряжению. Найдено, что в последовательности естественных землетрясений значение b для форшоков должно быть намного меньше, чем для афтершоков. Берг [15] отмечает, что большое значение b ($>0,5$) для серии форшоков может служить предвестником сильного землетрясения. На основе экспериментальных результатов Мого и Шольца Берг дает этому следующее объяснение: перед основным толчком в среде имеется значительная прочность и накапливаются большие напряжения, которые соответствуют малым значениям b , в то время как большие значения

b , характерные для афтершоков, соответствуют уменьшенной прочности и низким напряжениям среды после основного толчка. Моги [139] установил, что значение b (интенсивность убывания афтершоков) для Японского региона находится в пределах от 0,9 до 1,8; при этом большинство значений превышает единицу. Для возбужденных землетрясений имеем $h \leq 1$, что указывает на малую скорость убывания афтершоков. Для калифорнийских, а также других типичных землетрясений с малыми значениями b (0,4—0,5) отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного землетрясения велико и равно 0,9, а с большими значениями b (0,6—0,8) мало и равно 0,6—0,7. Таким образом, отличительными признаками последовательностей возбужденных землетрясений являются повышенные значения b и отношения магнитуд.

Описанные общие черты, присущие возбужденным землетрясениям и отличающие их от естественных в рассматриваемом районе, совместно с детальными лабораторными исследованиями, выполненными разными учеными, заставляют предположить, что водохранилища, вероятно, воздействуют на механические свойства среды. В напряженной среде с высокой прочностью возросшее в результате наполнения водохранилища поровое давление вызывает дальнейший рост возникших ранее трещин, увеличивая неоднородность среды. Идеализированная модель, представленная нами далее, показывает, как уменьшение прочности и возрастание неоднородности вызывают ослабление напряжений в малых объемах и приводят к отмеченным выше изменениям некоторых характеристик землетрясений.

Допустим, что в условном конечном объеме V относительно однородной породы аккумулируются напряжения, созданные тектоническими процессами. Поскольку среда однородна, то не должно происходить форшоков, высвобождающих хотя бы небольшое количество энергии деформаций. Когда накопленные деформации превысят в этом объеме предел прочности пород, происходит главный толчок, в результате которого высвобождается основное количество энергии. За ним должен последовать ряд «краевых» («marginal-adjustment») афтершоков значительно меньших магнитуд. Подобная последовательность землетрясений относится к типу 1 по классификации Моги и должна характеризоваться низким значением b в соотношении повторяемость—магнитуда. Кроме того, отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка должно быть малым (≤ 1).

Пусть теперь механические свойства пород в условном объеме V изменятся и в нем возникнет некоторая неоднородность при накопленном напряжении, еще не достигшем предела прочности пород. В результате появления неоднородностей

объем V будет представлять собой сумму малых объемов $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$, каждый из которых способен выделить накопленную энергию, когда будет превышен его предел прочности. Сейсмическая активность в таком районе будет характеризоваться рядом землетрясений сравнимых магнитуд и высокой форшоковой активностью перед главным толчком. Следовательно, этот процесс отвечает типу 2 моделей Моги; значение b для форшоков будет превышать b для афтершоков, и оба они будут больше, чем значение b для естественных землетрясений; величина b для района в целом и отношение магнитуд наибольшего из афтершоков и главного толчка будут иметь повышенные значения.

Приведенные рассуждения позволяют сказать, что создание водохранилищ изменяет механические свойства пород, делая последние менее прочными и потому менее способными противостоять накапливаемым деформациям. Вероятно, такой вывод обоснован, если учесть, что в районах и Карибы, и Кремасты, и Койны, где отмечены землетрясения средней силы ($M \geq 6$), в прошлом происходили вулканические процессы и распространены трещиноватые породы, в которые может проникать вода (гл. 3), что понижает их прочность. По-видимому, в массивах пород, обладающих вначале достаточной прочностью, чтобы противостоять тектоническим деформациям, впоследствии в результате изменения их механических свойств при наполнении водохранилища возможно возникновение землетрясений значительной силы.

ВОЗРАСТАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ПРОГИБАНИЕ ДНА В РЕЗУЛЬТАТЕ СОЗДАНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ

Если до недавнего времени было невозможно достаточно достоверно определять начальные напряжения в породах, то в настоящее время для этого применяются разные методы, такие, как, например, «гидравлический разрыв». Однако оценить полное напряжение в земной коре вблизи водохранилищ при их наполнении трудно. Кроме того, прочность существующих разломов, т. е. максимальные касательные напряжения, при которых еще не происходит разрыва, также неизвестна. Другой важный фактор — изменение поро-трещинного давления, вызываемое наполнением водохранилища и воздействующее на эффективное нормальное напряжение; оно тоже является неизвестным. Однако возрастание напряжений, вызванное весом воды, можно оценить аналитически. На основании этих оценок можно определить возрастание касательного напряжения вдоль существующих разрывов, при условии что известна их ориентация. Необходимо отметить, что в результате создания водохранилища напряжение редко возрастает более чем на 10 бар. Эта величина весьма мала по сравнению с прочностью горных пород (кристаллические породы характеризуются прочностью около 1000 бар). Однако, как следует из [68], в критически напряженной среде даже такое малое возрастание напряжения может послужить спусковым механизмом для землетрясений.

Возрастание напряжений для двумерного озера бесконечной длины было рассчитано в [66], а для трехмерного озера любой формы — в [67]. Остановимся на некоторых деталях расчета возрастания напряжений для этих двух случаев.

Уравнения напряженного состояния для двумерного случая

Двумерное озеро аппроксимируется наполненным водой желобом бесконечной длины, лежащим на упругом полупространстве. Поперечное сечение такого желоба можно представить некоторым многоугольником, имеющим n сторон. Пусть $ABCD \dots N$ будет таким многоугольным сечением (рис. 101). Линия BC соответствует проекции на плоскость одной из граней дна озера бесконечной длины, перпендикулярной к сечению. Гох

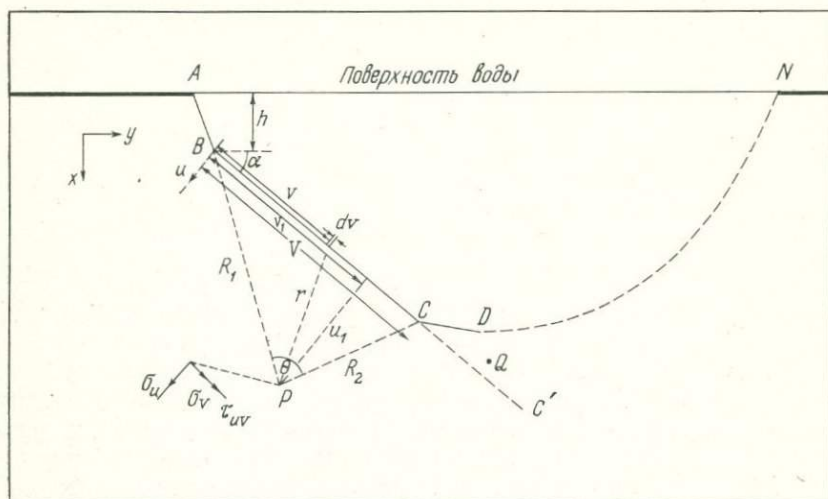


Рис. 101. Многоугольное сечение двумерного озера с обозначениями для расчета возрастания напряжений.

[66] вывел следующее выражение для нормальных напряжений σ_u и σ_v и касательного напряжения τ_{uv} , созданных в точке P в результате действия сил со стороны элемента BC (при этом принимается, что оси u и v соответственно перпендикулярна и параллельна отрезку BC):

$$\begin{aligned} \sigma_u &= -\frac{\rho g u}{\pi} \left\{ (h + v \sin \alpha) [(V - v) R_2^{-2} + v R_1^{-2} + \theta u^{-1}] + \right. \\ &\quad \left. + u^2 \sin \alpha (R_1^{-2} - R_2^{-2}) \right\}, \\ \sigma_v &= -\frac{\rho g u}{\pi} \left\{ (h + v \sin \alpha) [\theta u^{-1} - (V - v) R_2^{-2} - v R_1^{-2}] + \right. \\ &\quad \left. + \sin \alpha \ln (R_2^2 R_1^{-2}) + u^2 \sin \alpha (R_2^{-2} - R_1^{-2}) \right\}, \\ \tau_{uv} &= -\frac{\rho g u^2}{\pi} [h (R_1^{-2} - R_2^{-2}) + \sin \alpha (\theta u^{-1} - V R_2^{-2})], \end{aligned} \quad (5.1)$$

где ρ — плотность воды, u и v — координаты точки P (B — начало координат), V — длина отрезка BC , θ — угол, противостоящий отрезку BC с вершиной в P ,

$$R_1^2 = u^2 + v^2 = PB^2 \quad \text{и} \quad R_2^2 = u^2 + (V - v)^2 = PC^2.$$

Во всех точках вдоль отрезка BC $u=0$, $\theta=\pi$, и уравнения (5.1) принимают вид

$$\begin{aligned} \sigma_u = \sigma_v &= -\rho g (h + v \sin \alpha), \\ \tau_{uv} &= 0. \end{aligned}$$

В точках, лежащих на продолжении отрезка BC , имеем $u=0$, $\theta=0$. В точках, где выполняются условия $u<0$, $v<0$ или $u<0$, $v>V$, компоненты напряжения обращаются в нуль, т. е. отрезок BC не влияет на поле напряжений. Это значительно облегчает дальнейшие вычисления.

Для подсчета суммарного напряжения, которое складывается из напряжений, вносимых всеми гранями дна озера, оси координат удобно повернуть так, чтобы в новой координатной системе (x, y) оси были направлены по вертикали и горизонтали. Для этой операции использованы соотношения Дженгера [104] в предположении, что горизонтальная ось находится в плоскости сечения:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \sigma_u \cos^2 \alpha + \sigma_v \sin^2 \alpha + 2\tau_{uv} \sin \alpha \cos \alpha, \\ \sigma_y &= \sigma_u \sin^2 \alpha + \sigma_v \cos^2 \alpha - 2\tau_{uv} \sin \alpha \cos \alpha, \\ \tau_{xy} &= \tau_{uv} (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha) + (\sigma_v - \sigma_u) \sin \alpha \cos \alpha.\end{aligned}\quad (5.2)$$

Полные компоненты напряжений в точке P получаются добавлением к σ_x , σ_y и τ_{xy} соответствующих величин, определяемых проекциями на плоскость чертежа других граней дна.

Касательное напряжение τ_{xy} (суммарное по всем n граням) лежит в вертикальной и горизонтальной плоскостях, проходящих через точку P . Если известно, что вблизи точки P существует разрыв, наклоненный в плоскости xy на угол β , то приложенное к нему касательное напряжение может быть определено из последнего уравнения. Максимальное касательное напряжение τ_{\max} в точке P и углы I_m и $I_m + \pi/2$ наклона плоскостей, проходящих через точку P , в которых действует τ_{\max} , можно найти по формулам [104]:

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2} [(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2]^{1/2}, \quad (5.3)$$

$$I_m = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{2\tau_{xy}}{\sigma_x - \sigma_y} \right); \quad (5.4)$$

τ_{\max} — половина разности между значениями главных напряжений в точке P , которые могут быть вычислены. Там, где существуют сбросы, особое значение приобретает нормальное вертикальное напряжение σ_x . Типичным примером водохранилища дном которого служит рифтовая долина, является Кариба. В подобных случаях начальными главными напряжениями в горизонтальном направлении могут быть растяжения, а в вертикальном — сжатия. Из-за нагрузки, возникающей в результате наполнения водохранилища, сжимающее вертикальное напряжение должно возрасти на величину σ_x .

Для каждой из 10^4 точек, находящихся в узлах квадратной сетки, стороны которой расположены по осям x и y , причем

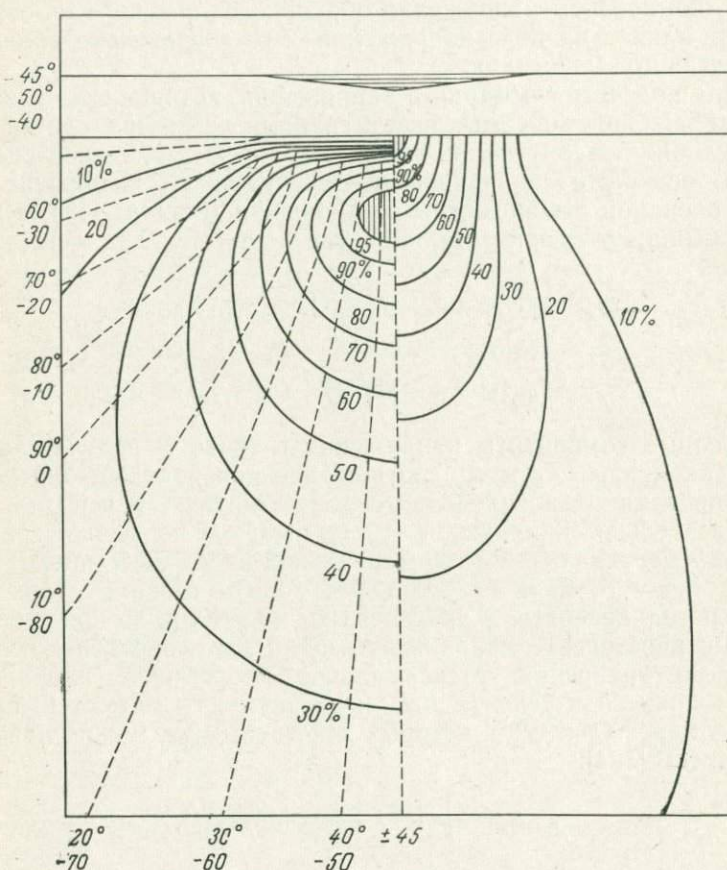


Рис. 102. Возрастание напряжений под озером, имеющим треугольное сечение, ширину 20 км и максимальную глубину 100 м (вертикальный масштаб преувеличен в 10 раз). Нормальное, направленное вниз напряжение (правая часть рисунка) дано в % к максимальному значению, равному 9,33 бар. Максимальное касательное напряжение (левая часть) дано в % к максимальному значению, равному 2,41 бар. Пунктирными прямыми показаны наклоны плоскостей, к которым приложено максимальное касательное напряжение [66].

каждая из сторон содержит по 100 точек, рассчитаны пять параметров: σ_x , σ_y , τ_{xy} , τ_{\max} и I_m . Результат машинного счета представлен в виде диаграммы, показывающей распределение возросших напряжений в процентах к максимальному значению. В [66] для двух простых моделей озера, одна из которых имеет сечение в форме равнобедренного треугольника (рис. 102),

а другая — 17-угольника, получены изолинии нормальных напряжений, направленных вертикально вниз, изолинии максимальных касательных напряжений и изолинии наклона плоскостей, в которых действуют максимальные касательные напряжения.

Уравнения напряженного состояния для трехмерного случая

При рассмотрении трехмерного случая водохранилище разделяется на малые квадраты со стороной a двумя рядами ортогональных прямых, одни из которых протягиваются в широтном, другие — в меридиональном направлениях. Численное интегрирование в этом случае требует в 10 раз больше времени, чем в двумерном, где интегрирование выполняется аналитически. Кроме того, сделанные в трехмерном варианте допущения не позволяют определить напряжения на дне водоема, так как расчет ведется с глубины, отстоящей от дна на расстояние $4a/3$. Тем не менее по результатам этих расчетов можно легко экстраполировать значения напряжений до дна водоема.

После определения средней глубины воды h в каждом квадрате давление воды можно заменить вертикальной силой $F = \rho g a^2 h$, приложенной в центре каждого квадрата. Таким образом, водоем моделируется двумерной системой сил F , действующих на расстоянии a друг от друга в направлении нормали к граничной плоскости упругого полупространства.

Если принять, что в граничной плоскости ось x направлена на восток, ось y — на север, а ось z ориентирована вниз, то расстояние от точки $P(x, y, z)$ до начала координат составит $R = \sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)}$, а его горизонтальная проекция будет равна $r = \sqrt{(x^2 + y^2)}$. Напряжение в точке P определяется тремя компонентами нормального и одной компонентой касательного напряжений:

$$\begin{aligned}\sigma_r &= \frac{F}{2\pi} \left[\frac{1-2\nu}{r^2} \left(1 - \frac{z}{R} \right) - \frac{3r^2 z}{R^5} \right], \\ \sigma_z &= -\frac{3F}{2\pi} \frac{z^3}{R^5}, \\ \sigma_\theta &= \frac{F}{2\pi} (1-2\nu) \left(-\frac{1}{r^2} + \frac{z}{r^2 R} + \frac{z}{R^3} \right), \\ \tau_{rz} &= -\frac{3F}{2\pi} \frac{r z^2}{R^5},\end{aligned}\tag{5.5}$$

где ν — коэффициент Пуассона, а азимутальный угол $\theta = \arctg(y/x)$ измеряется в направлении от востока против

часовой стрелки [198, с. 364]. Для учета влияния сил F координатные оси поворачиваются в соответствии с соотношениями:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \sigma_\theta \sin^2 \theta + \sigma_r \cos^2 \theta, & \tau_{xy} &= (\sigma_r - \sigma_\theta) \sin \theta \cos \theta, \\ \sigma_y &= \sigma_r \sin^2 \theta + \sigma_\theta \cos^2 \theta, & \tau_{xz} &= \tau_{rz} \cos \theta, \\ \sigma_z &= \sigma_z, & \tau_{yz} &= \tau_{rz} \sin \theta.\end{aligned}\quad (5.6)$$

Результирующее напряжение в какой-либо точке, обусловленное действием всего водоема, получается суммированием всех сил F по шести компонентам, т. е. σ_x , σ_y , σ_z , τ_{xy} , τ_{yz} и τ_{zx} . Для каждого значения силы F этот подсчет ведется с помощью очередного использования формул (5.5) и (5.6). Главные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 в этой точке определяются как собственные значения величины σ из уравнения

$$\begin{vmatrix} \sigma_x - \sigma & \tau_{yx} & \tau_{zx} \\ \tau_{xy} & \sigma_y - \sigma & \tau_{zy} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z - \sigma \end{vmatrix} = 0, \quad (5.7)$$

а каждый соответствующий собственный вектор определяется тремя направляющими косинусами: l_1, m_1, n_1 для σ_1 ; l_2, m_2, n_2 — для σ_2 ; l_3, m_3, n_3 — для σ_3 [104, с. 13].

Среди различных параметров, которые могут быть выбраны для получения окончательных выводов, Д. и У. Гох [67] остановились на следующих: направленном вниз нормальном напряжении σ_z ; максимальном касательном напряжении $\tau_{\max} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)$ и ориентации двух ортогональных плоскостей, в которых по отношению к выбранной точке действует τ_{\max} . Азимуты направленной вниз нормали к этим двум плоскостям равны

$$\begin{aligned}A_1 &= \arctg \left(\frac{l_1 + l_3}{m_1 + m_3} \right), \\ A_2 &= \arctg \left(\frac{l_1 - l_3}{m_1 - m_3} \right);\end{aligned}\quad (5.8)$$

они отсчитываются по часовой стрелке от направления на север, т. е. от y к x . Наклон этих плоскостей к горизонтали определяется углами

$$\begin{aligned}I_1 &= \arctg \frac{\sqrt{(l_1 + l_3)^2 + (m_1 + m_3)^2}}{n_1 + n_3}, \\ I_2 &= \arctg \frac{\sqrt{(l_1 - l_3)^2 + (m_1 - m_3)^2}}{n_1 - n_3}.\end{aligned}\quad (5.9)$$

Увеличение напряжений, вызванное нагрузкой от водохранилища Кариба

Для водохранилища Кариба расчет возрастания напряжений был сделан в трехмерном варианте. Поскольку на всем протяжении озера в широтном направлении оно достаточно глубоко,

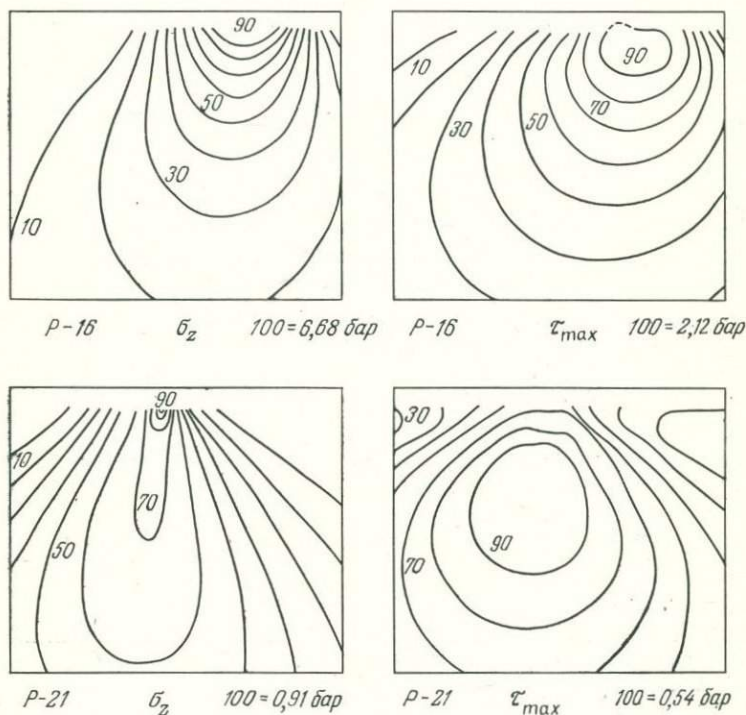


Рис. 103. Направленное вниз нормальное напряжение σ_z и максимальное касательное напряжение τ_{max} в двух меридиональных (север справа) вертикальных плоскостях (P-16 и P-21), пересекающих водохранилище Кариба. Выбранные площади имеют ширину 45 км и глубину 37,5 км. Исходные параметры: коэффициент Пуассона=0,27, модуль Юнга=0,85 Мбар [67].

точки наблюдения были выбраны в 26 вертикальных (yz) плоскостях, ориентированных в меридиональном направлении, для каждой из которых определяются параметры σ_z , τ_{max} , A_1 , A_2 , I_1 и I_2 по всему вертикальному сечению [67]. Озеро было разделено на 1302 прямоугольника (близкие к квадратам), площадь которых равнялась 2,22 км×2,30 км. Для каждого сечения была выбрана система точек: $n_y=51$ и $n_z=24$. Результирующие значения σ_z и τ_{max} показаны на рис. 103 в виде процентной доли от

максимальных. Наибольшее значение τ_{\max} для озера Кариба составляет 2,12 бар и приходится на глубину около 5 км под впадиной Саньяти (рис. 47, б), а максимум нормального направленного вниз напряжения равен 6,68 бар.

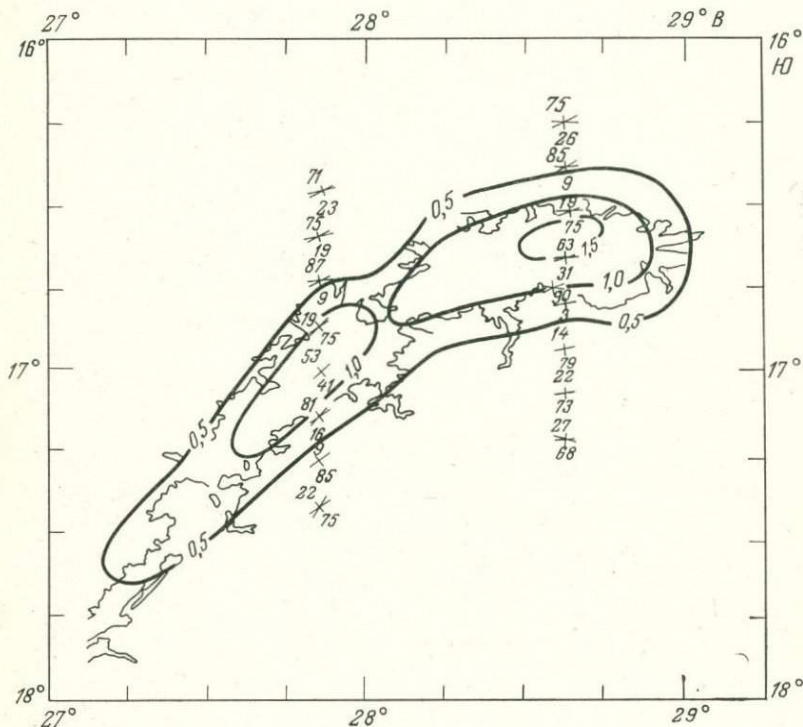


Рис. 104. Изолинии максимального касательного напряжения на глубине 13 км под водохранилищем Кариба; указано простирание и падение пар плоскостей, в которых действует максимальное касательное напряжение.

В [67] установлено, что плоскости напряжений τ_{\max} вытянуты в направлении от СВ—ЮЗ до В—З (рис. 104), что в первом приближении совпадает с простиранием разломов (рис. 45). Во впадине Саньяти, где сосредоточено большинство эпицентров, плоскости τ_{\max} простираются приблизительно в направлении 80° СВ, а разломы — в направлении 50° СВ. Касательные напряжения, приложенные к разлому, не могут превысить здесь $(\sqrt{3/2})\tau_{\max}$. Касательное напряжение к плоскости разрыва в точке P должно быть равно значению τ в интервале $0 \leq \tau \leq \tau_{\max} \cos \theta$, где θ — угол между упомянутыми выше двумя направлениями простирания. Д. и У. Гох [68] произвели расчет распределения на-

пряжений при девяти уровнях водохранилища для нахождения такого объема V_t , внутри которого максимальное касательное напряжение превышает 1 бар. V_t как функция времени сопоставлялось с сейсмической активностью. Усиление сейсмической активности хорошо коррелировалось с возрастанием V_t до середины 1966 г.; далее корреляции не наблюдалось.

Модели возникновения разрыва

Сейсмические толчки в районе Карибы можно разделить на три группы (рис. 47):

- 1) вблизи разлома Бинга;
- 2) в рифтовой долине между Карибой и Чирунду, расположенной вниз по течению от плотины;
- 3) непосредственно во впадине Саньяти или вблизи нее; здесь наблюдалось наибольшее число толчков, включая все сильные.

Есть основания считать, что разлом Бинга был сейсмически активным до заполнения водохранилища. На первых стадиях наполнения, в течение 1961—1962 гг., сейсмическая активность была в основном приурочена к этому разлому. В 1963 г. не было зафиксировано никаких толчков. Однако нет полной уверенности в том, что в 1963 г. разлом Бинга был полностью неактивным, поскольку на это время сейсмограф переносился из Бинги в Камативи. Максимум сейсмической активности этого разлома, заключавший в себе большинство землетрясений, падает на июнь 1961 г. Максимальное возрастание касательного напряжения в разломе Бинга, вследствие создания водохранилища, к этому времени должно было составить около 0,4 бар. Поскольку разлом был затоплен, должно было возрасти и поровое давление. Таким образом, сейсмическая активизация разлома, уже находившегося в напряженном состоянии, могла быть вызвана как возросшим напряжением, так и увеличением порового давления, а также совместным действием обоих факторов.

В течение 1961 г. вблизи Чирунду, на расстоянии около 50 км к северу от Карибы, было зарегистрировано несколько толчков. Их эпицентры располагались на значительном удалении от озера, и здесь не отмечалось повышения уровня грунтовых вод. Поэтому Д. и У. Гох [68] пришли к выводу, что воздействие водохранилища не могло вызвать повышения порового давления на таких расстояниях. Согласно их расчетам, добавочное напряжение в наиболее удаленной точке составило 0,06 бар, в ближайшей — 0,3 бар. Вероятно, такое малое увеличение напряжений оказалось достаточным для того, чтобы вызвать землетрясения в зоне разломов, находившихся в критическом состоянии.

Однако Сноу [188] показал (см. гл. 6), что повышение порового давления в этих областях было вполне возможно.

Для объяснения сейсмической активности во впадине Саньяти Д. и У. Гох [68] предлагают три модели:

- 1) прямое действие добавочного касательного напряжения;
- 2) действие добавочного напряжения как сжигательного механизма в условиях напряженного состояния разломов;
- 3) эффект возрастания порового давления.

Они считают, что одно возрастание порового давления могло бы вызвать лишь очень слабую сейсмическую активность в этом районе. Поскольку увеличение объема V_T во времени коррелируется с возрастающей сейсмической активностью, авторы [68] предполагают, что прямой или косвенной причиной начала землетрясений является добавочное напряжение, возникающее при наполнении водоохранилища и приводящее к переходу через критический уровень напряженного состояния в разломах данного района. Однако из дальнейшего описания следует, что только одного малого возрастания напряжений недостаточно, чтобы вызвать разрушение.

Прочность «сухого» разлома на сдвиг (при отсутствии порового давления) можно выразить следующим образом:

$$\tau_s = \mu g \rho Z \left(1 - \frac{1-2\nu}{1-\nu} \sin^2 \alpha \right), \quad (5.10)$$

где ν — коэффициент Пуассона, Z — глубина, ρ — плотность среды, μ — коэффициент трения, α — наклон плоскости разлома относительно горизонта. Величина τ_s имеет наименьшее значение для вертикальных разломов. Это значение равно

$$\tau_{sm} = \frac{\mu g \rho Z \nu}{(1-\nu)}. \quad (5.11)$$

Опираясь на данные Кремановича [119], получившего для песчаника $\mu=0,65$, а для конгломератов $\mu=0,70$, Д. и У. Гох [68] для гнейса и других пород основания водоохранилища Кариба принять $\mu=0,5 \div 1,0$. Если для «сухого» вертикального разлома принять $\mu=1$, то при $\nu=0,27$, $g=980$ см/с², $\rho=2,7$ г/см³ напряженное состояние на глубине 20 м будет характеризоваться величиной $\tau_{sm}=2$ бар; если $\mu=0,5$, то величина 2 бар будет соответствовать глубине 40 м. Согласно [68], касательное напряжение такой величины не может вызвать активизацию «сухого» разлома. Если вода оказывает гидростатическое давление, равное $p=g\rho_w Z$, а подстилающая порода водопроницаема, так что давление воды передается через нее, минимальное сдвиговое напряжение для вертикального разлома будет равняться $\tau_{sm} = -\mu g (\rho - \rho_w) Z \nu / (1 - \nu)$ и составит 2 бар на глубине 64 м, если $\mu=0,5$.

Отсюда следует, что даже «обводненные» разломы не могут активизироваться в результате одного только воздействия сдвигового напряжения порядка 2 бар, возникшего за счет веса воды в водохранилище. Поэтому Д. и У. Гох [68] пришли к выводу, что дополнительное напряжение, созданное давлением воды на дно водохранилища, может сыграть роль спускового механизма лишь в разломах, где породы предварительно напряжены до нескольких десятков бар. Добавочное нормальное напряжение увеличивает вертикальное сжатие вблизи разлома, увеличивая тем самым разность между вертикальным и горизонтальным напряжениями, что и может послужить спусковым механизмом для начала процесса разрушения.

Возрастание напряжений в районе других водохранилищ

Водоохранилище Кебрабаса в Мозамбике создано на реке Замбези, вниз по течению от Карибы. Д. и У. Гох [69] подсчитали, насколько возросло напряжение под действием нагрузки воды на известные разломы в ущелье, где построена плотина. Вблизи плотины расчет нагрузки производился для случая двумерной модели, а в зоне выклинивания водохранилища была использована трехмерная модель. Авторы разработали программу, позволяющую сочетать алгоритмы для расчета нагрузок, создаваемых как самой плотиной, так и водохранилищем.

Гуха и др. [75] показали, что максимальное сдвиговое напряжение для водохранилища Койна проявляется на глубине 5 км. На рис. 43, б представлены полученные ими кривые 50 и 70%-ных значений от максимального сдвигового напряжения вдоль широтного разреза вблизи плотины.

Прогиб дна, вызванный нагрузкой от водохранилища Кариба

Вертикальное прогибание Δd в точке P как результат действия силы F можно описать формулой

$$\Delta d = \frac{F}{2\pi E} \left[\frac{(1 + \nu)Z^2}{R^3} + \frac{2(1 - \nu^2)}{R} \right], \quad (5.12)$$

где E — модуль Юнга, а R — расстояние точки P от начала координат [198]. Чтобы получить общее прогибание d в точке P в результате действия водной нагрузки, необходимо просуммировать элементарные прогибания от всех точечных сил.

Выше рассматривались результаты расчета возрастающих напряжений для 26 сечений водохранилища Кариба. Для тех же разрезов по соотношению (5.12) авторы подсчитали и величину прогибов. Данные по всем разрезам объединили в карте изолиний вертикальных прогибов, представляющей собой горизонтальное

сечение на глубине 3 км. Оказалось, что максимальная величина прогиба во впадине Саньяти составляет 23,5 см.

Перед сооружением водохранилища в 1953 г. в большом объеме было выполнено весьма точное нивелирование, которое в 1968 г. [184] было повторено по некоторым створам, что дало информацию о прогибании. Сравнение расчетных и экспериментальных данных о прогибах вдоль 50-км линии, которая протягивается в северо-восточном направлении от Карибы до Макути, показало их хорошее соответствие [97]. Величина прогибания, определенная двумя этими способами, составляет около 12 см.

Данные о прогибах под другими водохранилищами

Еще в 1934 г. Вестергард и Адкинс [210], разделив площадь водохранилища на множество частей произвольной формы и используя формулу Буссинеска, теоретически рассчитали величину прогибания дна озера Мид под действием нагрузки воды. Эти данные весьма точно совпали с результатами триангуляционных измерений.

Используя метод Гохов, Грин [71] рассчитал прогиб дна водохранилища Хендрик-Фервурд в Южной Африке. Получилось, что максимальное прогибание составляет 31,7 мм на глубине 1 км.

Из сказанного следует, что дополнительное напряжение, возникающее за счет нагрузки воды на дно при заполнении водохранилища, весьма мало. Так, для водохранилища Кариба, одного из самых грандиозных в мире, вычисленные значения дополнительных вертикального и касательного напряжений составили соответственно 7 и 2 бар. Такое малое увеличение напряжений может привести к землетрясению только в том случае, если до наполнения водохранилища область находилась в критически напряженном состоянии. Теоретически вычисленные значения прогибания, возникающего в результате наполнения водоема, полностью совпадают с данными наблюдений.

РОЛЬ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ В ВОЗНИКНОВЕНИИ ВОЗБУЖДЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Классический пример роя землетрясений, возникшего в результате закачивания отработанной воды под большим давлением в скважину Арсенала Скалистых гор в Денвере, штат Колорадо, привлек внимание геофизиков всего мира к роли порового давления в возбуждении землетрясений. Другим примером такого рода явились землетрясения, связанные с нагнетанием жидкости в глубокие скважины нефтяного бассейна Рейнджли в северо-западной части штата Колорадо.

Механизм возбуждения землетрясений при возрастании давления жидкости рассмотрели Хубберт и Руби [100]. На основе их гипотезы Эванс [50] объяснил землетрясение в Денвере ослаблением в результате нагнетания жидкости нормального эффективного напряжения в тектонических разломах, существовавших в породах района водохранилища. Эта точка зрения была поддержана Хили и др. [95], которые провели детальный анализ. Эксперименты на нефтяных промыслах Рейнджли обеспечили первую серьезную натурную проверку гипотезы Хубберта и Руби [100], которая рассматривается в конце книги. Эксперименты в Рейнджли были запланированы таким образом, что давление жидкости в эпицентральной зоне могло понижаться или повышаться; это позволяло определить степень его влияния на возникновение землетрясений. Благодаря наличию большого числа скважин можно было рассчитать распределение напряжений и давление жидкости во внутренних точках среды. Однако в Денвере и в других районах, где расположены водохранилища и отмечалась сейсмическая активность, не удалось изучить влияние изменений давления жидкости на распределение напряжений.

Ниже мы рассмотрим влияние порового давления на распределение напряжений и остановимся на анализе, проведенном Сноу и посвященном изменениям эффективного напряжения при изменении порового давления в разных разломах и при разных параметрах водохранилищ. Сейсмичность при нагнетании воды в глубокие скважины в Денвере и Рейнджли, а также в районах водохранилищ Кариба, Кремаста и Койна (где произошли землетрясения с магнитудами более 6) можно объяснить изменением порового давления. Последние результаты экспериментальных

и теоретических исследований позволяют рассчитать изменения эффективного напряжения, обусловленные поровым давлением.

Уравнения напряженного состояния

Нормальное напряжение σ и касательное напряжение τ относительно выбранной площадки в упругой среде можно выразить следующим образом:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha, \quad (6.1)$$

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha, \quad (6.2)$$

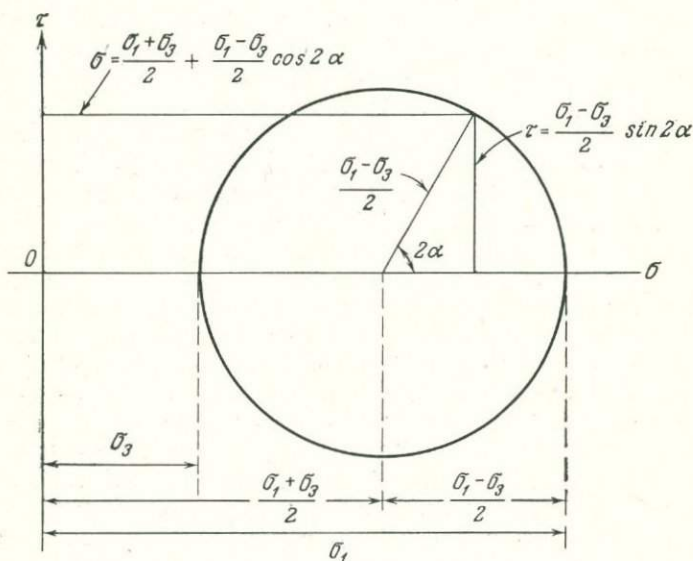
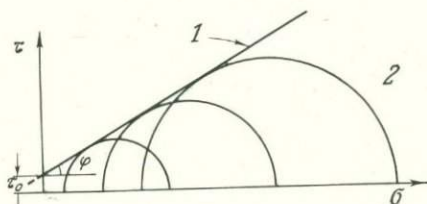


Рис. 105. Диаграмма Мора нормального и касательного напряжений, получаемых из наибольшего и наименьшего главных напряжений.

где σ_1 и σ_3 — наибольшее и наименьшее главные напряжения (напряжения сжатия принимаются положительными), а α — угол между площадкой и осью σ_3 [104]. Наиболее удобным способом графического представления напряжений является диаграмма Мора. По оси абсцисс откладывается нормальное напряжение, по оси ординат — касательное. Из точки на оси σ с абсциссой $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ проведен радиус-вектор длиной $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ под углом 2α от оси σ в направлении против часовой стрелки (рис. 105). Значения σ и τ , удовлетворяющие соотношениям

(6.1) и (6.2) при некоторых фиксированных значениях σ_1 и σ_3 для различных значений угла α , будут лежать на окружности, пересекающей ось абсцисс в точках σ_3 и σ_1 и называемой кругом Мора. Он позволяет получить значения нормальных и касательных напряжений по отношению к исходной плоскости для любого угла α и любой комбинации значений σ_3 и σ_1 .

Результаты трехосных испытаний, когда для радиально приложенного давления σ_3 осевое напряжение σ_1 повышается до тех пор, пока не возникает разрыв, можно легко представить



Р и с. 106. Огибающая кругов Мора, соответствующая разрушению при различных значениях приложенного давления.

1 — $\tau = \tau_0 + \sigma \operatorname{tg} \varphi$, 2 — устойчивая зона.

в виде диаграммы Мора. Для заданного значения σ_3 и соответствующего ему значения σ_1 до разрушения образца не существует такого сочетания величин τ и σ , при котором был бы достигнут предел прочности. Если в конце концов наступает разрушение, это означает, что такое сочетание возникло; однако определить его по единичному испытанию при наличии бесконечного числа возможных пар невозможно. Если провести серию испытаний с разными значениями σ_3 , то огибающая последовательно пересекающихся кругов Мора должна представлять собой геометрическое место точек этих критических значений, так как при разрушении круг Мора касается этой огибающей. Геометрическое место точек критических значений аппроксимируется прямой (рис. 106)

$$\tau = \tau_0 + \sigma \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.3)$$

Это соотношение было получено Кулоном [41], и его называют законом разрушения Кулона. Здесь τ_0 — начальное касательное напряжение в породе при условии, что нормальное напряжение $\sigma = 0$. Угол φ характеризует свойства породы и называется углом внутреннего трения, а

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\tau - \tau_0}{\sigma} \quad (6.4)$$

— коэффициентом внутреннего трения.

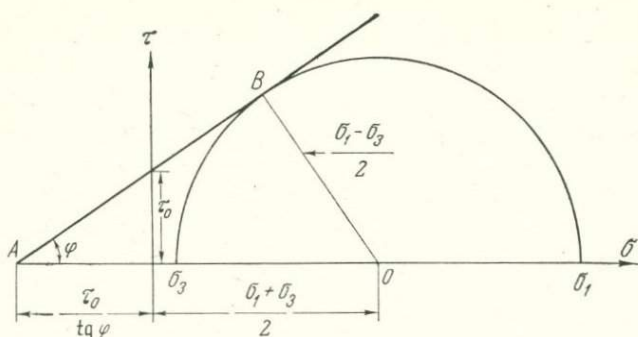
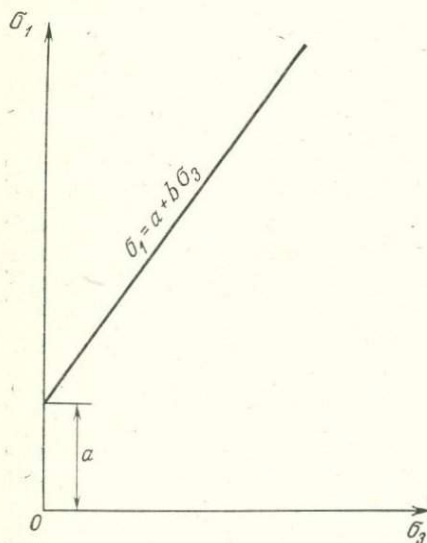


Рис. 107. Соотношение между σ , τ и σ_1 , σ_3 .

Если огибающая Мора аппроксимируется двумя прямыми линиями в соответствии с законом Кулона (6.3), то $\angle ABO$ должен быть равен $\pi/2$ и между σ_3 и σ_1 (рис. 107) имеется соотношение

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\tau_0}{\operatorname{tg} \varphi} \right) \sin \varphi. \quad (6.5)$$



После перестановки получаем

$$\sigma_3 = \sigma_1 \frac{1 - \sin \varphi}{1 + \sin \varphi} - \frac{2\tau_0 \cos \varphi}{1 + \sin \varphi}. \quad (6.6)$$

Поскольку τ_0 и φ — постоянные, (6.6) можно записать в виде

$$\sigma_1 = a + b\sigma_3, \quad (6.7)$$

где

$$a = 2\tau_0 \sqrt{b}, \quad (6.8)$$

$$b = (1 + \sin \varphi) / (1 - \sin \varphi). \quad (6.9)$$

Рис. 108. Разрушение в соответствии с законом Кулона в координатах σ_1 , σ_3 .

Таким образом, результаты испытаний по трем осям можно представить диаграммой Мора, где τ_0 и φ — постоянные, или в виде линейной зависимости между σ_1 и σ_3 в соответствии с законом Кулона (рис. 108).

Влияние порового водонасыщения на распределение напряжений в массивах пород

Горные породы нескольких верхних километров в литосфере обладают либо внутригранулярной, либо трещинной пористостью, а с глубины в несколько десятков метров поры заполнены водой или, в исключительных случаях, газом либо нефтью. Давление воды как функцию глубины Z можно приближенно выразить соотношением

$$p = \rho_w g Z, \quad (6.10)$$

где ρ_w — плотность воды, g — ускорение силы тяжести.

Однако, как указали Хубберт и Руби [100], гидростатическое давление, измеряемое в скважинах, заметно отличается от давления, рассчитанного по формуле (6.10), и иногда может быть приближенно представлено следующей формулой:

$$p = \rho_b g Z, \quad (6.11)$$

где ρ_b — объемная плотность водонасыщенной породы. Давление, выраженное формулой (6.11), эквивалентно полному весу вышележащих пород и в общем случае известно как литостатическое давление. По закону Архимеда давление воды в порах создает выталкивающую силу. Как следует из [100], суммарную силу F , действующую на водонасыщенную пористую среду, можно представить в виде двух компонент — F_s для твердой и F_l для жидкой сред:

$$F = F_s + F_l = - \int_V \int \int (\text{grad } p) dV = - \int_A \int p dA. \quad (6.12)$$

В соответствии с (6.12) величину этой силы можно рассчитать либо интегрированием градиента давления по всему анализируемому объему V , либо нахождением поверхностного интеграла от самого давления по площади поверхности A , ограничивающей в пространстве выбранный объем.

Рассмотрим влияние порового давления на напряжения в пористой водонасыщенной среде. Поместим пористый водонасыщенный образец в гибкую влагонепроницаемую оболочку и подвергнем его трехосному сжатию. Напряжения S_1 и S_3 приложены извне, а произвольно выбранное давление p добавляется изнутри (рис. 109). Согласно (6.1) и (6.2), компоненты нормального и касательного напряжений на внутренней плоскости, образующей с осью S_3 угол α , равны

$$S = \frac{S_1 + S_3}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos 2\alpha, \\ T = \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\alpha. \quad (6.13)$$

Однако внешним напряжениям будет противодействовать поровое давление p , равномерно распределенное в твердой и жидкой фазах образца внутри оболочки. Следовательно, вызывать деформацию будут не внешние напряжения S_1 и S_3 , а только разности $(S_1 - p)$ и $(S_3 - p)$.

Тогда нормальное и касательное напряжения можно выразить в виде

$$S' = \frac{(S_1 - p) + (S_3 - p)}{2} + \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \cos 2\alpha, \quad (6.14)$$

$$T' = \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \sin 2\alpha. \quad (6.15)$$

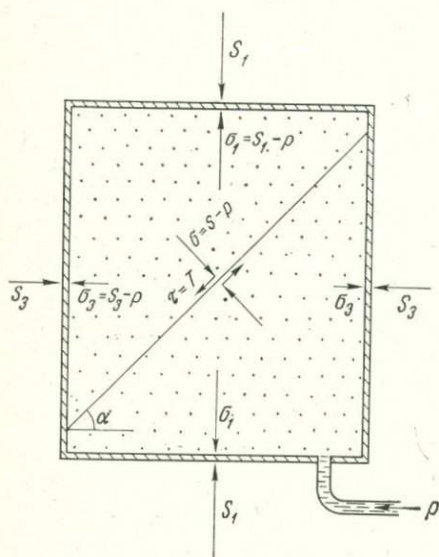


Рис. 109. Полное и парциальное давления, приложенные к заключенному в оболочку образцу, при наличии внутреннего давления жидкости.

После упрощения получаем:

$$S' = \frac{S_1 + S_3}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \times \times \cos 2\alpha - p = S - p, \quad (6.16)$$

$$T' = \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\alpha = T. \quad (6.17)$$

По определению имеем

$$S_1 - p = \sigma_1, \quad S_3 - p = \sigma_3, \\ T = \tau,$$

откуда следует, что в результате ослабления приложенного извне напряжения за счет внутреннего давления нормальное и касательное напряжения внутри образца принимают вид

$$S' = S - p = \sigma, \quad (6.18)$$

$$T' = T = \tau. \quad (6.19)$$

Таким образом, деформация вызывается действием компонент напряжений σ и τ , причем величина нормального напряжения уменьшается, а касательное остается неизменным. Описанная выше теория была подтверждена еще в 1958 г. опытами Хэндина [92] на песчаниках береа. Результаты его эксперимента иллюстрирует рис. 110, где представлена зависимость величины $\sigma_1 = S_1 - p$ вплоть до разрушения образца при 6300 бар от $\sigma_3 =$

$= S_3 - p$ при изменении порового давления от 0 до 2000 бар. Образцы испытывались как на сжатие, так и на растяжение (S_1). Получены следующие значения констант: $a = 529$ бар, $b = 2,91$.

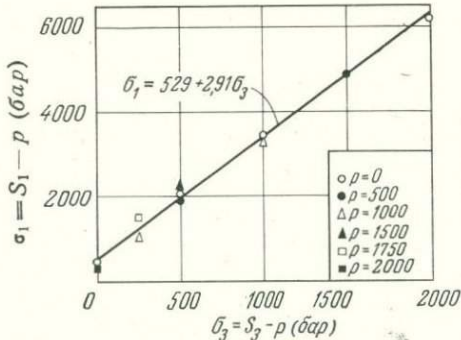


Рис. 110. Результаты экспериментов Хэндина [92] с песчаниками берега при различных значениях порового давления.

Для этого случая $\tau_0 = 154$ бар и $\varphi = 29,25^\circ$. На рис. 111 результаты этих опытов представлены в виде диаграммы Мора. Критерий Мора—Кулона для разрушения породы, выведенный тео-

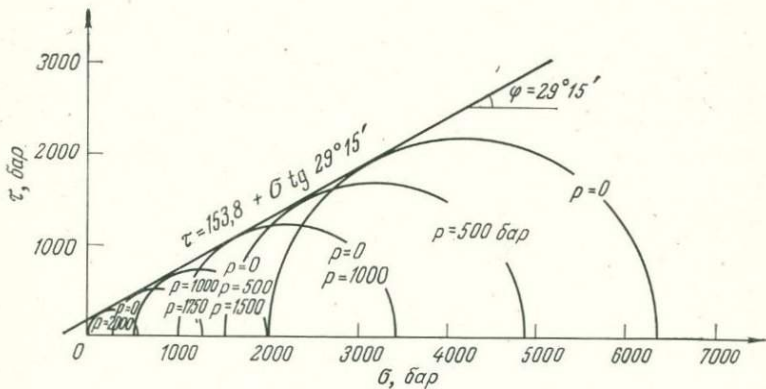


Рис. 111. Результаты экспериментов Хэндина на песчаниках берега [92], представленные в виде диаграммы Мора.

ретически и подтвержденный экспериментально, можно представить в виде

$$\tau_{\text{крит}} = \tau_0 + (S - p) \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.20)$$

Хубберт и Руби [100] пришли к выводу, что опыты Хэндина продемонстрировали справедливость соотношения Мора—Кулона

для значений порового давления до 2000 бар (что соответствует напряженному состоянию на глубине около 20 км от земной поверхности), и поэтому полученные результаты можно с уверенностью использовать для расчетов тектонической деформации в пористых породах.

Роль порового давления в образовании надвигов

В своей классической работе Хубберт и Руби [100] показали важную роль, которую играет высокое поровое давление в механизме образования надвигов, при которых огромные массы пород на протяжении нескольких километров смещаются под очень малым углом (10° или менее). Пусть S и T — нормальная и касательная компоненты полного напряжения относительно данной плоскости в пористой породе, насыщенной жидкостью под давлением p . Тогда нормальная и касательная компоненты эффективного напряжения, согласно (6.18) и (6.19), имеют вид

$$\sigma = S - p, \quad \tau = T.$$

Когда касательное напряжение к выбранной плоскости достигнет критической величины, соответствующей закону Мора—Кулона (6.20) и равной

$$\tau_{\text{крит}} = \tau_0 + \sigma \operatorname{tg} \varphi, \quad (6.21)$$

вдоль этой плоскости произойдет скольжение масс породы.

После начала разрушения τ_0 становится равным нулю, и дальнейшее смещение будет происходить при условии

$$\tau_{\text{крит}} = \sigma \operatorname{tg} \varphi = (S - p) \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.22)$$

Если $p = \lambda S$, то (6.22) можно переписать в виде

$$\tau_{\text{крит}} = (1 - \lambda) S \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.23)$$

Два приведенных уравнения показывают, что критическое значение скалывающего напряжения может стать сколь угодно малым без изменения коэффициента трения $\operatorname{tg} \varphi$, а лишь при увеличении λ , которая возрастает с увеличением порового давления p . В случае горизонтального блока общий вес на единицу площади S_{zz} уравнивается совместным действием давления жидкости p и остаточного напряжения в твердой среде σ_{zz} . С ростом p величина σ_{zz} уменьшается, и, когда p достигает предельного значения S_{zz} , λ становится равным единице, а σ_{zz} обращается в нуль. В действительности, когда λ достигает 1, горизонтальный блок приобретает свободу передвижения в горизонтальном направлении. В случае гравитационного скольжения по наклонной плоскости под углом θ к го-

ризонтали, когда T — полное касательное напряжение, а S — нормальное напряжение на наклонной плоскости,

$$T = S \operatorname{tg} \theta. \quad (6.24)$$

Учитывая (6.19) и (6.23), имеем

$$T = \tau_{\text{крит}} = (1 - \lambda) S \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.25)$$

Приравнявая (6.24) и (6.25), получаем

$$\operatorname{tg} \theta = (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi. \quad (6.26)$$

Из уравнения (6.26) следует, что угол θ , под которым наклонена плоскость скольжения блока, обратится в нуль при $\lambda = 1$. Это соответствует тому, что давление жидкости p станет равным полному нормальному напряжению S .

Хубберт и Руби [100] приводят множество примеров, когда поровое давление в породе достигало значения $0,9 S_{zz}$; это подтверждает их гипотезу о том, что в условиях больших поровых давлений горизонтальные движения больших нарушенных блоков на значительные расстояния или смещения их под действием собственного веса при очень малых углах наклона поверхности скольжения не только возможны, но и более вероятны, чем при других условиях.

Влияние порового давления на эффективное напряжение в условиях различных сред

В предыдущих разделах было показано, что рост порового давления уменьшает эффективные напряжения; это в свою очередь может создать условия, благоприятные для образования надвигов и гравитационного скольжения при таких малых наклонах, при которых в отсутствие порового давления подобные движения осуществляться не могут.

В своем недавнем исследовании Сноу [187] показал, что создание водохранилищ может привести к изменениям эффективных напряжений. Он рассмотрел водохранилища различных параметров в разных тектонических условиях. Для проведения такого анализа он изучил влияние распределенного в плоскости нагружения на систему ортогональных деформируемых трещин и показал, что в случае сомкнутых и далеко отстоящих друг от друга трещин (это возможно при расположении очаговой области на глубине всего нескольких километров в неветрелых поверхностных зонах) могут наблюдаться большие изменения горизонтального эффективного напряжения. Рассмотрим его исследование подробнее.

Согласно Сноу [187], в зонах недавней тектонической активности наиболее вероятным является напряженное состояние,

близкое к критическому и благоприятное для образования новых разрывов. При таких условиях круг Мора почти касается огибающей разрушения. Следовательно, стабильность или нестабильность тектонической обстановки в районе водохранилища будет зависеть от того, как изменения эффективного напряжения, вызванные его созданием, повлияют на положение круга Мора, т. е. будет ли он касаться огибающей разрушения или нет. В соответствии с (6.6) при разрушении имеем

$$\sigma_3 = \frac{\sigma_1 (1 - \sin \varphi)}{1 + \sin \varphi} - \frac{2\tau_0 \cos \varphi}{1 + \sin \varphi}.$$

Дифференцируя σ_3 по σ_1 , получим

$$\frac{d\sigma_3}{d\sigma_1} = \frac{1 - \sin \varphi}{1 + \sin \varphi}. \quad (6.27)$$

Соотношение (6.27) представляет собой условие, необходимое для того, чтобы при изменениях напряжения окружность Мора оставалась предельной, т. е. продолжала касаться огибающей разрушения. Для оценки результатов деятельности человека необходимо исследовать изменение отношения $d\sigma_3/d\sigma_1$ при различных граничных условиях, существующих в природе.

В выполненном исследовании предполагается, что существует вертикально направленное главное напряжение, эквивалентное давлению вышележащих пород. При этом эффективное вертикальное напряжение будет равно давлению покрывающих пород минус поровое давление. Стало быть, если известно поровое давление, можно определить эффективное вертикальное напряжение. Любое изменение эффективного вертикального напряжения вызовет изменения и в эффективных горизонтальных напряжениях. Однако изменения последних не обязательно связаны с изменением эффективного вертикального напряжения. Например, при малом повышении уровня воды в обширном водохранилище хотя и происходит изменение эффективного вертикального напряжения, но оно будет пренебрежимо мало в сравнении с изменениями эффективных горизонтальных напряжений, связанными в свою очередь с возрастанием порового давления на большой территории. Изменения эффективного горизонтального напряжения определяются деформируемостью массива пород, а также наличием в них тектонических нарушений, контактов и других неоднородностей, которые можно рассматривать как сжимаемые элементы. В целом изменение порового давления по-разному влияет на величину наименьшего и наибольшего эффективных напряжений.

Теоретические и лабораторные исследования по расчету влияния изменений порового давления на эффективные напряжения в трещиноватых породах показали, что, находясь в за-

висимости от характера и ориентации трещин, изменения горизонтальных эффективных напряжений соответствуют изменениям, которые можно было бы ожидать, исходя из значений коэффициента Пуассона, но значительно отличаются от величин, соответствующих исследованным твердым породам. Согласно Сноу [187], далеко отстоящие друг от друга ($D \approx 10^2$ см) жесткие трещины ($C \approx 10^5$ бар/см) в случае безграничного водохранилища при наличии сбросов благоприятствуют разрушению, если произведение CD (в данном случае

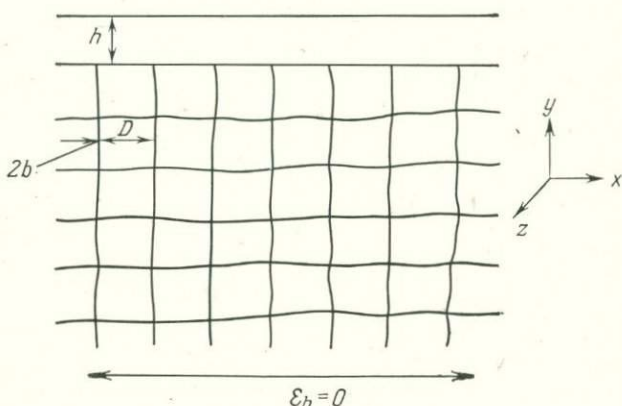


Рис. 112. Вертикальный разрез трещиноватых пород под водохранилищем неограниченного размера.

$CD = 10^7$ бар) значительно превосходит модуль E пород, равный примерно 10^5 бар. Однако из ряда полевых наблюдений следует [187], что $CD = 3 \cdot 10^3$ бар. Для таких малых значений произведения CD изменения эффективных напряжений должны быть малы и вероятность разрушения ничтожна. Вместе с тем для получения более точных оценок E и CD необходимо выполнить детальные полевые и лабораторные исследования.

Рассмотрим проведенный Сноу [187] анализ изменений горизонтального эффективного напряжения, возникающих в результате колебания уровня воды в водохранилище бесконечной площади, сооруженном над осесимметричным водопроницаемым массивом трещиноватых пород. На рис. 112 показан вертикальный разрез массива трещиноватых пород под водохранилищем бесконечного размера, а рис. 113 иллюстрирует деформацию пород с деформируемыми вертикальными трещинами. Считая положительным сжатие для напряжений и растяжение для

деформаций, компоненту деформаций в направлении оси x можем записать в виде

$$\varepsilon_x = -\frac{1}{E} d\sigma_x + \frac{\nu}{E} d\sigma_y + \frac{\nu}{E} d\sigma_z, \quad (6.28)$$

где ν — коэффициент Пуассона, а σ_x , σ_y , σ_z — компоненты напряжения соответственно в направлениях x , y , z .

Под плоскостью, испытывающей изменения вертикальные нагрузки, в среде, где существуют деформируемые вертикальные

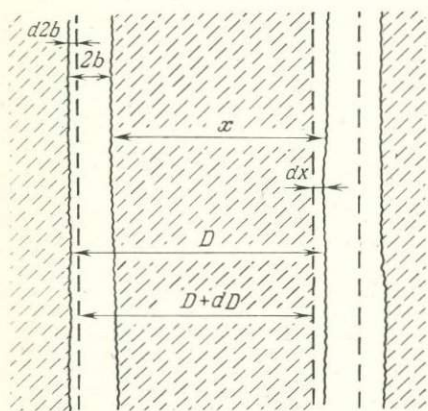


Рис. 113. Деформация массива пород с деформируемыми вертикальными трещинами.

трещины, не происходит никаких горизонтальных деформаций. При этом условии, как видно из рис. 113, горизонтальная деформация выразится соотношением

$$\varepsilon_h = \frac{dD}{D} = 0, \quad (6.29)$$

а поскольку $D = x + 2b$, то

$$\varepsilon_h = \frac{dx + d(2b)}{D} = 0, \quad (6.30)$$

где $2b$ — ширина трещин, разделенных интервалами D .

Увеличение раскрытия трещины и размеров блока повлекло бы за собой деформацию

растяжения, которая под плоскостью приложения нагрузки должна быть равна нулю. Отсюда

$$dx = -d(2b) = -\frac{1}{C} d\sigma_e, \quad (6.31)$$

где σ_e — контактное напряжение; с увеличением σ_e происходит существенная линейная деформация трещин. Величина деформации самих блоков выражается в виде

$$\varepsilon_x = \frac{dx}{D} = \frac{1}{CD} d\sigma_e, \quad (6.32)$$

т. е. с ростом эффективных напряжений блоки расширяются, в то время как трещины закрываются. Однако деформация блоков обусловлена полным напряжением; следовательно,

$$\varepsilon_x = -\frac{1}{E} d\sigma_{tx} + \frac{\nu}{E} d\sigma_{ty} + \frac{\nu}{E} d\sigma_{tz}. \quad (6.33)$$

Для симметричных трещин в горизонтальной плоскости

$$d\sigma_{tx} = d\sigma_{tz}, \quad (6.34)$$

и тогда

$$\varepsilon_x = -\frac{1}{E} (1 - \nu) d\sigma_{tx} - \nu d\sigma_{ty}. \quad (6.35)$$

Вследствие того, что изменение величины вертикальной нагрузки равно

$$d\sigma_{ty} = \rho gh, \quad (6.36)$$

где ρ — плотность, h — изменение уровня водохранилища, имеем

$$d\sigma_{tx} = d\sigma_{ex} + \rho gh. \quad (6.37)$$

После наполнения бесконечно большого водохранилища из (6.35) — (6.37) получаем

$$\varepsilon_x = -\frac{1}{E} [(1 - \nu) (d\sigma_{ex} + \rho gh) - \nu \rho gh] \quad (6.38)$$

и, учитывая (6.32), находим

$$\varepsilon_x = \frac{1}{CD} d\sigma_{ex}. \quad (6.39)$$

Следовательно,

$$d\sigma_{ex} = \frac{2\nu - 1}{(E/CD) + 1 - \nu} \rho gh. \quad (6.40)$$

Уравнение (6.40) выражает изменение горизонтального эффективного напряжения спустя длительное время после подъема уровня воды h в водохранилище бесконечных размеров над полупространством осесимметричного водонепроницаемого трещиноватого массива пород.

Подобным образом можно показать, что изменение горизонтального эффективного напряжения в твердом подстилающем полупространстве при тех же условиях по истечении длительного времени после изменения уровня воды h выражается формулой

$$d\sigma_{ex} = \frac{\nu - 1}{(E/CD) + 1 - \nu} \rho gh. \quad (6.41)$$

Изменения порового давления не могут возникнуть в породах основания водохранилища мгновенно. В переходном периоде, до повышения порового давления, важную роль играют изменения эффективного напряжения. Для случая безграничного водоема деформация твердого блока, как показано выше, описывается соотношением (6.35). Поскольку до изменения

давления $d\sigma_{ty} = \rho gh$ и $d\sigma_{tx} = d\sigma_{ex}$, в результате подстановки в (6.35) получаем

$$\varepsilon_x = -\frac{1}{E} [(1-\nu) d\sigma_{ex} - \nu \rho gh] = \frac{1}{CD} d\sigma_{ex}$$

и отсюда

$$d\sigma_{ex} = \frac{\nu}{(E/CD) + 1 - \nu} \rho gh. \quad (6.42)$$

Уравнение (6.42) представляет собой выражение для изменения эффективного напряжения в переходный период. Сноу показал, что повышение уровня воды не оказывает действия в переходный период, так как в это время общее напряжение не возрастает. Он оценил изменения эффективных горизонтальных напряжений, происходящие в результате наполнения безграничного водоема и повышения уровня воды для двух вариантов сред: 1) для поверхностных выветрелых пород с трещинами, расположенными близко друг к другу, и 2) для глубоко залегающих неветрелых твердых пород с далеко отстоящими друг от друга трещинами.

Расчеты Сноу, проведенные в предположении, что пористость пород равна нулю, $E = 3,5 \cdot 10^5$ бар, а $\nu = 0,3$, дали следующие результаты. Изменение эффективного напряжения равно [187]

$$d\sigma_{ex} = \bar{K} \rho gh,$$

где в соответствии с соотношениями (6.40) — (6.42) в течение переходного периода в безграничном водоеме

$$\bar{K} = \frac{\nu}{(E/CD) + 1 - \nu},$$

после наполнения безграничного водоема

$$\bar{K} = \frac{2\nu - 1}{(E/CD) + 1 - \nu},$$

в результате повышения уровня воды

$$\bar{K} = \frac{\nu - 1}{(E/CD) + 1 - \nu}.$$

1-й случай. Для поверхностных выветрелых пород с близко расположенными трещинами $C = 45$ бар/см, $D = 25$ см; отсюда $E/CD \approx 300$. Значения \bar{K} приведены в табл. 17. Расчеты показывают, что при сделанных допущениях изменения горизонтальных эффективных напряжений в выветрелых породах ничтожно малы (порядка 10^{-3} от значения ρgh).

2-й случай. Для глубоких неветрелых твердых пород с далеко отстоящими друг от друга трещинами эксперимен-

тальные значения следующие: $C \approx 10^4 \div 10^5$ бар/см, $D = 500$ см; отсюда $E/CD = 2 \cdot 10^{-3} \div 2 \cdot 10^{-2}$. Из табл. 17 следует, что изменения эффективных напряжений в данном случае значительны.

Таблица 17

Значения \bar{K} в соотношении $d\sigma_{ex} = \bar{K} \rho gh$ [187]

Наполнение безграничного водоема		Подъем уровня воды
переходный период	окончательная стадия	
<i>1-й случай</i>		
$\frac{0,3}{(E/CD) + 0,7} = 10^{-3}$	$\frac{-0,4}{(E/CD) + 0,7} = -1,3 \cdot 10^{-3}$	$\frac{-0,7}{(E/CD) + 0,7} = -2,3 \cdot 10^{-3}$
<i>2-й случай</i>		
$= 0,43$	$= -0,57$	$= -1,0$

Сноу [187] аналитически рассмотрел эффект наполнения безграничного водохранилища, а также подъем уровня воды в среде со сбросами, надвигами и сдвигами.

Сбросы

В районах развития сбросов максимальное эффективное напряжение σ_1 направлено по вертикали и остается неизменным при наполнении до уровня h безграничного водохранилища; при этом горизонтальное эффективное напряжение уменьшается на $0,57\rho gh$ (см. табл. 17), что приближает круг Мора к огибающей разрушения (рис. 114, а). В случае узких протяженных водохранилищ уровень воды при нагружении поднимается, что вызывает уменьшение как вертикального, так и горизонтального эффективных напряжений на одну и ту же величину ρgh (табл. 17) — это тоже продвигает круг Мора в направлении к огибающей разрушения (рис. 114, б). На практике описанный случай встречается при заполнении водохранилищ, создаваемых с ирригационными и гидроэнергетическими целями.

Сдвиги

Напряжения σ_1 и σ_3 действуют в горизонтальной плоскости. Отсюда следует, что при наполнении безграничного водохранилища эти составляющие уменьшаются на величину $0,57\rho gh$, а круг Мора приближается к огибающей разрушения

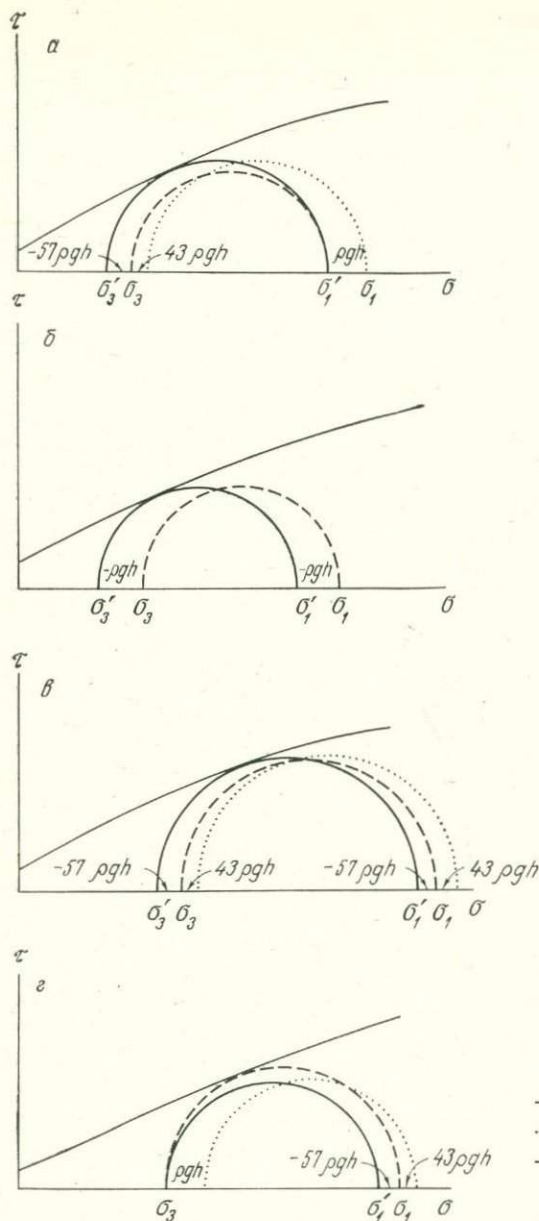


Рис. 114. Изменения эффективного напряжения в твердых неветрелых породах с редкими трещинами.

a — наполнение безграничного водохранилища при нормальных сбросах (σ_1 вертикально); *б* — подъем уровня воды в условиях сбросов, сдвигов и надвигов; *в* — наполнение бесконечного водоема в условиях сдвигов (σ_2 вертикально); *г* — то же при надвигах (σ_3 вертикально). Периоды: 1 — начальный, 2 — переходный, 3 — завершающий.

(рис. 114, в). По аналогии с предыдущим, наполнение водоема, расположенного в узком каньоне, вызовет повышение уровня воды, что в свою очередь уменьшит значения эффективных напряжений σ_1 и σ_3 на величину ρgh , и круг Мора приблизится к огибающей разрушения (рис. 114, б).

Надвиги

Вблизи надвигов максимальное эффективное напряжение σ_1 действует в горизонтальной плоскости. В результате наполнения водоема бесконечной площади вертикальное напряжение σ_3 остается неизменным, в то время как σ_1 уменьшается на $0,57\rho gh$, что сокращает диаметр круга Мора и, следовательно, отдаляет последний от огибающей разрушения (рис. 114, з). Надо иметь в виду, что в случае среды с преобладанием надвигов неустойчивость может быть вызвана сработкой уровня безграничного водоохранилища. В случае наполнения узкого водоохранилища и поднятия уровня воды устойчивое состояние описанной среды может быть нарушено вследствие одновременного уменьшения компонент σ_1 и σ_3 на одну и ту же величину ρgh (рис. 114, б).

Изменения эффективного напряжения в период, когда поровое давление изменяется в глубоко залегающих породах основания водоохранилищ

Изменения давления на поверхности, возникающие в результате колебаний уровня водоохранилища, воздействуют на величину порового давления на глубине через определенное время. Это обусловлено проницаемостью и водопоглощением пористой среды.

По оценкам Хоуэлса [99], при определенных условиях, близких к наблюдаемым в реальности, быстрые изменения нагрузки на поверхности повлекут на поровое давление на глубинах 2,5—7,5 км через несколько сотен дней. Как отмечалось ранее, в случаях возбужденных землетрясений оказывается, что максимум сейсмической активности наступает спустя некоторое время после наполнения водоохранилища. До того, как в подстилающих породах произойдет повышение порового давления, дно водоохранилища испытывает давление от веса воды, а рост эффективного напряжения — как вертикального, так и горизонтального — происходит в соответствии с величиной коэффициента Пуассона. Вблизи нормальных сбросов это может повысить устойчивость среды (см. рис. 114, а); и наоборот, снижение

уровня водохранилища может повлечь за собой начало разрушения. Согласно соотношению

$$\frac{d\sigma_3}{d\sigma_1} = \frac{1 - \sin \varphi}{1 + \sin \varphi},$$

которое является условием движения круга Мора параллельно огибающей разрушения, наклоненной под углом φ , получим (в соответствии с табл. 17), что в переходный период справедливо соотношение

$$\frac{d\sigma_3}{d\sigma_1} = \frac{0,43\rho gh}{\rho gh} = 0,43 = \frac{1 - \sin \varphi}{1 + \sin \varphi},$$

откуда следует, что $\varphi = 23,3^\circ$. Поскольку угол внутреннего трения, при котором в основном происходят тектонические разрывы, близок к 30° , то дальнейшее уменьшение эффективного напряжения должно привести к разрушению. В случае если породы основания напряжены до такой степени, что может произойти сдвиг, переходный период, увеличивая обе составляющие горизонтального эффективного напряжения на $0,43 \rho gh$, стабилизируют среду. При понижении уровня водохранилища справедливо обратное. Аналогичным образом при наличии надвигов в переходный период составляющая σ_3 увеличивается на ρgh , а σ_1 — на $0,43 \rho gh$, что создает стабилизирующий эффект (рис. 114, з). В глубоко залегающих породах, в которых из-за малой пористости не происходит изменения порового давления при любом подъеме уровня воды, переходный период не ощущается; поэтому там не наблюдается эффекта приповерхностного перераспределения напряжений.

Изменения порового давления и возникновение землетрясений

После общего рассмотрения влияния водохранилищ на эффективные напряжения в приповерхностной зоне перейдем к анализу возможной роли изменений порового давления в возбуждении землетрясений в Денвере, Рейнджли, Карибе, Кремасте и Койне.

Денвер

Основание Денверской впадины на глубине 3670 м сложено трещиноватыми кристаллическими породами. Значительные потери раствора при бурении и испытаниях показали, что естественное пластовое давление намного меньше, чем гидростатическое давление (измеренное пластовое давление было на 60 бар меньше). Нагнетание началось в марте 1962 г., когда в скважину было закачено $1,6 \cdot 10^4$ м³ воды. Максимальное дав-

ление в устье скважины составило 38 бар. С сентября 1963 г. по март 1964 г. закачки не производилось. Затем возобновились наливки воды, и вплоть до марта 1965 г. ежемесячно подавалось в среднем $9,1 \cdot 10^3$ м³. Затем давление при нагнетании было увеличено приблизительно до 70 бар с целью довести расход поглощения до первоначального значения. Все опыты завершились в феврале 1966 г.

Хили и др. [95] проанализировали данные о давлении и расходах нагнетания и пришли к выводу, что породы основания водохранилища еще до закачивания жидкости находились в критически напряженном состоянии. Сноу [187] считает, что критические напряжения в данном районе являются следствием эрозионной разгрузки со времен плиоцена. Закачивание воды в скважину увеличило давление на забое. В соответствии с этим в критически напряженных породах уменьшилось нормальное эффективное напряжение, действующее по потенциальным сдвиговым нарушениям вблизи скважины, что привело к землетрясению. Рассмотрим подробнее их исследование.

Определение плоскости разрыва в очаге землетрясения по знакам первых вступлений *P*-волн дает правосторонний сдвиг вдоль вертикальных плоскостей разрыва, вытянутых в направлении эпицентральной зоны. Как обнаруженные бурением вертикальные трещины в породах основания, так и установленный в результате исследования механизма очага факт, что одна из возможных плоскостей разрыва вытянута в соответствии с направлением эпицентральной зоны, приводят к выводу, что денверские землетрясения были обусловлены региональным полем напряжений тектонического происхождения.

Согласно теории дислокаций, сдвиг по простиранию разрыва произошел там, где максимальное S_1 и минимальное S_3 главные напряжения горизонтальны, а промежуточное S_2 главное напряжение вертикально. Это промежуточное главное напряжение на глубине 3670 м в Денвере равно литостатическому давлению 830 бар. В соответствии с этим градиент давления для водонасыщенных осадочных пород был принят равным 0,226 бар/м. Тогда наибольшее главное напряжение S_1 составит по крайней мере 830 бар.

Чтобы довести расход закачиваемой воды в Денвере до 1414 л/мин, потребовалось увеличить линейное давление нагнетания на 7 бар для каждого расхода в 379 л/мин. Линейная экстраполяция давления на забое по этим данным дает для нулевого расхода давление 362 бар (при условии что градиент давления для чистой воды, используемой в этом эксперименте, равен 0,0979 бар/м). Это критическое давление P_c , при котором трещины в породе раскрываются, поглощая большое количество воды. Как следует из теории гидравлического разрыва [101],

при нагнетании воды в скважину трещины расширяются перпендикулярно наименьшему главному напряжению S_3 . В рассмотренном случае величина S_3 , равная P_c , составляет 362 бар.

По оценкам Хили и др. [95], уровень воды в скважине после нагнетания установился на глубине 900 м от устья. Начальное давление воды в породах P_0 до нагнетания на глубине 3671 м в этом случае оценивается величиной 269 бар.

Когда началось образование разрывов и были записаны первые землетрясения, поровое давление в породах P_f составляло 389 бар: чтобы достичь того же расхода нагнетания, необходимо было приложить в устье скважины добавочное давление 30 бар.

Если $S_1=830$ бар, $S_3=362$ бар и $P_0=269$ бар, то по формулам (6.1), (6.2), (6.18) и (6.19) получим значения эффективных касательного и нормального напряжений на потенциальной плоскости разрыва: $\tau=203$ бар, $\sigma=210$ бар. В расчетах был использован угол 60° , типичный для экспериментальных трещин сдвига. Перед нагнетанием воды отношение касательного напряжения к нормальному τ/σ равнялось 0,95, что несколько превышает величину коэффициента трения большинства пород в условиях статики [27]. В соответствии с критерием разрушения Мора—Кулона сопротивление возникновению разлома оценивается по уравнению (6.3). Как следует из приведенных выше значений касательного и нормального напряжений, при условии, что $\varphi=30^\circ$, для предотвращения разрушения пород, окружающих водохранилище, величина τ_0 до закачивания должна быть не менее 82 бар. В период нагнетания, когда поровое давление было повышено до 389 бар, τ должно было стать равным 203 бар, а $\sigma=90$ бар. В этом случае возникновение разрывов при уменьшении члена $\sigma \operatorname{tg} \varphi$ в формуле (6.3) до 69 бар произойдет при $\tau \leq 151$ бар. Для трещиноватых кристаллических пород реальным значением сил сцепления τ_0 можно считать 150 бар. Если эффективное нормальное напряжение в породах, находящихся в состоянии, близком к разрушению, в результате закачивания жидкости уменьшается более чем на 50%, то происходит землетрясение.

Все сказанное выше согласуется с гипотезой триггерного эффекта Хубберта и Руби [100]; однако в данном случае в эпицентральной зоне не измерялись ни напряжения, ни поровые давления, и экспериментального подтверждения эта теория не получила. Эпицентры многих Денверских землетрясений находились в 5 км от скважины. Более того, три землетрясения с магнитудой 5, самые сильные в этой серии, произошли через год после прекращения нагнетания. Эпицентры этих землетрясений также находились почти в 5 км к ЗСЗ от скважины. Эти факты оказались трудны для интерпретации, так как оценить,

насколько возросло поровое давление на расстоянии 5 км от скважины, когда в нее закачано 60 500 м³ воды, не представлялось возможным. Вероятно, вдоль эпицентральной зоны еще до нагнетания жидкости в породах основания существовала зона разрывов со значительной пустотностью. Однако из-за незнания протяженности и ориентации трещин невозможно оценить их потенциальную водопроницаемость. Даже если бы характеристики пород под водохранилищем были известны, то рассчитать их водопоглощающую способность из-за отсутствия надежных аналитических методов пока еще не представляется возможным.

Рейнджли

Эксперимент на нефтяном бассейне Рейнджли явился проверкой гипотезы Хубберта и Руби в полевых условиях, когда распределение напоров вод и измерение напряжений в породах были выполнены вне нагнетательных скважин. Эксперимент в Рейнджли был организован таким образом, что на ограниченной площади, где происходили землетрясения, можно было уменьшить напоры вод. Для проверки теории Хубберта и Руби необходимо иметь сведения о давлении нагнетаемых вод, напряженном состоянии и прочности пород. Критическое значение порового давления, ниже которого землетрясения не происходят, можно сравнить с теоретически рассчитанным поровым давлением, при котором вдоль существующих разрывов начнутся сдвиговые процессы.

В районе Рейнджли в результате нагнетания воды в песчанике вебер по периферии бассейна отмечено повышение первоначального гидростатического давления от 170 бар до 240—275 бар. Землетрясения в период с октября 1969 по ноябрь 1970 г. произошли в юго-западной части разлома, где давление нагнетаемых вод превышало 200 бар. Найденные по знакам первых вступлений *P*-волн плоскости разрыва в очаге соответствуют сдвигу по простиранию вертикальных разломов, вытянутых в направлениях СЗ или СВ [163]. Нодальные плоскости простирания СВ параллельны картированным разломам и линии эпицентров; поэтому их можно считать плоскостями разрыва. Получено, что для землетрясения, ближайшего к скважине, в которой методом гидравлического разрыва проводились измерения напряжений, плоскость разрыва ориентирована в направлении 50° СВ с северо-западным погружением под углом 80°. Максимальное главное сжимающее напряжение при таком решении механизма очага близко к горизонтальной плоскости и действует в широтном направлении. Плоскость, по которой происходит скольжение, наклонена под углом 20° в направлении 234° СВ. Это подтверждает согласованность ориентации

напряжения с экспериментально измеренными напряжениями в Рейнджли. Измерения в трех точках на поверхности [43] показали, что главные максимальные напряжения сжатия ориентированы в направлениях 87° СЗ; 83° СЗ и 68° СВ. Величина напряжений (несколько бар) очень мала, что указывает на важную роль выветривания, трещиноватости и других внешних факторов в уменьшении напряженного состояния. Измерения в породах бассейна Рейнджли (песчаник вебер, глубина 1830 м) вблизи разлома были выполнены в 1971 г. [90, 164]. Для этой цели был вскрыт не использованный ранее интервал новой скважины и применен метод гидравлического разрыва. В результате для критического давления (давления разрыва) получена величина 328 бар, а для мгновенного статического давления (ISIP) — 314 бар. Измерения показали, что возникшие гидравлические трещины вертикальны и простираются в направлении 70° СВ. На основе этих результатов и значения прочности пород на растяжение, полученного в лабораторном эксперименте и равного 138 бар, были определены величина и ориентация главных напряжений [164]. Для полных главных напряжений получено:

$S_1 = 590$ бар, направлено горизонтально, ориентация 70° СВ,
 $S_2 = 427$ бар, направлено вертикально (в предположении, что литостатическое давление равно 0,23 бар на пог. м глубины),

$S_3 = 314$ бар, направлено горизонтально, ориентация 160° ЮВ.

Когда известны ориентация плоскости разрыва и направление скольжения по этой плоскости, можно рассчитать касательное и нормальное напряжения вдоль направления смещения и перпендикулярно плоскости разрыва. Оси главных напряжений преобразованы в новую систему координат со следующей ориентацией: 1) нормально к разрыву; 2) в направлении скольжения; 3) по нормали к плоскости скольжения, полученной в результате нахождения механизма очага. Таким образом, нормальное напряжение S в плоскости разрыва равно 347 бар, а касательное напряжение τ вдоль плоскости скольжения — 77 бар.

В соответствии с лабораторными экспериментами Байерли [28] сдвиг в песчанике вебер произойдет при условии

$$\frac{\tau}{S - p} = 0,81.$$

Это уравнение удовлетворяется при приведенных выше значениях S и τ , если поровое давление p равно 252 бар, что очень близко к значению 275 бар, наблюдавшемуся в забое скважины во время нагнетания жидкости, когда землетрясения про-

исходили особенно часто. Спустя месяц после откачки жидкости из четырех экспериментальных скважин давление в забоях снизилось на 35 бар и землетрясения в районе этих скважин прекратились. Это явилось хорошим экспериментальным подтверждением теории Хубберта и Руби [100].

Имитируя натурные условия и используя метод конечных элементов для описания модели образования разрывов (в предположении, что нагнетание возобновлено), Дитерич и др. [46] предсказали частоту повторения и интенсивность будущих толчков.

Кариба

По классификации, предложенной в [68] для землетрясений, сопровождавших наполнение водохранилища Кариба, рассмотрено три возможных механизма: 1) прямое действие касательного к плоскости разрыва напряжения, обусловленного нагрузкой; 2) косвенное влияние дополнительного напряжения как триггерный эффект в условиях высоких начальных напряжений; 3) эффект возросшего давления в подземных водах.

Геологические данные и результаты специальных исследований по механизму очагов землетрясений Карибы [82, 190] показывают, что в этом районе широко развиты сбросы. Согласно Сноу [188], в этих условиях вероятность реализации первого и второго из упомянутых выше механизмов мала. Возможность осуществления механизма (1) исключается и в работе Гохов [68]. Если напряжения близки к критическим, то требуются лишь небольшие изменения эффективных напряжений, чтобы круг Мора коснулся огибающей разрушения (см. рис. 114, *a* и *б*). Разрушение может быть вызвано увеличением полного вертикального напряжения, если угол внутреннего трения плоскости разрыва меньше 23° , а коэффициент Пуассона равен 0,3. Если коэффициент Пуассона больше 0,3, то угол внутреннего трения должен быть еще меньше. Как видно из рис. 115, при всех возможных сочетаниях этих параметров неустойчивое состояние может возникнуть лишь при уменьшении, но не при росте напряжения. Этот факт убедительно свидетельствует в пользу механизма (3) возникновения землетрясений.

Сейсмические толчки в районе Карибы можно разделить на три группы. Первой группе толчков, которые произошли вблизи Бинги (см. рис. 47, *a*) во время наполнения водохранилища в 1961—1962 гг., Д. и У. Гох приписывают [68] механизм (2) и (или) (3). В июне 1961 г. разлом Бинга был затоплен и в массиве пород должно было произойти некоторое повышение порового давления. Из 192 землетрясений этой группы (с $M_L \leq 3,2$) 180 произошли за четырехдневный период. Землетрясения начались, когда уровень водохранилища несколько

превысил уровень реки в районе Бинги. Отсюда можно сделать важный вывод: если изменение напряжения на десятые доли бара могло вызвать землетрясения, следовательно, напряженное состояние среды в зоне разлома было близко к критическому.

Ко второй группе отнесены землетрясения 1961 г. с $M_L \leq 3,6$ и эпицентрами между Карибой и Чирунду (см. рис. 47, б). Для самых близких к водохранилищу очагов изменение напряжения за счет нагрузки, создаваемой весом воды, составляло 0,3 бар,

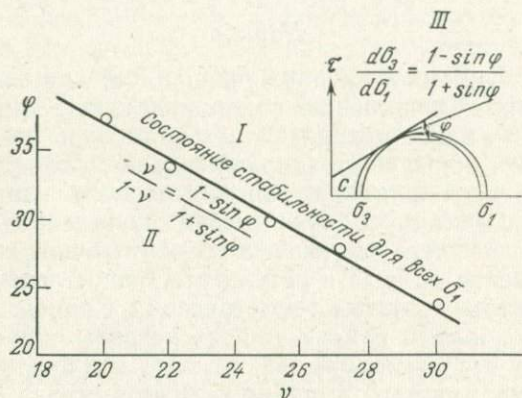


Рис. 115. Диаграмма сочетаний углов внутреннего трения и коэффициентов Пуассона ν , при которых наступает разрыв при возрастании или уменьшении эффективного напряжения.

I — разрыв при уменьшении σ_1 (поле приложения напряжения); *II* — разрыв при возрастании σ_1 ; *III* — условие касания огибающей разрушения.

а для самых удаленных — 0,06 бар. Д. и У. Гох [68] считают, что эти землетрясения возникли за счет механизма (2). Механизм (3) исключен из-за удаленности очагов от водоема. Однако Сноу [188], который обратил внимание на существование в этом районе сбросов, утверждает, что подъем уровня водохранилища на 160 м вызывает такое увеличение гидравлического потенциала, которое при существующих геоморфологических и гидрогеологических условиях обуславливает его изменение на большой площади, т. е. создает возможность проникновения воды на многие километры в глубину и ширину. Следовательно, из одних только соображений удаленности от водохранилища механизм (3) для этой группы землетрясений отвергнуть нельзя.

Наиболее сильные толчки, отнесенные к третьей группе, произошли под впадиной Саньяти, которая занимает глубокую и широкую части озера (рис. 47, б). Как говорилось ранее, гид-

равлическая связь до больших глубин обеспечивается существованием нескольких сбросов северо-восточного простирания и горячими источниками. Увеличение гидравлического потенциала, зависящее от изменчивости водопроницаемости, в основании осадочной толщи, рассеченной сбросами, должно составлять 0,7—0,9 от относительного подъема уровня водохранилища.

Прослеженная Сноу [188] история нагружения района Карибы, по-видимому, свидетельствует о том, что эта зона развития сбросов находится в критически напряженном состоянии. В таких условиях наполнение водохранилища уменьшает горизонтальное эффективное напряжение σ_3 на половину ρgh и, таким образом, продвигает круг Мора к огибающей разрушения (рис. 114, а). С точки зрения всего изложенного выше можно сделать вывод, что с повышением уровня воды в озере уменьшается эффективное напряжение, а это для критически напряженной среды является главной причиной землетрясений. Наблюдаемое опускание поверхности земли подтверждает существование деформации массива пород без изменения их плотности.

Кремаста

Район Кремасты находится между двумя трансформными разломами, имеющими простирание ВСВ: Анатолийским и Пек-Скутари [45, стр. 2642]. Галанопулос [57] предположил, что в районе Кремасты система сдвигов носит сопряженный характер. На основе этих и других данных, упоминавшихся в гл. 3, Сноу [187] установил сдвиговый характер нарушений в районе.

Как отмечалось в гл. 3, с 1700 по 1965 г. район Кремасты не был сейсмически активным, хотя на острове в 100 км к юго-западу от Кремасты наблюдалась большая активность. При заполнении водохранилища в 1965 г. в долине реки Ахелоос произошли три землетрясения с магнитудой >6 , в то время как с 1821 по 1964 г. ни одного подобного землетрясения не зафиксировано. После заполнения водохранилища сейсмичность района несомненно увеличилась.

Папазахос и др. [162] объясняют возникновение главного толчка, который произошел 5 февраля 1966 г., нагрузкой, созданной весом воды (10^9 т), на одно крыло вертикального сброса в обстановке существовавшего до заполнения напряженного состояния пород. Однако Сноу [187] считает, что в переходный период, когда изменение порового давления еще не достигло гипоцентральной зоны, изменения эффективного напряжения, возникающие только под действием веса жидкости, не могут вызвать разрушения пород.

На основе геологических и гидрогеологических данных Сноу [187] показал, что нагрузка от водохранилища может привести

к увеличению гидравлического потенциала на больших глубинах. Он проследил геологическую историю района Кремасты по геоморфологическим данным и объяснил ее с точки зрения изменений эффективных напряжений. Из сказанного выше следует вывод, что район Кремасты до заполнения водохранилища не находился в условиях значительной сейсмической опасности, а флуктуации напряжений в прошлом были меньшими, чем изменения, возникшие в результате создания водохранилища в 1965 г. Поднятие уровня водохранилища до 274 м от отметки 140 м обусловило в районе развития сдвигов и надвигов новое понижение эффективного напряжения. В соответствии с рис. 114 уменьшение эффективного напряжения после наполнения водохранилища может также привести к возникновению землетрясений, связанных с нормальными смещениями. Сноу отмечал, что, когда в 1966 г. нагрузка впервые превысила ранее существовавшую величину, начали происходить сильные форшоки. В дальнейшем из-за разгрузки сейсмических напряжений или пластических деформаций пороговый уровень возникновения сейсмичности повысился; подъем уровня водохранилища на 25 м по сравнению с 1966 г., когда начались первые толчки, не вызвал землетрясений. В новых условиях землетрясения возникли, когда уровень воды достиг 270 м (как в 1971 г.), тогда как в 1966 г. он при этом составлял 245 м. Как обсуждалось в гл. 3, максимум сейсмической активности хорошо коррелируется с максимальным уровнем воды в водохранилище.

Койна

Как указывалось выше, в связи с наполнением озера Шиваджисагар в 1962 г. в районе Койны значительно возросла сейсмическая активность. Механизм очага главного землетрясения Койна 10 декабря 1967 г., согласно исследованиям разных авторов [82], представляет собой сдвиг по простиранию круто падающего разлома. На основе геологических и макросейсмических данных Балакришна и Гоуд [12] установили, что район в целом характеризуется развитием сдвиговых нарушений. Согласно Кришнану [118], вдоль западного побережья Индии, где расположена Койна, с плиоцена и до настоящего времени происходят эпейрогенические движения. От позднего плиоцена до раннего плейстоцена на западном побережье возникали тектонические разрывы. Западные Гаты, включая чарнокитовые массивы Нилгири, Коорга и Траванкоре, в этот период времени поднялись и наклонились; при этом на западе образовался крутой склон, а на востоке — пологий. П-ов Катхиявар испытал поднятие в среднем или верхнем плейстоцене, на что указывает присутствие на высоте 305 м над уровнем моря миоценовых

раннеплейстоценовых известняков. Вдоль западного берега, в Кочине и других местах, иногда происходят умеренные землетрясения. Согласно Сноу [187], в любом регионе, где недавно происходило образование разломов, наиболее вероятно напряженное состояние среды, близкое к критическому. Из анализа, подобного выполненному для района Карибы [188], можно сделать вывод, что район Койны находился в критически напряженном состоянии, а вызванное увеличением порового давления изменение напряжений могло привести к землетрясениям.

Балакришна и Гоуд [12], исходя из теоретических предпосылок, показали, что разрывы типа сдвига не могут образоваться только в результате действия нагрузки. Они рассмотрели вопрос о влиянии увеличения порового давления на соотношение наибольшего и наименьшего главных напряжений с точки зрения возникновения землетрясений. Для определенных сочетаний параметров: λ (отношение порового давления к нормальному напряжению), горизонтального напряжения и коэффициента Пуассона — они исследовали изменение отношения σ_1/σ_3 с глубиной и определили те предельные глубины, на которых при увеличении порового давления могут образоваться разрывы типа сдвига. Наконец, оценив объем пород, вовлеченных в землетрясение 10 декабря 1967 г., они рассчитали количество воды, которое должно было проникнуть через трещины и разрывы в трапповых породах и достигнуть дхарварских сланцев за несколько лет, прошедших от начала заполнения водохранилища до первого землетрясения средней силы в декабре 1967 г. Определение количества профильтровавшейся воды в Койне облегчалось тем, что подобный расчет был выполнен для сходных условий скважины в Денвере, где вода под действием собственного веса проникала в сланцевые породы в течение 32 месяцев. Из всего сказанного ясно, что гидростатическое давление в районе Койны должно было играть важную роль в подготовке землетрясений, связанных с заполнением водохранилища. Диаграмма Мора для района Койны, описывающая процесс образования сдвигов при увеличении порового давления, представлена на рис. 114, в.

Некоторые достижения в изучении порового давления

Сервоуправляемые испытания

Развитие экспериментальных методов в последнее время позволило исследовать величину и характер изменений пористости во время испытаний образцов пород при трехосной нагрузке. При исследованиях необходимо избегать внезапных разрушений

образца, как правило, помещенного в стандартные компрессионные установки, когда превышает допустимая осевая нагрузка. Корне и Фэрхерст [40] использовали для таких экспериментов две петли сервоконтроля. Заранее выбранное значение всестороннего давления в течение опыта поддерживается с помощью первой петли таким образом, что любое увеличение всестороннего давления вызывает уменьшение прикладываемой осевой нагрузки до тех пор, пока давление не вернется к прежнему значению. Аналогично этому любое падение давления вызывает увеличение осевой нагрузки. С помощью второй петли без изменения внешнего давления с постоянной скоростью осуществляется дренирование жидкости, создающей всестороннее давление. Такое дренирование заставляет первую петлю изменить осевую нагрузку и вызвать боковую деформацию образца, достаточную для компенсации удаленной жидкости. В случае слишком быстрой боковой деформации осевая нагрузка уменьшается. Описанный способ позволяет контролировать процесс деформирования образца до его полного разрушения.

Корне и Фэрхерст [40] применили описанную выше методику для обоснования концепции «эффективных напряжений» и установления связи между различиями пористости в образцах и разными видами разрушений. Эксперименты проводились на водонасыщенных образцах песчаников береа. Был сделан вывод о применимости понятия «эффективные напряжения» к явлению разрушения, так как оказалось, что концентрация напряжений является функцией тензора эффективных напряжений. При малых значениях всестороннего давления, когда поровое давление поддерживается постоянным, процесс разрушения характеризуется непрерывным увеличением пористости, что связано главным образом с вертикальными раскалыванием и расслаиванием. При всестороннем давлении средней величины и постоянном поровом давлении пористость сначала увеличивается, а потом уменьшается; это показывает, что разрушение первоначально происходит в виде вертикального раскалывания, а затем переходит в сдвиг. При высоких всесторонних давлениях доминируют сдвиговые процессы, при которых происходит общее уменьшение пористости. В работе [22] показано, что для пород с низкой водопроницаемостью существенное влияние на пиковую прочность оказывает скорость деформации. Учитывая эти результаты, Корне и Фэрхерст [40] пришли к выводу, что всесторонним давлением можно воздействовать на скорость деформации, ибо именно она влияет на изменения пористости и определяет характер разрушения.

Аналогичные результаты были получены Гудменом [63] в опытах на ненарушенных и трещиноватых образцах выветрелых пермских песчаников. Эксперименты по трехосному сжа-

тию выполнялись на ненарушенных образцах, которые насыщались водой и находились в таком состоянии в течение всего опыта; при этом сначала поровое давление увеличивалось, а затем снижалось. Как показано в [18, 25 и др.], подобные изменения порового давления отражают изменения пористости. Оказалось, что при малом всестороннем давлении поровое давление в момент разрыва было меньше, чем при начальном изменении нагрузки. В дальнейшем трехосному сжатию подвергались трещиноватые образцы. В этих случаях оказывалось, что нагрузка вызывает относительно большее увеличение порового давления, а сдвиг происходит, когда оно достигает максимума; следовательно, поровое давление в разломе может повыситься непосредственно перед смещением.

Руммель и Гоуд [176] сообщают о результатах опытов по трехосному сжатию образцов рурского песчаника, характеризующегося средней пористостью (2—3%) и средней водопроницаемостью (~5 миллидарси). В течение опытов поддерживалось постоянное всестороннее давление, и его величина достигала 1 кбар. Максимум допустимой нагрузки оказался линейной функцией всестороннего давления. При малых скоростях деформации принцип эффективного напряжения оставался справедливым, в то время как при увеличении скоростей осевых деформаций наблюдалось явное возрастание прочности. Это различие можно объяснить эффектом дилатансии при развитии трещин. Явление дилатансии описано в работе Шольца и др. [179] и состоит в следующем. С увеличением деформации водонасыщенные породы достигают такого состояния, когда раскрытие новых трещин уже не будет происходить при нагнетании воды в существующие трещины. В результате поровое давление падает, а скорость продольных волн уменьшается. Однако этот процесс приводит к тому, что порода становится более прочной и на этой стадии больше не образуется трещин, а вода продолжает фильтроваться в ненасыщенные массивы. Новое увеличение порового давления (и соответствующее увеличение скорости продольных волн до нормальной величины) в конце концов приводит к землетрясению.

В своем последнем исследовании Фэрхерст [53] замечает, что гипотеза «эффективных напряжений», хорошо объясняющая ранние стадии деформации, не дает удовлетворительного описания переходных процессов в эволюции порового давления, которые охватывают период образования микротрещин и дальнейшие стадии деформации. Развитие макроскопических плоскостей сдвига уменьшает напряжение в прилегающих породах и сопровождается локальным увеличением порового давления. Согласно [53], наличие в породах напорных вод усиливает неустойчивость деформации и активизирует процессы разрыва.

Натурные измерения напряжений

Естественные напряжения на большой глубине можно измерить в скважине методом гидравлического разрыва [54, 91, 101]. Наибольшее и наименьшее главные напряжения могут быть измерены в том случае, если в породе не образовалось трещин, а известна их прочность на растяжение. Метод гидравлического разрыва состоит в том, что в загерметизированном с помощью наполненных воздухом пакеров (тампонов) интервале скважины производится нагнетание воды и происходит повышение давления. Нагнетание длится до момента, пока не произойдет внезапного падения давления, что соответствует раскрытию трещин в породах, слагающих стенки скважины. В этот момент измеряется давление P_f в забое скважины. Затем нагнетание воды продолжается в раскрытые и расширяющиеся трещины. В результате могут образоваться трещины длиной до 100 м и шириной около 1 см. После этого в образовавшиеся трещины под давлением нагнетается вода с песком или с другим материалом для того, чтобы трещины остались открытыми и тогда, когда давление упадет. После выключения насосов происходит резкое падение давления до величины, называемой мгновенным статическим давлением (ISIP), которое равно наименьшему главному напряжению S_3 . Последнее остается почти постоянным до тех пор, пока поверхностное давление не ослабнет.

Ориентация трещин определяется специальным пакером, имеющим особую резиновую оболочку, на которой сохраняются отпечатки. Пакер опускается до глубины исследуемых трещин, и резиновая оболочка (мембрана) высоким давлением воды прижимается к стенке скважины. Через несколько минут давление снимается, и пакер, из которого выкачивается воздух, поднимается на поверхность. Отпечаток трещины четко фиксируется резиновой мембраной, что дает представление об ориентации трещины.

Теоретически [91, 101] давление на забое P_f , при котором происходит образование трещины гидроразрыва, равно

$$P_f = T + 3S_3 - S_1 - P_0,$$

где P_0 — поровое давление в породе, измеренное перед нагнетанием, T — прочность породы на растяжение, S_1 и S_3 — наибольшее и наименьшее главные напряжения (положительным считается напряжение сжатия). Трещина растяжения располагается в плоскости, перпендикулярной направлению наименьшего главного напряжения, действующего в массиве пород. Если вертикальное, или литостатическое, давление меньше, чем горизонтальные напряжения сжатия, то образующаяся трещина будет развиваться в горизонтальном направлении. Если литостатиче-

кое давление превосходит горизонтальные напряжения, то трещина будет вертикальной. Наименьшее главное напряжение равно величине мгновенного статического давления (ISIP). Прочность породы на растяжение определяется лабораторным путем. Одним из условий, которое необходимо для расчета S_1 из приведенного выше уравнения, является то, что вода не должна проникать в породы.

Вся аппаратура для описанных измерений составляет единый комплект, предназначенный для измерения напряжений на глубине («deep stress probe») [54]. Он состоит из следующих приборов: 1) пакеры для отпечатков трещины в стенках скважин до и после гидравлического испытания на разрыв; 2) изолирующие пакеры (тампоны), герметизирующие интервал ствола скважины для проведения гидравлического опробования; 3) датчики давления с часовым механизмом, фиксирующие давление на забое на всех стадиях эксперимента.

Метод совместного анализа напряжений и фильтрационных потоков

В последние годы, когда роль изменения напоров вод в распределении напряжений в массивах пород стала очевидной, усилия многих исследователей направлены на создание таких моделей, которые позволяют достаточно полно имитировать подземные условия и изучать распределение напряжений при нагнетании воды.

Главной проблемой при оценке порового давления в трещиноватых породах является зависимость водопроницаемости от ширины трещины, а следовательно, и от эффективного напряжения. В работах [146, 154, 168] разработаны теоретические методы расчета порового давления и изменений напряжения в трещиноватых породах. Особое значение этих работ заключается в том, что в них с помощью метода конечных элементов связываются взаимообусловленные показатели порового давления и напряжений в породах.

Для оценки установившегося распределения порового давления в случае фильтрации воды через деформируемые трещиноватые породы основания водохранилища используются методы, описанные в [146, 154]. Программы расчетов фильтрационного потока и напряжений связаны между собой посредством эмпирического соотношения между водопроницаемостью и эффективным напряжением. В расчетах принимается определенная геометрия трещиноватости массива, куда входят ориентация, протяженность и интенсивность трещиноватости, а также механические свойства как ненарушенных, так и трещиноватых

пород. До настоящего времени эти программы опробованы лишь для простых схем.

В подобных расчетах делается предположение, что соотношения между шириной трещин и эффективным напряжением, а также между эффективным напряжением и водопроницаемостью известны или могут быть измерены. Эксперименты показывают [108], что такие определения возможны. Величина водопроницаемости, определенная в полевых условиях, оказалась на несколько порядков больше, чем полученная в лаборатории. Такое различие объясняется значительной трещиноватостью и неоднородностью массива пород, которые в меньшей степени оказывают влияние на фильтрацию, чем микротрещины и породы ненарушенных образцов, испытываемых в лаборатории. Различные лабораторные и полевые данные выявили, что водопроницаемость уменьшается с увеличением давления. Экспериментальные факты говорят о преобладании изменений эффективного напряжения над изменениями касательного напряжения. Отсюда следует вывод, что водопроницаемость является функцией эффективного напряжения. Согласно работе [146], основанной на лабораторных и полевых данных, водопроницаемость с уменьшением эффективных напряжений увеличивается по полулогарифмическому закону; по данным [123], между этими параметрами существует экспоненциальная зависимость.

Если создать из отдельных элементов определенную систему трещин с соответствующей проницаемостью, а также считать, что между скоростью потока и изменением давления существует линейная связь (например, течение Дарси), то можно рассчитать распределение давления. В случае сложной геометрии и пространственных изменений проницаемости наиболее рационально применение метода конечных элементов [213], использованного в работах [146, 154, 168]; конкретное применение его зависит от выбора элементарных блоков, на которые делится анализируемый трещиноватый массив. Найдя распределение давлений во всех его точках, для каждого узла сетки, образующей элементарные блоки, или для так называемых узловых точек вычисляются эквивалентные точечные силы, соответствующие давлению воды. После расчета этих сил метод конечных элементов необходимо применить к анализу напряжений во всем массиве пород.

В [168] проведен расчет фильтрационных потоков для двух- и трехмерного случаев. Рассмотрено взаимозависимое влияние гидравлических и механических свойств пород, т. е. показано, что с изменением напряжения вследствие фильтрации проницаемость и прочность пород меняются за счет давления в порах. К настоящему времени описанный совместный анализ на-

пряжений и фильтрационных потоков выполнен лишь для двумерной модели с установившимся режимом [154].

В расчетах предполагается, что изучаемый массив состоит из конечного числа элементов, которые связаны между собой конечным числом узловых точек. Чтобы упростить обмен информацией между двумя программами вычислений (анализ напряжений и фильтрационного потока), в них обеих используются идентичные матрицы. Это означает, что расположение узловых точек одинаково при расчетах напряжений и фильтрационных потоков; при этом трещины не имеют самостоятельного значения, а лишь определяют способ деления массива на конечные элементы.

После того как с помощью анализа фильтрационного потока получены значения сил в узловых точках, на основании формул, приведенных в [146, 154], можно рассчитать эффективные напряжения. Последние в свою очередь используются для расчета водопрооницаемости.

Эффективные напряжения в массиве зависят от распределения давления напорных вод, которое само зависит от вызываемых ими напряжений. Поэтому необходимо использовать итерационные способы вычислений, связывающие обе программы метода конечных элементов. Сначала производят предварительный расчет потока вод и находят в первом приближении значения сил в узловых точках, используемые далее при анализе напряжений. Затем рассчитываются эффективные напряжения, используемые для определения водопрооницаемости. На следующем этапе найденные величины водопрооницаемости связывают с элементами фильтрационного потока и с помощью итерационного метода находят распределение давления. Расчет по объединенным программам продолжается до тех пор, пока разность между двумя последовательными результатами распределения давлений не окажется незначительной.

Механические воздействия вод в трещинах играют важную роль в разрушении склонов и плотин, а также существенны при определении водопрооницаемости в случае, когда гидравлический разрыв пород используется в практических целях, например для подземного захоронения отработанных вод или добычи нефти из толщ пород с низкой проницаемостью. Этим способом можно также определить аккумулирующую способность пород. Очевидно, что емкость и проницаемость трещиноватых пород в результате фильтрации в них жидкости должны измениться. В работе [154] сделан расчет для случая фильтрации закачиваемых вод в две ортогональные трещины, пересекающие скважину. Раскрытие двух трещин увеличивает нормальное напряжение относительно других трещин системы, вызывая уменьшение проницаемости и трещиноватости в окружающих породах. Однако

если гидравлический разрыв привел к раскрытию трещины вдоль плоскости, перпендикулярной наименьшему главному напряжению, то будет наблюдаться обратный эффект. В этом случае из-за увеличения давления в трещине, испытавшей гидравлическое воздействие, ортогональные к ней трещины будут испытывать уменьшение эффективных нормальных напряжений, а вследствие этого увеличится их водопроницаемость.

Описанный метод, связывающий анализ порового давления с напряженным состоянием пород, представляется весьма обещающим и дает возможность определить изменения давления вод и напряжений в породах, происходящих под влиянием фильтрационных потоков. Из других факторов, воздействующих помимо давления воды на напряжения, можно отметить следующие: 1) передача тепла и, как следствие, возникновение температурных напряжений; 2) влияние градиентов давления на общее поле напряжений. Изучение этих процессов и представление их в цифровой форме составляют предмет интенсивных современных исследований.

НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования участков плотин

Обычно для участков, на которых предполагается строительство плотин, составляются детальные геологические карты. В случае большого водохранилища (объем воды $> 1 \text{ км}^3$ при высоте плотины $\geq 100 \text{ м}$) желательно выполнить детальную геологическую съемку всего района [153]. При этом особое внимание следует обращать на изучение прочности пород, характера близлежащих разломов и их гидрогеологических особенностей. Если обнаружены крупные разломы, имеющие признаки современных движений, желательно еще раз проверить пригодность выбранного участка и предусмотреть возможность замены его другим.

Рабочая группа ЮНЕСКО по «Сейсмическим явлениям, связанным с большими водохранилищами», на своем первом заседании 14—16 декабря 1970 г. в Париже рекомендовала проводить геологическую съемку и инструментальные исследования на участках крупных водохранилищ в две стадии.

Первая стадия, соответствующая предварительному проекту, должна включать:

- 1) изучение сейсмической истории района водохранилища и его тектонической обстановки;
- 2) предварительное геологическое и геоморфологическое картирование района водохранилища и прилегающей территории для выявления потенциально активных геологических структур;
- 3) исследование сейсмических условий с помощью, например, сети тройных высокочастотных радиоуправляемых переносных станций, дающей возможность наблюдать за сейсмичностью до заполнения водохранилища и установить места с минимальным уровнем шума в этот период.

Перечисленные выше исследования продолжают и на второй стадии, если это окажется необходимым в результате анализа полученной информации.

Вторая стадия должна начаться за год или два до заполнения водохранилища и включать:

- 1) более детальное геологическое и неотектоническое картирование района водохранилища и прилегающей территории;

2) установку постоянно действующей сейсмической аппаратуры;

3) некоторые другие виды работ, например, точное нивелирование, инструментальное измерение активности разломов и изучение устойчивости склонов водохранилища.

Кроме перечисленных исследований важно оценить естественные напряжения в натуре с помощью метода гидравлического разрыва. В гл. 6 были описаны основные операции этого метода. В [53] сообщается об успешном опыте измерения напряжений на глубине 305 м в гранитах; предполагается, что такие измерения в ближайшее время могут быть выполнены на глубине 1524 м и более. Очевидно, при выборе участков для строительства плотин нужно избегать тех мест, где напряженное состояние пород близко к критическому.

Инструментальные сейсмические наблюдения на участках плотин

Если не считать нескольких случаев, когда в районах больших водохранилищ случайно оказывались сейсмические станции или перед началом строительства была предусмотрена их установка, качественные записи, фиксирующие изменения сейсмического режима после создания водохранилищ, довольно редки. Чаще всего сейсмические станции устанавливались после появления сообщений об ощутимых землетрясениях, которые сопровождали заполнение водохранилищ. Отсутствие достаточного числа рационально расположенных сейсмических станций, оптимальной сейсмической аппаратуры, точной временной привязки, а также недостаточные сведения о скоростных разрезах не позволяют с уверенностью определить параметры очага, протяженность зоны гипоцентров и связь очагов с региональными геологическими структурами. В этом плане интересен пример денверских землетрясений. В период, когда работали одна—пять станций, гипоцентральная зона оценивалась длиной в 75 км и шириной в 40 км при глубине очагов до 40 км. По данным Хили и др. [95], позже с помощью восьми L-образных групп, в каждой из которых было по шесть удаленных на 0,5 км друг от друга сейсмометров, и с учетом уточненного скоростного разреза было установлено, что зона гипоцентров имела длину 8 км, ширину 2 км, а интервал глубин очагов 4,5—5,5 км.

Связь разрушительных землетрясений с заполнением водохранилищ несомненна; поэтому необходимость инструментальных исследований на больших плотинах в настоящее время признана всеми. Рабочая группа ЮНЕСКО по «Сейсмическим явлениям, связанным с большими водохранилищами», особо отмечает, что в районах будущих водохранилищ необходимо за-

благовременно устанавливать постоянные сейсмические станции. Желательно, чтобы такие станции продолжали регистрацию в течение нескольких лет после наполнения, даже если из-за геолого-тектонических особенностей района в конкретном случае не наблюдается сейсмического эффекта. На третьем заседании Рабочей группы в Лондоне в 1973 г. профессор Ротэ указал, что в результате рекомендаций Рабочей группы в настоящее время в течение двух лет, предшествующих наполнению водохранилищ, во многих случаях уже ведутся инструментальные наблюдения. От инженеров-проектировщиков поступает множество запросов о том, как именно надо проводить сейсмические наблюдения на участках плотин. Рабочая группа обратилась к д-рам Р. Д. Адамсу, Д. И. Гоxu и К. Дж. Мюирхеду с просьбой составить подробные рекомендации по подбору необходимой аппаратуры для проведения исследований в районе водохранилищ. Ниже мы приведем предложения, основанные на рекомендациях Адамса и др. [4] и на наших собственных экспериментах по установке сейсмических станций и их работе.

Источники ошибок при вычислении параметров очага

Одним из основных требований, предъявляемых к аппаратуре, является точность отсчета времени, необходимая для определения первых вступлений волн P и S и последующего нахождения эпицентрального расстояния и времени в очаге, а также для сравнения с аналогичными результатами, полученными на различных сейсмических станциях. Чтобы найти положение гипоцентра с точностью до 1 км, необходимо знать время с точностью 0,1 с или большей. Это легко достигается с помощью серийно выпускаемых кварцевых часов, стабильность работы которых составляет 10^{-6} . Кроме того, точность отсчета времени можно обеспечить ежедневной калибровкой с помощью стандартных радиосигналов. При этом радиосигналы предпочтительно записывать непосредственно на сейсмограммы вместе с марками кварцевых часов.

Иногда из-за плавного, нерезкого первого вступления P -волны на фоне шумов его бывает трудно выделить. Еще в большей степени это относится к S -волнам, так как их вступления замаскированы последующими вступлениями P -волн, особенно в случае сильных землетрясений, когда coda P -волны заполняет сейсмограмму. Чтобы повысить отношение сигнал/шум, необходимо выбирать место для регистрации в отдалении от источников сейсмических шумов как искусственного, так и естественного происхождения. Правильный выбор максимума частотной характеристики в диапазоне частот от 4 до 20 Гц, который зависит от локальных геологических условий, может облегчить

выделение слабых местных землетрясений. Эти две меры, полезные для повышения отношения сигнал/шум, особенно действенны при выделении *P*-волн. Более трудной задачей является увеличение уровня сигнала *S*-волн, и ее можно частично решить, если в дополнение к вертикальному сейсмографу установить два взаимно перпендикулярных горизонтальных прибора. Однако все же лучше иметь большее число станций, оборудованных только вертикальными приборами, чем меньшее — трехкомпонентными.

Точно определить местоположение очагов невозможно, если отсутствуют скоростные разрезы земной коры. Особенно ярко это проявляется при малых эпицентральных расстояниях (<1000 км), когда большую часть своего пути сейсмические лучи проходят в коре, а скоростные разрезы сильно отличаются от района к району. Скорости волн в коре и строение ее наилучшим образом определяется с помощью глубинного сейсмического зондирования, если произвести его по трем-четырем профилям вокруг водохранилища на протяжении нескольких десятков километров. Однако это дорогостоящая процедура, и эффективной альтернативой ей могла бы быть своевременная установка аппаратуры и анализ записей взрывов, используемых при строительстве плотин. Полученные при этом данные было бы желательно дополнить несколькими взрывами, привязанными к абсолютному времени или к радиосигналам, чтобы найти скорости в слоях земной коры в зоне водохранилища.

Число и расположение сейсмических станций

В гл. 3 показано, что большинство землетрясений, возбуждаемых водохранилищами, происходят в непосредственной близости к ним, причем более чем три четверти эпицентров оказываются в пределах 25-км зоны от середины водохранилища. Большинство эпицентров сосредоточено вблизи наиболее глубокой его части. Следовательно, если отсутствуют какие-либо сведения о вероятной сейсмической активности в период после заполнения водохранилища, то сейсмические станции нужно располагать так, чтобы они наилучшим образом регистрировали сейсмическую активность вблизи зоны, которая в результате нагрузки от водохранилища должна испытать максимальное прогибание.

Использование одной станции позволяет по разности времен прихода *S*- и *P*-волн определять лишь гипоцентральное расстояние, по которому при близком расположении станции можно составить представление о размерах очаговой зоны.

Однако и одна станция, оборудованная идентифицированными трехкомпонентными сейсмографами, дает представление

о направлении прихода волн, и тогда методом Голицына можно приближенно определить координаты эпицентра. Использование двух станций не позволяет однозначно определить эпицентр землетрясения, но помогает выделить реальный сигнал землетрясения на фоне помех. Если есть возможность установить только две станции, то их необходимо разместить на разных бортах водохранилища. Определить положение эпицентра можно при наличии трех станций, которые желательно расположить в вершинах треугольника, сравнимого по размерам с водохранилищем. С помощью такой сети станций точность определения эпицентров, лежащих внутри этого треугольника, достаточно велика; при расположении эпицентров за пределами треугольника точность их определения падает.

С помощью сети из трех станций можно следить за общей сейсмической активностью; однако надежное определение глубины очагов и координат эпицентров может быть обеспечено лишь по крайней мере пятью станциями. Для уменьшения ошибки в определении параметров очага необходимо проанализировать местоположение сейсмических станций относительно исследуемого района. В [177] при некоторых упрощающих предположениях рассмотрено 1000 возможных вариантов расположения пяти сейсмических станций в небольшом районе и оценены ошибки в определении глубины очага, положения эпицентра, времени в очаге и скорости. Расчеты сделаны в предположении, что очаг землетрясения располагается в центре рассматриваемого района. Некоторые из результатов этого расчета приведены на рис. 116; все варианты можно разделить на шесть следующих больших категорий.

1. Три точки наблюдения образуют треугольник, а очаг и две оставшиеся точки лежат внутри него. Расчеты дают хорошие результаты, когда четвертая станция лежит на одной из сторон треугольника, а пятая близка к эпицентру.

2. Четыре точки наблюдения образуют правильный ромб, эпицентр и пятая точка лежат внутри ромба. Результаты расчета удовлетворительны.

3. Четыре точки наблюдения образуют правильный параллелограмм, а очаг и пятая станция лежат внутри него. Результаты удовлетворительны.

4. Точки наблюдения образуют многоугольник чечевицеобразной формы с очагом внутри. В этом случае точно определяется скорость.

5. Очаг лежит на одной из сторон неправильного четырехугольника. Результаты расчета неудовлетворительны.

6. Все точки наблюдения расположены по одну сторону от очага. Результаты неудовлетворительны.

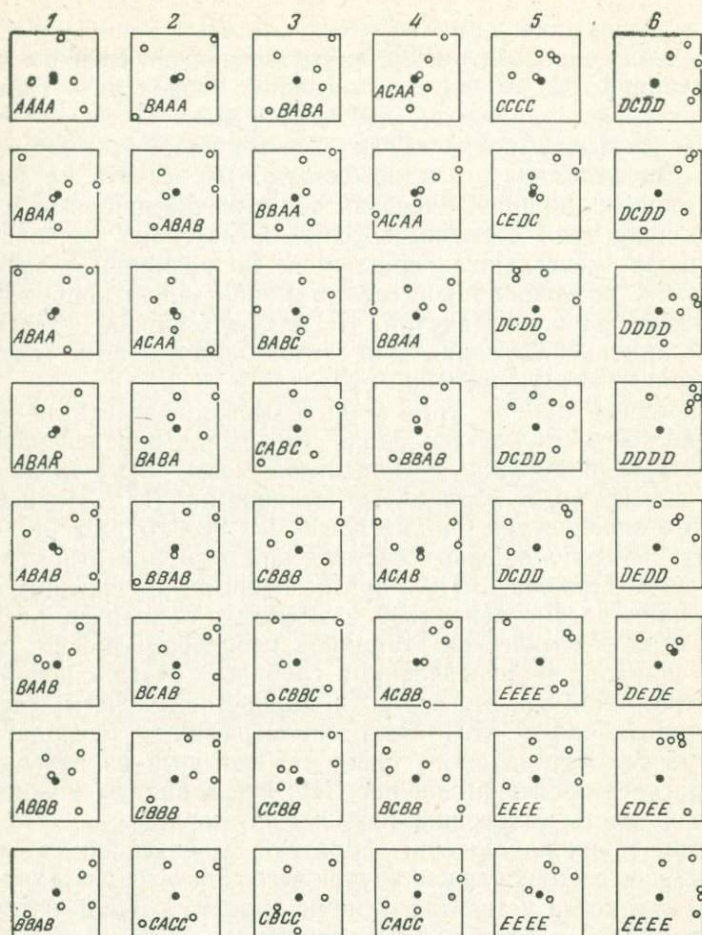


Рис. 116. Возможные варианты расположения сейсмических станций (предполагается, что очаг находится в центре). Точность определения глубины очага, координат эпицентра, времени в очаге и скорости обозначена в каждом квадрате буквами, где: *A* — «очень хорошая», *B* — «хорошая», *C* — «удовлетворительная», *D* — «плохая», *E* — «очень плохая» [177].

Таким образом, при решении вопроса о размещении сейсмических станций относительно водохранилища описанный выше анализ весьма полезен.

Необходимо иметь в виду, что для записи землетрясений средних и больших магнитуд нужно установить один—два комплекта аппаратуры с небольшим увеличением. Для регистрации сильных движений грунта в диапазоне 0,01—1,0 *g* желательна

установка по крайней мере двух наборов трехкомпонентных акселерографов. Их желательно устанавливать в теле плотины — ближе к гребню и к основанию.

Местной сейсмической сети, проводящей изучение активности вокруг водохранилища, желательно обеспечить связь и обмен данными с национальной сетью сейсмических станций, если таковая имеется, или с ближайшими станциями, оборудованными чувствительными короткопериодными сейсмографами. На случай значительных повреждений электросети в результате землетрясения необходимо предусмотреть переход сейсмографов на аккумуляторное питание для обеспечения их непрерывной работы. Если в районе наблюдаются землетрясения заметной магнитуды, то в дополнение к постоянно действующим станциям иногда целесообразно создать передвижные станции, помогающие определить механизм очага и соотношения между положением гипоцентров и геологическими структурами.

Регистрация близких взрывов позволит отличать их от микротолчков, а знание местоположения и моментов взрыва может быть очень полезно для проверки выбранных методов определения положения очагов и скоростных моделей.

Геодезические измерения

Как уже отмечалось в гл. 3, в зоне озера Мид после его наполнения наблюдалось опускание земной поверхности [169]. Как показали Д. и У. Гох [67], величина проседания, измеренного с помощью повторного нивелирования, согласуется с результатами расчета по схеме упругого прогибания. Подобное явление наблюдали Адамс и др. [4] в районе водохранилищ Либби и Дворжак на северо-западе США. В настоящее время сделана точная оценка смещений вдоль известных разломов, таких, как Сан-Андреас в Калифорнии [152]. Показано, что землетрясениям с магнитудами 4,5—5,5 предшествуют изменения в подвижках отдельных частей системы разломов Сан-Андреас [97]. Геодезические наблюдения за движениями земной коры составляют важную часть программ по прогнозу землетрясений в США, Японии и СССР.

Геодезические измерения (особенно измерения вертикальных смещений до и после заполнения водохранилища) помогут решить вопрос, являются ли землетрясения (если они происходят) результатом нагрузки от водохранилища. Важнейшую информацию об упругой деформации на участках плотины дает повторное, после создания водохранилища, нивелирование протяженного геодезического створа, заложенного до наполнения. Хорошим дополнением к геодезическим наблюдениям служат измерения с помощью деформографов, ведущих непрерывную

запись. В настоящее время проводятся наклономерные измерения в скважинах. В докладе Национальной Академии наук США [153] рекомендовано до начала заполнения водохранилища устанавливать наклонометры по крайней мере в три скважины, расположенные на значительном расстоянии друг от друга. При этом следует отметить, что измерения с помощью деформографов не могут заменить протяженных геодезических створов.

Обычно точное нивелирование в районах водохранилищ выполняется почти всегда. Адамс и др. [2] с целью изучения реакции земной коры на нагрузку от водохранилища рекомендуют проводить нивелировку хотя бы по одному створу, начинающемуся у плотины и протягивающемуся примерно на половину длины водохранилища или до пересечения приблизительно на таком же расстоянии с другим нивелировочным ходом, если он имеется. После заполнения водохранилища они рекомендуют провести повторное нивелирование по крайней мере по одному створу на расстояние 50 км или более от какой-либо периферийной точки водохранилища.

В случае появления возбужденной сейсмичности необходимо повторить триангуляционную съемку первого класса вблизи известных тектонических разломов в районе сооружений, включая эпицентральной зону, выявленную с помощью сейсмических станций. Кроме триангуляции, необходимо выполнить точное нивелирование по нескольким сечениям в крест простираения зоны эпицентров и геологических нарушений.

Асейсмичные водохранилища

Чтобы понять причины усиления сейсмической активности после наполнения водохранилищ, важно выяснить, почему большинство крупных водохранилищ не вызывают никакого сейсмического эффекта. Во время первого заседания Рабочей группы ЮНЕСКО по «Сейсмическим явлениям, связанным с большими водохранилищами», проходившего в Париже в декабре 1970 г., рассматривалась имеющаяся информация приблизительно о 30 больших водоемах. Наполнение только половины из них сопровождалось сейсмической активностью, т. е. землетрясениями, очаги которых располагались в непосредственной близости от водохранилищ, а магнитуда и частота повторения толчков превысили нормальный уровень района.

Ротэ [171] пришел к выводу о том, что создание водохранилищ влечет за собой сейсмические толчки лишь при наличии особых геологических условий; поэтому строительство плотин не всегда вызывает землетрясения. Он приводит, в частности, пример плотины Серре-Понсон во Французских Альпах, где водохранилище располагается полностью в пределах распростра-

нения сжимаемых черных грунтов, накопление напряжений в которых маловероятно. В этом районе после наполнения водохранилища не произошло ни одного землетрясения. Менее ярко выраженный, чем ожидалось, сейсмический эффект в Мангле Адамс и Ахмед [3] аналогичным образом объясняют присутствием толщи выветрелых песчаников и глин позднеэоценовой сиваликской серии мощностью 3 км, которая, постепенно деформируясь, должна оказывать слабое сопротивление любой приложенной нагрузке. Эти же авторы отмечают, что в противоположность ситуации в Мангле водохранилище Койна располагается на компетентных базальтовых лавах, которые могут накопить большое количество скрытой сейсмической энергии, готовой выделиться при наполнении водохранилища. Подобным образом можно объяснить и асейсмичное поведение значительно большего по объему, чем Койна, водохранилища Бхакра-Наггал, расположенного в предгорьях Гималаев в Индии и лежащего на некомпетентных породах.

Этот фактор нужно считать ответственным за то, что сейсмический режим в ряде мест изменяется после наполнения водохранилища. Данные, приведенные в гл. 4, показывают, что возникновение возбужденных землетрясений средней силы более вероятно в изначально компетентных породах.

Исследованием асейсмичного поведения озера Пауэлл, расположенного на юго-западе США в штатах Юта и Аризона, занимались Хэндин и Нельсон [93]. Оно создано в начале 1963 г. в результате строительства плотины Глен-Каньон на реке Колорадо. Это большое глубокое водохранилище, в котором к сентябрю 1972 г. было около 2 км³ воды при глубине вблизи плотины 140 м. Длина водохранилища около 300 км, протяженность береговой линии 3000 км. Основание озера сложено главным образом юрскими песчаниками Навахо. На основе полевых и лабораторных опытов фильтрационные потери оценивались в 0,1 км³. Общие потери воды к сентябрю 1972 г. составили около 10 км³ [93]. Озеро Пауэлл располагается в пределах двух моноклиналей и четырех вторичных складок раннего эоцена и восьми сбросов позднеэоценового или более молодого возраста. Согласно [93], фильтрация воды в стороны и вниз по открытым трещинам увеличивает гидродинамическое давление воды в трещинах на 15 бар и вследствие этого уменьшает нормальное эффективное напряжение на такую же величину. Тем не менее озеро Пауэлл, несмотря на фильтрацию воды и наличие тектонических нарушений, осталось асейсмичным, а анализ сейсмограмм трехкомпонентной установки сейсмографов Беньоффа с 1960 г. не выявил ни одного землетрясения, которое можно было бы связать с водохранилищем. Не зафиксировано ни одного толчка с магнитудой 0 и выше и группой

сейсмографов с большим увеличением, которая в течение четырех дней функционировала вокруг озера. Хэндин и Нельсон [93] сделали предварительный вывод, что район озера Пауэлл представляет собой слабо дифференцированную по напряжениям среду и поэтому увеличение порового давления не привело к смещению по существовавшим плоскостям скольжения или сбросов.

Как показали детальные исследования на крупных асейсмичных водохранилищах, основание которых сложено трещиноватыми нарушенными компетентными породами, отсутствие в них высоких перепадов эффективных напряжений является вторым важным фактором, объясняющим асейсмичный режим районов водохранилищ.

Ломниц [125] обратил внимание еще на один фактор, которым можно объяснить неизменность сейсмического режима в районах водохранилищ, характеризующихся средней и высокой фоновой активностью. Примером являются две крупные плотины: Инфернильо и Мальпасо соответственно на западе и юге Мексики. Хотя сейсмическая служба была поставлена достаточно хорошо (работал короткопериодный вертикальный сейсмограф), какого-либо изменения сейсмичности, связанного с заполнением водохранилищ, не отмечено. Изменчивость напряжений в этом районе, вероятно, так велика, что возможный малый триггерный эффект водохранилища не может повлиять на сейсмический режим. Можно привести много примеров увеличения сейсмической активности за счет землетрясений малых магнитуд в связи с созданием больших водохранилищ в таких активных районах, как Япония, но при сравнении с фоновой сейсмичностью этот эффект остается незначительным. В большинстве случаев при создании водохранилищ в высокосейсмичных областях увеличение локальной сейсмической активности не наблюдается.

Из сказанного следует, что асейсмичное поведение крупных водохранилищ можно объяснить действием одного или нескольких из следующих факторов:

1. Наличием некомпетентных пород в основании водохранилища.
2. Отсутствием значительных перепадов эффективных напряжений в районе при условии, что среда в целом не находится в критически напряженном состоянии.
3. Высокой фоновой сейсмичностью, при которой возможное действие водохранилища как спускового механизма пренебрежимо мало.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Adams R. D.* Seismic effects at Mangla Dam UNESCO Rep., No. 975, 1969.
2. *Adams R. D.* The effect of Lake Benmore on local earthquakes. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. См. также: Eng. Geol., 8, 155—169, 1974.
3. *Adams R. D., Asghar Ahmed.* Seismic effects at Mangla Dam. Nature, 222, 1153—1155, 1969.
4. *Adams R. D., Gough D. I., Muirhead K. J.* Seismic surveillance of artificial reservoirs. UNESCO Working Group on Seismic Phenomena Associated with Large Reservoirs, Annexure 1, Rep. 3rd Meet., March, 1973, London, 1973.
5. *Allen C. R., Amand P. S., Richter C. F., Nordquist J. M.* Relationship between seismicity and geologic structure in the southern California region. Bull. Seismol. Soc. Am., 55, 753—797, 1965.
6. *Anderson R. E.* Thin skin distension in Tertiary rocks of southeastern Nevada. Bull. Geol. Soc. Am., 82, 43—58, 1971.
7. *Anderson R. E.* Large-magnitude Late Tertiary strikeslip faulting north of Lake Mead, Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 794, 1973.
8. *Anderson R. E.* Late Cenozoic tectonic setting of Lake Mead, Nevada, Arizona, U. S. A. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, pp. 51—52 (summaries).
9. *Anderson R. E., Longwell C. R., Armstrong R. L., Marvin R. F.* Significance of K—Ar ages of Tertiary rocks from the Lake Mead region, Nevada, Arizona. Bull. Geol. Soc. Am., 83, 273—288, 1972.
10. *Archer C. B., Allen N. J.* A Catalogue of Earthquakes in the Lake Kariba Area, 1959—1968. Meteorological Services, Salisbury, 1969.
11. *Auden J. B.* Seismicity and reservoirs. Comments Earth Sci., Geophys., 2, 149—150, 1972.
12. *Balakrishna S., Gowd T. N.* Role of fluid pressure in the mechanics of transcurrent faulting at Koyna (India). Tectonophysics, 9, 301—321, 1970.
13. *Banghar A. R.* Focal mechanisms of Indian earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 62, 603—608, 1972.
14. *Bâth M.* Lateral inhomogeneities in the upper mantle. Tectonophysics, 2, 483—514, 1965.
15. *Berg E.* Relation between earthquake foreshocks stress and main shocks. Nature, 219, 1141—1143, 1968.
16. *Bernaix J.* Etude géotechnique de la Roche de Malpasset. Dunod, Paris, 1967.
17. *Bhaskar Rao V., Murty B. V. S., Murty A. V. S. S.* Some geological and geophysical aspects of the Koyna (India) earthquake, December 1967. Tectonophysics, 7, 265—271, 1969.
18. *Bieniawski Z. T.* Mechanism of brittle fracture of rocks, 1 and 2. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 4, 395—423, 1967.
19. *Bond G.* The origin of thermal and mineral waters in the Middle Zambezi Valley and adjoining territory. Trans Geol. Soc. S. Afr., 56, 131—148, 1953.

20. *Bond G.* The Geology of the Middle Zambezi Valley. Unpublished manuscript, 1960.
21. *Bowker A. H., Lieberman G. J.* Engineering Statistics. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1959.
22. *Brace W. F., Martin R. J.* A test of the law of effective stress for crystalline rocks of low porosity. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **5**, 415—426, 1968.
23. *Brahman N. K., Negi J. G.* Rift valleys beneath Deccan Traps (India). *Geophys. Res. Bull. (India)*, **11**, 207—237, 1973.
24. *Brazee R. J.* Further reporting on the distribution of earthquakes with respect to magnitude (m_b). *Earthquake Notes*, **40**, 49—51, 1969.
25. *Bruhn R. W.* A study of the effects of pore pressure on the strength and deformability of Berea Sandstone in triaxial compression. Corps of Engineers, Missouri River Division Laboratory, Tech. Rep. MRDL 1-T2, 1972.
26. *Бунэ В. И.* Некоторые результаты детального изучения сейсмического режима Сталинабадского района за 1955—1959 гг., Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 369—378, 1961.
27. *Byerlee J. D.* Brittle-ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, 4741—4750, 1968.
28. *Byerlee J. D.* Mechanical behaviour of Weber Sandstone. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **52**, 343 (abstract), 1971.
29. *Caloi P.* The results of geodynamic investigations in the Vajont's Gorge. *Ann. Geofis. (Rome)*, **19**, 1—74 (in Italian), 1966.
30. *Caloi P.* How nature reacts on human intervention—responsibilities of those who cause and who interpret such reaction. *Ann. Geofis. (Rome)*, **23**, 283—305, 1970.
31. *Carder D. S.* Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940—1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **35**, 175—192, 1945.
32. *Carder D. S.* Reservoir and local earthquakes. In: *Engineering Geology and Soils Engineering. Proc. 6th Annu. Symp.*, Boise, Idaho, 1968, Dep. of Highways, Boise, Idaho, 1968, pp. 225—241.
33. *Carder D. S.* Reservoir loading and local earthquakes in engineering seismology the works of man. In: *W. M. Adams (Editor), Engineering Geology Case Histories, No. 8.* Geological Society of America, Denver, Colo., 51—61, 1970.
34. *Chandra U.* Table for the angle of incidence at the focus for S waves based on Randall's revised S-tables. *Earthquake Notes*, **41**, 35—43, 1970.
35. *Chatterji G. C.* Mineral and thermal waters of India. *Proc. Int. Geol. Congr. Rep. 23rd Sess.*, Prague, 1968, **19**, 21—43, 1969.
36. *Chaudhury H. M., Srivastava H. N.* The time of occurrence and the magnitude of the largest aftershock over India. *Pure Appl. Geophys.*, **105**, 770—780, 1973.
37. *Chung-kang S., Hou-chun C., Chu-han C., Li-sheng H., Tzu-chiang L., Chen-yung Y., Ta-chun W., Hsueh-hai L.* Earthquakes induced by reservoir impounding and their effect on the Hsinfengkiang Dam. *Sci. Sinica*, **17** (2), 239—272, 1974.
38. Committee of Experts. Report on the Koyna Earthquake of December 11, 1967 — 1 and 2. Gov. of India Press, New Delhi, 1968.
39. *Comninakis P., Drakopoulos J., Moutoulidis G., Parazachos B. C.* Fore-shock sequences of the Kremasta earthquake and their relation to the water loading of the Kremasta artificial lake. *Ann. Geofis. (Rome)*, **21**, 39—71, 1968.
40. *Cornet C., Fairhurst C.* Variation of pore volume in disintegrating rock. *Proc. Symp. on Percolation Through Fissured Rocks.* Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-A1, 1—8, 1972.
41. *Coulomb C. A.* Essai sur une application des règles de maximis et minimis

- à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture. Acad. R. Sci., Paris, Mém. Math. Phys., V 7 (1779), 343—382, 1776.
42. *Das S. R., Ray A. K.* A note on the photogeological study of Koyna region and part of the west coast in Satara, Ratnagiri and Kolaba districts, Maharashtra. Indian Miner., Geol. Surv. of India, **26**, 76—79, 1972.
 43. *De la Cruz R. V., Raleigh C. B.* Absolute stress measurements at the Rangely anticline, northwestern Colorado. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **9**, 625—634, 1972.
 44. *De Sitter L. U.* Structural Geology. Series in the Geological Sciences. McGraw-Hill, New York, N. Y., 1965.
 45. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res., **75**, 2625—2646, 1970.
 46. *Dieterich J. H., Raleigh C. B., Bredehoeft J. D.* Earthquake triggering by fluid injection at Rangely—Colorado. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-B, 1—12, 1972.
 47. *Drakopoulos J.* Seismic activity close to Kremasta—Kastraki Dams, Greece, and related problems. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, pp. 9—10 (summaries).
 48. *Drysdall A. R., Weller R. K.* Karoo sedimentation in northern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **69**, 39—69, 1966.
 49. *Dutta T. K.* A note on the source parameters of the Koynanagar earthquake of December 10, 1967. Bull. Seismol. Soc. Am., **59**, 935—944, 1969.
 50. *Evans M. D.* Man made earthquakes in Denver. Geotimes, **10**, 11—17, 1966.
 51. *Evernden J. F.* Study of regional seismicity and associated problems. Bull. Seismol. Soc. Am., **60**, 393—446, 1970.
 52. *Fairhurst C.* Mechanics of stable and unstable rock fracture, and influence of pore fluid pressure. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, p. 38 (summaries).
 53. *Fairhurst C.* Determination of rock stresses at depth. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973. The Royal Society, London, 1973, p. 70 (summaries).
 54. *Fairhurst C., Roegiers J. C.* Estimation of rock mass permeability by hydraulic fracturing — a suggestion. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, D2, 1—5, 1972.
 55. *Fontserè E.* The earthquakes at Catalanes from 1955 to 1962. Reas Acad. Ci. Artes Barcelona, Observ., Fabra (in Spanish), 1963.
 56. *Friedman M.* Petrofabric techniques for the determination of principal stress in the earth's crust. In: W. R. Judd (Editor), State of Stress in the Earth's Crust. American Elsevier, New York, N. Y., 1964, pp. 451—552.
 57. *Galanopoulos A. G.* Evidence for the seat of the strain producing forces. Ann. Geofis. (Rome), **18**, 399—409, 1965.
 58. *Galanopoulos A. G.* The large conjugate fault system and the associated earthquake activity in Greece. Ann. Geol. Pays Helleniques (Athens), **18**, 119—134, 1967.
 59. *Galanopoulos A. G.* The influence of the fluctuation of Marathon Lake elevation of local earthquake activity in the Attica Basin area. Ann. Geol. Pays Helleniques (Athens), **18**, 281—306, 1967.
 60. Geological Survey of India. A Geological Report on the Koyna Earthquake of 11th December 1967. Calcutta, 1968.
 61. *Gibbs J. F., Healy J. H., Raleigh C. B., Coakley J.* Seismicity in the Rangely, Colorado, area: 1962—1970. Bull. Seismol. Soc. Am., **63**, 1557—1570, 1973.

62. *Goguel J.* Implications tectoniques des séismes provoqués par le remplissage de réservoirs. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, pp. 62—63 (summaries).
63. *Goodman R. E.* Pore pressure in intact and jointed rocks induced by deformation. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973. The Royal Society, London, 1973, p. 41 (summaries).
64. *Горбунова И. В., Кондорская Н. В., Ландырева Н. С.* On the determination of the extent of an Indian shock origin by kinematic data. *Geophys. J.*, **20**, 457—471, 1970.
65. *Горшков Г. П.* О сейсмичности Африки. Бюл. Совета по сейсмологии, М., 1963.
66. *Gough D. I.* Incremental stress under a two-dimensional artificial lake. *Can. J. Earth Sci.*, **6**, 1067—1075, 1969.
67. *Gough D. I., Gough W. I.* Stress and deflection in the lithosphere near Lake Kariba, 1. *Geophys. J.*, **21**, 65—78, 1970.
68. *Gough D. I., Gough W. I.* Load-induced earthquakes at Lake Kariba, 2. *Geophys. J.*, **21**, 79—101, 1970.
69. *Gough D. I., Gough W. I.* Stress under Cabora Bassa. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, p. 60 (summaries).
70. *Gourinard Y.* La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie, 1. Le Barrage de l'Oued Fodda. 19th Congr. Geol. Int., C. R., **1**, 155—181, 1952.
71. *Green R. W. E.* Seismic activity observed at the Hendrik Verwoerd Dam. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. Communicated to *J. Eng. Geol.*, 1974.
72. *Губин И. Е.* Землетрясение Койна 10 декабря 1967 г., Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 6, 3—15, 1970.
73. *Guha S. K., Gosavi P. D., Varma M. M., Agarwal S. P., Padale J. G., Marwadi S. C.* Recent seismic disturbances in the Koyna Hydroelectric Project, Maharashtra, India, 1. Rep. C. W. P. R. S., 1968.
74. *Guha S. K., Gosavi P. D., Varma M. M., Agarwal S. P., Padale J. G., Marwadi S. C.* Recent seismic disturbances in the Shivajisagar Lake area of the Koyna Hydroelectric Project. Maharashtra, India, 2. Rep. C. W. P. R. S., 1970.
75. *Guha S. K., Gosavi P. D., Agarwal B. N. P., Padale J. G., Marwadi S. C.* Case histories of some artificial crustal disturbances. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. See also *Eng. Geol.*, **8**, 59—77, 1974.
76. *Gupta H. K., Rastogi B. K.* Will another damaging earthquake occur in Koyna? *Nature*, **248**, 215—216, 1974.
77. *Gupta H. K., Rastogi B. K.* Investigations of the behaviour of reservoir associated earthquakes. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. See also *Eng. Geol.*, **8**, 29—38, 1974.
78. *Gupta H. K., Narain H., Rastogi B. K., Mohan I.* A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 1149—1162, 1969.
79. *Gupta H. K., Mohan I., Narain H.* The Godavari Valley earthquake sequence of April 1969. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **60**, 601—615, 1970.
80. *Gupta H. K., Rastogi B. K., Narain H.* The Koyna earthquake of December 10: a multiple seismic event. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 167—176, 1971.
81. *Gupta H. K., Rastogi B. K., Narain H.* Common features of the reservoir associated seismic activities. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 481—492, 1972.

82. *Gupta H. K., Rastogi B. K., Narain H.* Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba, Kremasta and Koyna artificial lakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 493—507, 1972.
83. *Gupta H. K., Mohan I., Narain H.* The Broach earthquake of March 23, 1970. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 47—61, 1972.
84. *Gupta H. K., Rastogi B. K., Narain H.* A study of earthquakes in the Koyna region and common features of the reservoir-associated seismicity. In: *W. C. Ackermann, G. F. White and E. B. Worthington (Editors), Geophysical Monograph Series No. 17.* American Geophysical Union, Washington, D. C., 1973, pp. 455—467.
85. *Gupta M. L., Sukhija B. S.* Preliminary studies of some geothermal areas in India. *Geothermics*, **3**, 105—112, 1974.
86. *Gutenberg B., Richter C. F.* Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 2nd ed., 1954. (Имеется перевод 1-го изд.: Б. Гутенберг, К. Ф. Рихтер, Сейсмичность Земли, М., ИЛ, 1948.)
87. *Gutenberg B., Richter C. F.* Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis. (Rome)*, **9**, 1—15, 1956.
88. *Hadsell F. A.* History of earthquake activity in Colorado. *Q. Colo. Sch. Mines*, **63**, 57—72, 1968.
89. *Hagiwara T., Ohtake M.* Seismic activity associated with the filling of the reservoir behind the Kurobe Dam, Japan, 1963—1970, *Tectonophysics*, **15**, 241—254, 1972.
90. *Haimson B. C.* Earthquake related stresses at Rangely, Colorado. *Proc. 14th Symp. on Rock Mechanics, State College, Pennsylvania State Univ., Pasadena, Pa.*, 1972.
91. *Haimson B., Fairhurst C.* In-situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturing. In: *Rock Mechanics — Theory and Practice.* American Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Engineers, New York, 1970, pp. 559—584.
92. *Handin J.* Effects of pore pressure on the experimental deformation of sedimentary rocks under high pressure: tests at room temperature on dry samples, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **41**, 1—50, 1958.
93. *Handin J., Nelson R. A.* Why is Lake Powell aseismic? *Int. Collog. on Seismic Effects of Reservoir Impounding*, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, pp. 53—55 (summaries).
94. *Handin J., Raleigh C. B.* Man-made earthquakes and earthquake control. *Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart*, T2D, 1—10, 1972.
95. *Healy J. H., Rubey W. W., Griggs D. T., Raleigh C. B.* The Denver earthquakes. *Science*, **161**, 1301—1310, 1968.
96. *Hitchon B.* The geology of the Kariba area. *North Rhod. Geol. Surv., Rep. No. 3*, 1958.
97. *Hoffmann R. B.* Earthquake predictions from fault movement and strain precursors in California. In: *L. Mansinha, D. E. Smylie and A. E. Beck (Editors), Earthquake Displacement Fields and the Rotation of the Earth*, D. Reidel, Dordrecht, 1969, pp. 234—245.
98. *Honda H.* The mechanism of the earthquake. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5 (Geophysics)*, **9**, 1—46 (supplement), 1957.
99. *Howells D. A.* The time for a significant change of pore pressure. Paper presented at *Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding*, The Royal Society, London, March, 1973. See also *Eng. Geol.*, **8**, 135—138, 1973.
100. *Hubbert M. K., Rubey W. W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, 1. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **70**, 115—166, 1959.
101. *Hubbert M. K., Willis D. G.* Mechanics of hydraulic fracturing. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Eng.*, **210**, 153—166, 1957.
102. *Isacks B., Oliver J.* Seismic waves with frequencies from 1 to 100 cycles

- per second recorded in a deep mine in northern New Jersey. Bull. Seismol. Soc. Am., **54**, 1941—1979, 1964.
103. *Ishimoto M., Iida K.* Observations sur les séismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement. Bull. Earthquake Res. Inst., **17**, 443—478, 1939.
 104. *Jaeger J. C.* Elasticity, Fracture and Flow. Methuen, London, 1956.
 105. *Jai Krishna, Chandra Sekharan A. R., Saini S. S.* Analysis of Koyna accelerograms of December 11, 1967. Bull. Seismol. Soc. Am., **59**, 1719—1731, 1969.
 106. *Jai Krishna, Arya A. S., Kumar K.* Importance of isoforce lines of an earthquake with special reference to Koyna earthquake of December 11, 1967. 4th Symp. on Earthquake Engineering, Roorkee Univ., Roorkee, November, 1970, Sarita Prakashan, Meerut, 1970, pp. 1—13.
 107. *Jones A. E.* Earthquake magnitudes, efficiency of stations and perceptibility of local earthquakes in the Lake Mead area. Bull. Seismol. Soc. Am., **34**, 161—173, 1944.
 108. *Jouanna P.* Laboratory tests on the permeability of mica schist samples under applied stresses. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-F1, 1—11, 1972.
 109. *Kailasam L. N., Murthy B. G. K.* Geophysical investigations in earthquake affected areas of Koyna, Satara District, Maharashtra. Mem. Geol. Surv. India, **100**, 117—122, 1969.
 110. *Kailasam L. N., Pant P. R., Lahiri S. M.* Seismic investigations in the earthquake affected areas of Koyna and neighbourhood, Satara district, Maharashtra. Mem. Geol. Surv. India, **100**, 123—126, 1969.
 111. *Kailasam L. N., Murthy B. G. K., Chayanulu A. Y. S. R.,* Regional gravity studies of the Deccan Trap areas of Peninsular India. Current Science, **41** (11), 403—407, 1972.
 112. *Karnik V.* Seismicity of the European Area. D. Reidel, Dordrecht, 1969.
 113. *Khatti K. N.* The Koyna earthquake — seismic studies. 4th Sump. on Earthquake Engineering, Roorkee Univ., Roorkee, November, 1970, Sarita Prakashan, Meerut, 1970, pp. 369—374.
 114. *King L. C.* Morphology of the Earth. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1962.
 115. *Kirkpatrick I. M., Robertson I. O. M.* A geologic reconnaissance of the Makuti-Kariba road. Rhod. Geol. Surv., Rep., 1968.
 116. *Knill J. L., Jones K. S.* The recording and interpretation of geological conditions in the foundations of the Rosieres, Kariba and Latiyan Dams. Geotechnique, **158**, 94—124, 1965.
 117. *Krishnan M. S.* Geology of India and Burma. Higginbothams, Madras, 1960.
 118. *Krishnan M. S.* Tectonics of India. Bull. Indian Geophys. Union, **3**, 1—36, 1966.
 119. *Krsmanovic D.* Initial and residual shear strength of hard rocks. Geotechnique, **17**, 145—160, 1967.
 120. *Lara J. M., Sanders J. I.* The 1963—64 Lake Mead Survey. Bureau of Reclamation, Denver, Colo., Rep. REC-OCE-70-21, 1970.
 121. *Lee W. H. K., Cox C. S.* Time variation of ocean temperatures and its relation to internal waves and oceanic heat flow measurements. J. Geophys. Res., **71**, 2101—2111, 1966.
 122. *Lee W. H. K., Raleigh C. B.* Fault-plane solution of the Koyna (India) earthquake. Nature, **223**, 172—173, 1969.
 123. *Le Tirant P., Baron G.* Flow in fissured rocks and effective stresses — application to hydrocarbon production and to hydraulic fracturing. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks. Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-K, 1—24, 1972.
 124. *Lombardi J.* Quelques problèmes de mécanique des roches étudiés lors de

- la construction du barrage de Contra (Cezasca). 9th Congr. on Large Dams. Istanbul, 1967, Paper R-15. Commission Internationale des Grands Barrages, Paris, 1967, pp. 235—252.
125. *Lomnitz C.* Earthquake and reservoir impounding: state of the art. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. See also Eng. Geol., 8, 191—198, 1974.
 126. *Longwell C. R.* Geology of the Boulder reservoir floor. Arizona, Nevada. Bull. Geol. Soc. Am., 47, 1393—1476, 1936.
 127. *Longwell C. R.* Reconnaissance geology between Lake Mead and Arvis Dam, Arizona, Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 374-E, 1963.
 128. *Longwell C. R., Pampeyan E. H., Bowyer B., Roberts R. J.* Geology and mineral deposits of Clark country, Nevada. Nevada Bur. Min. Bull., 62, 218, 1965.
 129. *Mane P. M.* Earth tremors in the Koyna Project area. 9th Congr. on Large Dams, Istanbul, 1967. Commission Internationale des Grands Barrages, Paris, 1967, pp. 509—518.
 130. *Mann A. G.* Investigations on jointing associated with the Deka fault, Rhodesia. Unpublished Rep., 1967, pp. 24—28.
 131. *McEvilly T. V., Casaday K. B.* The earthquake sequence of September 1965 near Antioch, California. Bull. Seismol. Soc. Am., 57, 113—124, 1967.
 132. *McEvilly T. V., Bakun W. W. H., Casaday K. B.* The Parkfield, California, earthquakes of 1966. Bull. Seismol. Soc. Am., 57, 1221—1224, 1967.
 133. *McGinnis L. D.* Earthquakes and crustal movements as related to water load in the Mississippi valley region. Ill. State Geol. Surv., Circ. No. 344, 1963.
 134. *Mickey W. V.* Reservoir seismic effects. In: W. C. Ackermann, G. F. White and E. B. Worthington (Editors), Geophysical Monograph Series No. 17. American Geophysical Union, Washington, D. C., 1973, pp. 472—479.
 135. *Mickey W. V.* Seismic effects of reservoir impounding in the United States. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973. The Royal Society, London, 1973, pp. 19—20 (summaries).
 136. *Mindling A.* A summary of data relating to land subsidence in Las Vegas Valley. Desert Res. Inst. Rep., Nevada Univ., Reno, Nev. (unpublished report to the U. S. Atomic Energy Commission), 1971.
 137. *Miyamura S.* Magnitude—frequency relation of earthquakes and its bearing on geotectonics. Proc. Japan Acad., 38, 27—30, 1962.
 138. *Mizoue M.* Variation of earthquake energy release with depth, 1. Bull. Earthquake Res. Inst., 45, 679—709, 1967.
 139. *Mogi K.* On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan. Bull. Earthquake Res. Inst., 40, 107—124, 1962.
 140. *Mogi K.* Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. Bull. Earthquake Res. Inst., 40, 125—173, 1962.
 141. *Mogi K.* The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper). The case of the materials having some heterogeneous structures. Bull. Earthquake Res. Inst., 41, 595—614, 1963.
 142. *Mogi K.* Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). Bull. Earthquake Res. Inst., 41, 615—658, 1963.
 143. *Mogi K.* Earthquakes and fractures. Tectonophysics, 5, 35—55, 1967.
 144. *Mogi K.* Regional variations in magnitude—frequency relation of earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst., 45, 313—325, 1967.

145. Mohr O. C. Ueber die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Korperelementes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. Der Civilingenieur, 5 (28), 113—156, 1882.
146. Morgenstern N. R., Guther H. Seepage into an excavation in a medium possessing stress dependent permeability. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-C1, 1—15, 1972.
147. Muirhead K. J., Cleary J. R., Simpson D. W. Seismic activity associated with the filling of Talbingo Reservoir. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, p. 17 (summaries).
148. Nakano H. Notes on the nature of forces which give rise to earthquake motions. Seismol. Bull., Centre Meteorol. Observ. Japan., 1, 91—120, 1923.
149. Narain H., Gupta H. K. Observations on Koyna earthquake. J. Indian Geophys. Union, 5, 30—34, 1968.
150. Narain H., Gupta H. K. The Koyna earthquake, Nature, 217, 1138—1139, 1968.
151. Narain H., Gupta H. K. How and why of Koyna. Sci. To-day, February: 47—51, 1968.
152. Nason R. D., Tocher D. Measurement of movement on the San Andreas Fault: In: L. Mansinha, D. E. Smylie and A. E. Beck (Editors), Earthquake Displacement Fields and the Rotation of the Earth. D. Reidel, Dordrecht, 1969, pp. 246—254.
153. National Academy of Sciences/National Academy of Engineering, U. S. A., Report Earthquakes Related to Reservoir Filling. Division of Earth Sciences, National Research Council, Washington, D. C., 1972.
154. Noorishad J., Witherspoon P. A., Maini Y. M. T. The influence of fluid injection on the state of stress in the earth's crust. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks. Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-H, 1972, pp. 1—11.
155. Nur A., Booker J. R. Aftershocks caused by pore fluid flow? Science, 175, 885—887.
156. Nuttli O. W. Table of angles of incidence of P-waves at focus, calculated from 1968 P-tables. Earthquake Notes, 40, 21—25, 1969.
157. Pakiser L. C., Eaton J. P., Healy J. H., Raleigh C. B. Earthquake prediction and control. Science, 166, 1467—1474, 1969.
158. Papazachos B. C. Aftershock activity and aftershock risk in the area of Greece. Ann. Geofis. (Rome), 24, 439—456, 1971.
159. Papazachos B. C. The time distribution of the reservoir-associated foreshocks and its importance to the prediction of the principal shock. Bull. Seismol. Soc. Am., 63, 1973—1978, 1973.
160. Papazachos B. C. On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, The Royal Society, London, March, 1973. See also Eng. Geol., 8, 39—48, 1974.
161. Papazachos B., Delibasis N., Liapis N., Moumoulidis G., Purcasu G. Aftershock sequences of some large earthquakes in the region Greece. Ann. Geofis. (Rome), 20, 1—93, 1967.
162. Papazachos B., Comninakis P., Drakopoulos J., Moumoulides G. Fore-shock and Aftershock Sequences of the Cremasta Earthquake and their Relation to the Water Loading of the Cremasta Artificial Lake. Seismological Institute, Natl. Observ. of Athens, Athens, 1968.
163. Raleigh C. B. Underground waste management and environmental implications. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 18, 273—279, 1972.
164. Raleigh C. B., Healy J. H., Bredehoeft H. D. Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. In: H. C. Heard, I. Y. Borg, N. L. Carter and

- C. B. Raleigh (Editors). Geophysical Monograph No. 16, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1972, pp. 275—284.
165. *Raphael J. M.* Crustal disturbance in the Lake Mead area. In: Engineering Monographs, No. 14. U. S. Bureau of Reclamation, Denver, Colo., 1954, p. 14.
166. *Richter C. F.* Elementary Seismology. W. H. Freeman and Co., San Francisco, Calif., and London, 1958. (Имеется перевод: И. Ф. Рихтер, Элементарная сейсмология, М., ИЛ, 1963.)
167. *Ризниченко Ю. В.* On quantitative determination and mapping of seismic activity. Ann. Geofis. (Rome), **12**, 227—237, 1959.
168. *Rodatz W., Wittke W.* Interaction between deformation and percolation in fissured anisotropic rock. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-I, 1—18, 1972.
169. *Rogers A. M., Gallanthine S. K.* Seismic study of earthquakes in the Lake Mead region. Rep., Environmental Research Corporation, U. S. A., Contract No. 14-08-0001-13069, 1974.
170. *Roksandic M. M.* Influence de la charge d'un reservoir sur l'activité sismique. Proc. 2nd Congr. Int. Soc. Rock Mechanics, **3**, 8—12, 1970.
171. *Rothé J. P.* Fill a lake, start an earthquake. New Scientist, **39**, 75—78, 1968.
172. *Rothé J. P.* Earthquake reservoir loadings. 4th World Conf. on Earthquake Engineering, Santiago, 1969, Preprints, A-1, 28—38 and addendum, 1969.
173. *Rothé J. P.* Séismic artificiels (man-made earthquakes). Tectonophysics, **9**, 215—238, 1970.
174. *Rothé J. P.* The seismicity of France from 1961 to 1970. Ann. Inst. Physique du Globe, **9**, 3—134, 1972.
175. *Rothé J. P.* Man-made lakes: their problems and environmental effects — a geophysics report. In: W. C. Ackermann, G. F. White and E. B. Worthington (Editors), Geophysical Monograph No. 17. American Geophysical Union, Washington, D. C., 1973, pp. 441—454.
176. *Rummel F., Gowd T. N.* Effect of interstitial fluid pressure on faulting in Ruhr-Sandstone specimens. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, pp. 39 (summaries).
177. *Sato Y., Skoko D.* Optimum distribution of seismic observation points, 2. Bull. Earthquake Res. Inst., **43**, 451—457, 1965.
178. *Scholz C. H.* The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., **58**, 399—415, 1968.
179. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction: a physical basis. Science, **181**, 803—810, 1973.
180. School of Research and Training in Earthquake Engineering, Behaviour of Structures in the Koyna Earthquake of December 11, 1967. Unpublished report, Univ. of Roorkee, Roorkee, 1968..
181. *Simon R. B.* Seismicity of Colorado: consistency of recent earthquakes with those of historical record. Science, **165**, 897—899, 1969.
182. *Simon R. B.* Seismicity, Geologic Atlas of the Rocky Mountain Region. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, Colo., 1972, pp. 48—51.
183. *Singh D. D., Rastogi B. K., Gupta H. K.* Surface-wave radiation pattern and source parameters of the Koyna earthquake of December 10, 1967. Bull. Seismol. Soc. Am., **65**, 711—731, 1975.
184. *Sleigh R. W., Worrall C. C., Shaw G. H. L.* Crustal deformation resulting from the imposition of a large mass of water. Bull. Geodes., **93**, 245—254, 1969.
185. *Snow D. T.* Hydraulic characteristics of fractured metamorphic rocks of

- Front and Rangely and implications to the Rocky Mountain Arsenal Well. Q. Colo. Sch. Mines, **63**, 167—200, 1968.
186. *Snow D. T.* Fracture deformation and change of permeability and storage upon changes of fluid pressure. Q. Colo. Sch. Mines, **63**, 201—244, 1968.
 187. *Snow D. T.* Geodynamics of seismic reservoirs. Proc. Symp. on Percolation through Fissured Rocks, Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Stuttgart, T2-J, 1—19, 1972.
 188. *Snow D. T.* The geologic, hydrologic and geomorphic setting of earthquakes at Lake Kariba. Paper presented at Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding. The Royal Society, London, March, 1973, 1974.
 189. *Susstrunk A.* Erdstosse im Verzascatal beim Aufstau des Speicherbakens, Vagorno. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges., 89—92, 1968.
 190. *Sykes L. R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. Geophys. Res., **72**, 2131—2153, 1967.
 191. *Sykes L. R.* Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia. J. Geophys. Res., **75**, 5041—5055, 1970.
 192. *Sykes L. R., Fletcher J. P., Sbar M. L.* Contemporary stresses intraplate earthquakes, and seismic risk associated with high-pressure fluid injection wells in New York State. Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding, March, 1973. The Royal Society, London, 1973, p. 46 (summaries).
 193. *Tandon A. N.* Study of the great Assam earthquake of August, 1950, and its aftershocks. Ind. J. Meteorol. Geophys., **5**, 95—137, 1954.
 194. *Tandon A. N., Chaudhury H. M.* Koyna earthquake of December, 1967. India Meteorol. Dep., Sci. Rep. No. 59, 1968.
 195. Terra-Consult, Inc., Engineering Geological Report on General Geology, Engineering Geology and Hydrogeology in the Kremasta Reservoir Area. Hanover, 1965.
 196. *Thirlaway H. I. S.* Earthquake or explosion. New Scientist, **18**, 311—315, 1963.
 197. *Timmel K. E., Simpson D. W.* Seismic events during filling of Talbingo Reservoir. Unpublished Rep., Australian National University, Canberra, A. C. T., 27—33, 1973.
 198. *Timoshenko S., Goodier J. N.* Theory of Elasticity. McGraw-Hill, London and New York, N. Y., 2nd ed., 1951.
 199. *Tomita H., Utsu T.* Magnitude distribution of earthquakes in various regions of the world. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., **19**, 57—64 (in Japanese), 1968.
 200. *Trifunac M. D., Brune J. N.* Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940. Bull. Seismol. Soc. Am., **60**, 137—160, 1970.
 201. *Tsai Y-Ben, Aki K.* The Koyna, India, earthquake of December 10, 1967 (abstract). Trans. Am. Geophys. Union, **52**, 277, 1971.
 202. UNESCO Working Group on Seismic Phenomena Associated with Large Reservoirs; Report of the First Meeting, UNESCO Headquarters, Paris, December, 1970. UNESCO Rep. No. SC/CONF. 200/4, 1970.
 203. UNESCO Working Group on Seismic Phenomena Associated with Large Reservoirs, Report of the Third Meeting, London, March., 1973. UNESCO Rep. No. SC-73/CONF. 625/1, 1973.
 204. *Utsu T.* A statistical study on the occurrence of aftershocks. Geophys. Mag. (Tokyo), **30** (4), 523—605, 1961.
 205. *Utsu T.* A method for determining the value of b in the formula $\log n = a - bM$, showing the magnitude—frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull., Hokkaido Univ., **13**, 99—103.

206. *Utsu T.* A statistical significance test of the difference in b -value between two earthquake groups. *J. Phys. Earth.*, **14**, 37—40, 1966.
207. *Utsu T.* Aftershocks and earthquake statistics, I. Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7 (Geophysics)*, **3**, 129—195, 1969.
208. *Wadia D. N.* The Koyna earthquake — December, 1967. *J. Indian Geophys. Union*, **5**, 6—8, 1968.
209. *Walters R. C. S.* *Dam Geology*. Butterworth, London, 2nd ed., 1971.
210. *Westergaard H. M., Adkins A. W.* Deformation of Earth's Surface due to Weight of Boulder Reservoir. U. S. Bureau of Reclamation, Denver, Colo., Tech. Mem. No. 422, 1934.
211. *Wittke W.* Consideration for mechanical and hydraulic properties of jointed rock masses with numerical computations. *Int. Colloq. on Seismic Effects of Reservoir Impounding*, March, 1973, The Royal Society, London, 1973, p. 50 (summaries).
212. *Wyss M., Brune J. N.* The Alaska earthquake of 28, March 1964: a complex multiple rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57**, 1017—1023, 1967.
213. *Zienkiewicz O. C., Cheung Y. K.* *The Finite-Element Method in Structural and Continuum Mechanics*. McGraw-Hill, New York, N. Y., 1967.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аномалии**
гравитационные 69—72
магнитные 71
- Асейсмичные водохранилища** 232—234
- Афтершоки**
затухание 176
значения *b* 153, 154, 176, 177
отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 155—157, 176, 177
распределение во времени 157, 161, 176
- Бенмор (Новая Зеландия)** 62, 130—133
Бога закон 155
- Вайонт (Италия)** 117—120
- Внутреннего трения угол** 193, 208, 213, 214
- Вогорно (Швейцария)** 127
- Возбужденная сейсмичность** 15, 18, 62, 104, 153, 177
- Геодезические измерения** 231, 232
- Гидравлическая связь** 86, 95, 103, 143, 144, 215
- Гидравлический разрыв** 113, 179, 209, 211, 220, 223, 224, 226
- Годавари (Индия)** 35, 148, 155, 157, 164, 165
- Гран-Валь (Франция)** 121—123
- Гутенберга метод синусов** 29, 30
- Дейл (США)** 112, 113
- Денвер (США)** 108—111, 174, 208
- механизм очага 174, 191, 209
нагнетание воды и повторяемость землетрясений 109—111, 208—210
- Дилатансы** 16, 219
- Землетрясения**
значения *b* см. Параметр *b*
механизм очага 165—176
отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 155—157, 177
повторяемость—магнитуда 145, 149
распределение форшоков—афтершоков 157, 161, 176
рой 155, 162, 191
спусковой механизм 179, 188, 189
- Камафуса (Япония)** 133—134
- Кариба (Замбия)** 81, 169, 189, 213
возрастание напряжений 185—190
геология 81—84
гидрогеология 85
значения *b* 148, 156
изменение порового давления 85, 187
корреляция землетрясений с уровнем водохранилища 88—90, 141
механизм очага 85, 169, 171, 187, 213
напряжения 85, 213, 214
отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 156
распределение форшоков и афтершоков во времени 158, 160, 163
сейсмичность 86—88

- термальные источники 83, 86
- Койна (Индия) 20, 167, 216, 233
- афтершоки 77, 156
- геология 63—69
- гидрогеология 72
- другие землетрясения 21, 74, 80, 143
- землетрясение 10.XII.1967 г. 20, 78, 164, 170
- изменения порового давления 216, 217
- изосейсты 23, 37
- корреляция землетрясений с уровнем водоохранилища 78—80, 141
- механизм очага 67, 167—170, 216
- миграция эпицентров 23
- параметры очага 21, 22, 32
- распределение форшоков и афтершоков во времени 158, 160, 164
- термальные источники 72, 74
- Контра (Швейцария) *см.* Вогорно
- Корреляция между уровнем водоохранилища и землетрясениями 63, 136, 139—142
- Кремаста (Греция) 90, 172, 215
- геология 90—94
- гидрогеология 94—96
- глубина очага 96
- землетрясение 5.II.1966 г. 96, 97
- значения *b* 148, 156
- изменения порового давления 93, 215
- корреляция землетрясений с уровнем водоохранилища 98, 99, 141, 216
- механизм очага 172—174
- отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 156
- распределение во времени афтершоков и форшоков 158, 160, 163
- сейсмичность 93, 96—98, 173
- термальные источники 94—96
- Критическое напряжение (давление) 209, 211, 212
- Кулона закон разрушения 193, 194
- Куробе (Япония) 125—126
- значения *b* 148, 149
- корреляция землетрясений с уровнем водоохранилища 126
- распределение во времени форшоков и афтершоков 159
- сейсмичность 125
- Маггла (Пакистан) 127—130, 233
- геология 128, 130
- значения *b* 156
- зоны сдвига 130
- корреляция землетрясений с уровнем водоохранилища 128
- отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 156
- сейсмичность 62, 127
- Марафон (Греция) 121
- Мгновенное статическое давление (ISIP) 220, 221
- Механических свойств изменение 157, 176—178
- Мид (США) 15, 99, 167, 231
- геодезические наблюдения 103—105, 231
- геология 100—103
- глубина очагов 106—107
- значения *b* 148, 156
- корреляция землетрясений с уровнем водоохранилища 105, 107—108, 139, 140
- механизм очага 167—169
- отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 156
- сейсмичность 100, 104—107
- Микроземлетрясения 137—139, 167
- Модели форшоков—афтершоков 161—165
- Монтэнар (Франция) 120—121
- значения *b* 148
- отношение магнитуд наибольшего афтершока и основного толчка 156
- уровень водоохранилища и выделение сейсмической энергии 120
- Мора диаграмма (круг) 192—194, 197, 205—207
- Мора—Кулона критерий разрушения 197, 210
- Напряженного состояния уравнения 179—184, 192
- Напряжения
- возрастание 181, 182, 185, 189, 190, 192
- касательные *см.* сдвиговые
- натурные измерения 220
- нормальные 16, 181, 182, 192
- сдвиговые 16, 77, 78, 181, 182, 188, 189
- эффективные 16, 86, 191, 198, 201, 203—210, 216, 218, 219, 221—224
- Нурек (СССР) 123—124

- Очаг землетрясения**
механизм 165—176
параметры 227
- Параметр b** 145—157, 176—178
- Пауэлл (США)** 17, 233
- Поровое давление** 187, 188, 191—224
влияние на напряжения 195, 199,
200, 207, 221, 224
роль в образовании надвигов 198,
207
- Прочность «сухого» разлома на сдвиг**
188
- Пьеве-ди-Кадоре (Италия)** 139
- Рейнджли (США)** 111, 175, 211—213
давление на забое 111
землетрясения 112
изменения порового давления 112,
211
механизм очагов 175, 211
- Сдвига зона** 102, 167
- Сервоуправляемые испытания** 217—
219
- Синьфын (Китай)** 134—136
- Талбинго (Австралия)** 61, 113—115
геология 114
корреляция землетрясений с уров-
нем водохранилища 114—115
сейсмичность 113, 114
- Уэд-Фолда (Алжир)** 126—127
- Фильтрационные потоки** 221—224
- Флиш** 91, 92, 94, 95
- Форшоки**
значения b 153, 154, 176
распределение во времени 157,
159, 161
- Форшоков—афтершоков модель** 161—
165
- F -распределение** 154, 155
- Хендрик-Фервурд (ЮАР)** 61, 115—117
- Хубберта — Руби теория** 17, 191, 210,
211, 213
- Эвапориты** 93, 96

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора перевода	5
Предисловие	10
Вступление	12
Глава 1. ВВЕДЕНИЕ	15
Глава 2. ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФ- ФЕКТЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КОЙНА 10 ДЕКАБРЯ 1967 Г.	20
Эпицентр и время в очаге	21
Глубина очага	32
Магнитуда	33
Результаты макросейсмического обследования и анализ данных по сильным движениям	33
Карты изосейт	37
Карта изолиний в единицах ускорения	39
Разрывы и трещины в грунте и обвалы	40
Повреждения инженерных сооружений	43
Здания	43
Мосты и дороги	50
Порты	52
Ущерб, нанесенный плотине Койна и относящимся к ней соору- жениям	52
Глава 3. ГЕОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНОВ ВОДОХРА- НИЛИЩ	61
Плотина Койна, Индия	63
Геология	63
Вулканические породы	66
Складки, разломы и трещины	67
Гравитационные аномалии, сейсмические профили по методу преломленных волн и горячие источники	69
Гидрогеология	72
Сейсмичность	74
Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений	78
Озеро Кариба, Замбия	81
Геология	81
Природа преобладающих напряжений	85
Гидрогеология	85
Сейсмичность	86
Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений	88
Озеро Кремаста, Греция	90
Геология	90

Гидрогеология	94
Сейсмичность	96
Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений	98
Озеро Мид, США	99
Геология	99
Геодезические наблюдения	103
Сейсмичность	104
Уровень водохранилища и повторяемость землетрясений	107
Денвер, США	108
Рейнджли, США	111
Дейл, США	112
Плотина Талбинго, Австралия	113
Плотина Хендрик-Фервурд, Южная Африка	115
Плотина Вайонт, Италия	117
Плотина Монтэнар, Франция	120
Плотина Гран-Валь, Франция	121
Озеро Марафон, Греция	121
Плотина Нурекской ГЭС, СССР	123
Плотина Куробе, Япония	124
Плотина Уэд-Фодда, Алжир	126
Плотина Контра, Швейцария	127
Мангла, Пакистан	127
Озеро Бенмор, Новая Зеландия	130
Плотина Камафуса, Япония	133
Плотина Синьфын, Китай	134
Другие участки	136
Статистический анализ соотношений между уровнями водохранилища и частотой землетрясений	139
Факторы, влияющие на частоту повторения землетрясений	142
Глава 4. ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ВОДОХРАНИЛИЩАМИ	145
Соотношение «повторяемость—магнитуда»	145
Соотношение между магнитудами основного толчка и наибольшего афтершока	155
Распределение во времени форшоков и афтершоков, возбужденных водохранилищами	157
Модели форшоков—афтершоков	161
Механизмы очагов землетрясений	165
Озеро Мид	167
Койна	167
Кариба	169
Кремаста	172
Денвер	174
Рейнджли	175
Выводы об изменениях механических свойств земной коры при наполнении водохранилищ	176
Глава 5. ВОЗРАСТАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ПРОГИБАНИЕ ДНА В РЕЗУЛЬТАТЕ СОЗДАНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ	179
Уравнения напряженного состояния для двумерного случая	179
Уравнения напряженного состояния для трехмерного случая	183
Увеличение напряжений, вызванное нагрузкой от водохранилища Кариба	185
Модели возникновения разрыва	187

Возрастание напряжений в районе других водохранилищ	189
Прогиб дна, вызванный нагрузкой от водохранилища Кариба	189
Данные о прогибах под другими водохранилищами	190
Глава 6. РОЛЬ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ В ВОЗНИКНОВЕНИИ ВОЗБУЖДЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ	191
Уравнения напряженного состояния	192
Влияние порового водонасыщения на распределение напряжений в массивах пород	195
Роль порового давления в образовании надвигов	198
Влияние порового давления на эффективное напряжение в усло- виях различных сред	199
Сбросы	205
Сдвиги	205
Надвиги	207
Изменения эффективного напряжения в период, когда поровое давление изменяется в глубоко залегающих породах основания водохранилищ	207
Изменения порового давления и возникновение землетрясений	208
Денвер	208
Рейнджли	211
Кариба	213
Кремаста	215
Койна	216
Некоторые достижения в изучении порового давления	217
Сервоуправляемые испытания	217
Натурные измерения напряжений	220
Метод совместного анализа напряжений и фильтрационных по- токов	221
Глава 7. НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	225
Исследования участков плотин	225
Инструментальные сейсмические наблюдения на участках плотин Источники ошибок при вычислении параметров очага	226
Число и расположение сейсмических станций	227
Геодезические измерения	228
Асейсмичные водохранилища	231
Литература	232
Предметный указатель	235
	246

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., дом 2, изд-во «Мир».

Х. Гупта, Б. Растоги
ПЛОТИНЫ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Научный редактор В. Пантаева
Мл. научн. редактор Г. Леонтьева
Художник В. Суриков
Художественный редактор Л. Безрученков
Технический редактор Н. Маюхина
Корректор А. Рыбальченко

ИБ № 1520

Сдано в набор 09.01.79. Подписано к печати 20.06.79.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2.
Гарнитура литературная. Печать высокая.
Объем 8 бум. л. Усл.-печ. л. 16. Уч.-изд. л. 15,47.
Изд. № 27/9915. Тираж 2400 экз. Зак. 116.
Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Мир»
129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая
книга» Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

ИМЕЕТСЯ В ПРОДАЖЕ

Ленинградский магазин «Техническая книга» № 5

предлагает вашему вниманию книгу

«АКУСТИКА МОРСКИХ ОСАДКОВ»

под ред. Л. Хэмптона

Пер. с англ., изд. «Мир», 32 л., 1977, 4 р. 40 к.

В книге всесторонне рассмотрена проблема влияния морских осадков на процессы распространения звука в океане, имеющая большое научное и прикладное значение и интересующая широкий круг специалистов — от океанологов, морских геологов и геофизиков до работников морского флота.

Рассмотрены теоретические проблемы распространения звука в смеси твердой и жидкой фаз, связь подводной акустики и морской геофизики, вопросы интерпретации и обработки измерений с учетом рельефа дна. Описываются результаты, полученные в разных районах Мирового океана.

Книга хорошо иллюстрирована и содержит весьма обширный материал. Она будет полезна научным работникам и инженерам, работающим в области акустики океана, гидроакустикам, океанологам, морским геологам, геофизикам, а также студентам и аспирантам всех этих специальностей.

Заказы на эту книгу направляйте по адресу: 191040, Ленинград, Пушкинская ул., 2, магазин № 5 «Техническая книга», отдел «Книга—почтой». Книга будет выслана вам наложенным платежом.

В 1979 ГОДУ В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «МИР»

вышли книги:

Джекобс Дж.

ЗЕМНОЕ ЯДРО

Пер. с англ., 18 л., 3 р.

В небольшой по объему книге известный английский геофизик обобщил основные результаты, касающиеся физических свойств, происхождения и состава земного ядра, а также его роли для планеты в целом и ее эволюции. Рассмотрен вопрос о ядрах других планет.

Книга снабжена богатой библиографией, иллюстрирована многочисленными графиками. Она рассчитана на геофизиков, геологов, геохимиков, лиц, занимающихся космическими исследованиями, а также студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Рикитакэ Т.

ПРЕДСКАЗАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Пер. с англ., 24,5 л., 3 р. 30 к.

В книге известного японского геофизика в интересной и доступной форме рассмотрены различные явления, сопутствующие землетрясениям. Изложены научные программы различных стран, в особенности Японии, основанные на детальном изучении деформаций земной коры, скоростей сейсмических волн и других физических параметров — предвестников землетрясений, на базе которых можно пытаться составить прогноз.

Книга представит большой интерес для геофизиков, геологов — как специалистов, так и студентов, а также для административных работников и для всех интересующихся современной наукой.

*Требу́йте эти книги во всех магазинах,
распространяющих научно-техническую литературу.*

3010

20.00