

К. Моги

Предсказание земле- трясений



Издательство
«Мир»

Предсказание землетрясений

Д. С. А. [illegible]

1911 г.

Предсказание землетрясений

Л. С. [illegible]

EARTHQUAKE
PREDICTION

Kiyoo Mogi

Earthquake Research Institute
University of Tokyo
Tokyo, Japan

1985

ACADEMIC PRESS
(Harcourt Brace Jovanovich, Publishers)

Tokyo Orlando San Diego New York
London Toronto Montreal Sydney

К. Моги

Предсказание землетрясений

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук Б. А. Борисова

под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Л. П. Винника

4967



Москва «Мир»
1988



ББК 26.21
М74
УДК 550.343

Моги К.

М74 Предсказание землетрясений: Пер. с англ. — М.: Мир, 1988. — 382 с., ил.

ISBN 5-03-000633-8

Автор книги — один из ведущих специалистов в области исследования землетрясений. А страна, которую он представляет, — Япония — больше других страдает от землетрясений и имеет большие достижения в изучении этих грозных явлений природы.

В книге обобщен опыт работ по прогнозу землетрясений в нескольких странах, в том числе в СССР, но главенствующая роль здесь принадлежит опыту Японии. Описаны результаты модельных исследований на образцах горных пород, дан подробный и всесторонний анализ конкретных землетрясений и их предвестников.

Для сейсмологов, геофизиков, геологов и горняков, занимающихся проблемами изучения сейсмической и горной опасности. Доступна также для читателей-неспециалистов.

М $\frac{1903020000-337}{041(01)-88}$ 108-88, ч. 1

ББК 26.21

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-000633-8 (русск.)
ISBN 0-12-503901-8 (англ.)

© 1985, by Academic Press Japan, Inc.
© перевод на русский язык, «Мир», 1988

Предисловие редактора перевода

Книга известного японского исследователя землетрясений К. Моги посвящена проблеме, которая в течение последних двух десятилетий стала одной из центральных в геофизике. Этой теме посвящены сотни статей в советской и мировой литературе, ряд книг и монографий. В силу нескольких причин труд К. Моги заметно выделяется в этом море литературы. Прежде всего автор книги — профессионал очень высокой квалификации. Люди, работающие в области прогноза землетрясений, обычно специализируются либо на модельных исследованиях с образцами горных пород, либо на анализе реальных данных о землетрясениях. Автор книги много и плодотворно работал в этих двух направлениях, что придает его труду особую глубину и широту. Книга представляет собой обобщение опыта прогноза землетрясений в нескольких странах, включая СССР, но главенствующее положение в ней занимает опыт Японии, а этот опыт без преувеличения можно назвать богатейшим. Япония — страна, где сейсмические события происходят часто, бывают и землетрясения исключительной силы. Это страна древней культуры, где сохранены сведения о сильных землетрясениях в течение не одной сотни лет, что очень важно для выяснения закономерностей их возникновения. Инструментальные наблюдения за землетрясениями начались в Японии раньше, чем где бы то ни было (около 100 лет тому назад), а в настоящее время система сейсмических и других наблюдений за состоянием земной коры в этой стране — одна из самых совершенных в мире.

Насыщая книгу фактическим материалом о землетрясениях и их предвестниках, автор предлагает целостную концепцию проблемы прогноза. При этом он ведет бескомпромиссную полемику с идеями, противоречащими этой концепции. Научная критика в литературе о прогнозе землетрясений встречается не часто, и одно это могло бы сделать книгу достойной внимания. Концепция К. Моги покоится на трех основополагающих принципах. Во-первых, необходимой предпосылкой появления предвестников является неоднородность земной коры. Во-вторых, землетрясения возникают не где попало, а на сейсмогенных разломах, где они уже неоднократно происходили ранее. В-третьих, каждый такой разлом обладает индивидуальными

особенностями, определяющими специфику происходящих на нем землетрясений и предвещающих их явлений. В дискуссии между оптимистами и пессимистами в отношении возможностей прогноза, с описания которой начинается книга, ее автор стоит на позициях сдержанного оптимизма.

Различные категории читателей могут по-разному воспринять содержание книги. Для квалифицированного читателя интересны и сама концепция, и лежащий в ее основе фактический материал. Третье положение концепции означает, что проблема прогноза не может быть решена, как некогда верилось, в течение нескольких лет. Более того, нет и, вероятно, не может быть общего метода прогноза, пригодного в любых условиях. Успех может прийти как результат длительного и систематического исследования землетрясений и предвещающих их явлений на данном разломе или в данном районе. Иначе прогностический характер тех или иных явлений будет устанавливаться задним числом, после землетрясения, как это обычно и происходит в настоящее время. Интересен подход автора к долгосрочному прогнозированию сильных землетрясений. При решении этого вопроса особое значение имеют материалы повторных геодезических съемок, данные тектоники плит, пространственно-временные характеристики слабой сейсмичности. Анализ этой информации иногда позволяет построить качественную модель геодинамического процесса, а построение модели означает возможность ее постепенного уточнения и предсказания будущего поведения. Такой подход к долгосрочному прогнозу — не единственно возможный, но, несомненно, самый перспективный с точки зрения методологии науки.

Для читателя, начинающего работу в области сейсмологии, важно уловить дух книги, пронизанной бесконечным уважением к фактическим данным. При построении книги каждый факт есть своего рода кирпичик, который прежде, чем быть поставленным на место, тщательно исследуется на качество и прочность. Как известно, достоверность тех или иных утверждений в естественных науках устанавливается воспроизведением соответствующих явлений другими исследователями в сходных условиях; однако в геофизике такой способ проверки не всегда возможен из-за трудностей контроля за сходством условий. При этом огромное значение приобретает качество документации первичных данных. В разд. 15.2 можно прочесть наполненные драматизмом воспоминания военного топографа Косиямы об аномальных наклонах земной поверхности в эпицентральной области землетрясения Тонанкай 1944 г. незадолго до землетрясения. К. Моги подтверждает эти воспоминания скрупулезным анализом записей в журнале нивелирной съемки тех лет. Этот анализ завершается примечательным выводом: «...никто не ожидал, что результаты измерений, которые на

первый взгляд кажутся совершенно неинтересными, приобретут такое жизненно важное значение 40 лет спустя».

Книга написана языком, доступным для широкого читателя; специальных терминов в ней мало, а их смысл легко угадывается. Наши средства массовой информации и некоторые научно-популярные журналы, случается, приукрашивают положение в области прогноза землетрясений. Напротив, книга К. Моги дает правдивое освещение этой трудной и пока еще далекой от полного решения проблемы. Одновременно читатель получает из первых рук представление об одном из грозных явлений природы и науке о землетрясениях — сейсмологии. Знакомство с этой наукой можно расширить с помощью книги Б. Болта «В глубинах Земли. О чем рассказывают землетрясения», вышедшей в издательстве «Мир» в 1984 г.

Л. П. Винник

Предисловие автора к русскому изданию

Мне чрезвычайно приятно, что эта книга переведена на русский язык и опубликована в СССР. Я очень рад, что с моей книгой познакомятся в СССР сейсмологи и студенты.

Предсказание землетрясений — задача не из легких. Однако она очень интересна как комплексная проблема естествознания, и ею следует заниматься, чтобы свести к минимуму ущерб от землетрясений. В настоящее время работы по этой проблеме неуклонно развиваются. В своей книге я осветил текущее состояние дел в вопросе прогноза землетрясений на многих конкретных примерах. При этом я пытался не только показать результаты наблюдений, но и рассмотреть их с физической точки зрения.

Оригинал предлагаемой работы был основан на переводе книги, опубликованной на японском языке. Таким образом, большая часть использованных и анализируемых здесь материалов — это материалы по Японии. И некоторые из них написаны по-японски, так что им трудно было попасть в поле зрения иностранных исследователей. В этом смысле данная книга будет, как я полагаю, весьма полезна тем специалистам, которые интересуются прогнозом землетрясений в Японии. Для английского издания я добавил главу по самым новым аспектам проблемы и осветил наиболее значительные результаты работ, проведенных и в других странах.

Я искренне хочу, чтобы эта книга оказалась в чем-то полезной моим уважаемым коллегам в СССР, достигшим выдающихся результатов в области исследований по прогнозу землетрясений.

Осень 1987 г.

Киёо Моги

Предисловие

Предсказание будущих событий — в большинстве случаев сложное, но очень интересное дело. Крупные землетрясения возникают неожиданно и иногда причиняют огромный ущерб. Прогноз землетрясений — это не только чрезвычайно увлекательный предмет в сейсмологии, но и конечная ее цель. Большой прогресс, достигнутый в исследованиях по предсказанию землетрясений за последние годы, привел к заметному повышению общественных требований к прогнозу. Однако одновременно появились и сомнения, касающиеся различных фундаментальных вопросов прогноза землетрясений. Возможен ли в действительности прогноз землетрясений — явлений, при которых рвется земная кора? Или это крайне трудно в принципе? Какие основания для прогноза надо рассматривать прежде всего? Эти вопросы, требующие прямого ответа, были поставлены людьми, непосредственно занимавшимися вопросами прогноза землетрясений, и они высказали сомнения относительно самой сущности «прогноза». На самом деле такие вопросы возникали постоянно и неоднократно ставились исследователями. Я стремился в своей книге не только ввести читателя в современное состояние проблемы прогноза землетрясений, но и ответить на эти фундаментальные вопросы как можно яснее.

Эта книга основана на английском переводе японского издания, озаглавленного «Нихон но дзисин ёти» («Предсказание землетрясений. Обзор японской программы»). Соответственно этому большинство использованных в ней сведений взято из материалов по Японии. Тем не менее я считаю, что результаты проведенных работ имеют универсальное значение. В 1962 г. исследовательская группа по прогнозу землетрясений (под руководством Т. Цубои, К. Вадати и Т. Хагивары) выпустила отчет под названием «Прогноз землетрясений: достигнутый прогресс и планы дальнейшего развития», и с тех пор японская программа работ по прогнозу землетрясений (первая 5-летняя программа введена в действие в 1965 г.) выполняется более или менее в соответствии с основными положениями этого доклада. Базируясь на собственном опыте участника работ по этой программе, я попытался в этой книге представить современное состояние дел в области прогноза землетрясений и из-

ложить свои собственные идеи о том, как такой прогноз должен осуществляться. В английском издании я направил особые усилия на то, чтобы представить и те важнейшие результаты, которые были получены в других странах, хотя основной упор по-прежнему делается на прогноз землетрясений в Японии. Со времени опубликования японского издания в Японии произошло одно сильное землетрясение и были проведены новые исследования, так что я включил в книгу и их результаты.

Книга состоит из четырех частей. В ч. I излагаются различные взгляды на прогноз землетрясений, выдвигавшиеся в прошлом, и рассматривается вопрос о том, возможен ли прогноз землетрясений в принципе. В общих чертах выражается отношение автора к практическим проблемам, которые будут рассмотрены начиная с ч. II.

Часть II дает общее представление о текущем состоянии исследований по прогнозу землетрясений. Описание иллюстрируется главным образом примерами из Японии. В мире ведутся многочисленные наблюдения и съемки с целью слежения за движениями коры, сейсмичностью, геомагнетизмом, грунтовыми водами, геохимическими изменениями, состоянием активных разломов и т. д. При этом имеется в виду использовать получаемые сведения для целей прогноза землетрясений. Проводится также моделирование в лаборатории. Один исследователь не в состоянии охватить все аспекты каждого из этих направлений, но я все же рассмотрел основные вопросы, используя примеры со всего мира и добавляя свои замечания.

Часть III включает вопросы прогноза, связанные с наиболее крупными землетрясениями, происшедшими в Японии в последние годы. Особенно подробно рассмотрены землетрясения, происходившие на полуострове Идзу (остров Хонсю) и вокруг него начиная с 1974 г., и землетрясение в Японском море 1983 г.

В ч. IV анализируются различные виды стратегии осуществления прогноза землетрясений. Вначале рассматривается проблема прогноза в области Токай (в средней части острова Хонсю), где имеется угроза сильного землетрясения, и в районе Токио, где важность прогноза особенно очевидна, но при этом существуют многочисленные проблемы. В конце ч. IV говорится о перспективах предсказания землетрясений на основе того, что до этого сказано в книге.

Прогноз землетрясений выходит за рамки интересов специалистов в этой области естествознания и привлекает широкое внимание общественности. В частности, большое внимание привлекает практический успех в прогнозе сильного землетрясения в Китае, а в Японии был разработан Закон о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений, принятый в 1978 г., так что первые определенные шаги к практическому применению прогноза землетрясений уже сделаны. В надежде, что из этой

книги и неспециалисты смогут максимально правильно понять действительное положение вещей в области прогноза землетрясений, я старался не только дать здесь самые последние сведения, но и изложить их как можно проще. Мое искреннее желание — чтобы эта книга оказалась в какой-то мере полезной для читателей-неспециалистов, интересующихся прогнозом землетрясений.

В заключение я хотел бы выразить сердечную благодарность всем моим коллегам за сотрудничество при подготовке этой книги. Г-жа Джуди Вакабаяси оказала мне большую помощь при переводе японского издания на английский язык. Без ее содействия эта книга вряд ли увидела бы свет. Я хочу выразить ей глубокую признательность за ее труд.

Топографические карты морского дна для областей, окружающих Японские острова, во всех главах книги взяты из материалов Агентства по обеспечению безопасности на море (MSA) Японии.

Часть I

Физические основы прогноза землетрясений

Глава 1. Пессимизм и оптимизм в отношении к прогнозу землетрясений

Среди специалистов существуют разные мнения о возможности прогноза землетрясений, и эти мнения меняются со временем. Иногда преобладает крайний пессимизм, иногда — крайний оптимизм. В этой главе излагаются теоретические соображения, служащие основанием для пессимизма или оптимизма.

Вначале рассмотрим ситуацию с точки зрения физики разрушения, согласно которой предсказать землетрясение очень трудно. Если исходить из представления о землетрясении как о проявлении внезапного, или хрупкого, разрушения, то оказывается, что возникновение трещины — по существу случайное явление. Отсюда следует, что предсказать землетрясение с необходимой точностью исключительно сложно. Конечно, появление трещины всегда связано с некоторыми неопределенными факторами, но вопрос состоит в том, является ли эта неопределенность роковой для практического осуществления прогноза землетрясений или же она укладывается в допустимые пределы реальной практики. В качестве примера того, что именно вследствие такой неопределенности трудно предсказать время землетрясения, сошлемся на исследование, опубликованное одним японским специалистом по физике разрушения в журнале, посвященном вопросам предотвращения стихийных бедствий [3], и процитируем отрывок из него. Вначале в статье рассматривается образование трещин в стекле как типичный пример хрупкого разрушения и анализируется поведение этого материала. Эксперименты показывают, что прочность различных образцов, взятых из одного и того же материала, варьирует в пределах 15—30%. Заметив, что вариации в несколько процентов характерны даже для таких материалов, как металлы и высшие полимеры, в которых происходит не только хрупкая, но и пластическая деформация, автор излагает проблему прогноза землетрясений следующим образом:

«Если напряжение или деформация возрастает пропорционально времени, то, естественно, наступает момент, когда материал разрушается. Время, которое проходит до этого момента, варьирует, но известно, что эти вариации больше, чем вариации предела прочности, и диапазон флуктуаций в случае стекла достигает 100—200%. Это имеет прямое отношение к проблеме прогноза землетрясений, поскольку деформация в земной коре накапливается, постепенно приводя к локальному развитию трещин и затем к землетрясению.

Несмотря на то что размах вариаций достигает десятков и сотен лет, людям нужно знать точно день и час, когда произойдет землетрясение. Разница здесь слишком велика. *Достичь такой степени точности просто путем наблюдения макроскопической деформации и других явлений, вероятно, безнадежно трудная задача* (курсив автора).

Даже у материалов, макроскопически совершенно идентичных, имеются очень большие различия в значениях предела прочности и времени, проходящего до момента разрушения. Поэтому ясно, что практический прогноз землетрясений с необходимой точностью невозможен на основе одних только соображений о прочности или предельной деформации. Вызывает, однако, сомнение вывод автора о том, что поэтому «безнадежно трудно» предсказывать землетрясения просто по наблюдениям макроскопической деформации. Этот аргумент справедлив в отношении рассмотренного автором примера разрушения в однородном хрупком материале, таком, как стекло. Соответственно если бы земная кора была сложена таким однородным хрупким материалом, то, конечно, предсказывать возникновение разрывов (т. е. землетрясений) было бы невозможно. Однако земная кора — отнюдь не однородный материал; она имеет гетерогенную структуру с множеством разного рода ослабленных мест, примером которых служит сложная сеть разломов. Процесс разрушения в различных материалах протекает по-разному, так как одни из них структурно однородны, а другие — нет. В однородном материале трещины возникают внезапно, «без предупреждения», а в неоднородном материале перед образованием крупной трещины отмечаются различные предваряющие этот процесс явления. С начала 1960-х годов у меня сложилось мнение, что знание того, как возникают трещины в материалах с неоднородной структурой (например, в горных породах и бетоне), имеет важное значение для понимания процесса возникновения землетрясений. С помощью измерений и непрерывного наблюдения таких явлений-предвестников, как упругие толчки (акустическая эмиссия, или АЭ) при образовании микротрещин, и анализируя кривую деформации, когда напряжение приложено к неоднородным материалам, я смог установить, что во многих случаях возможно предсказать появление крупного разрыва. Более детально этот вопрос рассмотрен в гл. 3. Таким образом, утверждение, что прогноз землетрясений «едва ли возможен», далеко от истины даже с точки зрения физики разрушения.

Как уже отмечалось, мы не пытаемся предсказывать землетрясения с практической точностью, оценивая прочность горных пород и предельную деформацию, но пробуем предсказать время землетрясения, наблюдая различные явления, непосредственно предшествующие подземному толчку. Следовательно, возможность наблюдения таких явлений определяет возможность предсказания землетрясений. В прошлом многие явления объявля-

лись предвестниками землетрясений, и соответственно отношение к прогнозу временами колебалось от крайнего оптимизма к крайнему пессимизму. Наиболее драматичный пример — изменения скоростей сейсмических волн.

В 1971 г. в Москве проводилась генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза (МГГС), на которой присутствовали многие исследователи землетрясений со всего мира. Среди экскурсий, проводившихся после завершения ассамблеи, была поездка в Гармский район Таджикской ССР. В Советском Союзе исследования по прогнозу землетрясений усилились с начала 1960-х годов. В частности, в Гармском районе была создана большая обсерватория Академии наук СССР, где систематически проводились различные виды наблюдений. Гармский район располагается между хребтами Тянь-Шань на севере и Памирским высокогорным плато на юге. Землетрясения происходят на этой территории часто. Одним из результатов выполненных здесь наблюдений был вывод о том, что перед сильными или умеренными землетрясениями скорость сейсмических волн, проходящих через очаговую область готовящегося землетрясения, заметно меняется. Согласно поступавшим сообщениям (например, [9]), отношение скорости продольных волн V_P к скорости поперечных волн V_S уменьшается на 10—15% от его нормального значения, равно 1,75, а сильное землетрясение происходит, когда это отношение возвращается к своему нормальному значению. Кроме того, утверждалось, что существует четкая связь между продолжительностью этого предшествующего землетрясению явления (от момента, когда отношение V_P/V_S начнет уменьшаться, до возвращения его к нормальной величине и возникновения сильного толчка) и величиной (магнитудой) землетрясения. Если бы это было так, то район с аномальным отношением V_P/V_S указывал бы на место землетрясения, продолжительность аномалии — на его магнитуду, а время толчка можно было бы предсказать исходя из того, что землетрясение происходит тогда, когда аномальное значение V_P/V_S постепенно возвращается к своей нормальной величине. Таким образом, прогноз землетрясений стал бы осуществим. Упомянутая статья была написана в 1960-х годах, но изменение скорости казалось слишком большим по тем меркам, которые тогда считались совместимыми со здравым смыслом, а у западных исследователей не было практически никакой возможности непосредственно наблюдать действительное состояние исследований в СССР. Поэтому они встретили эту статью с недоверием и не придали ей особого значения. В полевой экскурсии в Гарм в 1971 г. приняли участие многие известные специалисты по землетрясениям из США, Японии и других стран, и эта поездка, по-видимому, произвела на них глубокое впечатление.

После посещения Гарма Сайкс и его коллеги из Геологической обсерватории Ламонт — Доэрти тотчас же занялись измерениями значений V_P/V_S для землетрясений, происходивших в окрестностях Блу-Маунтин-Лейк в шт. Нью-Йорк, и сообщили о предшествующих землетрясениям изменениях, практически идентичных результатам, полученным в Гарме [1]. Нур из Масачусетского геологического института, специализировавшийся по механике горных пород, высказал предположение, согласно которому эти поразительные изменения скорости могут объясняться тем, что под действием напряжений в породах открываются мелкие трещины и в них затекает вода [6]. Так было положено начало «дилатантно-диффузионной модели», которая затем на какое-то время привлекла внимание специалистов, поскольку объясняла, почему изменяется отношение V_P/V_S . (В начале 1960-х годов Мацусима [4], Моги [5], а также Брейс и др. [2] уже указывали на важность возрастания числа микротрещин перед образованием крупного разрыва. Дилатансия — это увеличение объема, связанное с ростом числа микротрещин.)

В 1973 г. Шольц и др. опубликовали статью под названием: «Прогноз землетрясений: физические основы» [8]. Наряду с более подробным анализом того, каким образом изменение величины V_P/V_S перед землетрясением можно удовлетворительно объяснить раскрытием микротрещин и притоком подземных вод в эти трещины (как предлагал Нур), они доказывали, что такая модель способна также дать внутренне согласованное объяснение различных важных явлений, о которых сообщалось в прошлом как о предвестниках землетрясений. К ним относятся, например, аномальные изменения в земной коре при землетрясении Ниигата, изменения уровня сейсмической активности перед сильными толчками, изменения электрического сопротивления горных пород в районе Гарма и изменения концентрации радона в подземных водах перед Ташкентским землетрясением. В своей статье Шольц и др. утверждали, что существует явная связь между длительностью изменений различных характеристик и магнитудой готовящегося землетрясения и что это можно объяснить, учитывая скорость диффузии подземных вод. Конечно, данные советских исследователей об изменениях отношения V_P/V_S сыграли здесь важную роль. В Японии статья Шольца с сотрудниками была подхвачена прессой и получила известность как новая теория прогноза землетрясений. Она привлекла внимание исследователей, и многие даже были склонны верить, что на основе этой теории можно предсказывать землетрясения. Это не был случай, когда предсказанное подтверждается действительными наблюдениями; скорее это была модель, предназначенная для ориентировочного объяснения различных наблюдавшихся фактов (позже мы рассмотрим, в чем именно

состоит проблема), так что считать ее теорией было бы неправильно.

Однако под воздействием этой статьи в Японии также появился ряд сообщений об изменениях V_P/V_S перед землетрясениями; согласно статье Отаке и Кацуматы [7], за 3—4 года было опубликовано несколько десятков статей по этому поводу. Как раз в то время произошло событие эпохального значения — успешный прогноз Хайчэнского землетрясения с магнитудой $M=7,3$ по Рихтеру в китайской провинции Ляонин. В этом прогнозе решающую роль сыграло появление форшоков, но вследствие благоприятной атмосферы появление «новой теории» привело к совершенно безудержному оптимизму по отношению к возможности прогноза землетрясений. Однако когда скорость сейсмических волн, возбужденных взрывами, стали измерять многократно и с большой точностью, постепенно выяснилось, что больших изменений скорости, о которых сообщалось по наблюдениям естественных землетрясений, не происходит. В последнее время никто, за исключением немногих исследовательских групп, не наблюдал существенного изменения скорости перед землетрясениями. Результат, который считается решающим для этой проблемы, был получен в Японии для землетрясения 1978 г. Идзу — Осима-кинкай ($M=7,0$), и мы рассмотрим его в ч. III. В ч. II мы увидим, какие вопросы возникли в связи с «аномальным поднятием предвестникового типа» перед землетрясением Ниигата и уменьшением электрического сопротивления горных пород, наблюдавшимся в районе Гарма. Данные явления также важны для обоснования модели. Таким образом, поскольку имелись серьезные сомнения в отношении «наблюдавшихся фактов», на которых основана дилатантная модель, а характер следовавших за такими наблюдениями землетрясений не всегда соответствовал предсказанному этой моделью (например, в случае землетрясений на полуострове Идзу), возникла необходимость заново пересмотреть модель. И временно возобладавший крайний оптимизм в вопросе прогноза землетрясений постепенно угас.

Весьма пессимистичное отношение появилось в последние годы в США. Одной из причин этого явилось то, что перед землетрясением с магнитудой 5,9, происшедшим в районе Койоте-Лейк в центральной Калифорнии 6 августа 1979 г., не было отмечено почти никаких предвестников. Центральная Калифорния, где главную роль в тектонике играет система разломов Сан-Андреас, — один из тех районов, в которых Геологическая служба США ведет усиленные наблюдения по прогнозу землетрясений с использованием густой сети сейсмометров, наклономеров и других приборов. Тем не менее измерения крипа в точке разлома рядом с очаговой областью до землетрясения не показывали никаких закономерных измерений, и не было отмечено

абсолютно никаких краткосрочных предвестников. Это укрепило пессимистическое мнение, что прогнозировать землетрясение путем наблюдения предвестников крайне трудно. Конечно, поскольку в этом случае не наблюдалось никаких предвестников, избежать пессимизма в отношении прогноза было невозможно. Однако проблема заключается в преувеличении пессимизма до того, чтобы считать предсказание землетрясений вообще невозможным. Ведь известно же несколько случаев, когда различные явления определенно предвещали подземные толчки; они наблюдались в Японии и в Китае. Дело в том, что в одних случаях очевидные предвестники наблюдать удается, а в других это сделать трудно. Если предвестники наблюдаются и эффективно используются, возможность прогноза землетрясений действительно существует. Следовательно, если мы поймем, что характер предвестников различается от случая к случаю, и узнаем причины этого, мы определенно придем к выводу, что не следует склоняться к крайнему пессимизму или оптимизму. К этому вопросу мы вернемся в следующих главах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aggarwal Y. P., Sykes L. R., Simpson D. W., Richards P. G. Spatial and temporal variations in t_s/t_p and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: application to earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **80**, 718—732, 1973.
2. Brace W. F., Paulding B. W., Jr., Scholz C. H. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, **71**, 3939—3953, 1966.
3. Hyodo S. Physics of fracture. *Yobō-Jihō*, **109**, 42—47 [in Japanese], 1977.
4. Matsushima S. Variation of the elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. *Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **32**, 2—8, 1960.
5. Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **40**, 125—173, 1962.
6. Nur A. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of t_s/t_p travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 1217—1222, 1972.
7. Ohtake M., Katsumata M. Detection of premonitory changes in seismic wave velocity. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 106—115 [in Japanese], 1977.
8. Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P. Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**, 803—809, 1973.
9. Семенов А. Н. Изменение отношения времени пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями. — *Изв. АН СССР, Физика Земли*, 1969, № 4, 72—77.

Глава 2. Физические процессы, ведущие к землетрясениям

Чтобы определить, возможен ли прогноз землетрясений и какие методы для этого нужны, прежде всего необходимо понять механизм возникновения землетрясения и приводящие к нему процессы.

Давно уже ведутся дискуссии о том, почему происходят землетрясения, и в последние годы было в основном достигнуто согласие в отношении их общей причины. Землетрясения — это явления, при которых земная кора и верхняя мантия постепенно подвергаются воздействию обширного поля сил. В ослабленных участках коры внезапно образуются трещины, при этом единым импульсом высвобождаются напряжения и деформации и возбуждаются сейсмические волны. В таком случае подвижки по обе стороны плоскости разрыва происходят в противоположных друг другу направлениях. Землетрясения возникают на большой глубине под земной поверхностью, где давление очень велико и сдвиговые деформации происходят сравнительно легко, так как они не требуют изменения объема. Как теоретически, так и экспериментально было показано, что возникающие при этом разрывы относятся к сдвиговому типу, а изучение деформаций коры и сейсмических волн от реальных землетрясений подтвердило данный вывод. Во многих случаях это было очень хорошо видно на поверхностных участках разрывов, образовавшихся во время сильных неглубоких землетрясений.

Долгое время не было ясности в отношении сил, действующих на земную кору, но тектоника плит дала этому четкое объяснение. Согласно этой теории, вещество мантии поднимается по узким каналам из подземных глубин в районах хребтов, протягивающихся через восточную часть Тихого океана, вдоль оси Атлантического океана и в других океанах. При этом океаническое дно движется так, как если бы плиты по обе стороны приоткрывались, а сами эти плиты многократно сталкиваются с континентальными плитами и временами пододвигаются под них, т. е. испытывают субдукцию. Столкновения и субдукция, происходящие при таком движении плит, приводят к появлению в пределах континентальных плит или вблизи границы между континентальными и океаническими плитами участков с весьма высокими уровнями напряжения. Согласно теории тектоники плит, именно это непрекращающееся движение плит порождает силу, вызывающую землетрясения.

На рис. 2.1 показан рельеф морского дна в окрестности Японских островов и очаговые области сильных землетрясений ($M \geq 7,7$), происшедших на этой площади в последние несколько десятилетий. Штриховыми линиями на рисунке соединены же-

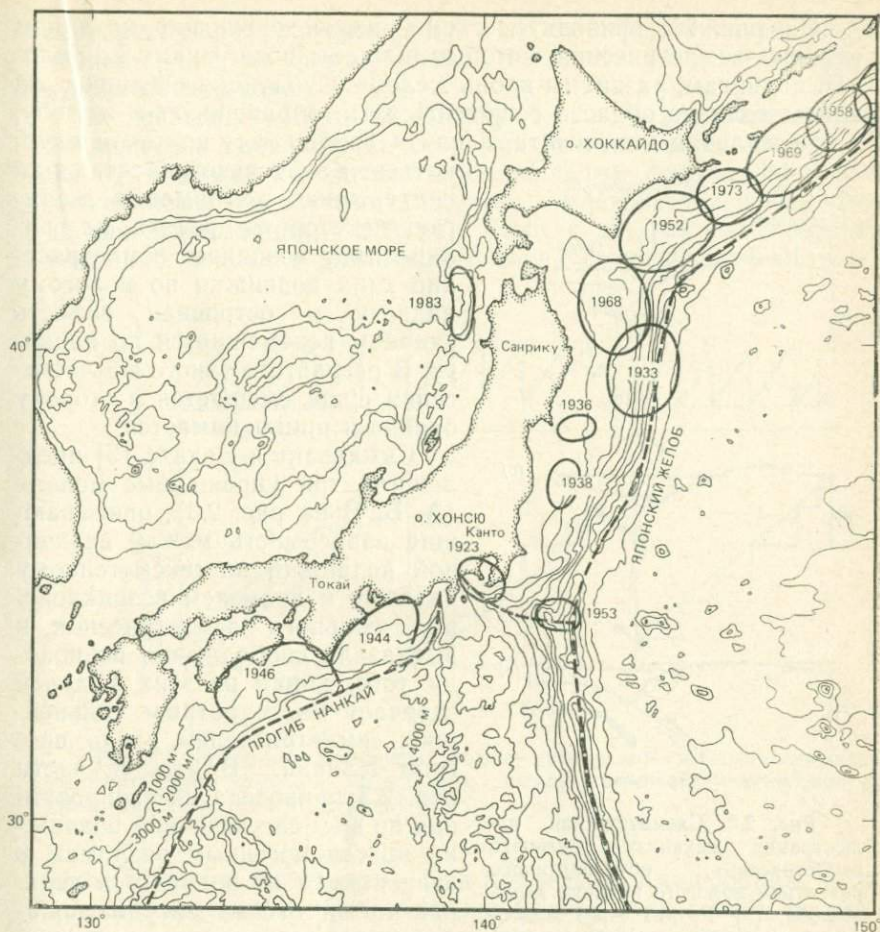


Рис. 2.1. Рельеф морского дна в окрестности Японских о-вов и очаговые области сильных землетрясений ($M \geq 7,7$) с неглубокими очагами, происшедших начиная с 1920 г. (Из работы Моги [4] и по более новым данным.)

лоба и прогибы (более широкие линейно вытянутые депрессии); они же соответствуют границам плит. Тихоокеанская плита и плита Филиппинского моря все время движутся приблизительно на северо-запад, и в районе Японского желоба и прогиба Нанкай соответственно они под острым углом пододвигаются под Евразийскую плиту, на краю которой расположены Японские острова. Большинство сильных землетрясений Японии с неглубокими очагами возникает благодаря подвижкам по пологим надвигам в результате этой субдукции, и все они происходят на островной стороне желоба.

На рис. 2.2 приводятся схемы, иллюстрирующие механизм сильных землетрясений, которые вызваны подвижками по пологим надвигам, развитым вдоль желоба. Субдукция океанической плиты толкает область островной дуги, обращенную к желобу, в направлении континента, а плита продолжает при этом опускаться. Как только нарастающая непрерывная деформация достигает некоторого предела, на границе плит возникает землетрясение типа подвижки по пологому надвигу и островная область скачком перемещается по надвигу. В результате такого землетрясения суша смещается в сторону океана и приподнимается.

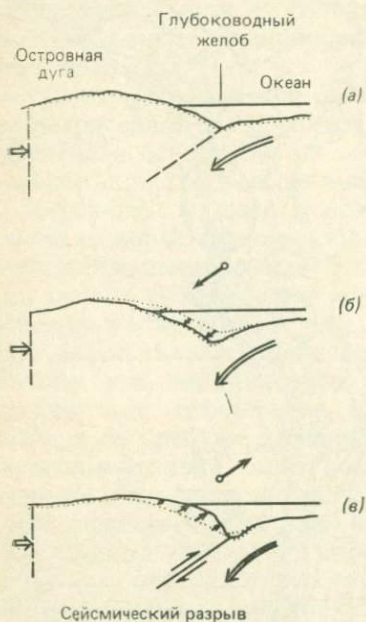


Рис. 2.2. Схематическая иллюстрация механизма сильного землетрясения, обусловленного развитием пологого надвига вдоль желоба. (а) Разрез через желоб; (б) медленное движение на островной стороне желоба перед сильным землетрясением; (в) возникновение сильного землетрясения и сопровождающие его смещения.

Симадзаки и Наката [5] предложили три упрощенные модели (А, Б, В на рис. 2.3), описывающие зависимость между величиной подвижки по сейсмогенному разлому и временем возникновения сильного землетрясения, и высказали соображения по поводу того, какая из этих моделей отвечает многократным сильнейшим землетрясениям вдоль прогиба Нанкай. В нижней части рис. 2.3 приведена интегрированная по времени величина подвижки по сейсмогенным разломам в зависимости от времени; в верхней части того же рисунка показаны изменения уровня напряжений в очаговых областях, соответствующие таким подвижкам.

Модель А построена для случаев полной упорядоченности, когда величина проскальзывания по сейсмогенному разлому и интервал времени между сильными землетрясениями в первом приближении постоянны. В модели Б интервал времени между сильными землетрясениями пропорционален величине подвижки при предыдущем землетрясении, а сильные толчки происходят тогда, когда напряжение достигает некоторого фиксированного предельного значения (модель прогнозируемого времени). В модели В временной интервал между крупными землетрясениями пропорционален величине подвижки при предстоящем землетрясении, а значение напряжения к моменту землетрясения не фиксировано.

Модель А построена для случаев полной упорядоченности, когда величина проскальзывания по сейсмогенному разлому и интервал времени между сильными землетрясениями в первом приближении постоянны. В модели Б интервал времени между сильными землетрясениями пропорционален величине подвижки при предыдущем землетрясении, а сильные толчки происходят тогда, когда напряжение достигает некоторого фиксированного предельного значения (модель прогнозируемого времени). В модели В временной интервал между крупными землетрясениями пропорционален величине подвижки при предстоящем землетрясении, а значение напряжения к моменту землетрясения не фиксировано.

сировано, но, когда произойдет сильное землетрясение, напряжение падает до фиксированной величины (модель прогнозируемого смещения).

В действительности ни интервал между землетрясениями, ни величина смещения не остаются постоянными, так что модель А в общем не соответствует реальным фактам, за исключением немногих случаев, например землетрясения в Паркфилде, шт. Калифорния, США [1]. Бюфе и др. [2] сообщали, что модель Б подходит для землетрясений с магнитудой $M=3\div 4$,

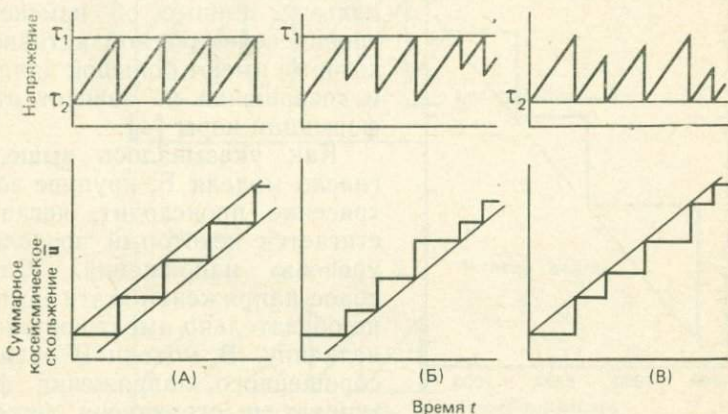


Рис. 2.3. Внизу — три типичные модели временного изменения суммарной косейсмической подвижки по разлому; сверху — временные изменения напряжения в скаговой области [5].

происходящих на разломе Сан-Андреас в Калифорнии, и что время следующего землетрясения можно предсказать по величине смещения, отмеченного при предыдущем толчке.

Исторические данные, собранные Имамурой [3] и Усами [7], свидетельствуют об изменениях положения земной поверхности и сейсмической активности, связанных с неоднократными сильнейшими землетрясениями, которые происходили вдоль прогиба Нанкай. Основываясь на величине поднятия поверхности (по данным Имамуры) в районе Муруцу (у мыса Мурото) при землетрясении Нанкайдо, Симадзаки и Наката показали [5], что зависимость между величиной проскальзывания по сейсмоактивному разлому (определяемой по величине поднятия) и интервалом между сильными землетрясениями удовлетворяет модели Б. Их результаты представлены на рис. 2.4. Они означают, что время следующего землетрясения Нанкайдо можно предсказать по пересечению показанной на рисунке пунктирной линии с наклонной прямой.

Глядя на рис. 2.4, кажется, что модель Б вполне соответствует случаю землетрясений Нанкайдо, но данные о величине поднятия в районе Мууроцу имеются только для трех землетрясений: землетрясение в эру Хозэй 1707 г., в эру Ансей — Нанкайдо 1854 г. и в эру Сёва — Нанкайдо 1946 г. Если бы это было возможно, хотелось бы использовать другие данные, чтобы установить, какая из моделей (Б или В) лучше всего соответствует действительности. Поэтому попробуем рассмотреть, как модель Б может удовлетворительно

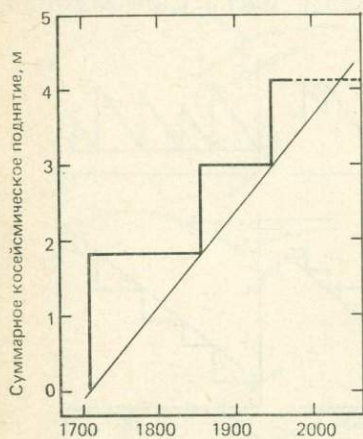


Рис. 2.4. Интегральная кривая величины поднятия земной коры в районе Мууроцу (около мыса Мурото на о. Сикоку) при землетрясениях Нанкайдо [5].

число упругих толчков, вызванных возникновением мелких трещин, возрастает по мере роста уровня напряжений. Если всю территорию западной Японии рассматривать как неоднородную хрупкую среду, то изменения уровня напряжений должны отражаться в изменениях активности слабых и средних землетрясений. На рис. 2.5 горизонтальными черточками показаны периоды сейсмической активности и спокойные периоды в моделях Б и В, соответствующие региональным изменениям уровня напряжений. В модели Б длительность периода высокой сейсмической активности на суше перед сильным землетрясением постоянна независимо от интервала между сильными землетрясениями, и наоборот — длительность спокойного периода меняется в соответствии с величиной этого интервала. В модели В продолжительность активного периода меняется, а длительность спокойного периода постоянна.

К счастью, о сейсмической активности на суше в западной Японии имеется весьма большое (хотя и все еще недостаточное)

модель Б может удовлетворительно объяснить реальные ситуации, используя данные об изменениях уровня сейсмической активности, которые имеют большой диапазон и совершенно не зависят от деформации коры [4].

Как указывалось выше, согласно модели Б, крупное землетрясение происходит, когда достигается некоторый предельный уровень напряжений. Однако сброс напряжений в эти моменты не обязательно имеет постоянную величину. В модели В величина сброшенного напряжения флуктуирует и ограничена фиксированным уровнем напряжений. После землетрясения, когда сила приложена к таким неоднородным и хрупким материалам, какими являются горные породы,

количество данных, основанных на исторических материалах за длительный период, и уже указывалось, что сейсмический пояс западной Японии активизировался перед сильнейшими землетрясениями (см. разд. 5.4). Поскольку данных все же недостаточно для того, чтобы судить об активных и спокойных периодах, соответствующих отдельным сильнейшим землетрясениям прошлого, разделим эти данные на две группы — с длин-

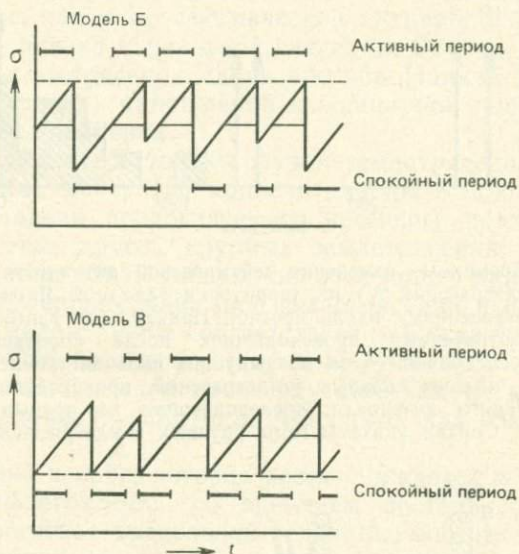


Рис. 2.5. Сейсмически активные и неактивные периоды в располагающихся на суше районах Японии, ожидаемые в соответствии с моделями Б и В. По вертикальным осям отложено напряжение σ [4].

ным интервалом между сильными землетрясениями и с коротким интервалом — и сравним суммарные результаты для каждой группы. На рис. 2.6, а показан случай короткого интервала между землетрясениями (около 100 лет), а на рис. 2.6, б — число разрушительных толчков, происшедших в западной Японии перед сильным землетрясением в случае, когда такой интервал был максимальным. В обоих случаях очевидно, что уровень активности перед сильными землетрясениями возрастал, а длина периодов активности примерно одинакова (около 50 лет). Таким образом, длительность периода активности перед сильным землетрясением постоянно независимо от интервала между такими землетрясениями, и этот результат подтверждает модель Б.

На рис. 2.7 показаны изменения сейсмической активности со временем после крупного землетрясения. На верхнем рисунке представлена группа, в которой интервал до следующего сильного землетрясения составлял только около 100 лет, и период

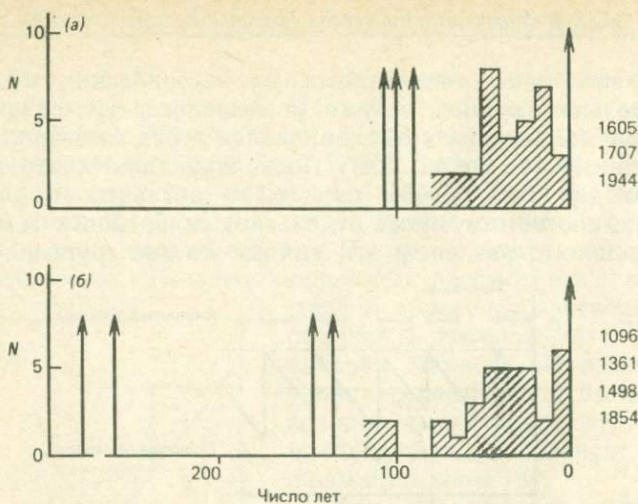


Рис. 2.6. Временные изменения сейсмической активности (числа разрушительных землетрясений N) на территории западной Японии перед сильнейшими землетрясениями вдоль прогиба Нанкай. (а) Комбинация из трех сильных землетрясений, происходивших после короткого интервала (~ 100 лет), следовавшего за предыдущим сильным землетрясением; (б) комбинация из четырех сильных землетрясений, происходивших после длительного спокойного интервала, следовавшего за предыдущим сильным землетрясением. Справа указаны годы крупных землетрясений [4].

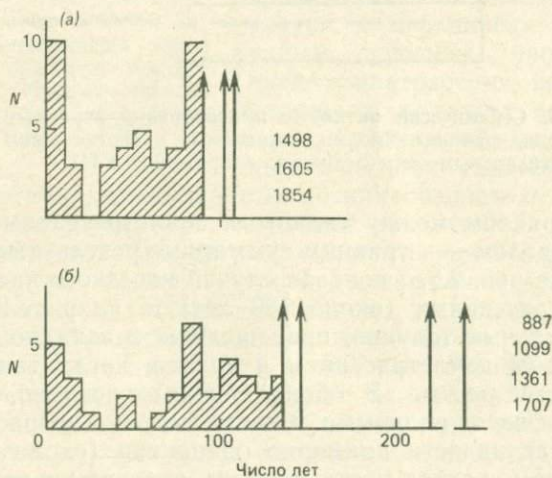


Рис. 2.7. Временные изменения сейсмической активности (числа разрушительных землетрясений N) на территории западной Японии после сильнейших землетрясений в районе прогиба Нанкай. (а) Комбинация из трех сильных землетрясений, отделенных коротким интервалом (около 100 лет) от следующих сильных землетрясений; (б) комбинация из четырех сильных землетрясений, отделенных длительным интервалом от последующего сильного землетрясения [4].

затишья после такого землетрясения на этом рисунке короче, чем на нижнем. Иначе говоря, длина периода затишья непостоянна: он длиннее, когда велик интервал между землетрясениями. Этот результат также подтверждает модель Б.

Таким образом, временные изменения уровня сейсмической активности землетрясений, происходивших на суше в западной Японии, подтверждают модель Б и явно отличаются от того, что ожидалось бы в случае модели В. Данные как по изменениям в земной коре, так и по сейсмической активности показывают, что модель Б близка к реальной ситуации. Отсюда следует, что сильнейшие землетрясения вдоль прогиба Нанкай происходили тогда, когда уровень напряжений на обширной площади достигал предельного значения.

Я рассмотрел здесь только случай землетрясений Нанкайдо, но Сайкс и Квитмейер [6] привели доводы в пользу того, что модель Б (модель предсказуемого времени) подходит также для большинства других крупных землетрясений, происходивших вдоль границ плит. Однако, как отмечалось ранее, модель Б не обязательно справедлива для землетрясений в районе Паркфилда, где в целом лучше соответствует наблюдениям модель А (см. гл. 3). Следовательно, этот вопрос требует дальнейшего исследования на большем числе случаев. Тем не менее можно набросать следующую общую картину того, как возникают землетрясения.

Напряжение в коре, которое резко снижается в момент предыдущего землетрясения, со временем постепенно нарастает. Когда оно достигнет предельной величины, оно высвобождается в виде подвижки по сейсмогенному разлому. Следовательно, в процессе подготовки землетрясения возможно возникновение различных явлений, связанных с возрастанием уровня напряжений. Одно из таких явлений — рост сейсмической активности на территории западной Японии примерно за 50 лет перед сильнейшими землетрясениями в зоне прогиба Нанкай. Если бы этот рост можно было заметить, его можно было бы использовать для долгосрочного прогнозирования. Поскольку трещины появляются, когда напряжение в коре достигает предельной величины, в некоторых случаях было бы возможно использовать нечто подобное рис. 2.4 для предсказания приблизительного времени землетрясения. Однако из-за недостатка сейсмических данных для прошлых времен найдется крайне мало мест, для которых удастся начертить диаграмму, подобную рис. 2.4. Даже если бы это было возможно, естественно ожидать, что предельное значение напряжения будет в некоторой мере варьировать от места к месту. Чтобы предсказывать землетрясения с высокой степенью точности, требуемой для практических целей, нельзя обойтись без наблюдения предшествующих им явлений, показывающих, что формирование основного разрыва (т. е. подго-

товка сильного землетрясения) уже началось, как это объясняется в гл. 1. Поэтому в следующей главе давайте посмотрим, в каких случаях и каким образом возникают предвестники землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bakun W. H., McEvilly T. V.* Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3051—3058, 1984.
2. *Bujê C. G., Harsh P. W., Burford R. O.* Steady-state seismic slip — a precise recurrence model. *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 91—94, 1977.
3. *Imamura A.* Valuable data concerning the Nankaido earthquake. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [1] **2**, 326—328 [in Japanese], 1930.
4. *Mogi K.* Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 43—51, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
5. *Shimazaki K., Nakata T.* Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279—282, 1980.
6. *Sykes L. R., Quittmeyer R. C.* Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 217—247, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
7. *Usami T.* "Descriptive Catalogue of Disaster Earthquakes in Japan". Univ. of Tokyo Press, Tokyo [in Japanese], 1977.

Глава 3. Механизм возникновения предвестников и возможность прогноза землетрясений

Как объясняется в гл. 1, возможность прогноза землетрясений зависит от того, происходят ли явления, предвещающие образование основного разрыва (т. е. сильного землетрясения), и от того, можно ли эти явления проследить. Обратимся опять к стеклу как к простейшему примеру. Если оконное стекло изгибать, оно раскалывается внезапно, без всяких предваряющих явлений. На современном техническом уровне момент этого раскола прогнозировать невозможно. Но что происходит при изгибании бруска гранита, который также является хрупким твердым материалом? График зависимости напряжения от деформации начинает искривляться уже за некоторое время до того, как достигается предел прочности, и акустическая эмиссия, сопровождающая появление микротрещин, постепенно начинает усиливаться, увеличиваясь особенно резко перед самым разрушением. Процессы, приводящие к разрыву в стекле, явно отличаются от того, что происходит в граните. На рис. 3.1 отражены различия в числе трещин, предшествующих разрушению, и показаны первые результаты измерений параметров микротрещин, появляющихся в различных материалах перед основным разры-

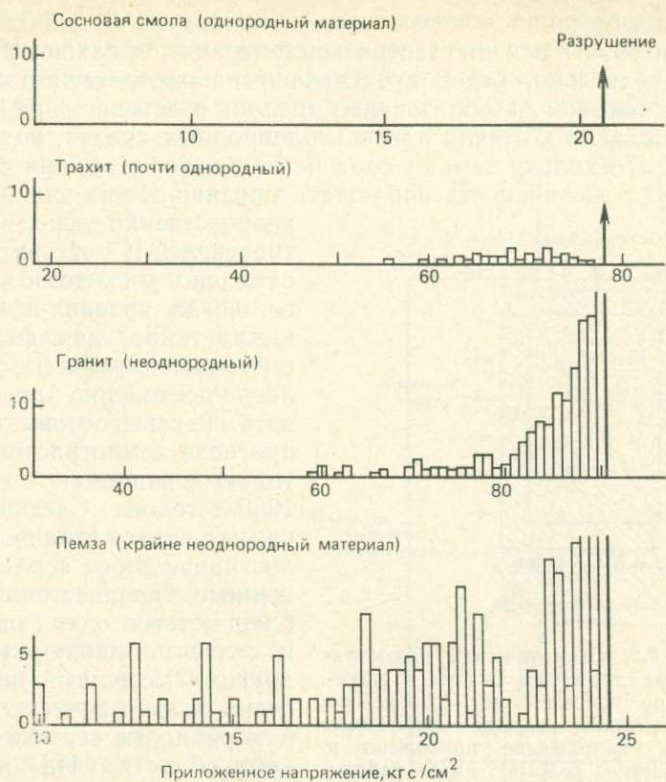


Рис. 3.1. Изменения частоты возникновения упругих ударов, сопровождающих появление микротрещин (акустическая эмиссия), перед образованием основного разрыва в различных хрупких материалах, характеризующихся разной степенью структурной неоднородности, при равномерном повышении напряжения [6].

вом [6]. Верхний график относится к материалам с совершенно однородной структурой, таким, как стекло и смола; наблюдать какие-либо изменения в этих материалах было невозможно вплоть до разрушения. На каждом последующем графике структура материалов становится все более неоднородной, и при низком уровне напряжений уже наблюдаются многочисленные толчки, связанные с появлением микротрещин. Значит, в неоднородных материалах имеется много слабых мест. Соответственно локальные деформации и трещины образуются в этих местах даже при низких напряжениях и постоянно увеличиваются по мере возрастания уровня напряжений. Этот процесс резко ускоряется перед образованием основного разрыва, и когда локальные трещины сливаются вместе, магистральный разрыв пересекает всю область. Размеры предшествующих разру-

шению деформаций и микротрещин зависят от степени неоднородности среды или от степени концентрации напряжений.

Следовательно, успех предсказания землетрясений зависит от того, похоже ли образование трещин в земной коре на то, что происходит в стекле или в неоднородных средах, подобных граниту. Поскольку земная кора не так однородна, как стекло, существует возможность наблюдать предваряющие явления непосредственно перед землетрясением.

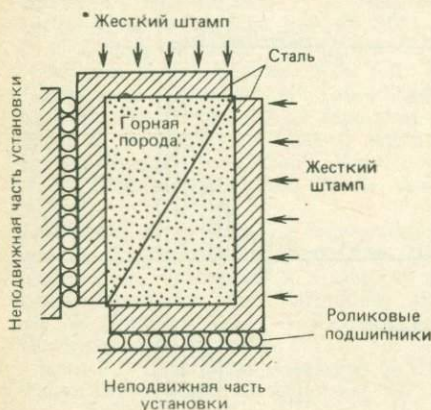


Рис. 3.2. Схематическая иллюстрация метода двусного сжатия в эксперименте по прерывистому скольжению на искусственном разрыве. Однородное сдвиговое напряжение приложено к диагональному разрыву. (Из работы Шольца и др. [11] с упрощениями).

и оптимизма в отношении к предсказанию землетрясений, о чем говорилось в гл. 1, показывает, что это не так.

Сейсмогеологи (например, Мацуда [5] и Си [12]) ясно показали, что землетрясения неоднократно происходят на уже существующих разломах. В то время как неоднородность земной коры сильно зависит от степени дробления в целом, поверхность отдельно взятого разлома также может быть неоднородной в большей или меньшей степени. Рассмотрим простой эксперимент [8] по изучению зависимости между неоднородностью плоскостей разрыва и существованием предупреждающих явлений, проводившийся путем создания искусственной плоскости разрыва.

На рис. 3.2 показан образец с искусственным разрывом: кусок гранита в форме прямоугольного параллелепипеда распилен по диагонали, и две его части снова соединены; сила прилагается с помощью двусной сжимающей системы — сверху, снизу, справа и слева. Используемый в опыте образец изображен на рис. 3.3, там же показаны датчики деформации. Когда бо-

непосредственно перед землетрясением. И действительно, отмечено множество случаев, когда явления-предвестники, такие, как форшоки и изменение рельефа, удавалось достоверно распознать. Таковы основы теории прогноза землетрясений, которую я защищаю с начала 1960-х годов. Следовательно, нет ничего странного, если какие-либо ясно выраженные предвестники наблюдаются в одних районах и вовсе не наблюдаются в других. Успешный прогноз очень сильно зависит от неоднородности строения данной области. На первый взгляд это кажется очевидным, но смена пессимизма

ковое давление поддерживается постоянным, а в вертикальном направлении сила нарастает, сцепление сменяется внезапным проскальзыванием вдоль искусственной плоскости разрыва. (Этот процесс называется прерывистым скольжением.) Полагают, что это резкое проскальзывание соответствует подвижкам по существующим сейсмоактивным разломам. (Но что касается действительных разломов, то существует большая вероятность, что сцепление никогда не исчезает полностью.) Как показано на рисунке, датчики деформации размещались вдоль линии разрыва на поверхности образца; они непрерывно регистрировали деформацию, параллельную и перпендикулярную линии разрыва. В случае настоящих землетрясений это соответствует непрерывным измерениям деформации коры.

На рис. 3.4 показано, как проходил эксперимент, когда поверхность разрыва была отшлифована и отполирована до состояния однородной гладкой плоскости. Рисунок иллюстрирует временные изменения деформации, параллельной плоскости разрыва, когда возрастает сила в вертикальном направлении. Видно, что благодаря проскальзыванию, последовавшему за состоянием сцепления, произошло резкое изменение величины деформации, но перед этим никаких заметных аномальных явлений не наблюдалось и деформация увеличивалась линейно почти до самого момента подвижки. Деформация, перпендикулярная плоскости разрыва, на рисунке не показана, но она остается практически постоянной вплоть до момента резкого проскальзывания.

На рис. 3.5 показано, что происходит, если плоскость разрыва механически неоднородна. Сделать разрыв механически неоднородным можно разными способами, но в данном случае я наносил тонкую пленку смазки только вокруг датчика № 6 и

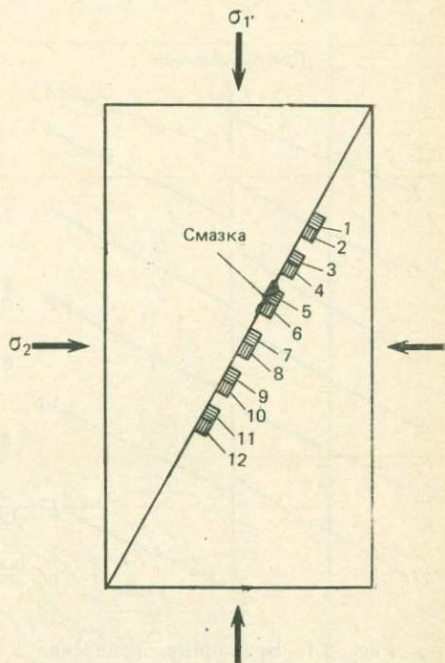


Рис. 3.3. Датчики деформации (№ 1—12), укрепляемые для измерения деформации в окрестности искусственного разрыва. В некоторых местах наносится смазка для локального уменьшения трения вдоль плоскости разрыва [8].

тем самым частично уменьшал силу трения. На рис. 3.5 показаны временные изменения деформации в направлении, параллельном линии разрыва, которые происходили в этом случае в каждом месте. В отличие от однородного разрыва здесь появляются очевидные аномалии в той части кривой деформации, которая предшествует подвижке. Незадолго до того, как про-

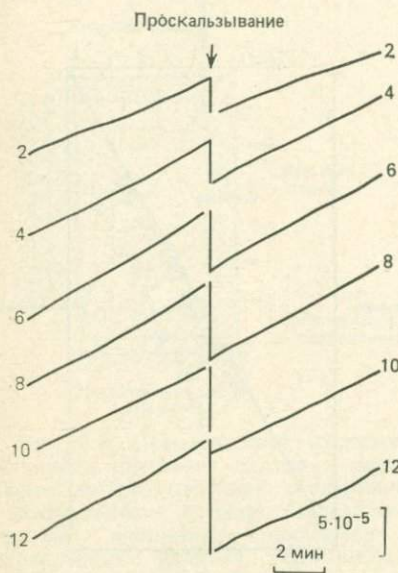


Рис. 3.4. Временные изменения деформации, параллельной плоскости разрыва, в случае однородного (гладкого) разрыва. Цифрами показаны номера датчиков деформации на рис. 3.3 [8].

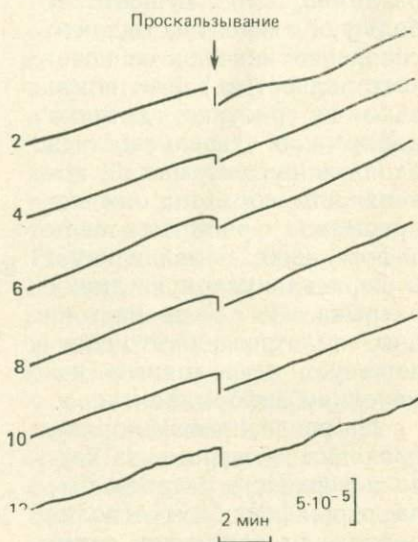


Рис. 3.5. Временные изменения деформации, параллельной разрыву, в случае неоднородного разрыва [8].

исходит проскальзывание, рост деформации замедляется; непосредственно перед подвижкой деформация начинает уменьшаться, и затем происходит резкое высвобождение деформации в виде проскальзывания. Следует заметить, что аномалия деформации, т. е. отклонение от линейного нарастания, значительна (10^{-5}) и характеризуется такой же величиной, что и изменение деформации в момент резкой подвижки.

Может быть, это случайность, но кривые наклона и других аномальных изменений непосредственно перед Тонанкайским землетрясением 1944 г. (см. гл. 15) выглядят приблизительно одинаково. Этот факт очень интересен. Аномалия деформации видна лучше всего у датчика № 6 и становится менее очевидной

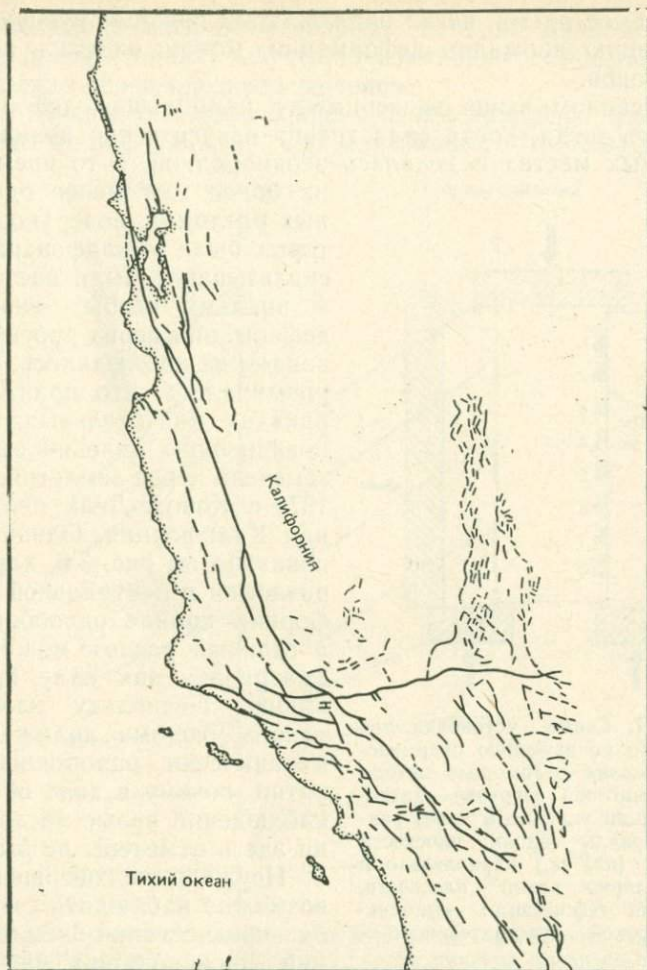


Рис. 3.6. Распределение разломов в Калифорнии. Средняя часть разлома Сан-Андреас линейна и однообразна по характеру. (По Дженнингсу [3] с упрощениями.)

с увеличением расстояния от него; почти никакой аномалии нельзя увидеть у датчиков № 2 и 12. Это пространственное распределение также подтверждает, что предваряющая деформация вызывается механической неоднородностью плоскости разрыва, искусственно внесенной на участке вокруг датчика № 6. Механическая неоднородность плоскости разрыва — результат неоднородного распределения силы трения, но она возникает и вследствие концентрации напряжений, связанной с неправильной формой или неровностью плоскости разрыва. В этом случае

в то же самое время, когда наблюдаются предшествующие проскальзыванию аномалии деформации, можно ожидать появления форшоков.

В описанном выше эксперименте наибольшие деформации появлялись тогда, когда сила трения искусственно понижалась в отдельных местах и делалась неоднородной, в то время как

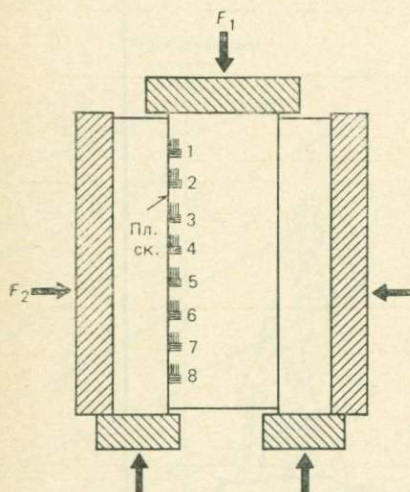


Рис. 3.7. Схема установки для эксперимента по изучению прерывистого скольжения с помощью метода двойной сдвиговой нагрузки. Датчики деформации укреплены через равные интервалы вдоль плоскости скольжения (пл. ск.) параллельно и перпендикулярно этой плоскости, и измерения деформации выполняются с высокой чувствительностью.

ма, если эти разломы линейны и практически однородны по механическим свойствам (такие, как разлом Сан-Андреас в центральной Калифорнии)? Чтобы исследовать этот вопрос, мы провели еще более точные измерения деформаций [9] на искусственном разрыве, гладко отшлифованном и рассматривавшемся как более или менее однородный.

На рис. 3.7 приведена схема метода экспериментов, использованного для того, чтобы вызвать проскальзывание на таком искусственном практически однородном разрыве. Как и в случае, показанном на рис. 3.3, датчики деформации прикреплялись через равные интервалы как можно ближе к разрыву и нумеровались в порядке установки. Эксперимент проводился методом двойной сдвиговой нагрузки, так что распределение сдвиговых

на более или менее однородных разломах, поверхность которых была отшлифована, проскальзывание было внезапным и никаких особых аномалий деформации перед проскальзыванием не наблюдалось. В гл. 1 упоминалось, что практически никаких значительных предупреждающих явлений не было замечено перед землетрясением 1979 г. Койоте-Лейк, центральная Калифорния. Однако, как показано на рис. 3.6, характер разломов в центральной Калифорнии крайне однообразный, а главный разлом можно рассматривать как одну прямую линию. Поскольку плоскость такого разлома должна быть механически однородной, понятно, почему в ходе обычных наблюдений явные предвестники здесь отмечены не были.

Неужели же совершенно невозможно наблюдать какие-либо предвестники землетрясений, происходящих на разломах,

напряжений на плоскости разрыва не было равномерным, но это не препятствовало изучению изменений деформации непосредственно перед проскальзыванием.

Две группы типичных кривых изменения деформации представлены на рис. 3.8 и 3.9. Они доказывают, что бывают случаи,

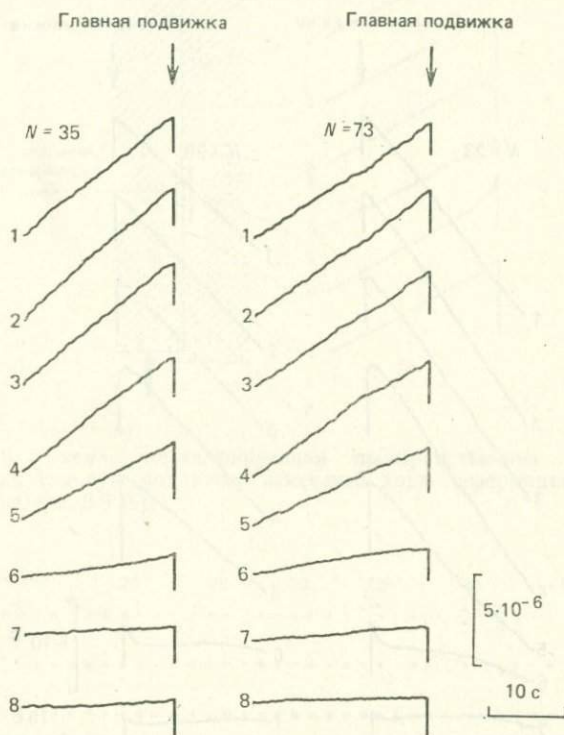


Рис. 3.8. Временные изменения деформации, параллельной однородному искусственному разрыву в случае (1), когда никаких значительных предварительных изменений характера деформирования не распознается. Нормальное напряжение σ_n , действующее перпендикулярно плоскости разрыва, в этом случае равнялось 43 бар; N — номер цикла измерений [9].

когда перед резкой подвижкой нельзя выявить никакой предварительной аномальной деформации. Но имеется также много случаев, когда ясные предшествующие деформации (правда, локальные и слабые) распознать можно. Кривые на рис. 3.9 относятся к случаю, когда давление в направлении нормали к плоскости разрыва равнялось 50 бар. Ясно видно, что возле датчика № 4 подвижка произошла после того, как скорость деформации сначала замедлилась, а затем деформация начала уменьшаться, тогда как у датчика № 6 непосредственно перед подвижкой деформация возросла, а затем резко высвободилась.

Датчик № 5 представляет собой промежуточный случай, когда изменения незначительны. Возле датчиков № 1—3, 7 и 8 не наблюдалось заметных предваряющих проскальзывание изменений скорости деформации и крупная подвижка произошла совершенно внезапно.

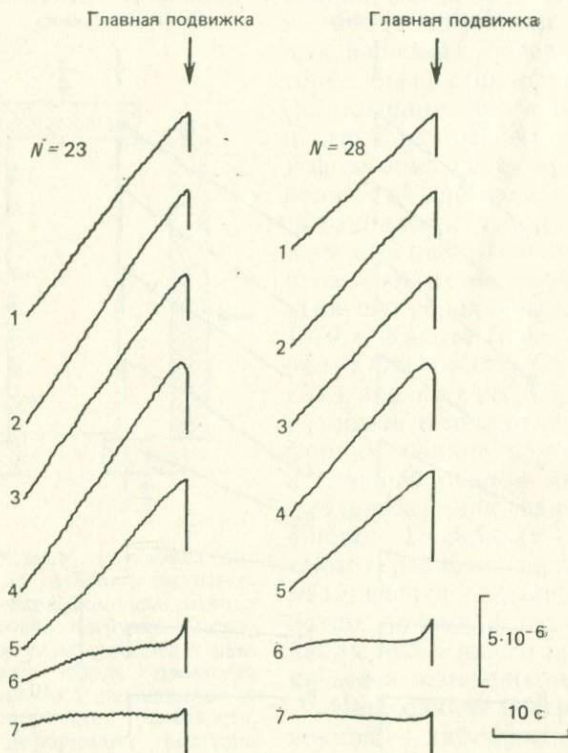


Рис. 3.9. Временные изменения деформации параллельно однородному искусственному разрыву в случае (2), когда перед резкой подвижкой распознаются аномальные изменения деформации; $\sigma_n = 48$ бар [9].

Эти различия в форме кривых деформации вдоль разрывов отмечались и раньше (например, в работах [2, 7, 10]), но мы получили типичное пространственное распределение этих кривых. Характер такого распределения можно объяснить следующим образом (рис. 3.10). Когда в окрестности датчиков № 4—6 началось локальное проскальзывание, это смещение высвободило часть упругой деформации вблизи датчика № 4, а вблизи № 6, наоборот, произошло увеличение деформации. Датчик № 5 оказался в промежуточной точке и не показал никаких заметных предшествующих основной подвижке изменений.

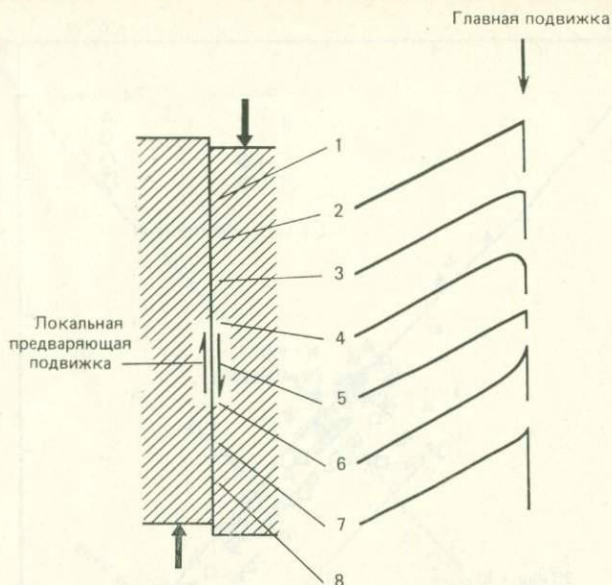


Рис. 3.10. Схема, иллюстрирующая пространственное распределение предваряющих главную подвижку изменений хода деформации в случае 2, показанном на рис. 3.9 [9].

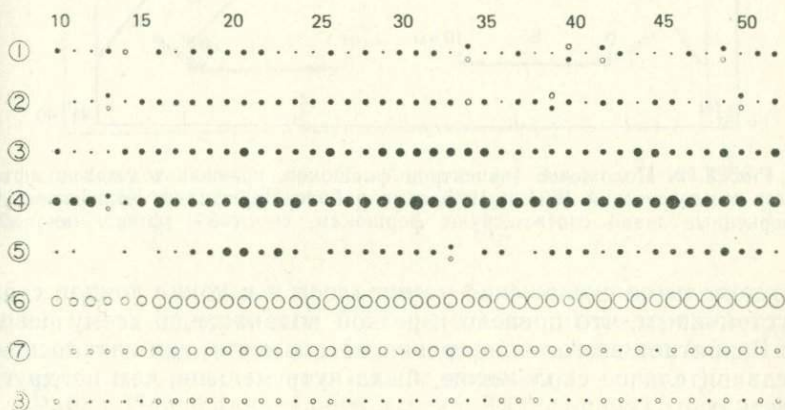


Рис. 3.11. Эксперимент, схема которого показана на рис. 3.7, свидетельствует о том, что тип и величина предварительных изменений хода деформации повторяются при повторном скольжении. Черные кружки соответствуют случаю, когда перед главной подвижкой упругая деформация убывает, светлые — случаю, когда она возрастает; размер кружков показывает относительную величину деформации. Цифры слева — номера датчиков деформации, цифры вверху — порядковые номера циклов прерывистого скольжения [9].

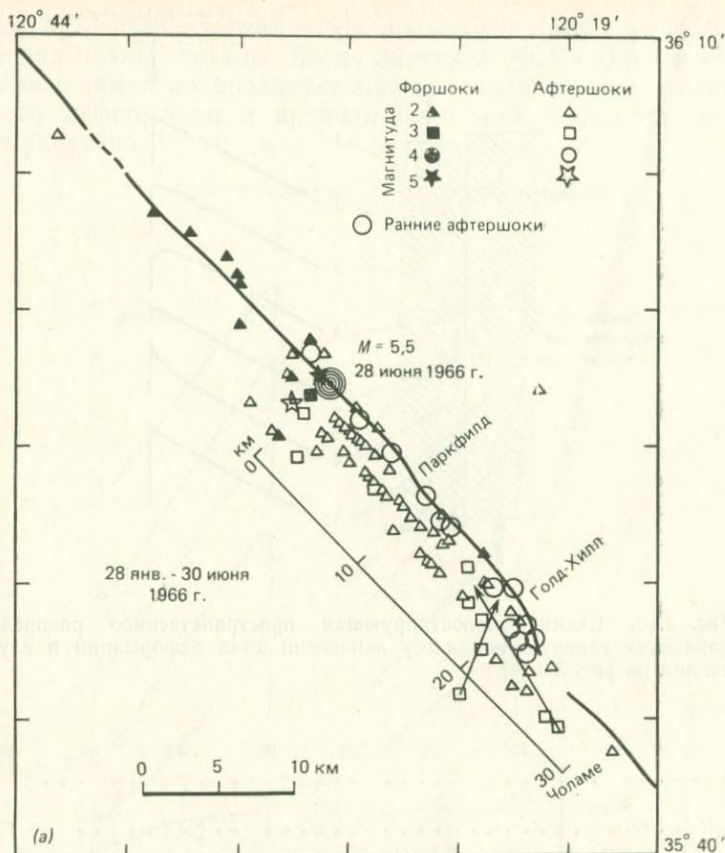
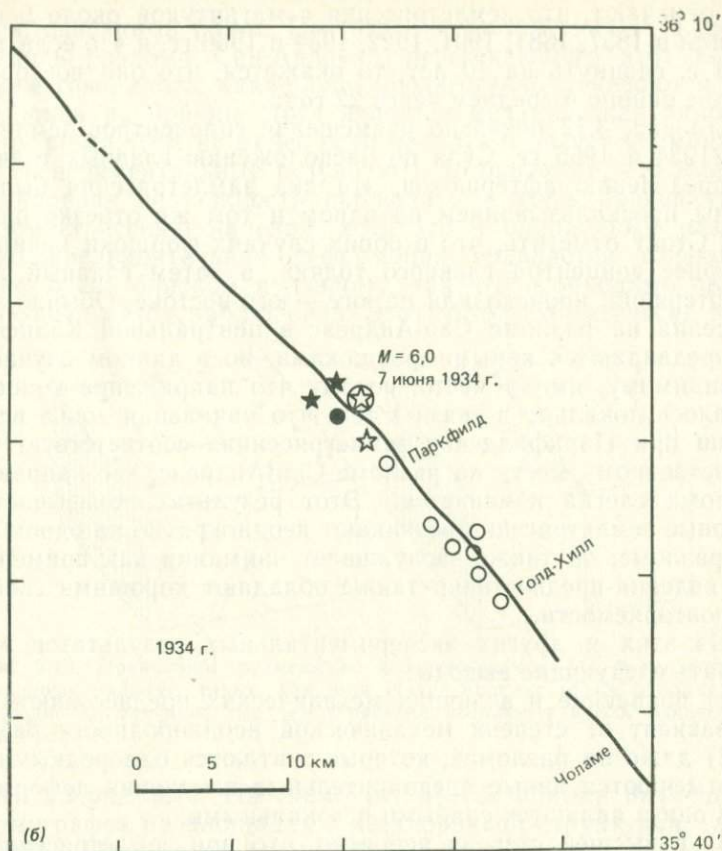


Рис. 3.12. Положение эпицентров форшоков, главных толчков и афтершоков землетрясений 1934 и 1966 гг. в районе Паркфилда, Калифорния [4]. Зачерненные знаки соответствуют форшокам, светлые — афтершокам; жир-

Это локальное скольжение развивалось и в конце концов стало неустойчивым, что привело к резкой подвижке по всему разрыву. Вероятнее всего, сила трения в том месте, где началось это предварительное скольжение, была чуть меньше, чем на других участках.

Рис. 3.11 показывает, что такой тип поведения кривых деформации весьма устойчив и почти не имеет изменений при повторных проскальзываниях. Черными точками показан случай, когда перед подвижкой деформация уменьшается относительно нормальной кривой нарастания деформации, а светлыми кружками — случай, когда деформация аномально увеличивается; размер кружков соответствует величине деформации. Рисунок



ная сплошная линия — разлом Сан-Андреас. (а) Землетрясение 1966 г.; (б) землетрясение 1934 г. Данные о ранних афтершоках в (а) взяты из работы Мюррея (Murray, 1967).

показывает, что даже тогда, когда разрыв сделан искусственно и считается однородным, при детальном рассмотрении оказывается, что он имеет в какой-то мере неоднородный характер, является неровным и неодинаково прочным.

Район Паркфилда (центральная Калифорния), располагающийся в зоне разлома Сан-Андреас, считается одним из типичных мест, где землетрясения часто повторяются в результате прерывистого скольжения по существующему разрыву. Участок, граничащий с этим районом с юга, — место, где уже происходили такие сильнейшие землетрясения, как в Форт-Техоне в 1857 г. В то же время на севере располагается участок, где деформация происходит в форме непрерывного крипа. Бакун и Мак-Эвилли

[1] отмечают, что землетрясения с магнитудой около 6 происходили в 1857, 1881, 1901, 1922, 1934 и 1966 гг. и что если толчок 1934 г. сдвинуть на 10 лет, то окажется, что они повторяются в этом районе в среднем через 22 года.

На рис. 3.12 показано размещение гипоцентров землетрясений 1934 и 1966 гг. Судя по расположению главных толчков и распределению афтершоков, эти два землетрясения были вызваны проскальзыванием на одном и том же отрезке разлома [4]. Стоит отметить, что в обоих случаях форшоки начинались севернее эпицентра главного толчка, а затем главный толчок и афтершоки происходили на юге — юго-востоке. Обычно землетрясения на разломе Сан-Андреас в центральной Калифорнии не предваряются явными форшоками, но в данном случае они, по-видимому, имели место, потому что напряжение концентрировалось локально в связи с тем, что начальная точка вспарывания при Паркфилдских землетрясениях соответствует тому единственному месту на разломе Сан-Андреас, где направление разлома слегка изменяется. Этот результат показывает, что крупные землетрясения возникают неоднократно на одном и том же разломе; он также заслуживает внимания как пример того, что явления-предвестники также обладают хорошими свойствами повторяемости.

Из этих и других экспериментальных результатов можно сделать следующие выводы:

1) появление и величина механических предвестников сильно зависят от степени механической неоднородности разлома;

2) даже на разломах, которые считаются однородными, часто отмечаются явные предварительные изменения деформации, хотя они и являются слабыми и локальными;

3) в высшей степени вероятно, что при землетрясениях на одном и том же разломе определенные предвестники будут повторяться.

Эти выводы образуют основу развития теории предсказания землетрясений и формулирования стратегии прогноза. Например, степень проявления предвестников должна сильно варьировать на площади от одного региона к другому, и это зависит от механической неоднородности разломов, существующих на данной площади и по соседству. Детально этот вопрос разобран в гл. 13; но здесь мне хочется отметить, что явные предвестники, включая форшоки, наблюдались для землетрясений, происшедших на полуострове Идзу (в Японии) и в его окрестностях. Это можно объяснить тем обстоятельством, что данный район представляет собой сложный тектонический узел, зажатый между прогибами Сагами и Суруга и структурно в высшей степени неоднородный. Он определенно содержит крупную зону разломов в земной коре, так как относится к вулканической зоне.

Диаметрально противоположен случай центральной Кали-

формии, описанный ранее. Почти все землетрясения происходят там вдоль разлома Сан-Андреас, пересекающего этот район. Как уже говорилось, какие-либо предвестники отмечаются редко, и одной из причин этого является механическая однородность разлома. Тем не менее если принять в расчет упомянутые выше экспериментальные результаты, то окажется, что имеется потенциальная возможность наблюдать и здесь предшествующие землетрясению явления, хотя это и однородный разлом. Однако предварительная деформация появляется только на участке, очень близком к разлому, так что необходимо применять особый метод наблюдений. Этот метод схематически пред-

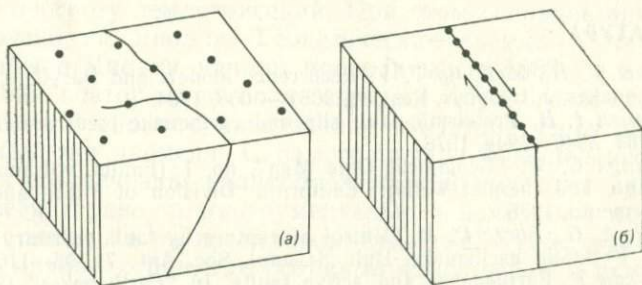


Рис. 3.13. Правильное размещение деформографов: (а) в тектонически неоднородных районах, таких, как п-ов Идзу, Япония; (б) в районах типа центральной Калифорнии, где землетрясения возникают вдоль однородного разлома.

ставлен на рис. 3.13. На схеме (а) дается пример размещения деформографов на площадях с неоднородной структурой, таких, как район Идзу, а на схеме (б) — оптимальное расположение пунктов наблюдений в центральной Калифорнии. Возможно, что, располагая деформографы вдоль линии разлома с небольшими интервалами, удастся заметить слабые и локальные деформации, предвещающие землетрясения в этом районе.

Чтобы закончить рассмотрение механизмов, формирующих типичные явления-предвестники, следует упомянуть еще два таких механизма. Первый из них — появление микротрещин, предшествующее образованию основного разрыва. В этом случае можно ожидать различные предупреждающие явления, такие, как форшоки и деформация коры. Возникновение предвещающих подвижку микротрещин зависит главным образом от структурной неоднородности (например, неоднородности в степени концентрации напряжений и в распределении прочности вследствие сложной формы разлома, как описывалось выше).

Второй механизм — предварительное асейсмическое скольжение по плоскости разрыва. В этом случае можно ожидать предшествующую деформацию коры и различные попутные измене-

ния, но вряд ли появятся форшоки. Здесь важное значение имеют разнообразные факторы, управляющие процессом проскальзывания по разрыву (характер плоскости разрыва, уровень напряжений и т. д.). Кроме того, упоминавшиеся выше экспериментальные результаты позволяют считать, что большую роль в этом случае играет также неоднородность силы трения по плоскости разрыва.

Итак, степень и характер проявления предвестников зависят от района и от конкретного разлома. Поэтому при формулировании стратегии прогноза важно понимать механические характеристики среды в соответствующем районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bakun W. H., McEvilly T. V.* Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3051—3058, 1984.
2. *Dieterich J. H.* Preseismic fault slip and earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3940—3948, 1978.
3. *Jennings C. W.* "Geological Data Map", no. 1 (Faults, volcanoes, thermal springs, and thermal wells). California Division of Mines and Geology, Sacramento, 1975.
4. *Lindh A. G., Boore D. M.* Control of rupture by fault geometry during the 1966 Parkfield earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 95—116, 1981.
5. *Matsuda T.* Earthquakes and active faults. In "Earthquakes" (K. Hayashi, ed.), pp. 41—75. Univ. of Tokyo Press, Tokyo [in Japanese], 1976.
6. *Mogi K.* Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **40**, 125—173, 1962.
7. *Mogi K.* Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, **5**, 35—55, 1967.
8. *Mogi K.* Earthquake prediction and rock mechanics. *J. Soc. Mater. Sci., Jpn*, **30**, 105—118 [in Japanese], 1982.
9. *Mogi K., Yoshikawa S., Kogita S.* Changes preceding the sudden slip of artificial fault planes (2) — precursory deformation. *Abstr., Seismol. Soc. Jpn.* No. 1, p. 128 [in Japanese], 1982.
10. *Ohnaka M.* Measurement of changes in strain and displacement near stick-slip faults as an earthquake model. *Abstr., Seismol. Soc. Jpn.*, No. 2, p. 150 [in Japanese], 1979.
11. *Scholz C. H., Molnar P., Johnson T.* Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for earthquake mechanism. *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392—6406, 1972.
12. *Sieh K. E.* Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Palmett Creek, California. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3907—3939, 1978.

Часть II

Состояние исследований по прогнозу землетрясений

В этой части книги отражено современное состояние исследований по прогнозу землетрясений. При этом основное внимание сосредоточено на Японии. Геодезические съемки в масштабе всей страны в Японии начали проводиться в 1883 г., и с того времени они повторяются после каждого крупного землетрясения, а также в общегосударственном масштабе через правильные промежутки времени. С самого начала большое внимание уделялось обеспечению единообразных сейсмических наблюдений по всей стране, и инструментальные измерения выполняются в Японии уже на протяжении столетия. Существует очень мало сейсмичных стран, где основные наблюдения и измерения активности процессов в земной коре выполняются более или менее равномерно по всей территории страны в течение столь длительного времени. В Японии эти данные и основанные на них выводы образуют теперь основу для обсуждения различных вопросов прогноза землетрясений с фундаментальной точки зрения. В 1965 г. программа исследований по прогнозу землетрясений начала действовать как общенациональный проект. Это был год, когда начался рой землетрясений Мацусиро. В предыдущем году в Токио был проведен первый американо-японский семинар по прогнозу землетрясений, а вскоре после этого произошли землетрясения на Аляске и в районе Ниигаты. Аляскинское землетрясение вызвало в США резкое повышение интереса к землетрясениям, а результаты съемок, связанных с землетрясением Ниигата, оказали сильное воздействие на дальнейшие исследования по проблеме прогноза. С тех пор японская программа по прогнозу землетрясений непрерывно развивалась, и в настоящее время осуществляется уже пятая программа. В целом эта программа излагается здесь, но глубокое рассмотрение нескольких недавно возникших проблем будет дано в ч. III и IV.

Исследования по прогнозу землетрясений долгое время концентрировались на движениях земной коры и сейсмической активности, но в последние годы стали активно проводиться исследования в таких отраслях знания, как геоэлектричество и геомагнетизм, геохимия и геология. Вопросы прогноза землетрясений относятся к региональным, но широко изучаются на

базе международного обмена, и эта тенденция, по всей вероятности, в дальнейшем будет усиливаться. Например, проект (1962 г.) японской программы прогноза землетрясений оказал воздействие на другие страны; геохимический подход, разработанный в СССР, вызвал аналогичные последующие работы в других странах, а выдающиеся результаты, полученные при обследовании активных разломов в Калифорнии, продемонстрировали эффективность этого метода в долгосрочном прогнозе землетрясений. Успешный прогноз Хайчэнского землетрясения 1975 г. в Китае показал, что прогноз землетрясений достиг практической стадии по крайней мере для некоторых землетрясений. В ч. II рассматриваются в основном работы в Японии, но иногда, чтобы оценить современную ситуацию в исследованиях по прогнозу, упоминаются и важные результаты, полученные в других странах.

Глава 4. Движения земной коры

Когда сила, приложенная к земной коре, постепенно возрастает, кора деформируется. В соответствии с результатами описанными в гл. 2, если напряжение достигает определенного предела, то в земной коре происходит резкое смещение и возникает землетрясение. Оно снимает большую часть напряжений, накопившихся в земной коре, и одновременно высвобождает большую часть накопленной деформации. Следовательно, если бы мы могли оценивать уровень напряжений путем слежения за деформацией коры, это дало бы нам ключ к оценке вероятности возникновения сильного землетрясения в данном районе. В принципе возможность такой оценки основана на гипотезе критического напряжения, описанной в гл. 1, но в действительности оценить уровень напряжений очень трудно, и поэтому в качестве критерия используется, как объясняется позднее, величина изменения деформации. Это первая цель при измерении движений коры с точки зрения прогноза землетрясений.

Поскольку существует возможность аномальной деформации коры перед внезапным проскальзыванием по разлому (гл. 3), другая важная цель наблюдений коровых движений — предсказать место и время возникновения землетрясений. Следовательно, наблюдения и измерения движений коры являются одними из самых основных и важных методов прогноза землетрясений.

4.1. Горизонтальные движения

На рис. 4.1 показана сеть пунктов триангуляции первого класса, покрывающая всю территорию Японских островов. Первая съемка в общегосударственном масштабе была проведена

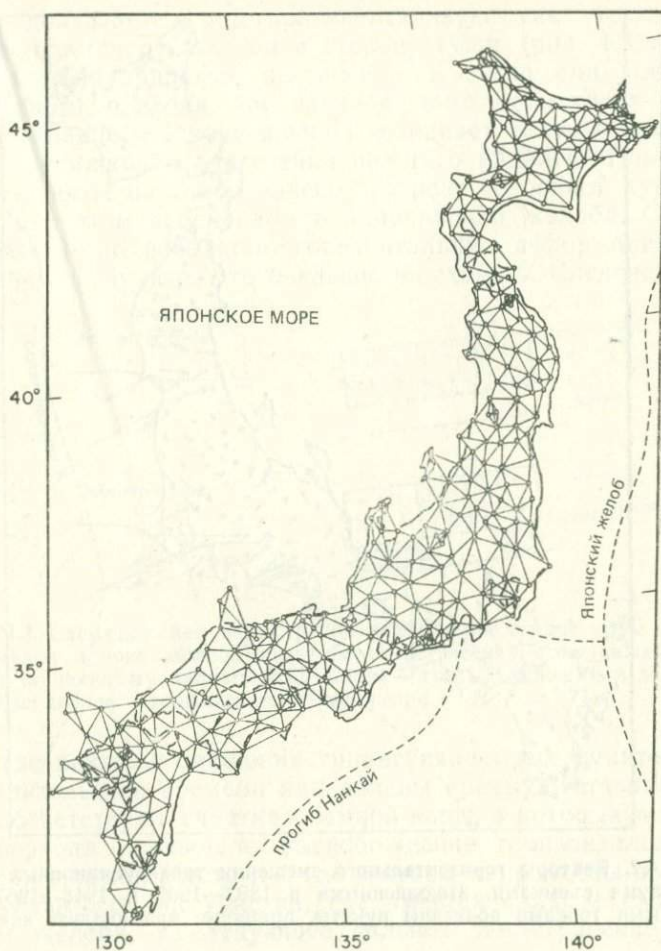


Рис. 4.1. Сеть пунктов триангуляции (трилатералии) первого класса, покрывающая Японские о-ва.

в период 1883—1909 гг., вторая — в 1948—1967 гг. Естественно, частичные повторные съемки выполнялись после каждого сильного землетрясения.

Харада и Исава [9] проанализировали в 1969 г. материалы этих двух съемок и составили карту векторов смещения для всех триангуляционных пунктов. Съемка Хоккайдо тогда еще не была закончена, и поэтому их карта не захватывает этот остров. Но на рис. 4.2 показаны векторы смещения для триангуляционных пунктов по всей Японии; материалы были получены позднее тем же методом множественных фиксированных

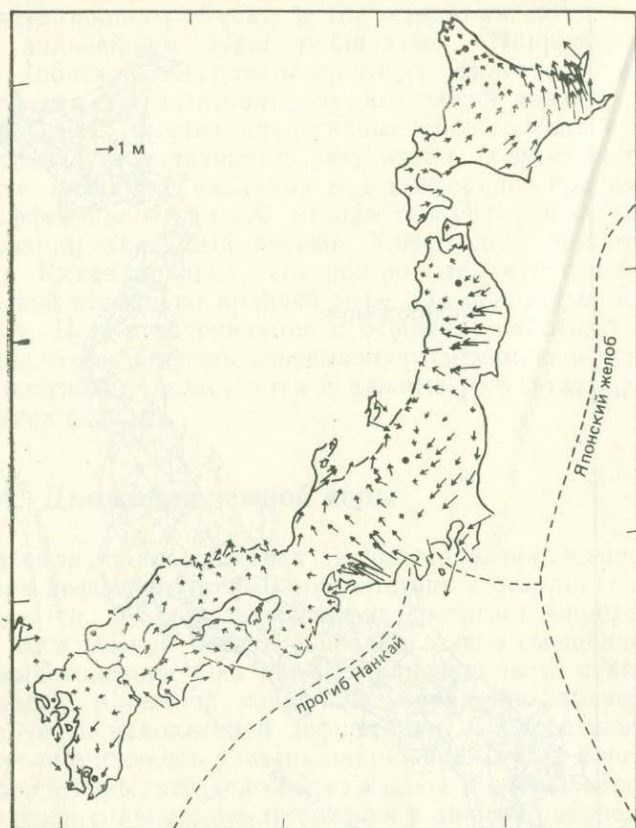


Рис. 4.2. Векторы горизонтального смещения триангуляционных пунктов между двумя съемками, выполненными в 1883—1909 и 1948—1967 гг. [9, 10]. Черными точками показаны пункты, принятые при анализе как фиксированные.

точек, какой использовали Харада и Исава. При этом на территории Японии выбирается несколько сравнительно стабильных триангуляционных пунктов, по отношению к которым определяются векторы относительного смещения. Поэтому схема векторов на рис. 4.2 непригодна для изучения крупномасштабной деформации Японских островов как целого, но она подходит для анализа локальных горизонтальных движений, связанных с землетрясениями.

Основываясь на положениях тектоники плит, Моги [22] предложил в 1970 г. следующую интерпретацию карты векторов, составленной Харадой и Исавой. Как схематически показано на рис. 4.3, в нормальном положении океаническая плита непре-

рывно пододвигается под континентальную, так что она все время смещается от желоба в сторону суши (рис. 4.3, а). Напряжения накапливаются постепенно, и когда они достигнут определенного предела, на границе плит происходит резкое проскальзывание и в зоне желоба возникает сильное землетрясение с подвижкой в очаге типа пологого надвига. Триангуляционные пункты на тихоокеанской стороне островной дуги смещаются при этом в основном в направлении желоба. Сильное землетрясение высвобождает горизонтальную деформацию сжатия, причем сразу всю. Это показано на схеме б. Следовательно,

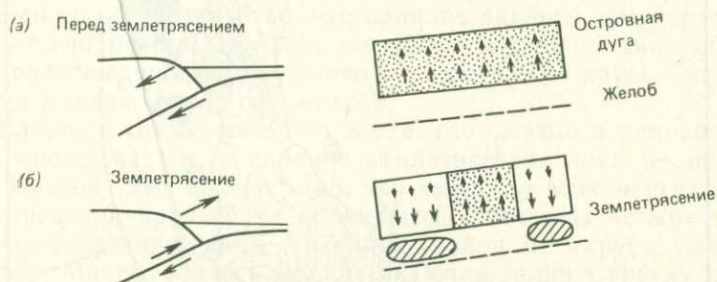


Рис. 4.3. Схематическая иллюстрация деформации земной коры в период возникновения в зоне желоба сильного землетрясения с подвижкой типа пологого надвига [22]. Слева — схемы движений в вертикальном разрезе, справа — горизонтальные движения.

места, где векторы смещения триангуляционных пунктов в течение длительного времени направлены преимущественно к желобу, соответствуют участкам земной коры, в которых в течение этого периода произошло высвобождение горизонтальной деформации сжатия. Места же, где векторы направлены в сторону суши, указывают на участки, где имеется сильное сжатие со стороны желоба, и следующее сильное землетрясение нужно ожидать на одном из таких участков.

Рассматривая рис. 4.2 с этой точки зрения, можно обнаружить важную тенденцию, описываемую далее. Чтобы упростить понимание рисунка, я взял усредненное направление движения Тихоокеанской плиты и плиты Филиппинского моря вблизи Японских островов (это направление более или менее ортогонально к островной дуге) и определил величину смещения каждого триангуляционного пункта в направлении, параллельном направлению движения плит. Полученное распределение смещений показано на рис. 4.4. Площади, отмеченные знаком «+», — это места смещения в сторону суши, а площади, отмеченные знаком «-», — места, где смещение направлено в сторону открытого моря. Площади в открытом море у побережья южного Канто и в интервале от п-ова Кии до Сикоку представ-

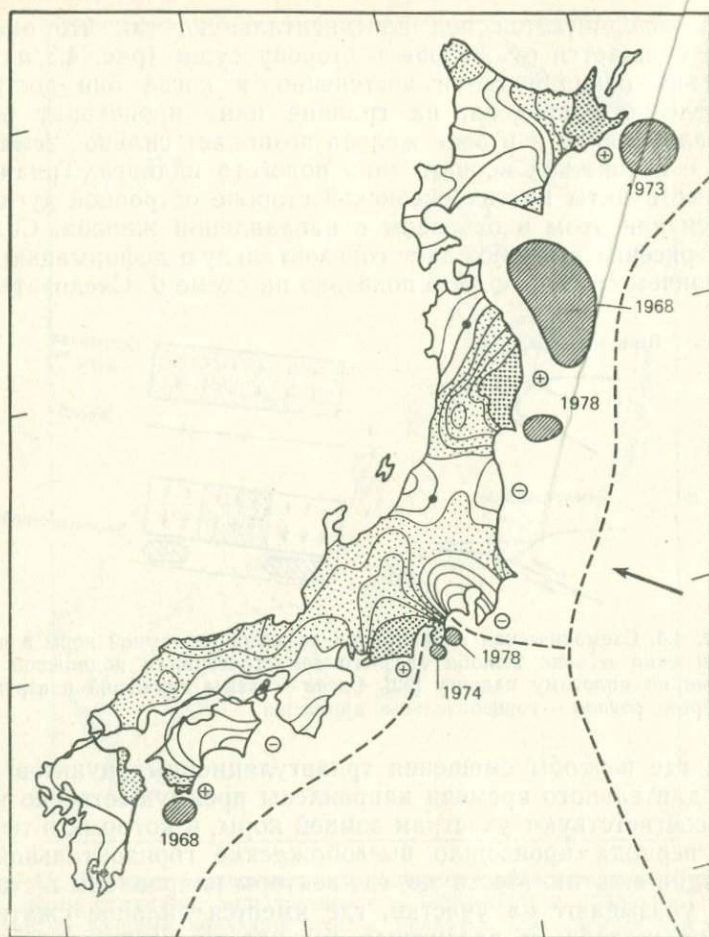


Рис. 4.4. Зависимость между горизонтальными движениями коры, происшедшими между двумя съемками 1883—1909 и 1948—1967 гг.; и сильными землетрясениями в зоне желоба, имевшими место после съемки 1948—1967 гг. Жирной стрелкой показано направление движения океанической плиты; места, где наблюдается сжатие в этом направлении, отмечены знаком «+», а места «отдачи» (возвратного движения) — знаком «-». (Из работы Моги [22] с исправлениями.)

ляют собой области «-», и именно в этих областях произошли землетрясения Канто 1923 г. ($M=8,0$), Тонанкайское 1944 г. ($M=8,1$) и Нанкайдо 1946 г. ($M=8,1$), высвободившие значительную деформацию коры. Префектура Фукусима также в какой-то мере «отрицательна», и здесь в 1938 г. произошло земле-

трясение Фукусима-кен-оки*) ($M=7,8$, но здесь отмечались рой землетрясений, и в сумме они дают почти $M=8$), а в районе Токати на Хоккайдо в области «—» в 1952 г. произошло землетрясение Токати-оки с $M=8,1$. Таким образом, получен логичный результат, а именно: если не считать землетрясение 1933 г. Санрику-оки, то области «отрицательных» смещений более или менее точно соответствуют тем местам, где, как можно думать, вследствие землетрясений класса $M\sim 8$, которые наблюдались в этом столетии в зоне желоба, произошли разгрузка и смещение коры в сторону моря. Причиной того, что при землетрясении Санрику-оки 1933 г. смещений побережья не было отмечено, является то обстоятельство, что влияние данного землетрясения не достигло берега, так как это была подвижка типа сброса [14], происшедшая очень далеко от побережья округа Санрику, непосредственно около оси желоба.

Области с «плюсом» — это места, где сжатие в направлении суши продолжается, а сильное землетрясение пока не произошло. Поэтому весьма вероятно, что именно в этих местах такие землетрясения произойдут в будущем. Отмечены четыре таких района: восточная часть Хоккайдо, район от округа Санрику до преф. Мияги, область Токай (включая залив Суруга) и мыс Асидзури (юго-западное побережье о. Сикоку). После проведения геодезической съемки, выполненной в период между 1948 и 1967 гг., произошло несколько землетрясений, и на рис. 4.4 нанесены зоны сильных землетрясений, происшедших вдоль желоба после упомянутой съемки. Следует отметить, что эти землетрясения произошли в районах, где показано сжатие. В восточной части Хоккайдо в 1973 г. произошло землетрясение Немуро-ханто-оки**) ($M=7,4$); у побережья округа Санрику и преф. Мияги произошли соответственно землетрясения Токати-оки 1968 г. ($M=7,9$) и Мияги-кен-оки 1978 г. ($M=7,4$); недалеко от мыса Асидзури — землетрясение Хьюга-нада 1968 г. ($M=7,5$). Но никакого сильного землетрясения не отмечено в районе Токай. Произошло несколько землетрясений класса $M\sim 7$ на полуострове Идзу, смежном с районом Токай, и вокруг этого полуострова, но сильнейшего землетрясения в зоне желоба, которое сняло бы напряжение, вызываемое упомянутым выше смещением, не было. По этой причине было указано на возможность будущего «Токайского землетрясения» [22]. Подробно этот вопрос рассмотрен в ч. IV. К. Симадзаки (устное выступление, 1984) заметил, что угроза возникновения сильного землетрясе-

*) Японское слово «кен» означает «префектура», «район», а слово «оки» может переводиться как «в море» (с указанием ближайшего пункта на суше). Фукусима-кен-оки — в море у побережья преф. Фукусима. — Прим. перев.

**) Японское слово «ханто» означает «полуостров». — Прим. перев.

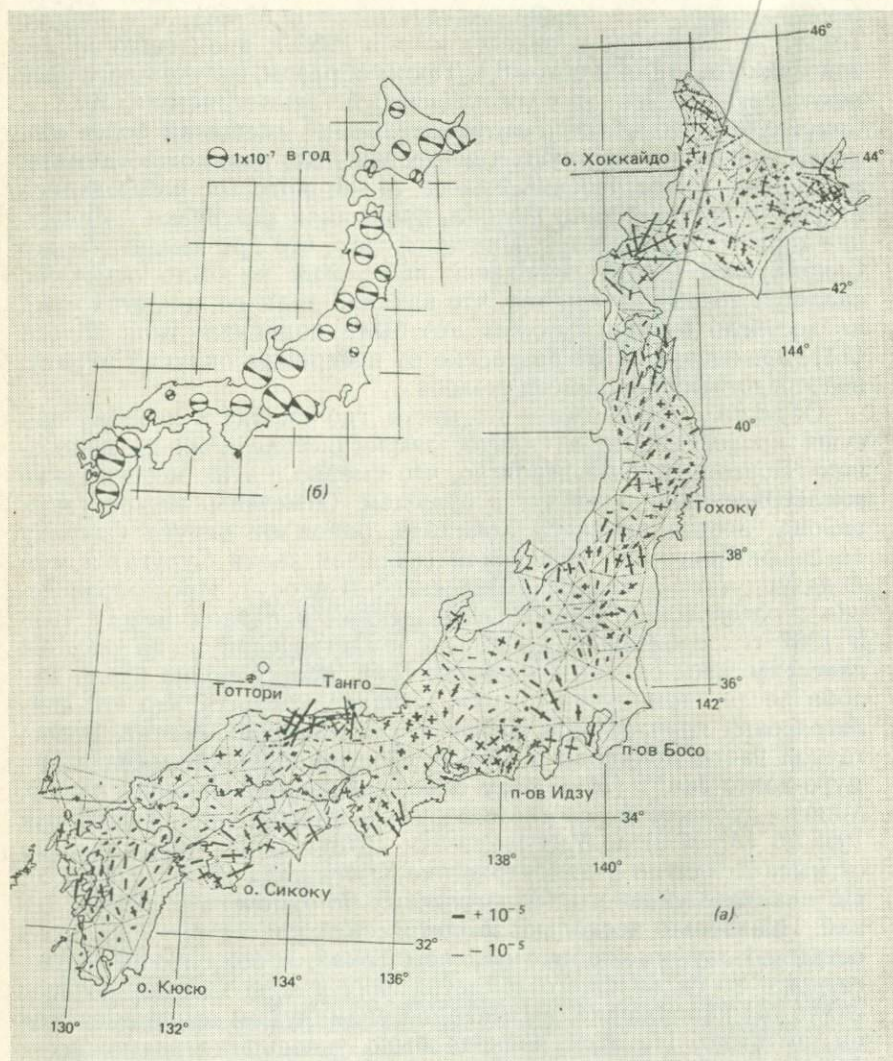


Рис. 4.5. (а) Направление и величина горизонтальной главной деформации на Японских о-вах по двум съемкам: 1883—1909 и 1948—1967 гг. Сплошными линиями показано растяжение, пунктиром — сжатие [10]. (б) Распределение средней скорости нарастания горизонтальной сдвиговой деформации, за исключением областей, где уже произошло сильное землетрясение. Размер кружков характеризует величину этой скорости, а черные полосы внутри кружков указывают направление оси наибольшего сжатия [29].

ния все еще сохраняется в море у мыса Асидзури (см. также рис. 4.4).

Использовать векторы смещения триангуляционных станций удобно, так как их смысл легко понять интуитивно, но построение векторов по отношению к нескольким фиксированным пунктам таит опасность накопления ошибок по мере увеличения

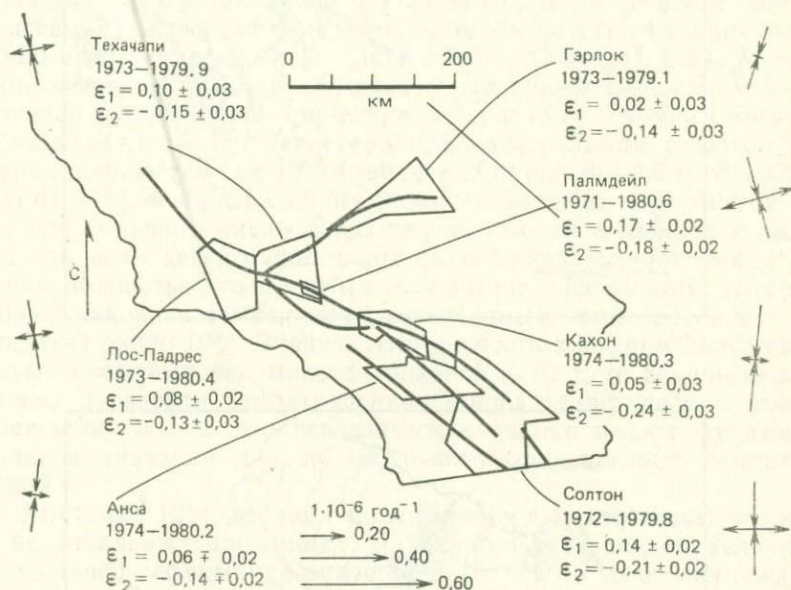
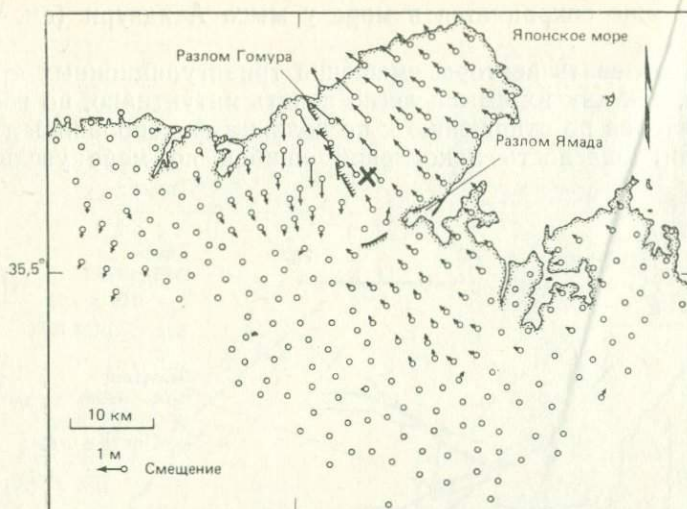


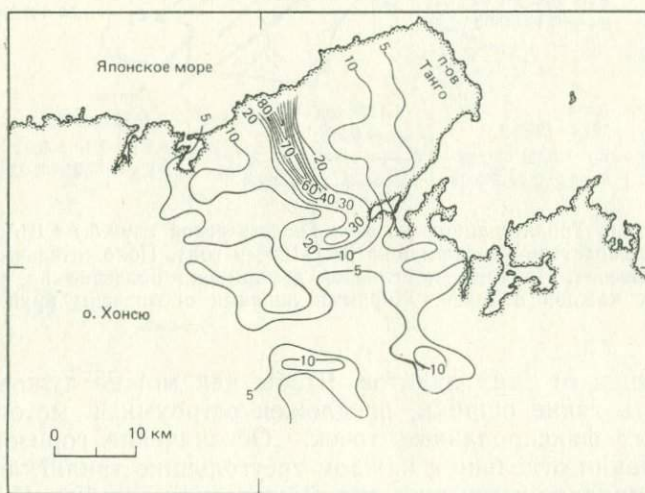
Рис. 4.6. Трилатерационные сети Геологической службы США и средние скорости нарастания деформации (в $1 \cdot 10^{-6}$ в год). Положительным считается растяжение. Направление главной деформации показано на диаграммах сбоку от каждой надписи. Жирными линиями обозначены крупные разломы [35].

расстояния от этих пунктов. Чтобы как можно лучше контролировать такие ошибки, предложен остроумный метод множественных фиксированных точек. Обозначение горизонтальной деформации отдельно в каждом треугольнике триангуляционной сети позволяет исключить систематические ошибки. На рис. 4.5 с использованием этого метода показаны направление и величина главной деформации в горизонтальной плоскости в каждом районе. Полученное распределение деформации на территории Японских островов не противоречит схеме векторов смещения триангуляционных пунктов (рис. 4.2).

Разлом Сан-Андреас в Калифорнии является границей плит, и накопление деформации там очень заметно. На рис. 4.6 показаны средние значения скорости нарастания деформации (1973—



(a)



(b)

Рис. 4.7. Горизонтальные движения земной коры, сопровождавшие землетрясение 1927 г. Танго (Япония) ($M=7,5$). (а) Горизонтальное смещение триангуляционных пунктов (крестиком отмечен эпицентр главного толчка). (б) Максимальная сдвиговая деформация ($1 \cdot 10^{-5}$).

1980 гг.) для каждой из семи сетей трилатерации в Южной Калифорнии. Направление максимального сжатия сохраняется по всему региону более или менее близким к меридиональному [35].

Для нескольких землетрясений на территории Японских островов смещение триангуляционных пунктов в эпицентральной области было установлено по измерениям до и после землетрясения. В качестве типичного примера на рис. 4.7 приведены данные по землетрясению Танго 1927 г. ($M=7,5$) [40]. Можно видеть четкую границу областей с различным смещением и переменной направления смещения по разлому Гомура; рисунок показывает, что это левосторонний сдвиг. Длина разлома Гомура оценивается как 18 км, величина смещения 2,5 м. В 1933 г. Цубои [41] оценил величину резких изменений деформации коры для большого числа таких землетрясений и пришел к выводу, что если деформация коры высвобождается при землетрясении полностью, то предельное значение деформации, которую может накопить земная кора перед самым землетрясением, составляет около 10^{-4} . Значит, если разность в деформации между двумя съемками оказывается близкой к 10^{-4} , то вскоре вполне может произойти землетрясение. Такова теоретическая основа убеждения в том, что геодезические съемки имеют фундаментальное значение для долгосрочного предсказания землетрясений.

Рикитакэ [25] добавил более новые данные, в том числе и в вертикальных движениях, и получил для средней величины предельной деформации значение $5 \cdot 10^{-5}$. В то же время следует иметь в виду, что предельная величина меняется в широких пределах — от $1 \cdot 10^{-5}$ до $10 \cdot 10^{-5}$ — в зависимости от землетрясения. Следовательно, предсказание по вариациям деформаций неизбежно оказывается весьма неопределенным. Учитывая неоднозначность в получаемой величине предельной деформации, Рикитакэ [26] пытался представить процедуру предсказания в вероятностных терминах. Однако, зная о большом размахе оценок, было бы правильнее считать величину изменения деформации коры за долгий период времени просто грубым указанием на возможность землетрясения.

Итак, мы рассмотрели вопрос о том, как большая величина горизонтальной деформации коры за длительный период связана с возможностью возникновения землетрясения. В последние годы разработка лазерного геодиметра позволила легко и с высокой точностью измерять расстояние между двумя пунктами и, производя повторные измерения через сравнительно короткие промежутки времени, следить за временными изменениями горизонтального расстояния. Поэтому в настоящее время продолжают работы по наблюдению аномалий во временных изменениях перед землетрясением путем развития сети точных

геодезических измерений горизонтального расстояния и выполнения повторных измерений через сравнительно короткое время. Например, измерения расстояния поперек залива Суруга (о. Хонсю) в связи с возможностью будущего «Токайского землетрясения» рассматриваются как важнейший метод долгосрочного прогноза (наряду с нивелирными съемками) и периодически производятся Институтом географических съемок Японии (см., например, [8]). Цуненси и Сиосака [45] проводят ежедневные измерения геодиметром на коротком отрезке, пересекающем разлом Фудзикава; длина этого отрезка приблизительно соответствует протяженности сухопутной части прогиба Суруга. Если непосредственно перед землетрясением происходят заметные движения (такие, как описанные в гл. 15), то оказывается возможным их наблюдать.

Точность современных геодиметров, использующих лазер с одной длиной волны, составляет 10^{-6} , но разрабатываются геодиметры с двухволновыми лазерами, и ожидается, что их точность достигнет $2 \cdot 10^{-7}$. Эти приборы, несомненно, станут мощным средством наблюдения таких временных изменений в движениях коры. Измерения геодиметрами с лазерами на двух длинах волн уже начали проводить на западном побережье США. С конца 1975 г. ежедневные наблюдения двухволновым лазерным геодиметром осуществляются на сети, состоящей из 10 отрезков, в районе Холлистера, шт. Калифорния, у пересечения подвижных отрезков разломов Калаверас и Сан-Андреас [11].

Выполняются также непрерывные наблюдения дилатации (расширения) и сжатия коры на чрезвычайно коротких расстояниях, и о них будет говориться в разд. 4.3.

4.2. Вертикальные движения

В Японии, согласно Имамуре [12], при землетрясении Адзигасава (1793 г.) в западной части преф. Аомори, землетрясении Оги (1802 г.) на острове Садо, землетрясениях Кисаката (1804 г.), Хамада (1872 г.) и Танго (1927 г.) за час или несколько часов до подземного толчка наблюдался аномально низкий отлив. Это означает, что перед землетрясением земная поверхность поднимается. Заметим, что все упомянутые землетрясения произошли на побережье Хонсю, обращенном к Японскому морю. Правда, Сато [32] подверг сомнению данные о поднятии при землетрясении Адзигасава. И все же представляется, что перед несколькими землетрясениями определенно происходило поднятие земной поверхности, вполне различимое невооруженным глазом. Поэтому уже давно предполагалось, что, наблюдая вертикальные движения поверхности, быть может, удастся заметить предвещающие землетрясение деформации

земной коры. Методами измерения вертикальных движений земной поверхности являются повторные нивелировки, приливные и наклономерные наблюдения. У каждого из этих методов есть свои достоинства и недостатки, и необходимо использовать их наиболее эффективным образом. В отличие от приливных наблюдений нивелирные съемки позволяют проводить двумерные измерения, в том числе и вдали от морского побережья; они отличаются высокой точностью и представляются самыми перспективными для измерения вертикальных движений. Однако в большинстве случаев непрерывные измерения произвести невозможно. Этот метод требует больших затрат времени и денег; он не приводит к получению абсолютных значений — в нем измеряются относительные изменения, и с удлинением нивелирных ходов ошибки накапливаются. Поэтому интерпретация результатов этого метода требует большой осторожности. Приливные наблюдения просты, здесь возможны непрерывные измерения, и они обладают тем достоинством, что, вводя необходимые поправки, на отдельных пунктах можно вести независимые наблюдения длиннопериодных вертикальных движений. Недостаток же приливных наблюдений состоит в том, что на них непосредственно влияют изменения гидрографических условий (даже если для их учета вводятся поправки), поэтому они не очень точны и ограничены наблюдениями вдоль береговой линии. Достоинство наклономерных наблюдений — высокая чувствительность и непрерывность, но недостаток их в том, что измерения относятся к коротким расстояниям или к отдельным точкам.

4.2.1. Вертикальные движения, наблюдаемые путем нивелирования

Нивелирные съемки в Японии впервые были выполнены вокруг Токийского залива в 1883 г. На рис. 4.8 показаны нивелирные ходы первого класса на Японских островах. В настоящее время измерения по этим профилям повторяются каждые 5 лет. В тех местах, которые привлекают внимание из-за каких-либо аномальных движений, прокладываются нивелирные ходы второго класса или, если того требует обстановка, выполняются новые нивелировки, а измерения производятся еще чаще.

Распределение средней скорости вертикальных движений на Японских островах с 1895 по 1965 г. показано на рис. 4.9 [3]. На этом же рисунке для сравнения представлены данные приливных наблюдений. Дамбара [3] попытался по возможности исключить локальные смещения, вызванные сильными землетрясениями, и найти крупномасштабные, долгопериодные движения поверхности Японских островов. Поднятие территории от южного Канто до полуострова Кии рассматривается как эффект землетрясений, и полностью отделить его невозможно,

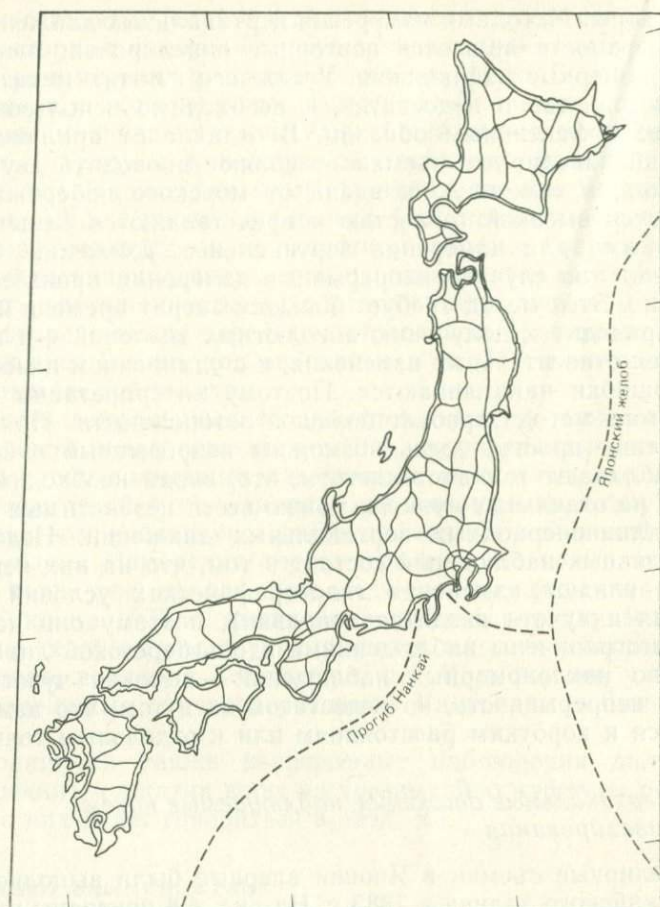


Рис. 4.8. Нивелирные ходы первого класса на Японских о-вах.

но даже при этом рис. 4.9 дает общую картину движений за длительный период на всей площади Японских островов. Следует обратить внимание на опускание вдоль зоны субдукции на тихоокеанской стороне — от Хоккайдо до северо-восточного Хонсю и в районе Токай, заметное поднятие участка от хребта Этиго до гористого округа Акаиси, а также прогибание от преф. Гифу до внутреннего моря Сето.

Поскольку иногда две или большее число нивелирных съемок проводились вблизи гипоцентра будущего землетрясения, имеется несколько сообщений об аномальных поднятиях, которые можно считать предвестниками землетрясений. Основываясь на результатах прошлых нивелировок в Японии, Сато и Иноути

[34] составили в 1977 г. сводку случаев поднятия коры, которые, по предположениям, предвещали землетрясения, и перечислили 9 таких событий (табл. 4.1). Например, имеется сообщение о том, что, согласно двум нивелировкам, выполненным перед землетрясением Секихара (1927 г.), вблизи эпицентра произошло

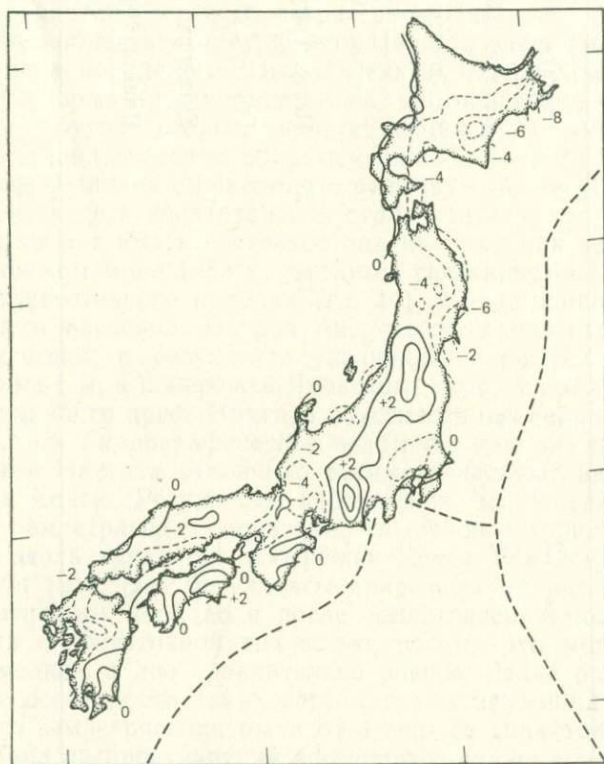


Рис. 4.9. Средние скорости (в мм/год) вертикальных движений на Японских о-вах с 1895 по 1965 г. [3].

подняtie на 1—2 см. Однако это поднятие нельзя считать явным предвестником.

О землетрясении Ниигата (1964 г.) сообщалось [2, 42] как о случае, когда наблюдался наиболее отчетливый «предвестник в виде поднятия коры», и о нем часто упоминается в статьях и книгах по прогнозу землетрясений (см. рис. 4.11). Как упоминалось в ч. I, результаты, полученные для землетрясения Ниигата, рассматривались как убедительное доказательство справедливости дилатантно-диффузионной модели [36] возникновения явлений, предвещающих землетрясение. Однако я думаю, что

Таблица 4.1. Классификация и причины поднятий земной коры в Японии [34]

Надежность данных*)	Предвестники	Поднятие после землетрясения	Особая тектоническая структура	Рои землетрясений	Рыхлый осадочный слой	Неизвестны	Всего	Место и год землетрясения	Магнитуда М
А	1	0	3	2	0	3	9	Ниигата, 1964	7,5
В	3	2	4	0	2	7	18	Имайти, 1969	4,0
								Юго-восток Акиты, 1970	6,2
								Секихара, 1927	5,3
С	5	3	4	0	2	15	29	Центр. Гифу, 1969	6,6
								Гифу — Гундзё, 1934	6,2
								Кита-мино, 1961	7,0
								Имайти, 1949	6,4
		9	5	11	2	4	25	56	

*) А, В — среднегодовая скорость поднятия 0,3 см/год или больше; С — средняя скорость поднятия меньше 0,3 см/год.

некоторые моменты, относящиеся к результатам нивелирования перед землетрясением Ниигата, которые обычно рассматриваются как бесспорные, в действительности требуют дальнейшей проверки; я рассмотрел этот вопрос в деталях в работе [23].

Исходя из иных соображений, Сато [31] также сомневается в надежности основанных на нивелировании данных об «аномальном поднятии» перед землетрясением Ниигата.

Очаговая область землетрясения Ниигата располагалась под морским дном недалеко от Недзугасеки на севере Хонсю, и сейсмический разрыв представлял собой, как полагают, падающий на запад крутой взброс, простирающийся в направлении СВ—ЮЗ. Длина очаговой области оценивалась в 80 км, ширина — 30 км, величина смещения по разрыву — 3,3 м [1]. Однако недавно некоторые исследователи стали считать, что сейсмический разрыв мог иметь восточное падение, так как землетрясение в Японском море 1983 г. считается связанным с подвижкой по надвигу восточного падения (гл. 14), и этот вопрос требует дальнейшего изучения. Остров Ава, расположенный к западу от Недзугасеки, в результате указанной подвижки поднялся примерно на 1 м, а побережье Японского моря от преф. Ямагата до северной части преф. Ниигата опустилось примерно на 20 см.

К счастью, Гидрографическое ведомство как раз перед землетрясением Ниигата закончило батиметрическую съемку между Авой и Хонсю. Результаты наблюдений, выполненных сразу же после землетрясения, показали, что район острова Ава поднялся, а вдоль западного побережья Хонсю образовался пояс прогибания [21]. Эти результаты приведены на рис. 4.10. Изменения глубины моря до и после землетрясения можно было наблюдать с достаточной точностью, потому что море в этой области мелкое, а дно сравнительно ровное. Редко бывает так, чтобы все особенности таких вертикальных движений в случае подводного землетрясения были отмечены со значительной точностью. Зона распространения афтершоков также соответствует району, где произошли значительные движения коры.

Вокруг Ниигаты происходит сильная просадка поверхности, вызванная откачкой грунтовых вод, и для слежения за этим процессом часто производятся нивелирные съемки. Получаемые данные использовались для изучения движений коры вдоль Японского моря до и после землетрясения Ниигата. Сообщалось, что постепенные изменения высотных отметок, происходившие приблизительно с 1900 г., сразу же после 1955 г. сменились аномально быстрым поднятием, затем на некоторое время движение прекратилось, но во время землетрясения Ниигата произошло заметное опускание [2, 42]. Цубокава и др. [42] и Дамбара [2] проследили вековые движения каждого нивелирного репера на побережье, приняв репер 3742 в пункте Касивадзаки как неподвижный. На рис. 4.11 показаны резуль-

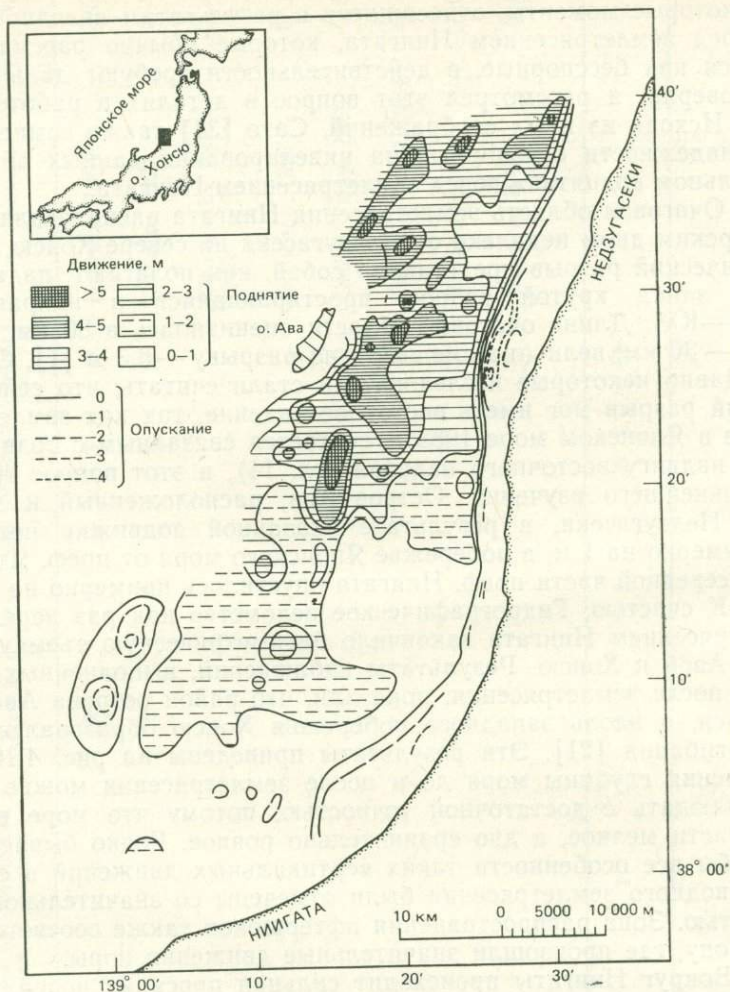


Рис. 4.10. Вертикальные движения морского дна в очаговой области до и после землетрясения Ниигата (1964 г., $M=7,5$) [21].

таты, представленные в работе [2]. Видно, что «аномальное поднятие», отмечавшееся в прошлом, было быстрым изменением, происходившим вскоре после 1955 г. и охватившим широкую область. Это значительное изменение непосредственно после 1955 г. можно даже заметить на нивелирном профиле, отходящем на юг от репера J4410. На рис. 4.12 показано движение репера 4400 по данным Дамбары. Поднятие сразу же после 1955 г. достигало 5 см, а изменение при землетрясении было

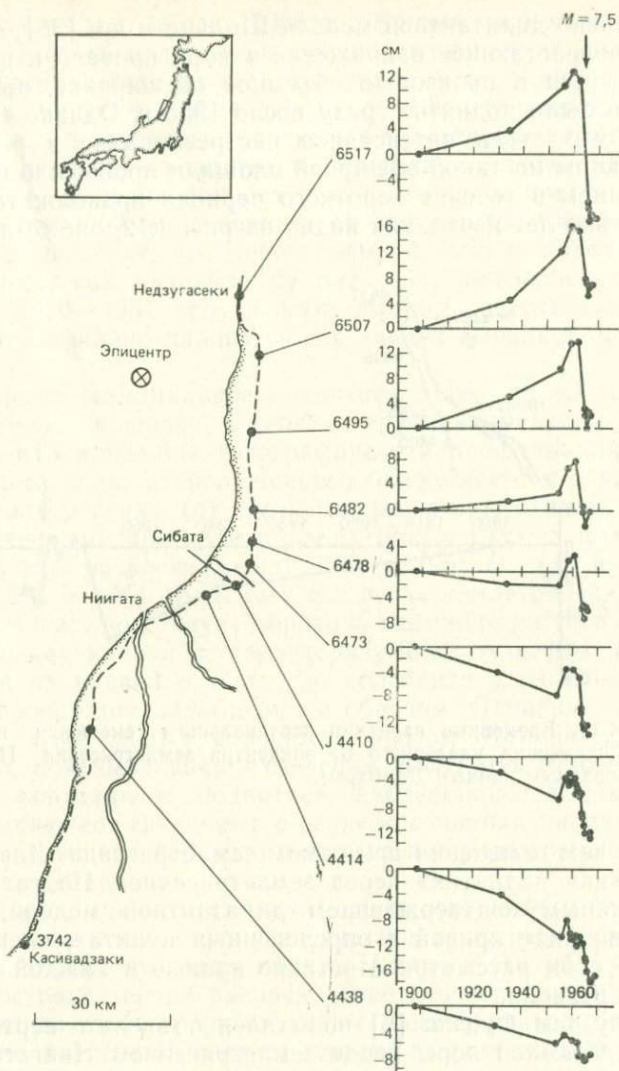


Рис. 4.11. Временные вариации вертикального смещения нивелирных реперов вдоль побережья Японского моря до и после землетрясения Ниигата 1964 г. при фиксированной станции Касивадзаки [2]. Стрелка указывает время землетрясения с магнитудой 7,5.

меньше 3 см. На репере 4392, расположенном дальше от берега моря, изменение сразу после 1955 г. также составляло ~5 см, но при землетрясении оно было еще меньше. Допуская, что эта кривая изменения высот действительно отражает движение коры, какого же типа механизм надо предположить?

Согласно дилатантной модели Шольца и др. [36], описанной в ч. I, возрастающее напряжение в коре привело к раскрытию микротрещин и произошло объемное расширение, результатом которого было поднятие сразу после 1955 г. Однако трудно поверить, что столь интенсивное растрескивание и расширение земной коры на такой обширной площади произошло перед землетрясением в течение короткого периода продолжительностью в несколько лет и что, как видно из рис. 4.12, оно было гораздо

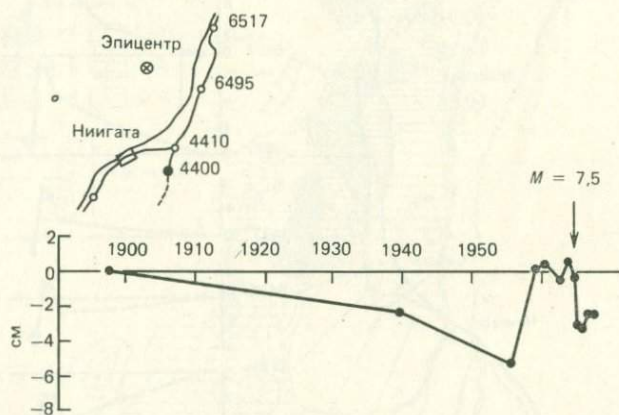


Рис. 4.12. Временные вариации вертикального смещения нивелирного репера 4400, весьма удаленного от эпицентра землетрясения Ниигата (по неопубликованным данным Дамбары).

сильнее, чем изменения при самом землетрясении. Довод о том, что «кривая поднятия» перед землетрясением Ниигата служит убедительным подтверждением дилатантной модели, основан только на виде кривой в определенных пунктах, и его трудно принять, если рассматривать такие кривые в каждой точке обширного региона.

Между тем Фудзии [6] попытался объяснить вертикальные движения земной коры перед землетрясением Ниигата крипом на разломе типа надвига с падением к западу. Он продолжил плоскость разрыва в сторону моря до больших глубин и пришел к выводу, что по этой плоскости примерно в 1955 г. произошло асейсмичное проскальзывание. Но в рамках модели Фудзии трудно объяснить количественно описанные выше крупномасштабные движения. Тем не менее полагают, что их можно объяснить такой моделью, если предположить, что плоскость разрыва имеет восточное падение (см. гл. 14).

Однако вопрос заключается в том, существовало ли в действительности перед землетрясением Ниигата anomalous под-

нятие сразу же после 1955 г. Кривая изменения высот (рис. 4.11) была получена в предположении о неподвижности пункта Касивадзаки, но если мы учтем, что полная длина нивелирного профиля составляла около 100 км и что этот профиль проходил через пояс опускания поверхности грунта вблизи Ниигаты, необходимо тщательно проверить ошибки измерений. Кроме того, решение вопроса о реальности «аномального поднятия» в большой мере зависит от результатов нивелирования 1955 г. Дело в том, что перед съемкой 1955 г. нивелирование проводилось, как показано на рис. 4.11, примерно на 20 лет раньше (1930—1934 гг.). Таким образом, результаты съемки 1955 г. чрезвычайно важны, но их анализ выявляет следующие проблемы.

Во-первых, «аномальное поднятие» сразу же после 1955 г., по-видимому, включает в себя и эффект изменений рельефа. На рис. 4.13 показаны топографический профиль для отрезка нивелирного хода, расположенного ближе всего к очаговой области землетрясения (*a*); разности между высотными отметками, полученными при нивелировках 1955 и 1959 гг. для того же профиля (*b*), разности между 1959 и 1961 гг. (*в*) и разности между 1961 и 1964 гг. (сразу же после землетрясения Ниигата) (*г*). Читателю следует обратить внимание на тесную корреляцию между кривой *a*, характеризующей рельеф, и кривой *b*. Значения на кривой *в* малы, но колебания этой кривой вверх и вниз происходят подобным же образом. Отметим также, что характер этих кривых коренным образом отличается от вида кривой *г*, показывающей изменение высот при землетрясении. Значит, «аномальное поднятие», наблюдавшееся сразу после 1955 г., включает связанные с рельефом ошибки нивелирования, которые на репере 6504, где «аномальное поднятие» было наибольшим, оцениваются в 4 см.

Во-вторых, существует возможность, что ошибки съемки накапливались в одну сторону на участке, где профиль измерений пересекал пояс опускания вблизи Ниигаты. На рис. 4.14 показано пространственное распределение невязок замкнутого хода для каждого отрезка (около 2 км длиной) нивелирных измерений (по данным Института географических съемок, 1956 г.). Светлыми кружками показаны случаи, когда повторные измерения давали увеличение, а черными — уменьшение значений высот. Если бы ошибки измерений были случайными, светлые и черные кружки распределялись бы случайным образом, однако в районе опускания близ Ниигаты обнаруживается почти непрерывная цепочка черных кружков. Это может означать, что ошибки накапливались здесь систематически (в одну сторону). Пока не ясно, как это связано с «аномальным поднятием» после 1955 г., но возникают сомнения в оценке результатов съемки 1955 г.

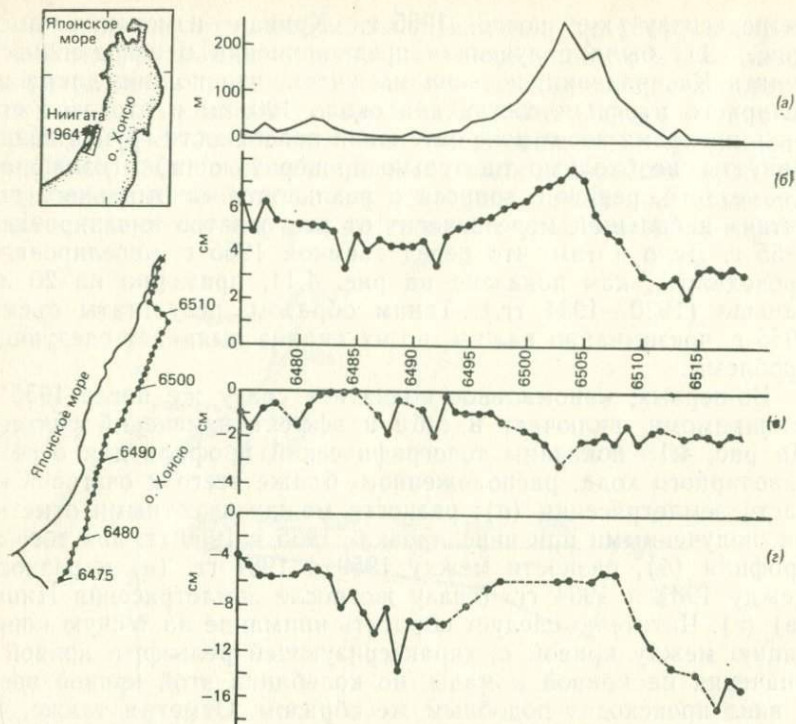


Рис. 4.13. Изменения высотных отметок и топографический профиль вдоль нивелирных ходов, проходивших по берегу Японского моря, на суб-меридиональном отрезке вблизи очаговой области землетрясения Ниигата. (а) Топографический профиль; (б) изменения высот в период между 1955 и 1959 гг.; (в) изменения между 1959 и 1961 гг.; (г) изменения между 1961 и 1964 гг. (сразу же после землетрясения Ниигата). Положительные значения высот реперов соответствуют поднятию. Обратите внимание на близкое сходство между кривой изменения высот (б) за период, когда, как полагают, происходило аномальное поднятие, и топографическим профилем (а).

Из всего этого следует, что с результатами съемки 1955 г. связаны определенные проблемы; несомненно, поднятие могло быть лишь кажущимся, и поэтому необходимы дальнейшие исследования. Если при построении кривой движения коры исключить съемку 1955 г., получатся графики, представленные на рис. 4.15. Нивелирный ход имеет значительную длину, и если учесть ошибки измерений, то нельзя сказать, что незадолго до землетрясения Ниигата происходило аномальное движение коры. Выделяется длительное поднятие перед землетрясением вблизи репера 6505, но даже в период 1973—1980 гг., когда прошло уже много времени после землетрясения Ниигата, там

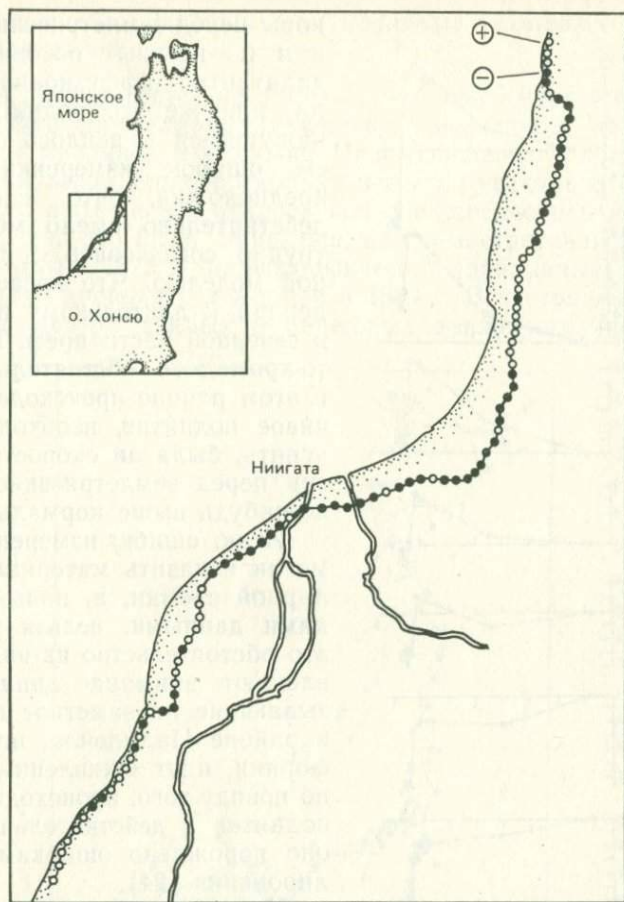


Рис. 4.14. Пространственное распределение невязок замкнутого хода на реперах нивелирной съемки 1955 г. от Недзугасеки через Ниигату в Касивадзаки. Светлые кружки означают положительную величину расхождения при повторных измерениях, черные кружки — отрицательную. Заметим, что последние составляют подавляющее большинство на отрезке, проходящем через равнинные области у Ниигаты. По данным Института географических съемок (1956 г.).

продолжалось заметное поднятие (3—4 мм/год) [7]. Следовательно, мы должны признать как факт, что данный район является областью устойчивого поднятия.

Подведем итоги. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы выяснить, происходило ли на самом деле за несколько лет до землетрясения Ниигата «поднятие», которое считалось в прошлом самым надежным примером аномального поднятия

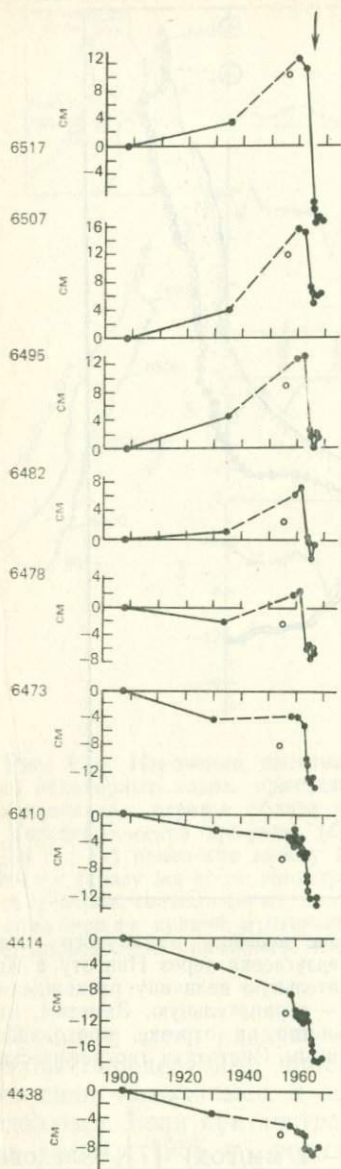


Рис. 4.15. Временные вариации вертикальных движений для реперов вдоль побережья Японского моря, показанных на рис. 4.11. Результаты съемки 1955—1956 гг. исключены. Стрелкой указано землетрясение Ниигата [23].

коры перед землетрясением и одним из главных оснований для дилатантно-диффузионной модели, или же это поднятие было кажущимся и явилось следствием ошибок измерений. Даже предположив, что «поднятие» действительно имело место, его трудно согласовать с дилатантной моделью. Что касается тенденции к длительному поднятию в северной части преф. Ниигата, то кроме того обстоятельства, что в этом районе происходит устойчивое поднятие, необходимо выяснить, была ли скорость поднятия перед землетрясением сколько-нибудь выше нормальной.

Итак, ошибки измерений легко могли исказить материалы нивелирной съемки, и, пользуясь такими данными, нельзя упускать это обстоятельство из виду. Привлекают внимание данные, указывающие на заметное поднятие в районе Палмдейла, шт. Калифорния, идут оживленные споры по поводу того, происходит ли это поднятие в действительности или оно порождено ошибками нивелирования [24].

Имеются, однако, и случаи, когда в результате нивелировок перед землетрясениями обнаруживались явные движения коры. Один из них — Тонанкайское землетрясение 1944 г. Оно подробно рассматривается в гл. 15. Недавно полученные результаты, касающиеся п-ва Идзу и района Токай в Японии, будут также разобраны в ч. III и IV; будут приведены и конкретные примеры, иллюстрирующие важность нивелирных съемок для оценки активности земной коры.

4.2.2. Вертикальные движения, наблюдаемые с помощью мареографов

Япония располагается на островах, поэтому имеется возможность изучать вертикальные движения поверхности, наблюдая за уровнем приливов и отливов. Целесообразность приливных наблюдений несомненна, поскольку известно несколько случаев регистрации аномальных отливов непосредственно перед землетрясением Хамада (запад Хонсю) в 1872 г. Мареографические (приливные) наблюдения начали проводить в Японии в 1894 г. В настоящее время в ведении Центра данных о береговых движениях японского

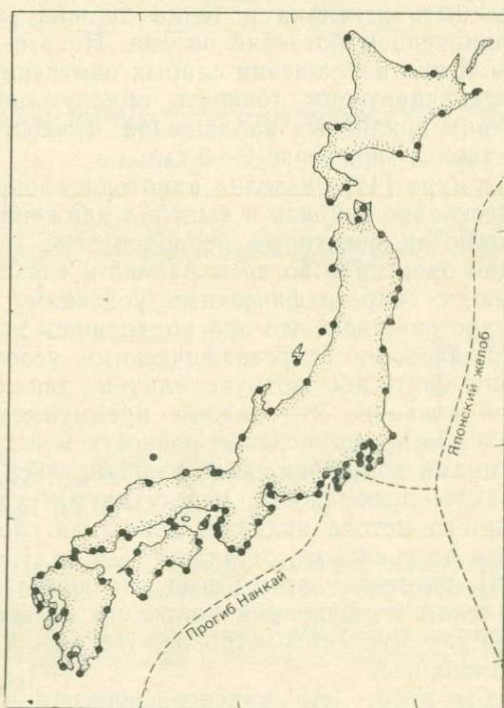


Рис. 4.16. Распределение приливных станций на Японских о-вах.

Института географических съемок находится около 100 мареографических станций (рис. 4.16). Уровень моря меняется в связи с океанскими приливами и с движением земной поверхности, а также вследствие изменений ветровых и гидрографических условий. Например, в порядке вещей колебания уровня величинной в несколько сантиметров, возникающие из-за изменения течений в результате появления извне холодной водной массы.

Чтобы выделить движения земной поверхности, изменения, вызванные гидрографическими и другими подобными причинами, исключаются вычислением разности между показаниями двух мареографов в одном и том же районе океана. Во многих случаях движения коры, связанные с землетрясениями, происходят на ограниченной площади. Поэтому если приливная станция, удаленная от очаговой области землетрясения, выбирается в качестве опорной точки и с ней соотносятся показания других станций из того же района океана, то движения грунта на станции, расположенной в очаговой области, можно установить с достаточной точностью. В этом случае необходимыми условиями являются следующие: движения земной поверхности в опорной точке должны быть невелики и точка должна располагаться в том же ограниченном бассейне океана. Но это часто становится проблемой при наблюдении слабых изменений и является фактором, ограничивающим точность обнаружения движений коры посредством приливных наблюдений. Точность приливных измерений составляет примерно 2—3 см.

В 1970 г. Цумура [44] разделил акваторию вокруг Японских островов на несколько районов и выделил движения земной поверхности, исключив некоторые периодические составляющие, флуктуирующие однотипно во всем районе и связанные, по его предположению, с гидрографическими условиями. Этот метод обладает тем достоинством, что при подходящем выборе границ районов с одинаковыми гидрографическими условиями с его помощью можно найти абсолютную величину движений на каждой приливной станции. Это важное преимущество, так как описанный ранее метод вычисления разности между двумя приливными станциями позволяет найти только относительные движения, или наклон поверхности, между двумя станциями. Недостатком данного метода является известная сложность анализа. Ошибка в этом случае составляет ~ 3 см. В 1979 г. Като и Цумура [18] применили этот метод для анализа данных по прошлым приливам и вычислили движения на всех мареографических станциях Японских островов. На рис. 4.17 приведен пример такого анализа.

Очасти из-за того, что мареографические измерения не всегда достаточно точны, до сих пор известно очень мало случаев, когда предваряющие землетрясение движения коры были надежно зарегистрированы посредством приливных наблюдений. Сато [32, 33] предположил, что предшествующие изменения уровня моря имели место перед землетрясением Нанкайдо 1946 г. На рис. 4.17 показаны изменения в разностях значений уровня моря, измерявшихся каждый час на станциях Тосасимидзу на юго-западе острова Сикоку и Хосодзима на восточном берегу острова Кюсю. В них уже учтен эффект приливных течений. Из рисунка следует, что, хотя, уровень моря заметно

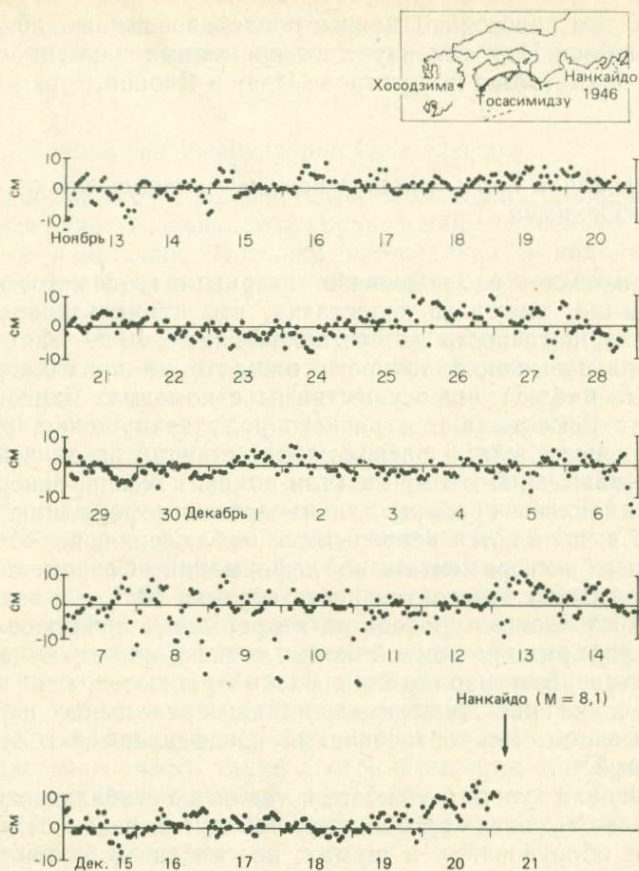


Рис. 4.17. Изменения в средних значениях относительного уровня моря на приливной станции Тосасимидзу перед землетрясением Нанкайдо ($M=8,1$), происшедшим 21 декабря 1946 г. По вертикальной оси нанесена разность между средними значениями уровня моря на станциях Тосасимидзу и Хосодзима. Положительные значения соответствуют поднятию пункта Тосасимидзу [33].

флуктуировал, на станции Тосасимидзу за $1\frac{1}{2}$ сут до этого сильного землетрясения началось предвещающее его поднятие. Непрерывный подъем поверхности моря стал весьма вялым за 3—4 года до землетрясения Канто. Однако трудно судить, было ли это вызвано предваряющим поднятием земной поверхности или изменением гидрографических условий, так как анализ долгосрочных наблюдений после землетрясения показывает такие же движения поверхности моря. В гл. 13 мы рассмотрим

вопрос о том, насколько ценны последние данные об уровне моря в районе Ито для изучения временных вариаций в аномальном поднятии на полуострове Идзу в Японии.

4.3. Деформации коры, обнаруживаемые непрерывными наблюдениями

Нивелировки и наблюдения с лазерными геодинетрами, описанные выше, имеют те недостатки, что их нельзя проводить непрерывно, а точность их составляет лишь 10^{-6} — 10^{-7} , и значительного повышения точности ожидать не приходится. Непрерывные наблюдения осуществимы с помощью мареографов, но на них накладываются разного рода возмущения, высокая точность невозможна, а расположение станций ограничено морским побережьем. Поэтому на (или вблизи) земной поверхности были установлены приборы для измерения деформации, и с их помощью выполняются непрерывные наблюдения, подобные лабораторным экспериментам по деформации. Современные инструменты имеют чувствительность порядка 10^{-7} , а в некоторых случаях 10^{-8} . С ними проводятся непрерывные наблюдения длительной деформации земной коры и деформации, предвещающей разрыв. Эти наблюдения рассматриваются как важный метод предсказания землетрясения непосредственно перед его возникновением. Какие требования предъявляются к этим наблюдениям?

1) Высокая чувствительность и такая же стабильность.

2) Низкий уровень шумов, так чтобы независимо от чувствительности оборудования в шумах, не связанных с землетрясениями, не терялись полезные сигналы.

3) Ввиду того что земная кора не всегда представляет собой сплошную среду, а местами она чрезвычайно разнородна и прерывиста, желательнее, чтобы те места, где установлены измерительные инструменты для наблюдения крупномасштабных деформаций, были по возможности обширными площадями, а не отдельными точками (хотя бывают и случаи, когда очень ценными для выявления предшествующих деформаций оказываются измерения, проводимые очень близко к разлому или на коротких расстояниях поперек разлома).

4) Инструменты должны быть как можно проще, а их установка и содержание — не требовать больших расходов, так чтобы наблюдения можно было проводить на множестве станций во всех необходимых местах.

Продолжаются работы по разработке такого оборудования. Некоторые из последних приборов удовлетворяют части перечисленных выше требований и эксплуатируются таким образом,

чтобы оптимально использовать их достоинства. Рассмотрим теперь существующие методы непрерывного измерения деформаций коры.

4.3.1. Подземные обсерватории типа галереи

Как правило, прецизионные наблюдения деформаций коры на поверхности проводить трудно: мешают осадки и температурные изменения. Поэтому наблюдения выполняются с помощью инструментов, устанавливаемых в подземных галереях туннельного типа.

Одним из первых высокочувствительных приборов, предназначенных для непрерывных измерений деформаций коры, был кварцевый наклономер Исимото, разработанный примерно в 1930 г. Однако изготовление этого прибора и обращение с ним были довольно трудными, и в наше время те же результаты достигаются при помощи металлических наклономеров маятникового типа, устанавливаемых в термостатической камере в подземной галерее. Наклономеры, основанные на принципе длинно-периодного маятникового сейсмометра, весьма чувствительны, но страдают тем недостатком, что наклон регистрируется для крайне ограниченной площади инструментального постаменты. В частности, во многих случаях подземные галереи размещаются на сравнительно малой глубине от поверхности и подвергаются заметному воздействию осадков, так что зачастую нелегко отделить деформацию глубоких недр от такого шума. Однако если учесть такие достоинства этих приборов, как простота установки и высокая чувствительность, то их применение, вероятно, окажется очень полезным при проведении экстренных наблюдений в будущем.

Главное достоинство подземных наблюдений в галереях — возможность измерять растяжение, сжатие и наклон на сравнительно большой базе. Поэтому длинные экстензометры и водотрубные наклономеры установлены в 100-метровых подземных галереях, и с их помощью производятся наблюдения с очень высокой чувствительностью. Поскольку эти инструменты имеют большую длину, они регистрируют сравнительно крупномасштабную деформацию и используются также для увязки нивелировок, которые можно проводить только эпизодически. Например, водотрубные наклономеры на обсерватории в Мадзе (преф. Ниигата) записали флуктуации, происходившие приблизительно во время землетрясения Ниигата 1964 г., и, согласно сообщениям, эти изменения соответствовали примерно той же тенденции, какая была обнаружена путем повторных измерений деформации с помощью нивелирных ходов, пересекавших данную площадь [16]. Кроме того, на основании материалов этих наблюдений был сделан вывод о существовании весьма медленно

мигрирующей деформации коры [13, 15, 46]. Эти интересные результаты связаны также с миграцией сейсмической активности, о которой будет говориться в следующей главе.

Одно время усилия по проведению непрерывных наблюдений деформации коры концентрировались на сооружении подземных обсерваторий типа галерей, но затем выяснилось, что строительство даже одной такой обсерватории требует больших расходов. Трудности вызваны тем, что подземные станции типа галерей размещаются на малой глубине и подвергаются значительному воздействию осадков, проникающих в них по трещинам в коренных породах. Поскольку дальное действие одной обсерватории невелико, необходимы наблюдения во многих пунктах. При этом определенные преимущества имеют более простые наблюдения в скважинах, описываемые в следующем разделе.

4.3.2. Наблюдения в скважинах

Скважинный метод требует определенных расходов на бурение, но необходимая площадь невелика, а наблюдения можно проводить на глубинах более 200 м, т. е. избавиться от влияния осадков, что было проблемой при прошлых непрерывных наблюдениях деформаций коры. Используемые в настоящее время приборы скважинного типа — датчик объемной деформации Сакса — Эвертсона, успешно применяемый Японским метеорологическим агентством (JMA) для практических целей, и скважинные наклонометры. Они установлены главным образом на многочисленных наблюдательных пунктах, сосредоточенных в районах Токай и Канто в Японии. В частности, датчики объемной деформации сравнительно стабильны и заслужили хорошую репутацию как приборы для регистрации средних и коротких по длительности изменений [37]. Наклонометры наконец входят в стадию практического использования. Деформометры скважинного типа находятся в стадии испытаний. Таким образом, скважинные наблюдения обладают рядом достоинств, но имеются сомнения в том, насколько полученные с их помощью данные отражают крупномасштабные изменения. Ведь, поскольку наблюдения выполняются в одной точке, на них легко могут повлиять локальные деформации и шум. Следовательно, желательны двумерные наблюдения на многих станциях, и фактически они и производятся.

4.3.3. Наклонометры с длинными водяными трубами

Наконец, коснемся наблюдений с наклонометрами, которые сделаны в виде длинных труб, наполненных водой. Эти инструменты («гидронивелиры») принципиально отличны от приборов скважинного типа. Гидронивелиры используются Институтом

географических съемок [8] в Омаэдзаки, где 330-метровые наполненные водой трубы закопаны на глубину ~ 2 м. С их помощью можно обнаруживать деформации на сравнительно обширной площади, и они мало подвержены влиянию осадков и температуры. Это не те приборы, которые можно установить

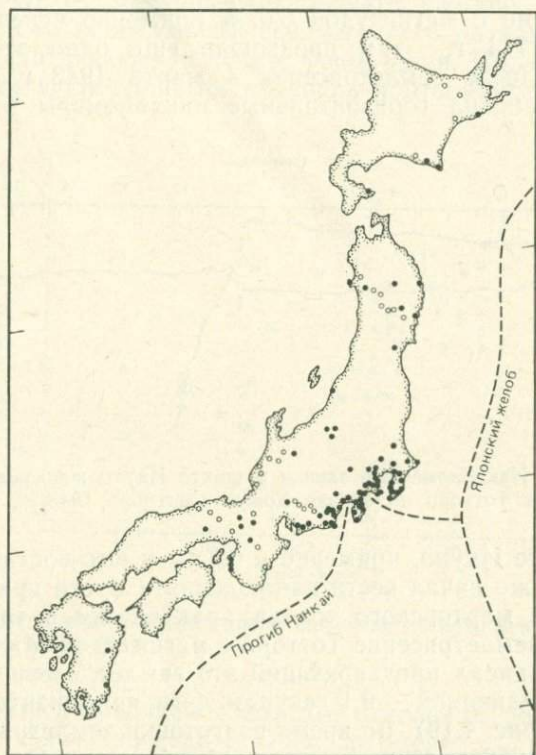


Рис. 4.18. Расположение обсерваторий для непрерывных наблюдений движения коры на Японских о-вах. Черные кружки — существующие станции, светлые — проектируемые станции.

где угодно, но, будучи размещены в подходящих местах, они дают ощутимый эффект.

На рис. 4.18 показано местоположение описанных выше обсерваторий (наблюдательных станций), на которых ведутся наблюдения за деформацией коры в Японии. Они размещены довольно густо в южном Канто и в районе Токай, но, как видно из рисунка, в масштабе страны их число еще совершенно недостаточно.

Обратимся к результатам наблюдений, полученным до сих пор. Более новые результаты будут рассмотрены в ч. III, а здесь

я хочу ввести читателя в курс более ранних материалов, полученных в Японии.

4 марта 1943 г. возле города Тоттори в западной Японии произошло землетрясение с магнитудой $M=6,1$, а на следующий день в том же месте произошло землетрясение с $M=6,4$. Намного раньше, 3 октября 1710 г., вблизи Тоттори отмечалось землетрясение с магнитудой 6,6, а примерно через 5 месяцев, 19 марта 1711 г., там произошло еще одно землетрясение с $M=6,6$. После землетрясения 4 марта 1943 г. Сасса [27] спешно установил горизонтальные наклонометры маятникового

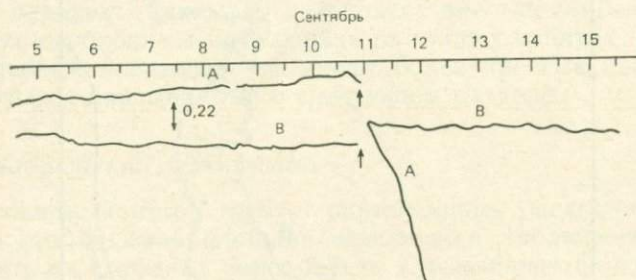


Рис. 4.19. Наклономерные записи в шахте Икуно непосредственно перед землетрясением Тоттори на западе Хонсю (сентябрь 1943 г., $M=7,4$) [27].

типа в шахте Икуно, примерно в 60 км к юго-востоку от Тоттори, и сразу же начал вести наблюдения. Спустя примерно 6 месяцев после мартовского толчка практически в том же месте произошло землетрясение Тоттори с магнитудой $M=7,4$, и Сасса блестяще записал предвещающий это землетрясение наклон поверхности величиной $\sim 0,1$ секунды дуги приблизительно за 6 ч до толчка (рис. 4.19). Во время подготовки землетрясения Йосино в июле 1952 г. экстензометры обсерватории Осака-яма примерно в 90 км севернее эпицентра также зарегистрировали удлинение величиной $\sim 2,5 \cdot 10^{-6}$ приблизительно за 10 месяцев до толчка [28]. Были и случаи изменения показаний водотрубных наклономеров непосредственно перед землетрясениями, например в период возникновения афтершоков землетрясения Фукуи и роя землетрясений Мацусиро в центральном Хонсю. Имеются также сообщения о том, что показания водотрубных наклономеров изменялись задолго до землетрясения Немуро-ханто-оки (Хоккайдо) 1973 г. [17].

На рис. 4.20 приведены данные о наклонах грунта, менявшихся перед землетрясением, собранные Рикитакэ [26] со всего мира; по вертикальной оси отложена величина наклона, а по горизонтали — длительность [38]. Надежность этих данных необходимо еще проверить, но как величина, так и длительность

изменения наклона имеют большой разброс. Следовательно, в общем невозможно предсказать, сколько дней или часов пройдет после появления деформации коры до возникновения землетрясения. На мой взгляд, поведение различных предвестников сильно зависит от механических свойств каждой территории, и в частности от особенностей сейсмогенного разлома, и поэтому трудно делать какие-то общие заключения. Полагают, однако, что существуют сильные тенденции повторяемости конкрет-

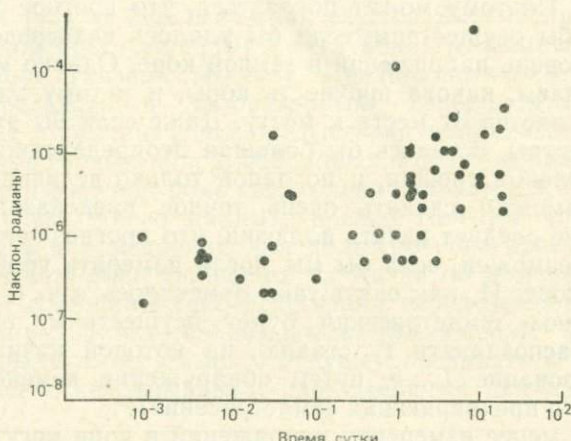


Рис. 4.20. Величина и длительность наклонов поверхности, предшествовавших землетрясениям [38].

ных явлений-предвестников в каждом отдельном районе, и поэтому все же возможно делать разумные оценки.

В сочетании с другими признаками подготовки землетрясений, о чем будет говориться в следующей главе, наблюдения деформаций земной коры представляют собой один из важнейших подходов к прогнозу землетрясений. Кроме деформаций происходят различные изменения в грунтовых водах и т. п., но, как указывалось в ч. I, деформации коры можно считать самым главным процессом, позволяющим проследить за тем, как деформируется и разрушается материал земной коры. Результаты нивелировок и трилатерации (триангуляции) не только позволяют получить общее представление о длительных изменениях и степени накопления энергии деформации, но и могут быть полезны для обнаружения долгосрочных предвестников. Непрерывные наблюдения датчиками деформации, такими, как скважинные деформографы, наклонометры и гидронивелиры, можно считать важным методом выявления предвестников, появляющихся непосредственно перед землетрясениями, и осуществления

высокоточного сейсмического прогноза. Приливные наблюдения полезны как дополнение к упомянутым двум видам наблюдений и измерений. Примеры последних лет по Японии рассматриваются в ч. III.

4.4. Напряжения в земной коре

Как говорилось в ч. I, землетрясения происходят тогда, когда напряжения в коре, постепенно нарастая, достигают предельной величины. Поэтому может показаться, что прогноз землетрясений стал бы осуществим, если бы удалось непосредственно измерить уровень напряжений в земной коре. Однако мы не очень хорошо знаем, какова прочность коры, и к тому же она несомненно меняется от места к месту. Даже если бы эти факторы были известны, осталась бы большая неопределенность во времени появления трещин, и по одной только величине напряжения невозможно сделать очень точное предсказание. Таким образом, не следует питать иллюзии, что прогноз землетрясений стал бы возможен, если бы мы могли измерять уровень напряжений в коре. И, как опять-таки отмечалось в ч. I, высокоточный прогноз землетрясений будет осуществим, только если удастся распознавать ту стадию, на которой начинается трещинообразование (т. е. путем обнаружения изменений, непосредственно предвещающих землетрясение).

Тем не менее измерения напряжений в коре могут оказаться полезными для долгосрочного прогноза, так как дают сведения несколько иного рода, нежели геодезические съемки или наблюдения деформаций пород. Дело в том, что деформации содержат неупругую составляющую (например, асейсмическое скольжение), и нарастание деформации не обязательно означает, что уровень напряжения повысился. Подходящий для иллюстрации случай — землетрясение с магнитудой 6,4, которое произошло в июне 1979 г. в одном из районов Западной Австралии. В 1976 г. здесь было измерено напряжение в коре, оказавшееся выше, чем в окружающих областях. Согласно измерениям, выполненным после землетрясения, напряжение упало на 150 бар [4, 5]. Следовательно, измерения напряжений в коре эффективны не только при тектонических исследованиях, но не исключено, что они могут оказаться полезными и для долгосрочного прогноза землетрясений. Они активно проводятся во всем мире, особенно в США (см., например, [20, 48]).

Что касается Японии, то, когда разрабатывалась вторая пятилетняя программа по прогнозу землетрясений (в 1968 г.), я предложил использовать для этой цели измерения напряжений в коре. Они были включены в проект программы, но не были осуществлены. Начиная с введения в действие в 1979 г. четвертой программы, измерение коровых напряжений стало

частью комплекса исследований, выполняемых в рамках японской программы прогноза землетрясений. Используются такие методы измерения напряжений, как метод разгрузки (применявшийся в шахтах) и гидроразрыва (разработанный в США для увеличения добычи нефти); точность этих методов постепенно повышается. Танака и др. [39] использовали для проведения измерений методом разгрузки горные выработки западной Японии. Национальный исследовательский центр по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP) применил американскую технологию исследований методом гидроразрыва в округах Канто и Токай [43], а Геологическая служба Японии проводит работы методом разгрузки [19] в неглубоких подземных выработках в районе Танзава (Канто). Предпринимаются также попытки определять в лабораторных экспериментах коровое напряжение путем изучения предьстории напряженного состояния образцов горных пород, собранных в поле (например, [47]). Однако эти измерения пока еще только начинаются, и предстоит накопить очень много данных, прежде чем их можно будет использовать как материал для долгосрочного прогноза землетрясений. Поступили сообщения из Китая об изменениях в напряженном состоянии непосредственно перед землетрясениями, обнаруженных путем непрерывных наблюдений напряжений земной коры, и имеет смысл в будущем развивать такие работы в комплексе с непрерывными наблюдениями движений земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abe K. Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964. *J. Phys. Earth*, **23**, 349—366, 1975.
2. Dambara T. Crustal movements before and after the Niigata earthquake. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **9**, 93—96 [in Japanese], 1973.
3. Dambara T. Vertical movement of the earth's crust before and after earthquakes. In "General View of Geodesy", pp. 250—254. Geodetic Society of Japan, Tokyo [in Japanese], 1974.
4. Denham D. Can in-situ stress measurements be used to predict earthquakes? Some evidence from Western Australia. *IASPEI*, 1981. [abstract A2 25].
5. Denham D., Alexander L. G., Woronnicki G. The stress field near the sites of the Meckering (1968) and Calingiri (1970) earthquakes, Western Australia. *Tectonophysics*, **67**, 283—317, 1980.
6. Fujii Y. Pre-slip as forerunner of earthquake occurrence. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 127—137 [in Japanese], 1977.
7. Geographical Survey Institute. Vertical movements in the Chubu district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **25**, 250—261 [in Japanese], 1981.
8. Geographical Survey Institute. Horizontal strain in the Tokai district. *Rev. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **28**, 205—210 [in Japanese], 1982.
9. Harada K., Isawa N. Horizontal deformation of the crust in Japan — result obtained by multiple fixed stations. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **14**, 101—105 [in Japanese], 1969.
10. Harada K., Kassai A. Horizontal strain of the crust in Japan for the last 60 years. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **17**, 4—7 [in Japanese], 1971.

11. *Huggett G. R., Slater L. E., Langbein J.* Fault slip episodes near Hollister, California: initial results using a multiwave length distance measuring instrument. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3361—3368, 1977.
12. *Imamura A.* Seismic belts in the north-western part of Honshu (main island). *Rev. Earthquake Invest. Comm.*, **95**, 1—102 [in Japanese], 1920.
13. *Ishii H.* Characteristics of crustal movement observed at wide area. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 116—126 [in Japanese], 1977.
14. *Kanamori H.* Seismological evidence for a lithospheric normal faulting — the Sanriku earthquake of 1933. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **4**, 289—300, 1971.
15. *Kasahara, Keichi.* Role and course in earthquake prediction research. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1972, pp. 45—53 [in Japanese], 1972.
16. *Kasahara, Keichi.* Tiltmeter observation in complement with precise levellings. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **19**, 93—99 [in Japanese], 1973.
17. *Kasahara M.* Premonitory crustal movement observed at Erimo before the earthquake off the Nemuro Peninsula on June 17, 1973. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 3—14 [in Japanese], 1977.
18. *Kato T., Tsumura K.* Vertical land movement in Japan as deduced from tidal record (1951—1978). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **54**, 559—628 [in Japanese], 1979.
19. *Koide H., Hoshino K., Kusunose K., Inami K., Nishimatsu Y., Koizumi S.* In situ stress measurements by a stress relief method in the Tanzawa Mountains. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **24**, 99—103 [in Japanese], 1980.
20. *McGarr A., Gay N. C.* State of stress in the earth's crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **6**, 405—436, 1978.
21. *Mogi A., Kawamura B., Iwabuchi Y.* Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa-Sima Island, Japan Sea. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **10**, 180—186, 1964.
22. *Mogi K.* Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **48**, 413—430, 1970.
23. *Mogi K.* An interpretation of leveling data before the Niigata earthquake of 1964, Japan. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **35**, 478—482 [in Japanese], 1982.
24. *Reilinger R., Brown L.* Neotectonic deformation, near surface movements and systematic errors in U. S. leveling measurements: implications for earthquake prediction. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 422—440. *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, 1981.
25. *Rikitake T.* Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence. *Tectonophysics*, **26**, 1—21, 1975.
26. *Rikitake T.* *Earthquake Prediction*. Elsevier, Amsterdam, 1976. [Русский перевод: Т. Рикитакэ. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979.]
27. *Sassa K.* Ground tilts before and after the Tottori earthquake. *Kagaku (Science)* **14**, 220—221 [in Japanese], 1944.
28. *Sassa K., Nishimura E.* On phenomena forerunning earthquakes. *Trans. Am. Geophys. Union*, **32**, 1—6, 1951.
29. *Sato H.* A study of horizontal movement of the crust. *Bull. Geograph. Survey Inst.*, **19** (1), 89—130, 1973.
30. *Sato H.* Some precursors prior to recent great earthquakes along the Nankai trough. *J. Phys. Earth*, **25**, Suppl., S115—S121, 1977.
31. *Sato H.* Long-term earthquake prediction — centering on crustal movements. *Earth Mon.*, **1**, 494—501 [in Japanese], 1979.
32. *Sato H.* A note on the old document "Tsugaru Nenpyo" describing a precursor of the Ajigasawa earthquake of 1793. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **33**, 395—397 [in Japanese], 1980.
33. *Sato H.* On the changes in the sea level at Tosashimizu before the Nankaido earthquake of 1946. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **35**, 623—626 [in Japanese], 1982.
34. *Sato H., Inouchi N.* On relations between the ground uplifts and the earth-

- quakes. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1976, pp. 138—144 [in Japanese], 1977.
35. *Savage J. C., Prescott W. H., Lisowski M., King N. E.* Strain accumulation in southern California, 1973—1980. *J. Geophys. Res.*, **86**, 6991—7001, 1981.
 36. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**, 803—809, 1973.
 37. *Suyehiro S.* Continuous observation of crustal movement. In "Earthquake Prediction Techniques" (Toshi Asada, ed.), pp. 133—174. Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 1982. [Русский перевод в кн. «Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии». — М.: Недра, 1984, с. 134—174.]
 38. *Takahashi H.* Continuous observations of crustal movement in Tokai district. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 127—132 [in Japanese], 1980.
 39. *Tanaka Y., Nakajima T., Saito T.* The crustal stress field in the Japanese Islands — a general view of the results of in situ stress measurements. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **27**, 322—326, 1981.
 40. *Tsuboi C.* Investigation on the deformation of the earth's crust in Tango district connected with the Tango earthquake of 1927 (part 4). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **10**, 411—434 [in Japanese], 1932.
 41. *Tsuboi C.* Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. *Jpn. J. Astron. Geophys.*, **10**, 93—248, 1933.
 42. *Tsubokawa I., Ogawa Y., Hayashi T.* On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **15**, 75—88, 1964.
 43. *Tsukahara H., Ikeda T., Satake H., Takahashi H.* Stress measurements by hydrofracturing at Nishi-izu town, Shizuoka Prefecture. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **33**, 317—327 [in Japanese], 1980.
 44. *Tsumura K.* Investigation of mean sea level and its variation along the coast of Japan (Part 2) — changes in ground level at various places in Japan as deduced from tidal data and earthquake prediction. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **16**, 239—275, 1970.
 45. *Tsuneishi Y., Shiosaka K.* Daily monitoring of the Fujikawa fault towards the goal of predicting the Tokai earthquake immediately before it occurs. *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, 1982. No. 1, p. 177 [in Japanese], 1982.
 46. *Yamada J.* A water-tube tiltmeter and its applications to crustal movement studies. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **10**, 1—147 [in Japanese], 1973.
 47. *Yoshikawa S., Mogi K.* A preliminary measurement of the crustal stress at the Manazuru Peninsula, Izu, Japan, by AE method. *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, 1981, No. 1, p. 125 [in Japanese], 1981.
 48. *Zoback M. D., Tsukahara H., Hickman S.* Stress measurements at depth in the vicinity of the San Andreas fault: implications for the magnitude of shear stress at depth. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6157—6173, 1980.

Глава 5. Землетрясения

Сейсмологические данные, как и данные о движениях земной коры, в настоящее время считаются важнейшим исходным материалом для исследований по прогнозу землетрясений. Сведения о землетрясениях полезны с двух точек зрения.

Во-первых, фокусируя внимание на закономерностях поведения сильных землетрясений (например, периодичности сейсмической активности и миграции последовательных сильных

толчков), можно получить некоторые основания для грубого прогноза землетрясений.

Во-вторых, в некоторых случаях предсказать сильное землетрясение помогают изменения в режиме возникновения средних и слабых толчков в очаговой области готовящегося сильного землетрясения (или вблизи этой области). Например, нередко активность средних и слабых землетрясений в очаговой области значительно понижается перед сильным толчком (возникает своего рода сейсмическая брешь). В некоторых случаях непосредственно перед сильным землетрясением наблюдается повышение сейсмической активности (происходят форшоки). Если замечены такие изменения, они могут оказаться важным элементом в прогнозе землетрясения.

Эти вопросы последовательно разбираются в данной главе, которая основана главным образом на материалах Японии. Но вначале мы рассмотрим вкратце историю сейсмологических наблюдений в Японии и современную ситуацию. Как указывалось в начале ч. II, качественные характеристики сейсмологических наблюдений в Японии определялись в последнем столетии более или менее стандартизированной, достаточно густой сетью наблюдательных станций Японского метеорологического агентства (JMA, прежде — Центральная метеорологическая обсерватория). Эти наблюдения начали проводить с 1875 г. Землетрясение Канто 1923 г. резко ускорило развертывание сети сейсмографов Вихерта, и установка этих приборов на территории всей страны была более или менее завершена в 1926 г. Начиная примерно с 1960 г. они стали постепенно заменяться электромагнитными сейсмографами, в которых неуклонно повышалась точность регистрации времени. На рис. 5.1 показано современное размещение сейсмологических станций JMA, а линии обозначают, что данные передаются посредством телеметрии. В настоящее время JMA направляет усилия на наблюдение сильных, умеренных и слабых землетрясений ($M \geq 3$).

Параллельно со стандартными наблюдениями, производимыми JMA в масштабе всей страны, крупные японские университеты ведут свои собственные сейсмические наблюдения, которые также покрывают всю территорию, за исключением острова Кюсю. Преимущественно под влиянием успешных наблюдений микроземлетрясений, проведенных Асадой и Судзуки [2] во время землетрясения Фукуи, каждый университет стал активно развивать наблюдение микроземлетрясений. В 1950-е годы Миямура и его коллеги начали проводить такие наблюдения, используя радиотелеметрическую сеть станций [26]. Эти работы затем превратились в регулярные телеметрические сейсмические наблюдения с большой базой в округе Канто. По мере развития исследований по программе прогноза землетрясений для наблюдения микроземлетрясений быстро стали появляться сети

станций, принадлежащие университетам, Национальному центру NRCDP и агентству JMA. На рис. 5.2 показаны сети станций для наблюдения микроземлетрясений, развернутые университетами, NRCDP и другими организациями по всей стране. Линиями обозначены направления передачи данных в системах теле-

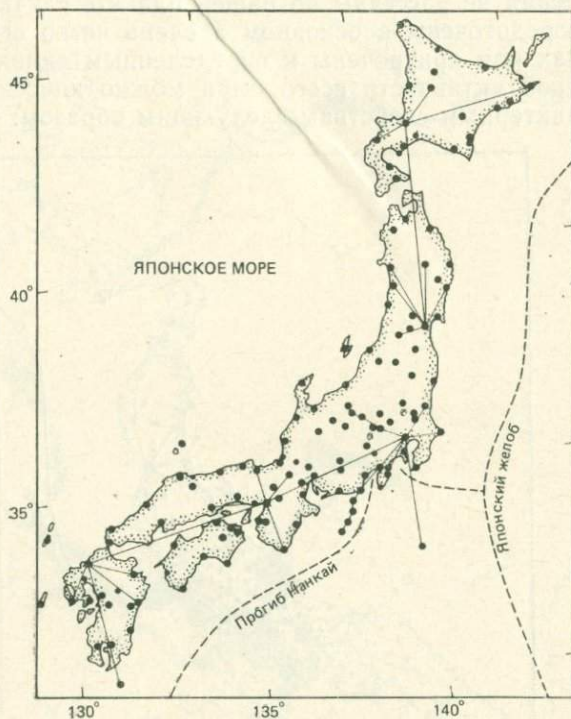


Рис. 5.1. Сейсмические станции Японского метеорологического агентства (JMA), предназначенные для наблюдения сильных, умеренных и слабых землетрясений ($M \geq 3$). Прямыми линиями показана телеметрическая сеть.

метрии. Эти наблюдательные сети нацелены на регистрацию микроземлетрясений ($M \geq 1$), но одинаковая чувствительность по всей стране пока что не достигнута. Такая же ситуация с сейсмическими наблюдениями существует в США, СССР, Китае и других странах; особо следует отметить западное побережье США (включая Калифорнию), где Геологическая служба США (USGS) и различные университеты создали наблюдательную сеть для изучения микроземлетрясений с использованием телеметрии и где плотность точек наблюдения более или менее такая же, как в Японии.

5.1. Сейсмические пояса и активные периоды

На рис. 5.3 показано распределение землетрясений ($M \geq 4,5$), отмеченных за 15 лет с 1963 по 1977 г., по данным Национального управления США по океанам и атмосфере (NOAA) [50]. С первого же взгляда на это распределение становится ясно, что землетрясения не рассеяны по нашей планете случайным образом, а сосредоточены в основном в очень четко ограниченных узких зонах или приурочены к определенным линиям. Области сейсмической активности всего мира можно классифицировать по их характерным свойствам следующим образом:

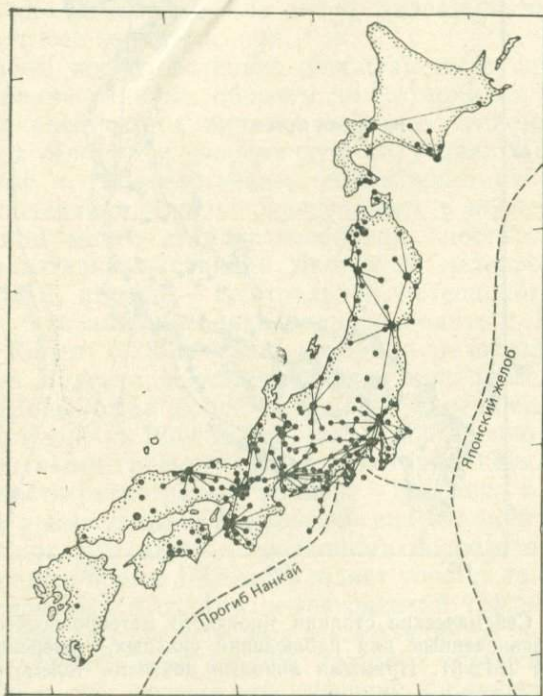


Рис. 5.2. Сеть сейсмических станций японских университетов, Национального исследовательского центра по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP) и Японского метеорологического агентства, предназначенная для изучения микроземлетрясений.

1. Длинные узкие сейсмические пояса по периферии Тихого океана. Сейсмический пояс, идущий от середины острова Хонсю к Идзу — Марианским островам, протягивается не вдоль окраин Тихого океана, а по морским пространствам, но он также относится к этой категории. В этих поясах мелкофокусные землетрясения происходят на тихоокеанской стороне; в сторону

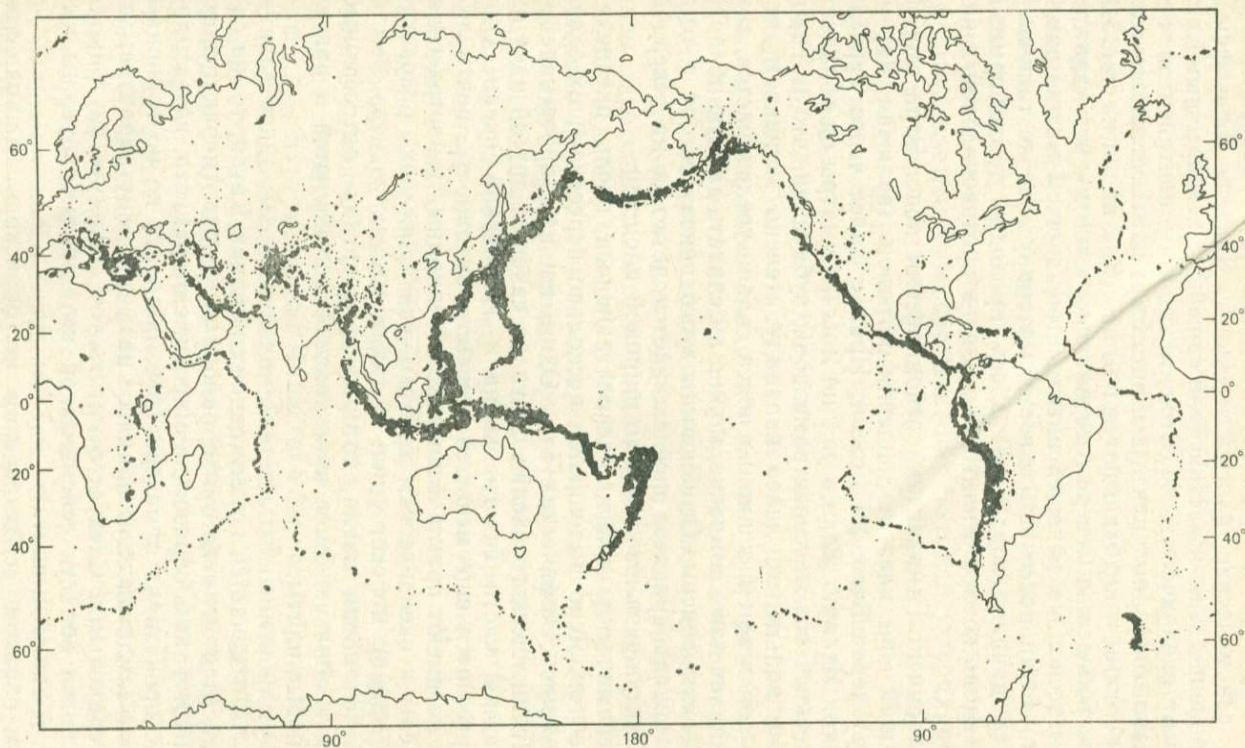


Рис. 5.3. Мировое распределение землетрясений с магнитудой $M \geq 4,5$, происшедших между 1963 и 1977 гг., по данным Национального управления США по океанам и атмосфере (NOAA) [50].

суши их глубина постепенно увеличивается, обрисовывая глубинные сейсмические плоскости (зоны Вадати — Бенъоффа). Возникновение этих землетрясений связано с непрерывным движением от океанических хребтов в сторону континентов нескольких литосферных плит (см. рис. 5.6); плиты сталкиваются с континентами и пододвигаются под них. Как видно на рис. 5.3, западное побережье Северо-Американского континента характеризуется несколько меньшей активностью, причем можно заметить, что точки рассеяны по всему матерiku. Это не типичный случай субдукции (поддвига): здесь проходит трансформный разлом, вдоль которого плиты скользят в противоположных направлениях.

2. Альпийско-Гималайский сейсмический пояс. Этот второй крупнейший пояс идет от Зондских островов (включая Яву и Суматру) через Бирму, Гималаи, Иран и далее через Турцию в Грецию и Италию. Если в районе Явы и Суматры он обладает практически теми же свойствами зоны субдукции, что и Тихоокеанское кольцо, то далее к западу степень активности несколько понижается, а ширина пояса сильно увеличивается, так что возникает даже сомнение, можно ли считать данную область сейсмическим поясом. Особенность этого пояса состоит в том, что его южная граница прослеживается четко, а на северной стороне активность рассеяна по широкой площади.

3. Сейсмические пояса, располагающиеся вдоль океанических хребтов. Ясно выделяются несколько пересекающих океаны линейных сейсмических зон. Один из них протягивается вдоль Атлантического океана с юга на север, а другой идет из юго-западной части Тихого океана в Индийский океан. Они характеризуются еще меньшей степенью активности, почти линейны и не имеют практически никакой ширины. Землетрясения приурочены к океаническим хребтам, где происходит разрастание (спрединг) морского дна. В таких местах из недр Земли поднимается новая магма, которая раздвигает литосферные плиты, и в образующемся пространстве формируются и развиваются новые плиты.

4. Внутриконтинентальные сейсмические зоны. Значительная активность отмечается во внутренних районах Китая, то же самое относится к некоторым районам Северо-Американского континента. Таким образом, в мире имеются места, где землетрясения происходят в материковых областях не по границам плит. Эти землетрясения принято называть внутриплитовыми или материковыми. Следует отметить тот факт, что внутриконтинентальные области сейсмической активности окружены активными границами плит.

Таким образом, землетрясения не происходят на планете повсюду, а концентрируются на ограниченных площадях, а именно в пределах четко выраженных зон или поясов, являю-

щихся границами плит, или на участках континентов, окруженных такими зонами.

Распределение землетрясений с $M \geq 4,5$ за период 15 лет, представленное на рис. 5.3, ясно отражает закономерный характер сейсмической активности Земли. Однако, чтобы определить, является ли эта активность практически постоянной и стационарной или же она флуктуирует во времени, необходимо исследовать сейсмическую активность за более длительный период. Если существуют некие тенденции изменения во времени, они послужат серьезным фактором в долгосрочном предсказании сейсмической активности. В последние годы произошло много землетрясений, причинивших большой ущерб, но необходимо изучить данные за длительный срок, чтобы установить, является ли такое положение нормальным или современная эпоха отличается от других периодов повышенной активности.

В прошлом неоднократно исследовался вопрос о том, насколько сейсмическая активность в масштабе всего земного шара изменяется с течением времени. Самый простой способ такого исследования состоит в нахождении временных изменений энергии, высвобождаемой при землетрясениях. Например, Дуда [4] построил кривую высвобождения энергии, используя рихтеровскую магнитуду M . Эта кривая практически целиком определяется энергией сильнейших землетрясений, относящихся к классу событий с $M \sim 8$. Однако магнитуда M , предложенная Рихтером и используемая до сих пор для выражения величины землетрясения, первоначально предназначалась для характеристики умеренных по размерам землетрясений и базировалась на сравнительно короткопериодных сейсмических волнах. Поэтому шкала магнитуд не подходит для количественного описания сильнейших землетрясений класса $M \sim 8$, у которых преобладают длиннопериодные упругие волны.

Например, несмотря на тот факт, что длина разрыва при землетрясении Санрику-оки в 1933 г. была меньше 200 км, а величина смещения была определена в 3,3 м, магнитуда равнялась 8,4. В то же время Чилийское землетрясение 1960 г. относилось к категории мегалоземлетрясений: длина разрыва была около 1000 км, а смещение составляло 20 м, но его магнитуда равнялась 8,3. Поэтому рихтеровская магнитуда M больше не считается подходящей мерой для сильнейших землетрясений. В связи с этим Канамори [19] предложил в 1977 г. новую магнитуду M_w , основанную на сейсмическом моменте, значение которого зависит от длины разрыва и величины смещения. Для землетрясений с длиной разрыва около 100 км магнитуды M_w и M практически идентичны, так что, если исключить сильнейшие сейсмические события, привычная рихтеровская магнитуда остается подходящей характеристикой энергии землетрясений. (В этой книге символ M используется как выражение обычной

рихтеровской магнитуды для землетрясений до $M \approx 8$ и как обозначение магнитудной характеристики Канамори M_w для более сильных землетрясений.)

Пользуясь значениями M_w , Канамори [19] рассчитал величину выделенной сейсмической энергии и построил кривую высвобождения этой энергии для всего мира (рис. 5.4). Кривая имеет максимум около 1960 г., а по десятилетию в обе стороны от этого времени представляют собой периоды значительного

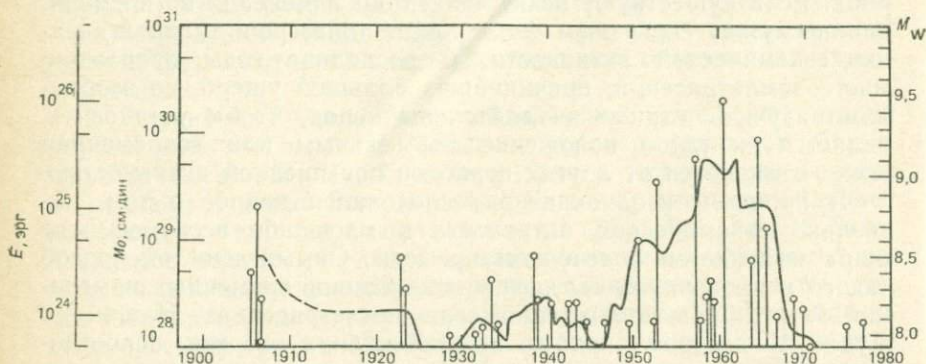


Рис. 5.4. Кривая изменения во времени сейсмической энергии, высвобождаемой ежегодно во всем мире при мелкофокусных землетрясениях [19]. Вертикальными отрезками обозначена магнитуда M_w каждого мелкофокусного сильнейшего землетрясения. E — суммарная энергия, выделенная за год, и M_0 — сейсмический момент.

выделения энергии; до 1950 и после 1970 г. выделялось мало энергии. Судя по этой кривой высвобождения энергии, с 1970 г. Земля находится в периоде относительного покоя.

Однако посмотрим на рис. 5.5, который показывает временные изменения числа людей, погибших при землетрясениях, опять же по данным Канамори [20]. После выхода в свет его работы (1978 г.) крупные сейсмические катастрофы произошли в Италии и Алжире. Приведенные на рисунке данные говорят о том, что в противоположность выводам из рис. 5.4 сейсмические бедствия в последние годы стали более ощутимыми. Рассматривая каждое отдельное землетрясение, можно заключить, что размер ущерба не соответствует магнитуде землетрясения и даже умеренные по величине толчки причиняют огромный ущерб, если возникают прямо под большими городами. Таким образом, кривая, представленная на рис. 5.5 и показывающая количество жертв землетрясений, не отражает действительных изменений в сейсмической активности. Но если бы ущерб был обусловлен факторами, совершенно не связанными с сейсмической активностью (например, ростом больших городов в резуль-

тате модернизации общества), кривая наверняка флуктуировала бы более нерегулярно, но на фоне постоянного подъема. Тем не менее, хотя кривая сглажена, она показывает выразительный минимум, приходящийся на 1950-е годы, и флуктуирует довольно слабо. Естественно принять, что этот минимум отражает изменение сейсмической активности. Если кривая действительно отражает изменения в сейсмической активности, то это означает, что 1950-е годы были периодом самой низкой сейсмичности

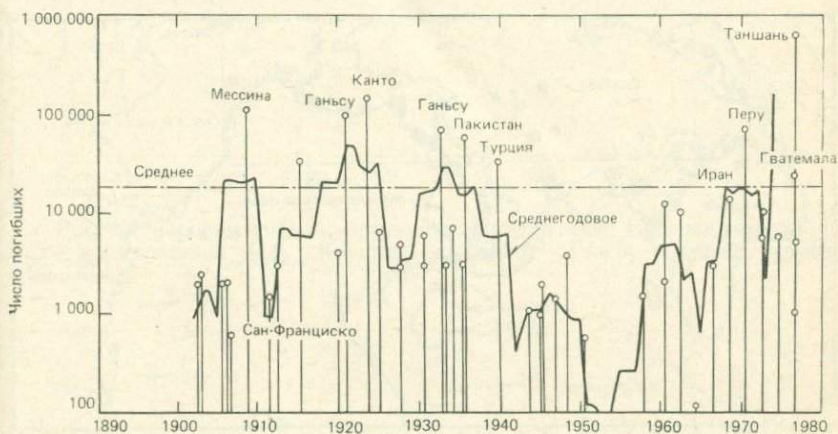


Рис. 5.5. Изменение во времени числа жертв при сильных землетрясениях по всему миру [20]. Вертикальные линии соответствуют отдельным землетрясениям, а кривая показывает скользящее среднее значение.

и что недавно мы вступили в период повышенной активности. Таким образом, рис. 5.4 и 5.5 приводят к противоречивым выводам: с одной стороны, получается, что мы живем в неактивном периоде, с другой — что в активном. Читатель, вероятно, заметил, что помимо этих различий между рис. 5.4 и 5.5 представленные на них кривые практически имеют противоположный характер. Как же объяснить эти казалось бы противоречащие один другому результаты?

На рис. 5.6 нанесены мелкофокусные землетрясения с магнитудой 7,8 и выше за период с 1931 до 1970 г. и показано, что эти сильнейшие землетрясения также концентрируются в сейсмических зонах, хорошо видных на рис. 5.3. Светлые кружки на рис. 5.6 обозначают землетрясения, происшедшие в период 1931—1950 гг., а черные — землетрясения 1951—1970 гг. Здесь важно заметить, что те и другие не распределяются равномерно. Между 1931 и 1950 гг. многочисленные сильнейшие землетрясения происходили в средних и низких широтах, а в высоких широтах их было мало; между 1951 и 1970 гг. в средних и низ-

ких широтах отмечалось исключительное затишье, и наоборот, сильнейшие землетрясения часто происходили в северной части Тихоокеанского сейсмического кольца, т. е. в высоких широтах, а также на юге Чили. Наблюдается отчетливо выраженная зависимость сейсмической активности от региона (широты) [40].

На основе этих данных построена диаграмма (рис. 5.7), где нанесены мелкофокусные землетрясения с магнитудой $M \geq 7,8$ и показано пространственно-временное распределение сильнейших

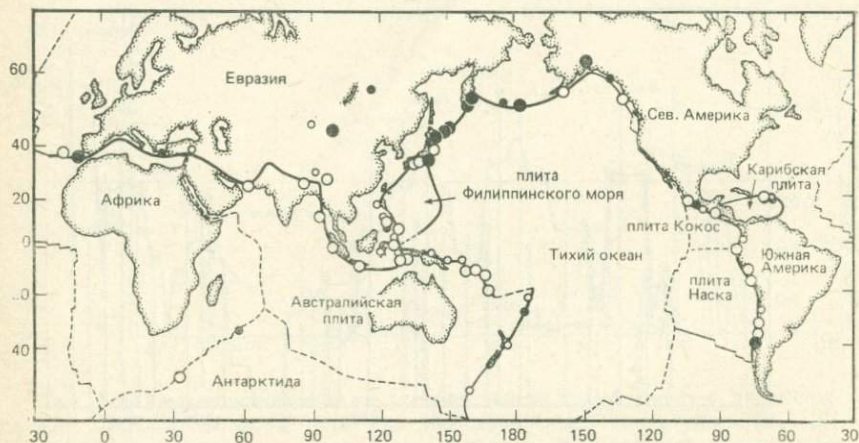


Рис. 5.6. Распределение очагов сильных мелкофокусных землетрясений ($M > 7,8$) за 40 лет с 1931 по 1970 г. [40]. Светлые кружки: 1931—1950 гг., черные кружки: 1951—1970 гг.; жирными и пунктирными линиями изображены границы плит.

землетрясений: по вертикальной оси отложена широта, по горизонтальной — время. На этой диаграмме хорошо видно, насколько слабой была сейсмическая активность в средне- и низкоширотных районах в 1951—1970 гг., тогда как высокие широты в это время были активны. Особое внимание привлекает то обстоятельство, что с 1970 г. средне- и низкоширотные районы снова стали активными, и эта фаза продолжается в настоящее время.

Чтобы показать, насколько велики различия во времени усиления сейсмической активности между высокоширотными и низкоширотными районами, на рис. 5.8 поверхность Земли разделена на две части: высокоширотные районы (выше 40°) и низкоширотные (ниже 40°) — и показаны временные вариации активности отдельно для каждой части. По вертикали отложены магнитуды M_w и M , но по существу разницы между ними нет. Согласно этому рисунку, активность в высокоширотных районах достигала максимума около 1960 г., и наиболее высокой она

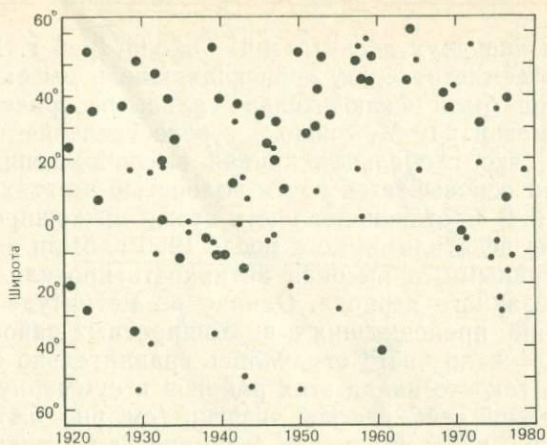


Рис. 5.7. Пространственно-временное распределение сильных мелкофокусных землетрясений [44]. Крупные кружки: $M > 8,0$; мелкие кружки: $8,0 > M > 7,8$.

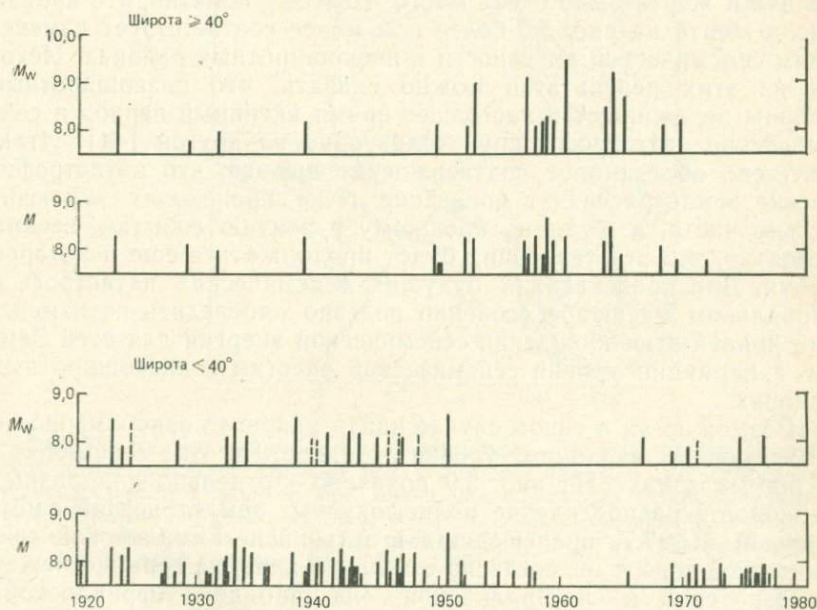


Рис. 5.8. Временные изменения в сейсмичности высокоширотных (40° и выше) и низкоширотных (ниже 40°) районов [44]. Чтобы отразить степень сейсмической активности, для сильных мелкофокусных землетрясений показаны обе магнитуды (M_w и M), однако они демонстрируют одну и ту же тенденцию.

была в течение двух десятилетий — около 1960 г. Кроме того, сильнейшие землетрясения, происходившие в высоких широтах в этот период, были исключительно сильными, причем четыре из них имели магнитуду M_w около 9, а сопоставление рис. 5.8 и 5.4 показывает, что глобальная кривая высвобождения сейсмической энергии основывается почти полностью на этих мегалоземлетрясениях. В противоположность этому низкоширотные районы в течение десятилетия до и после 1960 г. были исключительно малоактивными, а высокая активность проявлялась там до и после указанного периода. Однако по магнитуде ни одно из землетрясений, происшедших в низкоширотных районах, не превышало $M_w=9$, но часто отмечались сравнительно слабые землетрясения, так что вклад этих районов в суммарную величину высвобожденной сейсмической энергии (см. рис. 5.4) невелик.

На рис. 5.7 и 5.8 видно, что сейсмическая активность в низких широтах примерно с 1970 г. снова возросла. Плотность населения высокоширотных районов невелика; поэтому несмотря на то, что там происходили сильнейшие землетрясения класса $M_w \sim 9$, число смертных случаев, к счастью, было небольшим. Однако в низкоширотных районах плотность населения очень велика и жертв было очень много. Поэтому понятно, что кривая числа жертв на рис. 5.5 более или менее соответствует изменениям сейсмической активности в низкоширотных районах. Исходя из этих результатов можно сказать, что низкоширотные районы переживают в настоящее время активный период и сейсмические катастрофы происходят одна за другой [44]. Итак, получено объективное подтверждение вывода, что катастрофические землетрясения в последние годы происходят исключительно часто, и, судя по прошлому развитию событий, весьма вероятно, что эта тенденция будет продолжаться еще некоторое время. Для предсказания будущих сейсмических катастроф в глобальном масштабе особенно полезно проследить не изменения кривой высвобождения сейсмической энергии для всей Земли, а вариации уровня сейсмической энергии в низкоширотных районах.

Возможно ли в таком случае найти какую-то закономерность во временных вариациях уровня активности в этих сейсмически активных зонах? На рис. 5.9 показано — отдельно для разных периодов — распределение мелкофокусных землетрясений с магнитудой $M \geq 7,7$, происшедших в Альпийско-Гималайской сейсмической зоне, т. е., согласно тектонике плит, на границе между Евразийской и Австралийской (на западе — Африканской) плитами [40]. Интервал времени с 1897 по 1970 г., когда производились инструментальные наблюдения, разделен на четыре периода — примерно по 20 лет каждый. Упомянутая граница плит показана жирной линией, а землетрясения, происходившие вдоль этой границы в пределах криволинейной полосы шириной

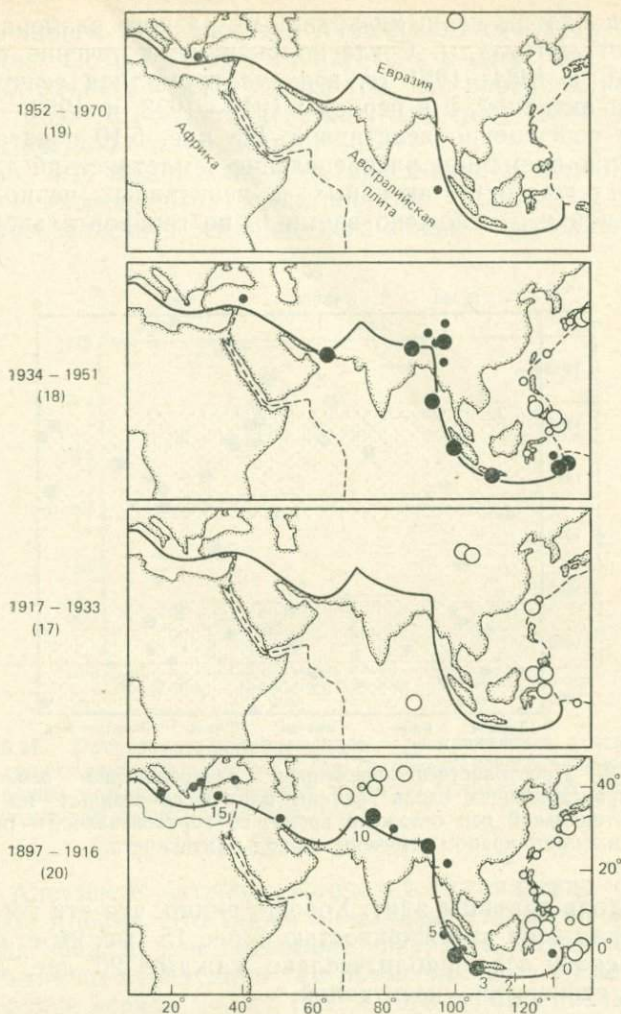


Рис. 5.9. Землетрясения, происходившие вдоль границы между Евразийской и Австралийской плитами [40]. Показаны отдельно по интервалам продолжительностью около 20 лет. Видно, как чередуются активные и неактивные периоды. Крупные кружки: $M > 8,0$; мелкие кружки: $8,0 > M \geq 7,7$. Данные о землетрясениях взяты из работы Дуды [4] и материалов Береговой и геодезической службы США (1966—1971 гг.).

1500 км, показаны черными кружками разного размера в зависимости от магнитуды. Согласно рисунку, в течение периодов 1897—1916 и 1934—1951 гг. вся эта громадная сейсмическая зона была активной, а в периоды 1917—1933 и 1952—1970 гг. она была совершенно неактивной. На рис. 5.10 показано пространственно-временное распределение землетрясений для этого цикла, состоящего из активных и неактивных периодов. По вертикальной оси отложено время, а по горизонтальной — рас-

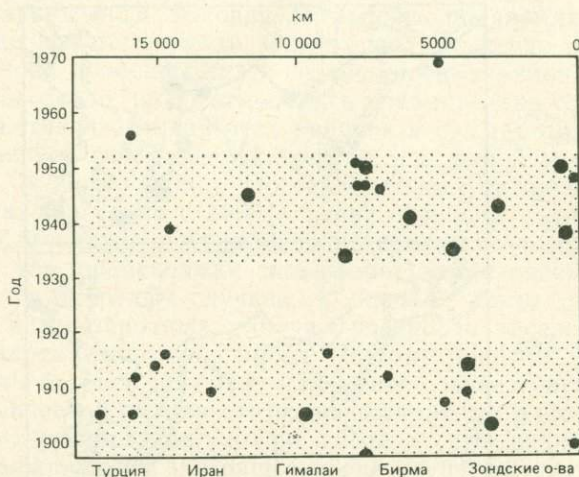


Рис. 5.10. Пространственно-временное распределение землетрясений ($M > 7,7$), происходивших вдоль границы плит и показанных на рис. 5.9 [40]. По вертикальной оси отложено время, по горизонтальной — расстояние вдоль границы плит; крапом отмечены периоды активности.

стояние вдоль границы плит. Хорошо видно, что эта гигантская сейсмическая зона протяженностью более 15 тыс. км становится активной сразу вся приблизительно каждые 20 лет, а затем внезапно становится неактивной.

В качестве причин, обусловивших такой характер изменения активности, можно указать следующие два фактора: первый — цикличность, связанную с действительным существованием активных и неактивных периодов; второй — кажущееся изменение, связанное с тем, что метод определения магнитуд был различным в разные периоды. Перес и Шольц [57] указали на существенную неоднородность инструментального каталога сейсмичности для сильных мелкофокусных землетрясений, так что, возможно, здесь необходимы дальнейшие исследования. Однако активные и неактивные периоды были обнаружены и в случае сейсмического пояса Аляска — Алеутские острова — Курильские острова, причем активные периоды там совершенно не совпада-

ют с вариациями активности в Альпийско-Гималайской сейсмической зоне. Поэтому можно полагать, что циклический характер изменения объясняется не только тем, как определялась магнитуда, но главным образом действительными изменениями уровня сейсмической активности.

На рис. 5.11 изображено пространственно-временное распределение мелкофокусных землетрясений ($M \geq 7,8$) в северной части Тихоокеанского сейсмического кольца, проходящего через

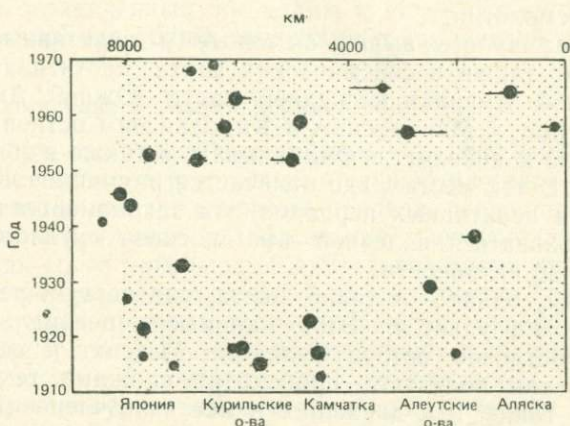


Рис. 5.11. Пространственно-временное распределение землетрясений ($M \geq 7,8$), происшедших в северной части Тихоокеанского сейсмического пояса (вдоль границы между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами) [40]. Крапом обозначены периоды активности.

Аляску, Алеутские острова, Камчатку, Курильские острова — к северной Японии. Это также громадная, длиной 8 тыс. км, сейсмическая зона, и, как показывает рис. 5.11, активные и неактивные периоды чередуются там примерно через 20 лет. Однако в этом случае период между 1950 и 1970 гг. был исключительно активным, а предыдущие 20 лет или около того активности была низкой. Этот период активности совершенно не совпадает с активным периодом Альпийско-Гималайской сейсмической зоны, рассмотренным выше. Здесь нет противоречия с тем, что было сказано при рассмотрении сейсмичности всей Земли по данным, представленным на рис. 5.6, т. е. что активные периоды высокоширотных и низкоширотных районов не совпадают.

Проведенный анализ ограничен периодом в несколько десятилетий, так что пока неизвестно, в какой мере замеченные ритмические вариации являются долгосрочными общими вариациями. Но то обстоятельство, что сейсмическая активность возрастает сразу на всем протяжении границ плит, а затем сразу

прекращается, заслуживает пристального внимания. Это означает, что весьма отдаленные районы, принадлежащие к одной границе между плитами, тесно связаны друг с другом механически. Именно поэтому сильнейшие землетрясения часто происходят не только в смежных районах, но и на удаленных друг от друга территориях, относящихся к одной и той же границе плит. Можно сказать, что само существование периодов сейсмической активности в пределах этих гигантских пограничных поясов служит подтверждением теории жестких плит с точки зрения сейсмологии.

Как указывалось выше, активные и неактивные периоды существуют также в сейсмических зонах, протягивающихся от Центральной Америки к средней части Южной Америки, от островов Идзу к Марианским и Каролинским островам, от островов Рюкю к Тайваню и Филиппинам, а также в зоне Тонга — Кермадек. В тех местах, где отмечается ритмичное чередование активных и неактивных периодов, эта закономерность может в будущем оказаться полезной для прогноза крупномасштабной сейсмической активности.

Имеются, однако, и такие места, где четкую регулярность установить не удастся. Это, например, центральная часть Японских островов, остров Сулавеси, Мексика и южная часть Чили, где, как полагают, происходят сложные тектонические движения, такие, как движения в местах сочленения двух или больше границ плит.

Если посмотреть на Японские острова, то можно заметить, что явно активный период в зоне Японско-Курильского желоба продолжался около 20 лет, начиная с землетрясения Токати-оки в 1952 г. до землетрясения Немуро-ханто-оки 1973 г. Как показывает рис. 5.11, этот период был активным и для всей северной части Тихоокеанского сейсмического пояса. К активному периоду в этом районе мы вернемся в гл. 10.

До сих пор речь шла о существовании активных периодов для глобальных поясов или гигантских зон вдоль границ плит, но имеется несколько примеров, когда активный период возник в более локальных случаях. Один из наиболее ярких примеров такого рода — сравнительно недавняя активность на полуострове Идзу и вокруг него. В этой области, где значительных землетрясений не отмечалось примерно 40 лет, с начала 1970-х годов стали часто происходить землетрясения разной энергии, в том числе произошло три сильных землетрясения класса $M \sim 7$. Эта повышенная активность вызывается, как полагают, цепной реакцией, при которой одно землетрясение стимулирует выделение сейсмической энергии в соседнем блоке, когда длительно накапливающаяся деформация коры приближается к предельному уровню. Поскольку сейсмическая активность на полуострове Идзу также является эпохальным событием с точки зрения ис-

следований по прогнозу землетрясений, я подробно рассмотрю этот вопрос под разными углами зрения в гл. 13.

Данные о том, что одно землетрясение может вызвать другое на соседней площади, получены не только на полуострове Идзу. Отмечено несколько таких случаев, например сравнительно недавняя активность в северо-восточном Китае. Таким образом, в общем можно сказать, что сильным землетрясениям свойственно появляться группами как во времени, так и в пространстве. Вот почему отмечаются периоды повышенной активности на ограниченных площадях, и это — важная предпосылка для предсказания общей тенденции сейсмической активности.

5.2. Сейсмические «бреши» первого рода

Если при подготовке сильнейших землетрясений напряжение в коре постепенно возрастает на большой площади, деформация накапливается до определенного предела, после чего происходит разрыв, а напряжение и деформация высвобождаются сразу и полностью, то те районы, где длительное время сильные землетрясения не отмечались, можно рассматривать как возможные места будущих крупных толчков. Как указывалось в предыдущем разделе, землетрясения не возникают равномерно по всему миру, а постоянно повторяются в определенных ограниченных областях, преимущественно в узких сейсмических поясах.

Уже в начале нашего столетия Омори [54], а затем Имамура [13] аргументированно утверждали, что там, где в пределах таких сейсмических поясов происходят одно за другим сильные землетрясения, следующее землетрясение должно произойти на ранее не затронутой площади. Омори [55] изучал Мессинское землетрясение (на юге Италии, 28 декабря 1908 г.) и прошлые землетрясения, происходившие в данном регионе, и предсказал, что следующее землетрясение произойдет в ненарушенной части местной сейсмической зоны. 13 января 1915 г. сильное землетрясение произошло вблизи Авеццано — в одной из таких брешей. Ту же идею Омори применил к сейсмической зоне Синаногавы в центральном Хонсю, но, поскольку в этом случае рассматривались землетрясения с магнитудой 5—6, полагают, что Омори просто предсказал район с высокой сейсмической активностью. Пионерские исследования Омори и других, проводившиеся в то время, когда не делалась количественной оценки величины землетрясений и не имелось точных наблюдательных данных, позволяющих уверенно указывать положение очаговой области, неизбежно должны были иметь какой-то предел.

Концепцию сейсмических брешей в более современном понимании представил советский сейсмолог Федотов [8], попытавшийся на этой основе предсказать места возникновения будущих землетрясений. Он оценил расположение очаговых областей

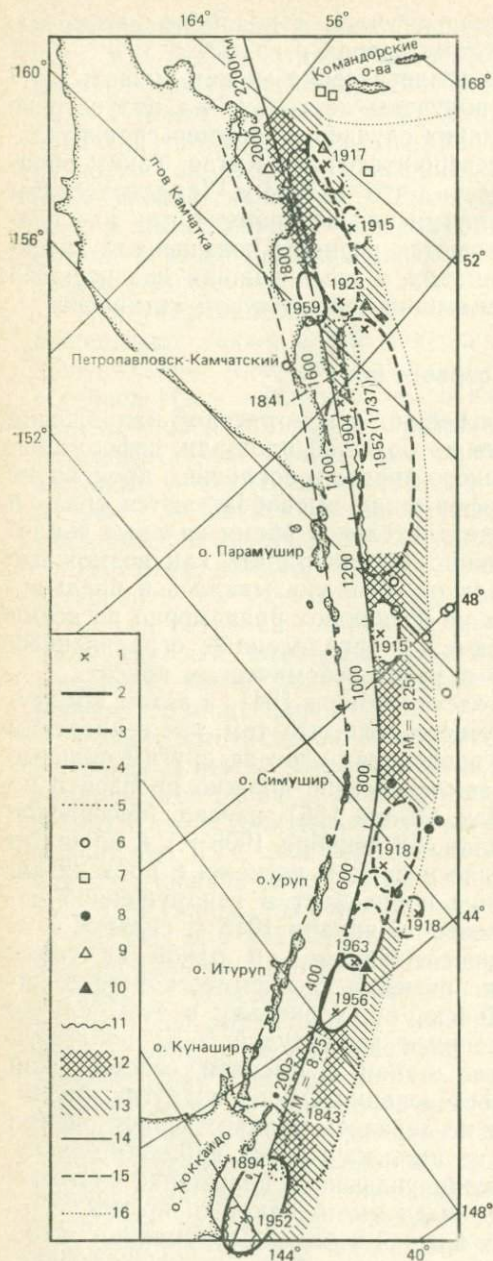


Рис. 5.12. Сейсмические бреши в полосе Камчатка — Курильские о-ва — Хоккайдо (показаны простой и перекрещивающейся штриховкой) [8].

землетрясений с магнитудой выше $7\frac{3}{4}$ по площадям распространения афтершоков и районам зарождения цунами и нанес их на карту участка Тихоокеанского сейсмического пояса от Камчатки до Хоккайдо (рис. 5.12). Федотов отметил, что выделенные им очаговые области занимают значительную часть данной сейсмической зоны и что они не перекрывают одна другую. Отсюда он сделал предположение, что следующее крупное землетрясение возникнет в таком месте, где его очаговая область заполнит еще ненарушенную площадь, показанную на рис. 5.12 простой и перекрещивающейся штриховкой.

Могги [34, 35] исследовал области афтершоков сильнейших землетрясений, происшедших в северной части Тихоокеанского сейсмического пояса от Аляски до Камчатки и Японских островов, и указал на следующие два обстоятельства. Одно из них заключалось в том, что в западной части исследованной области, включая Японские острова, длина района, где происходили афтершоки, не превышала 100—300 км даже при землетрясениях максимальной магнитуды ($M \sim 8$), тогда как в восточ-

ной части — к востоку от Камчатки — она была больше нескольких сотен километров. Область афтершоков сильнейшего Алеутского землетрясения 1957 г. протягивалась в длину на 1200 км, что приблизительно равняется всей длине острова Хонсю. При Аляскинском землетрясении 1964 г. и при Алеутском (на Крысыных островах) землетрясении 1965 г. области афтершоков также имели длину 700—800 км, и это были действительно сильнейшие землетрясения. Столь важное различие

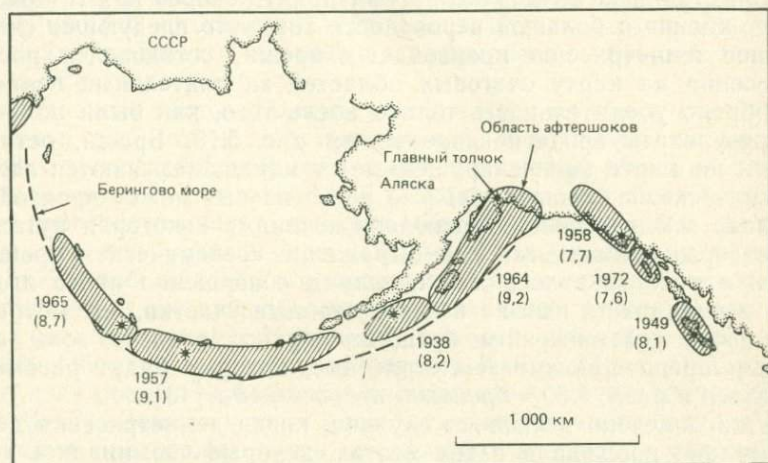


Рис. 5.13. Распределение очаговых областей мелкофокусных сильных землетрясений ($M \geq 7,7$; магнитуда по Канамори указана в скобках), происшедших в полосе Аляска — Алеутские о-ва начиная с 1930 г. Учтено также Ситкинское землетрясение 1972 г. ($M=7,6$). Штриховой линией обозначен желоб. (Данные взяты из работ Моги [34, 43] и Сайкса [70].)

между очаговыми областями восточной и западной половин исследованной территории можно, вероятно, связать с различием размеров структурных блоков в зоне желоба. Подводный рельеф указывает на явную нарушенность структуры поперек сейсмической зоны, и развитию зоны вспарывания при сильных землетрясениях препятствует эта тектоническая линия, нарушающая непрерывность глубинного строения. Меньшие размеры землетрясений западной половины обусловлены, как можно полагать, малыми размерами структурных блоков, составляющими самое большое 100—300 км.

Другой отмеченный мною факт состоял в том, что огромная, длиной 4000 км, Аляскинско-Алеутская сейсмическая зона почти полностью занята областями афтершоков нескольких сильнейших землетрясений с магнитудой 7,7 и выше, происшедших с 1938 г., и между ними нет перекрытия. Карта на рис. 5.13 несколько изменена по сравнению с оригиналом в соответствии с результатами последующего определения координат афтершо-

ков Сайксом [70]. Основываясь на том распределении очаговых областей, которое он получил, Сайкс указал на несколько сейсмических брешей. Исходя из карты, приведенной на рис. 5.12, Федотов утверждал [8], что по прошествии некоторого времени вся эта сейсмическая зона будет заполнена очаговыми областями сильнейших землетрясений. Если мы обратим внимание на то, что на рисунке примерно половина площади не нарушена, то должны будем заключить, что это — великолепная идея, но на той стадии ее следовало рассматривать скорее как гипотезу. Утверждение о большой вероятности того, что следующее сильнейшее землетрясение произойдет в брешах, остающейся после нанесения на карту очаговых областей за длительный период, приобрело убедительность только после того, как были получены результаты вроде показанных на рис. 5.13. Бреша, остающаяся на карте как ненарушенная площадь, называется здесь *сейсмическими брешами первого рода*; на них может произойти крупное землетрясение. Поскольку возникла некоторая путаница в терминологии, так как выражение «сейсмическая брешь» прежде использовалось для описания совершенно иного явления, я предложил называть ненарушенные участки, рассмотренные выше, сейсмическими брешами первого рода, а зоны затихая, предвещающие землетрясения, которые будут рассматриваться в разд. 5.5, — *брешами второго рода* [43].

Уже отмечено несколько случаев, когда землетрясения действительно произошли в тех местах, которые упоминались как сейсмические бреша первого рода. Мак-Канн и др. [24] собрали эти примеры в единую таблицу. Один из таких примеров — землетрясение Немуро-ханто-оки 1973 г., рассматриваемое в гл. 10. И одним из доводов в пользу возможности возникновения «Токкайского землетрясения» в Японии служит тот факт, что данный район является сейсмической брешью первого рода (гл. 15).

Таким образом, во всей северной части Тихоокеанского сейсмического кольца можно выделить бреша первого рода для сильнейших землетрясений с магнитудой 7,7 и выше. Имеются случаи повторного возникновения землетрясений меньшей магнитуды в течение короткого периода практически в том же самом месте. Следовательно, использованное выше правило, гласящее, что «там, где произошло одно землетрясение, некоторое время другого не будет», неприменимо. Здесь необходимо понимать, что существует нижний предел магнитуды землетрясений, для предсказания которых можно применять упомянутую закономерность. Весьма вероятно, что этот нижний предел магнитуд меняется от места к месту.

Ясно также, что принятие решения о существовании бреша должно проводиться в подходящее время. В 1965 г. Федотов защищал концепцию сейсмических брешей и указывал их в пределах сейсмической зоны от Камчатки до северной Японии,

но, как уже говорилось, в то время около половины этой зоны состояло из сейсмических брешей. Поэтому вывод Федотова был не очень эффективен с точки зрения практического предсказания места следующего землетрясения. Но когда Уцу [76] указал в 1970 г. на сейсмическую брешь у побережья полуострова Немуро на Хоккайдо, это была единственная брешь в пространстве от южных Курил до акватории близ северо-восточной Японии; поэтому было возможно использовать эту закономерность самым эффективным образом. Таким образом, когда круг сейсмической активности замыкается, на какое-то время практическая польза от выявления сейсмических брешей первого рода утрачивается.

Еще одно обстоятельство, которое следует иметь в виду, состоит в том, что не все промежутки, остающиеся на карте в пределах сейсмической зоны после наложения областей афтершоков крупных землетрясений, обязательно окажутся местами, где произойдет следующее сильнейшее землетрясение. Дело в том, что есть участки, где деформация, вызванная движением плит, высвобождается посредством асейсмического скольжения, и места, где она высвобождается при частых относительно слабых землетрясениях. Например, морская область у побережья преф. Ибараки к востоку от берегов Канто (Япония) характеризуется роевой активностью (в том числе бывают толчки класса $M \sim 7$). Землетрясения здесь отмечаются часто, однако сведений о том, чтобы здесь когда-либо произошло сильнейшее землетрясение класса $M \sim 8$, не имеется. Поэтому считается, что деформация, которая возникает на этом участке в результате движения плит, высвобождается постепенно через рои землетрясений и данный район не является потенциально возможным местом возникновения сильнейшего землетрясения. Сильных землетрясений не бывает на некоторых отрезках разлома Сан-Андреас в центральной Калифорнии, так как движение плит происходит там непрерывно за счет крипа (см., например, [1]). Поэтому, прежде чем рассматривать какой-то район, являющийся вероятным кандидатом для места следующего землетрясения, как сейсмическую брешь первого рода, необходимо в полной мере оценить данные об уровне и росте напряжений в коре и исторические материалы о прошлых землетрясениях.

5.3. Миграция сейсмической активности

Если очаговые области землетрясений имеют тенденцию к миграции в каком-то направлении, то можно ожидать, что следующее землетрясение произойдет на продолжении этой линии миграции. И когда представление о миграции сейсмической активности подтверждается на практике, становится возможным

приблизительно предсказать место и время следующего землетрясения.

Поэтому возникает вопрос, действительно ли существует миграция сейсмической активности и, если это так, не является ли она лишь редким, исключительным событием. Вплоть до 1960-х годов почти единственные надежные сведения о миграции сейсмической активности относились к случаю, когда гипоцентры сильных землетрясений ($M \geq 7$), происшедших после Эрзинджанского землетрясения 1939 г. ($M=8,0$) в Анатолии (Турция), мигрировали на запад вдоль крупного сдвигового разлома [59]. Этот случай считался крайне редким феноменом, и вопрос о миграции землетрясений почти никогда серьезно не рассматривался. Однако если отождествлять возникновение землетрясения с разрывом коры или с каким-либо подобным явлением, то, исходя из особенностей этого явления, вполне можно допустить, что очаги землетрясений будут стремиться мигрировать в одном направлении.

Основываясь на этом представлении, я пересмотрел сведения за прошлые годы [31]. Естественно, вполне возможно, что данные о пространственно-временном распределении большого числа землетрясений могут содержать нечто имеющее облик миграции, хотя по сути землетрясения происходят случайно. Значит, если даже обнаружена миграционная картина в пространственно-временном распределении, то с помощью таких методов, как статистический анализ, невозможно отличить землетрясения, которые действительно мигрируют в результате какого-то присутствующего им физического механизма, от землетрясений, распределение которых производит впечатление миграции случайно. Этот вопрос требует исследования с сейсмологической и тектонической точек зрения. Если тенденция к миграции возникла из физической необходимости, то весьма вероятно, что следующее землетрясение также произойдет на продолжении прежней линии миграции; но если эта тенденция только кажущаяся, подобное предсказание будет промахом. Таким образом, оценка ситуации имеет здесь важнейшее значение.

В ходе проведенных до сих пор исследований обнаружено несколько случаев, которые считаются доказательством реального существования миграции гипоцентров, и уже имеются примеры того, что землетрясения возникали на продолжении установленных ранее линий миграции.

На рис. 5.14 видно, как землетрясения ($M \geq 7,5$), которые происходили до и после землетрясения Санрику-оки 1933 г., смещались вдоль Японского желоба с севера на юг [36]. Этот участок является самым активным в районе Японских островов, но за период с 1924 по 1951 г. здесь произошло только три сильных землетрясения и один рой землетрясений ($M \geq 7,5$): Хатинохе-оки 1931 г. ($M=7,5$), Санрику-оки 1933 г. ($M=8,3$,

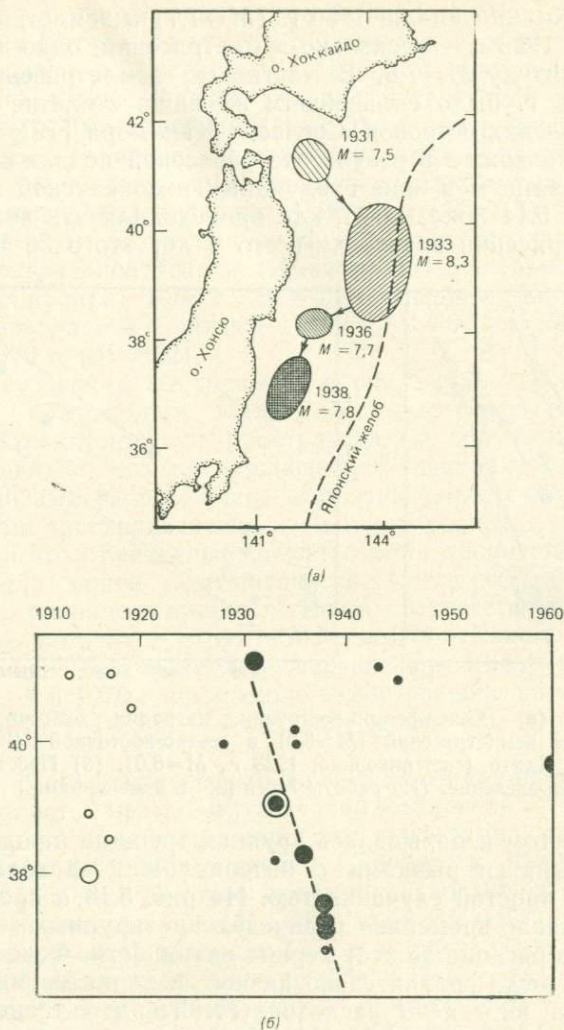


Рис. 5.14. (а) Миграция очаговых областей мелкофокусных сильных землетрясений ($M \geq 7,5$), которые произошли до и после землетрясения Санрику-оки (1933 г., $M_{\text{т}} = 8,4$) [36]. (б) Пространственно-временное распределение землетрясений, происшедших вдоль Японского желоба до и после землетрясения Санрику-оки (обозначено двойным кружком); крупные кружки: $8,0 > M \geq 7,5$, мелкие кружки: $7,5 > M \geq 7,0$ [40].

$M_w=8,4$), Кинкадзан-оки 1936 г. ($M=7,7$) и землетрясения Фукусима-оки 1938 г. — несколько землетрясений, одно из которых имело магнитуду $M=7,8$. В частности, землетрясение Санрику-оки 1933 г. было сильнейшим за наше столетие для всего района Японских островов. Согласно Канамори [19], это землетрясение произошло в результате сбросовой подвижки, вызванной вспарыванием в зоне субдукции Тихоокеанской плиты.

Рисунок 5.14 показывает, как происходили эти четыре сильных землетрясения в течение всего 8 лет этого 30-летнего пе-

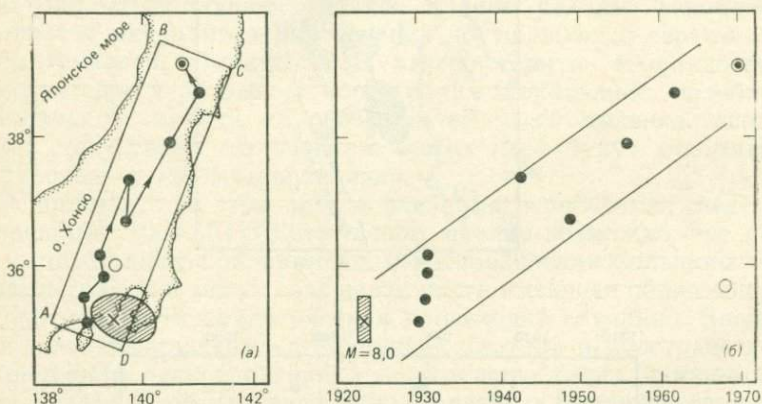


Рис. 5.15. (а) Север-северо-восточная миграция очаговых областей мелкофокусных землетрясений ($M \geq 6,0$) в северо-восточной Японии после землетрясения Канто (заштриховано; 1923 г., $M=8,0$). (б) Пространственно-временное распределение. (Из работы Моги [36] с изменениями.)

риода: при этом вспарывалась крупная трещина, продвигавшаяся с севера на юг рывками с интервалом 2—3 года. Трудно считать это простой случайностью. На рис. 5.14, а представлено пространственно-временное распределение крупных землетрясений данного региона за этот период активности. Фоновая активность здесь была сравнительно низкой, и характер миграции — с севера на юг — ясно распознается. То, что такие сильные землетрясения продолжали последовательно возникать на соседних площадях, можно понять как продвижение или развитие крупномасштабных трещин вдоль желоба.

На рис. 5.15 показана миграция мелкофокусных (до глубины 30 км) землетрясений, отмеченных в округах Канто и Тохoku после землетрясения Канто 1923 г. [36]. Землетрясение Канто 1923 г. ($M=8,0$; $M_w=7,9$) — единственное сильнейшее землетрясение из происшедших в последние годы на суше или вблизи побережья в восточной Японии. Сразу же после этого сильнейшего землетрясения в заливе Сагами и вокруг него происходило множество афтершоков, включая землетрясение Тандзава

($M=7,2$), но постепенно они прекратились. В 1930 г. произошло землетрясение Кита — Идзу ($M=7,3$), очаговая область которого располагалась по соседству с западной границей области землетрясения Канто, а затем было отмечено еще несколько мелкофокусных землетрясений ($M \geq 6,0$) во внутренних районах острова Хонсю — в пределах прямоугольника, показанного на рис. 5.15, а: восточное землетрясение Яманаси-кен 1931 г. ($M=6,0$), южное землетрясение Сайтама ($M=6,3$), западное Сайтама ($M=7,0$), юго-западное Фукусима (Тадзима) 1943 г. ($M=6,1$), центральное Тотиги (Имайти) 1949 г. ($M=6,7$), южное Мияги (Сироиси) 1956 г. ($M=6,1$), северное Мияги 1962 г. ($M=6,5$), центральное Сайтама 1968 г. ($M=6,1$) и юго-восточное Акита 1970 г. ($M=6,2$).

Эти землетрясения выстроились в ряд вдоль узкой полосы, идущей от полуострова Идзу на север-северо-восток, и рис. 5.15, б иллюстрирует их пространственно-временное распределение. Очевидно, что, за исключением центрального землетрясения Сайтама 1968 г., очаги всех этих землетрясений попадают на схеме пространственно-временного распределения в узкую полосу и что отмеченные землетрясения продвигались к северу более или менее систематически. Север-северо-восточное направление миграции приблизительно соответствует ориентации крупных элементов структуры северного Хонсю. Этот характер миграции очагов после землетрясения Канто был замечен в 1969 г., а в 1970 г. произошло землетрясение на юго-востоке преф. Акита ($M=6,2$) — более или менее на продолжении этого пути.

В 1969 г. было отмечено, что (рис. 5.16, а) начиная с 1950 г. активная область мелкофокусных землетрясений ($M \geq 6,0$) в западной Японии проявляет тенденцию к миграции, смещаясь в северном направлении: от островов Сацунак к Хьюга-нада и Бунго-суйдо [36]. После этого произошло (до 1980 г.) три мелкофокусных землетрясения ($M \geq 6,0$): Асо ($M=6,1$) в январе 1975 г., Онта ($M=6,4$) в апреле 1975 г. и около горы Санбеяма в центральной части преф. Симане ($M=6,1$) в июне 1978 г. Все они причинили определенный ущерб. В июле 1979 г. довольно глубокое (80 км) землетрясение ($M=6,3$) произошло в районе Сухо-нада. Как видно из рис. 5.16, б, все эти недавно происходившие землетрясения возникли более или менее на продолжении указанной ранее линии миграции. Следовательно, предсказание, основанное на этой миграции, можно считать обоснованным [45]. В центральной части преф. Тоттори (западный Хонсю) 31 октября 1983 г. произошло землетрясение с магнитудой 6,2, и оно также находится на этой линии миграции. Скорость миграции в этом случае составляет около 20 км/год.

Теперь возникает вопрос, имела ли место эта миграция в Японии также и до 1950 г., и если нет, то почему современный

характер миграции начал проявляться именно около того времени. Пока не получено ясного ответа на такой вопрос, трудно избавиться от подозрения, что данный характер миграции — просто видимость.

На рис. 5.17 приведено пространственно-временное распределение землетрясений с глубиной меньше 80 км и магнитудой

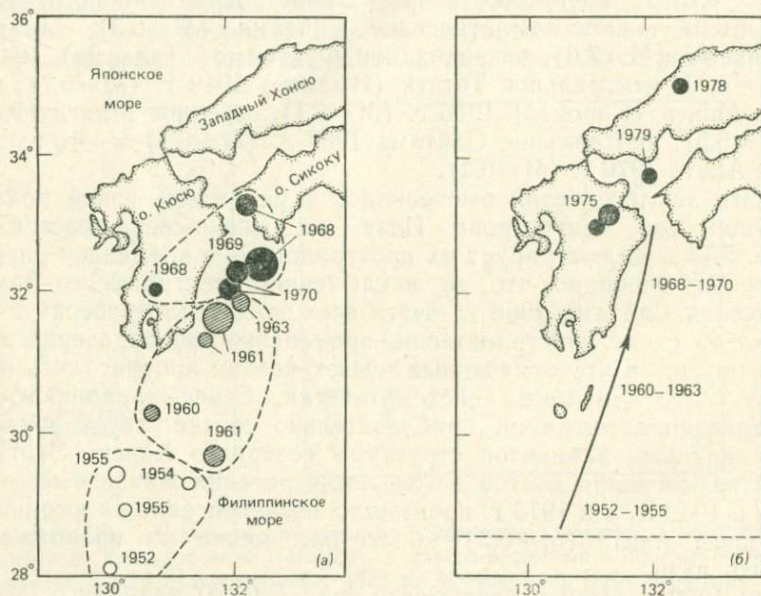


Рис. 5.16. Мелкофокусная сейсмическая активность ($M \geq 6,0$), перемещающаяся в северном направлении от о-вов Сацунав к Кюсю и западной части округа Тюгоку (западная Япония) [45]. (а) Северная тенденция миграции, указанная в 1969 г. в работе Моги [36]; (б) землетрясения ($M \geq 6,0$), происшедшие в последующее десятилетие.

выше 6,0, происшедших в районе от островов Сацунав до Кюсю и западной части Хонсю в период 1900—1980 гг. По вертикальной оси отложена широта местности, по горизонтальной — время. Видно изменение характера распределения около 1950 г. С этого времени четко выделяется упорядоченность событий в виде узкой полосы, и это совпадает с процессом миграции, который показан на рис. 5.16. Напротив, никакой миграции не наблюдается до 1950 г.; когда землетрясения возникали более или менее случайно. На рис. 5.17 обозначены также землетрясение Нанкайдо 1946 г. и период афтершоковой активности сразу же после него. Землетрясение Нанкайдо 1946 г. ($M=8,1$) было крупнейшим сейсмическим событием этого столетия в западной Японии и, как будет показано в следующем разделе, затронуло

всю западную Японию. Поскольку землетрясение Нанкайдо было вызвано движением плиты Филиппинского моря на северо-запад, естественно предполагать, что оно должно было повлиять на всю сейсмическую зону, расположенную непосредственно позади района землетрясения Нанкайдо. Как показывает рис. 5.17, трудно считать, что весь ход сейсмической активности

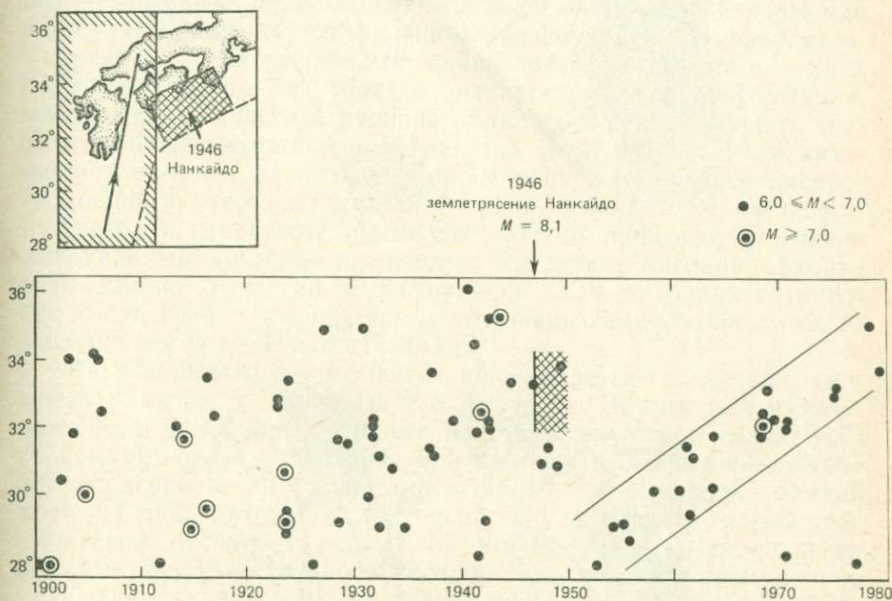


Рис. 5.17. Пространственно-временное распределение землетрясений ($M \geq 6,0$) с глубиной очагов меньше 80 км, происшедших в районе от о-вов Сацунаи до Кюсю и западной части округа Тююку в западной части Хонсю [45]. Показана также очаговая область землетрясения Нанкайдо (1946 г., $M_w = 8,1$) и его афтершоков (вертикальная черта и перекрещивающаяся штриховка), расположенная к востоку от исследованного района.

этого района изменился после землетрясения Нанкайдо просто случайно.

Рисунок 5.18 схематически показывает миграцию зоны сейсмической активности в этом регионе. Механизм, определяющий перемещение сейсмической активности с течением времени, можно объяснить следующим образом. Вначале напряжение и деформация во всей этой области в целом постепенно нарастали в результате непрерывного движения плиты Филиппинского моря в северо-западном направлении. По-видимому, в северной ее части нарастание в течение нескольких лет перед землетрясением Нанкайдо было особенно сильным. Тем не менее пространственно-временное распределение относительно слабых землетря-

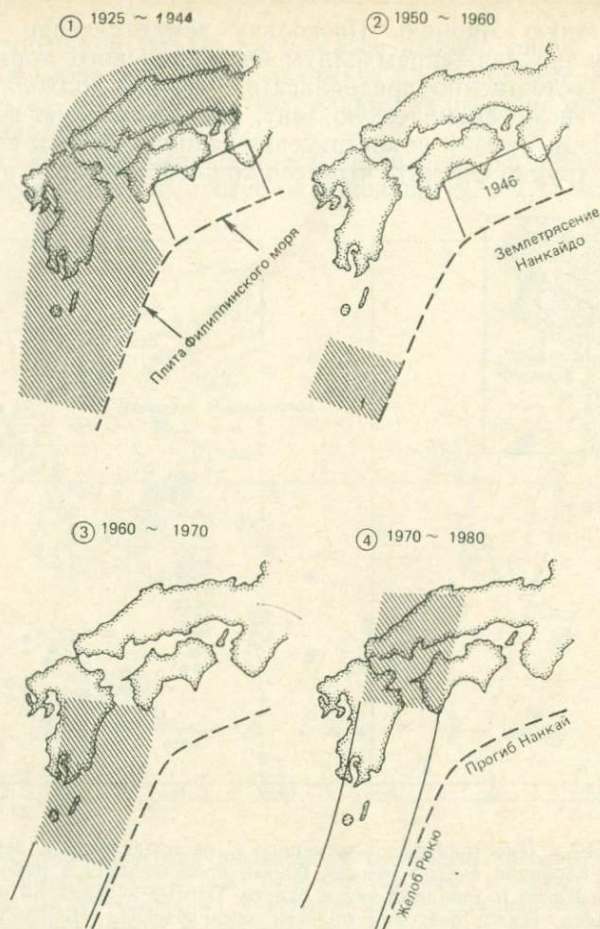


Рис. 5.18. Схематическая иллюстрация, показывающая очаговую область землетрясения Нанкайдо 1946 г. и постепенное изменение пространственного распределения сейсмической активности до и после этого землетрясения.

сений в течение этого периода выглядит практически случайным. Землетрясение Нанкайдо в декабре 1946 г. внезапно высвободило напряжение и деформацию. Однако это высвобождение затронуло только район от Кюсю до округа Тюгоку и не распространилось до островов Сацунав, в южную часть сейсмической зоны, находящуюся на значительном расстоянии от очаговой области землетрясения Нанкайдо. Таким образом, напряжение в этом районе сохранилось, но уровень напряжений к северу от Хьюга-нада — в области, граничащей с данным райо-

ном на севере, — заметно упал, и активность относительно слабых землетрясений резко понизилась.

Но как вода течет сверху вниз, так и деформация островов Сацунан постепенно распространялась к северу. Предполагается, что это медленное распространение напряженного состояния или деформации происходило в нижней части земной коры или в верхней мантии, обладающих вязкоупругими свойствами. Умеренные и слабые землетрясения часто возникают в земной коре на передовом участке распространения деформации. Именно таким образом распространялась к северу область сейсмической активности в этом регионе после 1950 г. Этот механизм отличается от того, что происходит в результате распространения процесса вспарывания вдоль разлома, как, например, в Анатолии, и служит примером другого процесса, а именно миграции сейсмической активности вследствие миграции фронта деформации. Итак, как показывает рис. 5.18, миграция активности после 1950 г. проявилась в это время не случайно, а была вызвана землетрясением Нанкайдо.

Миграция ясно распознается во всех четырех случаях, упомянутых выше, в том числе и в Анатолии. Общим для них является то, что каждый процесс миграции начался с сильнейшего землетрясения класса $M \sim 8$ и был им вызван. Сильнейшие землетрясения — это крупномасштабные возмущения земной коры. И несколько не удивительно, что явление миграции сейсмической активности вдоль сейсмической зоны проявляется в форме пространственного распространения этого возмущения.

Как мы увидим в гл. 13 при рассмотрении событий в районе Идзу, имеются и такие случаи, когда ясно выраженная миграция происходит без какого-либо участия сильнейшего землетрясения. Во всяком случае, хотя явление миграции очагов встречается не очень часто, оно и не столь редко, как думали раньше, и, как показывает предыдущий пример, оно иногда помогает предсказать будущие землетрясения. В случае Хайчэнского землетрясения 1975 г. в Китае — первого успешно предсказанного землетрясения — исследователи сумели сосредоточить внимание на опасном районе и усилить наблюдения в течение сравнительно короткого периода именно благодаря тому, что они заметили миграцию сейсмической активности.

5.4. Сейсмичность до и после сильнейших землетрясений

Сильнейшие землетрясения неоднократно повторяются в одном и том же месте. Интервал между ними сильно варьирует в зависимости от скорости накопления деформации: в случае сильнейших межплитовых землетрясений — от нескольких деся-

тилетий до нескольких сотен лет, а в случае внутриплитовых — от нескольких сотен лет до нескольких тысяч лет. Следовательно, если после сильного землетрясения в гипоцентральной области этого землетрясения и вокруг нее установлены определенные изменения сейсмической активности, то исследование сейсмического режима помогает в долгосрочном прогнозе места и времени следующего сильного землетрясения. Исходя из этого, Федотов [9] ввел в 1968 г. представление о сейсмических циклах. Однако фактически почти нет ни одного случая, чтобы данные инструментальных наблюдений покрывали такой длительный период, какой необходим для понимания всего жизненного цикла таких землетрясений.

Сильнейшие землетрясения в зоне прогиба Нанкай в западной Японии повторялись довольно регулярно с интервалом 100—200 лет. Изучив ранее разрозненные данные, Уцу [78] составил каталог важнейших землетрясений Японии за период 1885—1925 гг. Сотрудники агентства JMA подготовили и регулярно пополняют список землетрясений начиная с 1926 г. Благодаря этому сейчас имеется список землетрясений (преимущественно с магнитудой $M \geq 6$), основанный на данных инструментальных наблюдений для периода продолжительностью около 100 лет. Поскольку предыдущее сильнейшее землетрясение эры Ансей произошло в 1854 г., а следующие сильнейшие землетрясения, относящиеся к эре Сёва, возникли примерно через 90 лет — в 1944 и 1946 г., современные данные охватывают период, соответствующий одному циклу повторяемости сильнейшего землетрясения. Сейсмическая активность в западной Японии тесно связана с возникновением сильнейших землетрясений вдоль прогиба Нанкай, и наблюдаемые изменения действительно соответствуют времени жизни одного сильнейшего землетрясения. В мире существует совсем мало других мест, где справедлива такая аргументация.

На рис. 5.19 95-летний период, охватывающий годы до и после землетрясений Тонанкай 1944 г. ($M=8,1$) и Нанкайдо 1946 г. ($M=8,1$), разделен на 6 интервалов и приводится пространственное распределение мелкофокусных землетрясений с магнитудой 6,0 и выше для каждого интервала [47]:

1. 1885—1898 гг. Этот интервал был неактивным благодаря низкому уровню напряжений в большей части западной Японии. Однако в 1891 г. в этом районе произошло землетрясение Ноби ($M=8,4$). Связь между землетрясением Ноби и следующим землетрясением (Тонанкай, 1944 г.) рассматривается в гл. 15.

2. 1899—1923 гг. В течение данного интервала активность вдоль прогиба Нанкай возросла, и значительное число землетрясений произошло также на полуострове Кии, на Сикоку, в районах внутреннего моря Сето и Хьюга-нада. Одним из них было землетрясение Гейё 1905 г. ($M=7,1$) во внутреннем море

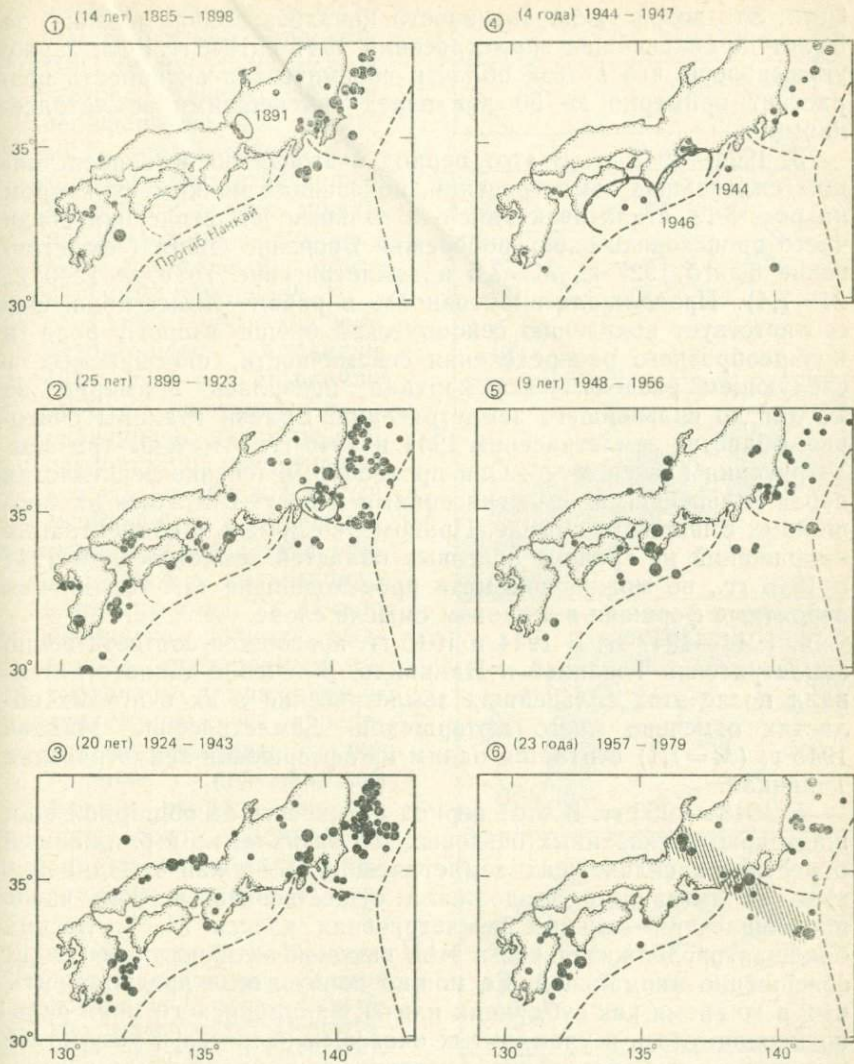


Рис. 5.19. Ход сейсмической активности в западной Японии в течение 95 лет, включающих землетрясения Тонанкай (1944 г., $M=8,1$) и Нанкайдо (1946 г., $M=8,1$) [47]. Крупные кружки: $M > 7,0$, мелкие кружки: $7,0 > M > 6,0$.

Сето. Это возрастание активности началось приблизительно за 50 лет до сильнейших землетрясений 1944 и 1946 гг. В гл. 2 уже указывалось, что в этой области сейсмическая активность возрастает примерно за 50 лет перед сильнейшими землетрясениями.

3. 1924—1943 гг. В этот период очаговая область предстоящих сильнейших землетрясений, показанная мелким пунктиром на рис. 5.19, стала неактивной, а сильные землетрясения стали часто происходить вдоль побережья Японского моря (землетрясение Танго 1927 г., $M=7,5$ и землетрясение Тоттори 1943 г., $M=7,4$). Продолжалась активность в районе Хьюга-нада. Это соответствует появлению сейсмической бреши второго рода и кольцеобразного распределения сейсмичности, описываемых в следующем разделе, — эта картина появилась примерно за 20 лет до сильнейшего землетрясения. Вблизи границы очаговых областей землетрясений 1944 и 1946 гг. отмечены три землетрясения класса $M\sim 6$. Они произошли в течение десятилетия перед сильнейшими землетрясениями и могут считаться их форшоками в широком смысле. Правомерно думать о концентрации напряжений на границе очаговых областей землетрясений 1944 и 1946 гг., но можно понимать происходившие там толчки как вероятные форшоки в широком смысле слова.

4. 1944—1947 гг. В 1944 и 1946 гг. произошли соответственно землетрясения Тонанкай и Нанкайдо. В течение данного интервала после этих сильнейших землетрясений в их очаговых областях отмечено много афтершоков. Землетрясение Микава 1945 г. ($M=7,1$) считается одним из афтершоков землетрясения Тонанкай.

5. 1948—1956 гг. В этот период активность на обширной площади вокруг указанных очаговых зон затихла, но в ближайшей окрестности сильнейших землетрясений Тонанкай и Нанкайдо высокая активность продолжала существовать, в том числе произошло три сильных землетрясения класса $M\sim 7$. Весьма большая продолжительность этой высокой активности выглядит совершенно аномальной. Ее можно понять, если предположить, что, в то время как субдукция плиты Филиппинского моря сильно продвинулась в упомянутых очаговых областях в результате указанных двух сильнейших землетрясений, имела место некоторая задержка в ее дальнейшем развитии, прежде чем соседние участки подравнялись путем подвижек в очагах афтершоков. На побережье Японского моря также отмечена активность; в частности, в 1948 г. произошло землетрясение Фукуи ($M=7,3$).

6. 1957—1979 гг. Еще раз мы встречаем интервал низкой активности. Представляется, что определенная активность приурочена к полосе северо-запад—юго-восточного простирания (совпадающего с направлением движения плиты), проходящей через районы Токай и Идзу; эта полоса граничит с восточной

частью очаговой области землетрясения Тонанкай. По одному этому нельзя судить, является ли эта периферическая активность предвестником «Токайского землетрясения». Во всяком случае, можно предположить, что уровень напряжений в районе Токай повысился.

Таким образом, землетрясения Тонанкай 1944 г. и Нанкайдо 1946 г. соответствовало следующее развитие обстановки: 1) неактивный период, обусловленный пониженным уровнем напряжений вследствие предыдущего сильнейшего землетрясения, 2) начало активного периода, вызванное постепенным нарастанием напряжения и достижением им определенной величины, 3) появление сейсмической брешки второго рода и кольцевого распределения сейсмичности перед главным толчком, 4) воз-

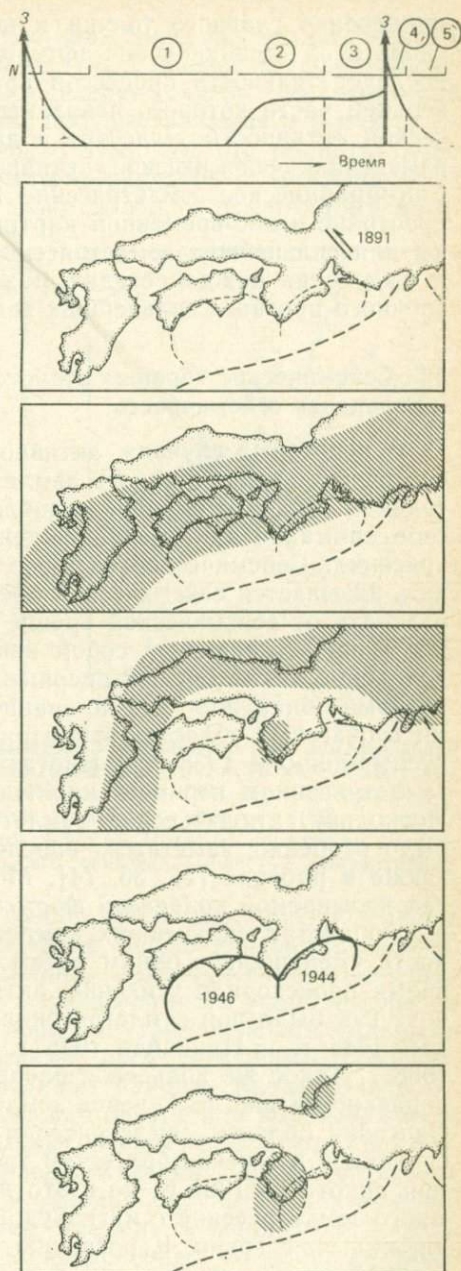


Рис. 5.20. Изменение картины сейсмичности в западной Японии до и после сильнейших землетрясений (землетрясений Тонанкай и Нанкайдо), происшедших вдоль прогиба Нанкай [47]. Штриховкой показаны области высокой сейсмической активности. На верхней диаграмме представлены временные изменения уровня сейсмичности N данного района. 3 — сильные землетрясения.

никновение главного толчка и афтершоков в строгом смысле слова и 5) возникновение афтершоков в широком смысле. Эта последовательность процессов проиллюстрирована рис. 5.20, в верхней части которого показаны временные вариации сейсмической активности. Эллсуэрт и др. [6] сообщали о подобных изменениях сейсмической активности в период, включающий Сан-Францисское землетрясение 1906 г. Если такие изменения пространственно-временной картины в какой-то степени типичны для сильнейших землетрясений, наблюдение этого процесса и выделение каждой стадии может быть полезно для долгосрочного прогноза сильнейших землетрясений.

5.5. Сейсмические «брешы» второго рода и кольцевая сейсмичность

В некоторых случаях активность слабых землетрясений в очаговой области сильного землетрясения затихает перед этим толчком. Такое временное ослабление активности привлекает к себе внимание как предупреждение об угрозе сильного землетрясения. Сейсмическое затишье, появляющееся как предвестник, называется сейсмической брешью второго рода, и его надо отличать от сейсмической брешы первого рода, упомянутой ранее и представляющей собой ненарушенную область [43]. На появление таких брешей впервые указал в 1965 г. Иноуэ [14], который обнаружил, что по сравнению с окружающими районами в очаговых областях землетрясений Токати-оки 1952 г., Фукусима-кен-оки 1938 г. и Ниигата 1964 г. в предшествовавшие землетрясениям периоды наблюдалось сейсмическое затишье. Поскольку затишье перед землетрясением Токати-оки 1952 г. было особенно заметным, впоследствии оно рассматривалось также в работах [22, 36, 74]. Моги [36] указал на появление так называемой *кольцевой формы сейсмичности*, когда в очаговых областях сильнейших землетрясений сейсмическая активность уменьшалась одним и тем же образом и в то же самое время происходило усиление активности в окружающих районах. Так было при землетрясениях Санрику-оки 1933 г., Тонанкай 1944 г. и Нанкайдо 1946 г. (см. разд. 5.4) и Токати-оки 1968 г. Такое же кольцевое распределение было выявлено, как показано на рис. 5.21, перед землетрясением Канто 1923 г. [46]. Очаговая область землетрясения Канто была исключительно спокойной в течение более чем трех десятилетий до землетрясения вплоть до 1921 г., но в это же время произошло необычно много землетрясений с магнитудой 6—7 на окружающей площади, включая Токио. К развитию этой активности мы вернемся в гл. 16.

Эллсуэрт и др. [6] отметили, что сейсмичность на уровне $M=5$ в районе залива Сан-Франциско была низкой в течение

50 лет, последовавших за Сан-Францисским землетрясением 1906 г., по сравнению с активностью в предшествующие 50 лет. На рис. 5.22 показано распределение очагов землетрясений ($M \geq 5,0$) для периода в 25 лет, предшествовавшего землетрясению Сан-Франциско [58]. Можно заметить, что область около разрыва, возникшего при землетрясении 1906 г. (показан жирной линией), была спокойна, а окружающая территория — чрез-

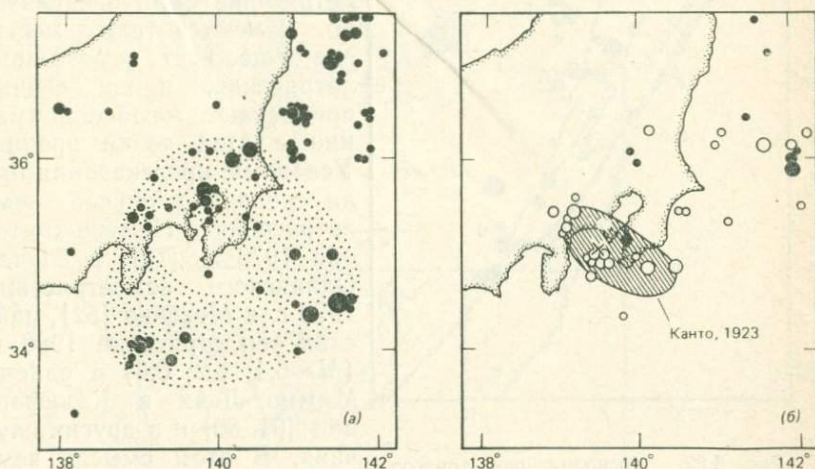


Рис. 5.21. Распределение эпицентров мелкофокусных землетрясений ($M \geq 6,0$) до и после сильнейшего землетрясения Канто ($M=8,0$, 1 сентября 1923 г.) [46]. (а) до землетрясения Канто: 1885—1921 гг.; (б) непосредственно перед землетрясением Канто (1922 г. — август 1923 г., черные кружки) и после сильнейшего толчка (светлые кружки). Крестиком обозначен эпицентр землетрясения Канто, его очаговая область заштрихована.

вычайно активной. Коротко говоря, кольцевое распределение, описанное выше, можно выявить не только для землетрясений в зонах желобов, но и для сильных землетрясений, происшедших на межплитовых границах трансформного типа. Кольцевая картина часто наблюдалась перед внутриплитовыми сильными мелкофокусными землетрясениями, происходившими в последние годы во внутриконтинентальных районах Китая. В некоторых случаях подобная сейсмическая брешь, или кольцевая форма, отмечалась для землетрясений средней силы (см., например, [3, 15, 82]). На рис. 5.23 показана ситуация для землетрясения с $M=6,1$, которое произошло в районе Санбеямы в центральной части преф. Симане (западная Япония) 4 июня 1978 г. [82]. Рои слабых землетрясений, распределенные по площади кольцевой формы, начали происходить примерно с января 1978 г., и, наконец, главный толчок с магнитудой 6,1 заполнил своей очаговой областью брешь в центре.

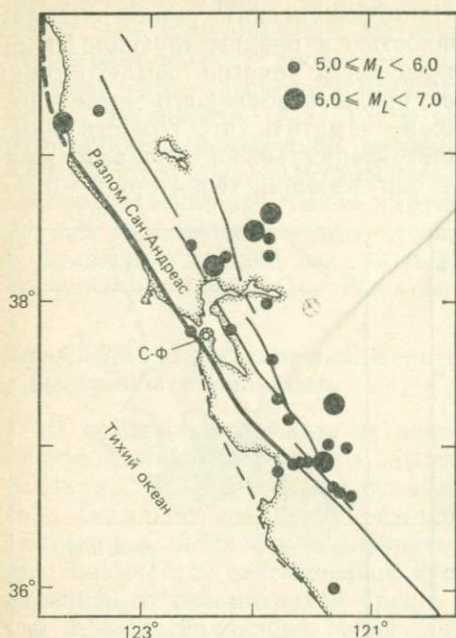


Рис. 5.22. Расположение очагов землетрясений ($M \geq 5,0$) за 25-летний период (1881—1906 гг.) перед сильнейшим Сан-Францисским землетрясением ($M=8,3$) 18 апреля 1906 г. Заметьте сгущение землетрясений в области, окружающей разрыв (жирная линия), вспоровшийся при землетрясении 1906 г., и отсутствие активности в зоне самого разрыва. M_L — локальная магнитуда, С-Ф — Сан-Франциско [58, рис. 4]. © 1982 by the American Association for the Advancements of Science.

В нескольких случаях землетрясение действительно произошло там, где такую сейсмическую брешь второго рода, или кольцевую сейсмичность, удалось распознать, и сильное землетрясение было предсказано. Имеются также места, где существует угроза землетрясения, и они сейчас привлекают особое внимание с этой точки зрения. Успешные предсказания были сделаны в случае землетрясения Немуро-хантооки 1973 г. [76], в случае Оахакского землетрясения 1978 г. в Мексике [52], майских землетрясений 1980 г. ($M=6,1; 6,2; 6,3$) в районе Маммот-Лейк в Калифорнии [61, 80] и в других случаях. В этом смысле землетрясение Мияги-кен-оки 1978 г. тоже было предсказано [67, 77], но при ближайшем рассмотрении оказывается, что имеется небольшое расхождение между положением брешки и местом, где произошло землетрясение. Землетрясения Немуро-хантооки и Мияги-кен-оки описаны соответственно в гл. 10 и 11.

Познакомимся теперь в деталях с землетрясением в Оахаке — самым блестящим примером успешного долгосрочного прогноза. Область вдоль тихоокеанского побережья Мексики представляет собой зону субдукции, где океаническая плита поддвигается под Северо-Американскую плиту. В этой области, которая является частью Тихоокеанского сейсмического пояса, часто происходят сильные землетрясения ($M \sim 7,5$). Согласно результатам проведенного в 1977 г. Отаке и др. [52] анализа пространственно-временного распределения землетрясений в этой сейсмической зоне (рис. 5.24, а), с января 1971 г. по май 1973 г. очаги размещались вдоль побережья равномерно, но на

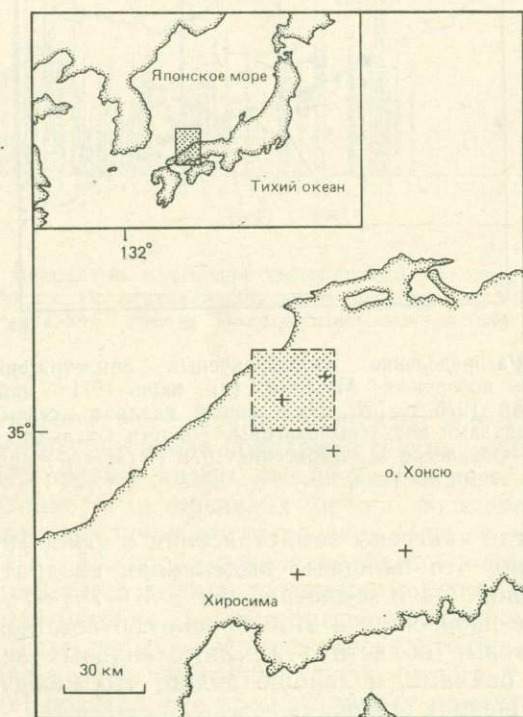
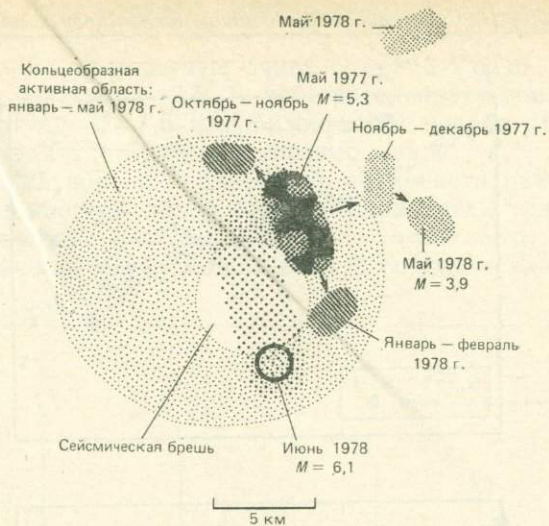


Рис. 5.23. Эпицентр (кружок) и район афтершоков (редкий крест) землетрясения 4 июня 1978 г. ($M=6,1$) в центральной части преф. Симане (зап. Хонсю) и предшествовавшая сейсмическая активность вокруг этой области [82]. На карте Хонсю показан квадрат, представленный на диаграмме распределения сейсмичности.

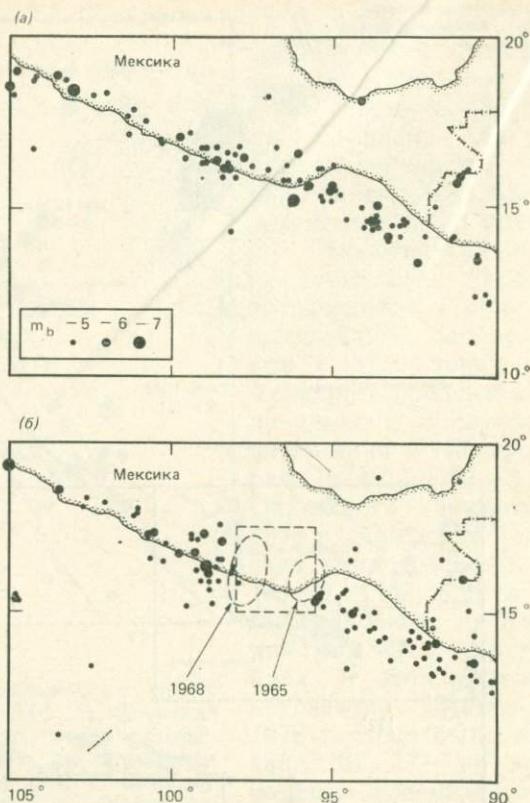


Рис. 5.24. Распределение мелкофокусных землетрясений (глубиной < 60 км) вдоль побережья Мексики: (а) июнь 1971 — май 1973 г.; (б) июнь 1973 — май 1975 г. [52]. Выделенный квадрат — сейсмическая брешь второго рода; овалами показаны очаговые области Оахаких землетрясений 1965 и 1968 гг. Оахакиское землетрясение 1978 г. ($M=7,7$) произошло в промежутке между этими овалами.

рис. 5.24, б, где нанесены землетрясения с июня 1973 г. по май 1975 г., видно, что площадь, выделенная квадратной рамкой, стала спокойной. Одно землетрясение с $M=7\frac{1}{2} \div 7\frac{3}{4}$ и еще одно с $M=7,5$ уже произошли в этой бреше соответственно в 1965 и 1968 гг. Очаговые области этих двух сильных землетрясений изображены овалами, и хорошо видно, что между ними осталась ненарушенная площадь.

Отаке и др. пришли к выводу, что понижение сейсмической активности после 1973 г. было затишьем (сейсмической брешью второго рода), предвещающим землетрясение, которое произойдет в ненарушенной части (в сейсмической бреше первого рода), оставшейся после сильных землетрясений 1965 и 1968 гг. Они

предсказали, что координаты очага будут $16,5^\circ$ с. ш., $96,5^\circ$ з. д., а магнитуда составит $\sim 7,5$. В действительности землетрясение имело магнитуду $M=7,6$ и произошло 29 ноября 1978 г. приблизительно там, где было предсказано.

На рис. 5.25 показано изменение активности района брешы во времени: по вертикальной оси отложена магнитуда землетрясений по объемным волнам m_b (это не то же самое, что M , но сходная величина, выражающая размер сейсмических событий),

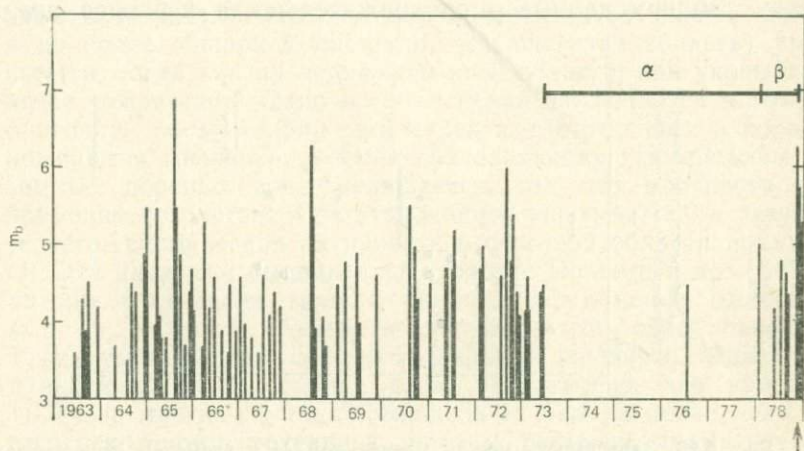


Рис. 5.25. Временные изменения сейсмичности в пределах Оахакской сейсмической брешы. По вертикальной оси — магнитуда по объемным волнам m_b ; стрелкой указано время Оахакского землетрясения 1978 г. ($M=7,7$) [53].

по горизонтальной оси — время. Землетрясение с $M=7,6$ произошло через $5\frac{1}{2}$ лет после появления сейсмической брешы второго рода. На рисунке видно, что незадолго до сильного землетрясения активность в пределах брешы постепенно возросла. Точно так же и в случае землетрясений Идзу, о которых будет говориться в гл. 13, после появления брешы в дальнейшем активность повышалась вплоть до самого момента возникновения сильного землетрясения. Таким образом, Оахакское землетрясение 1978 г. было успешно предсказано благодаря сосредоточению внимания на сейсмических брешах первого и второго рода.

Отаке [51] показал, что время T между моментом появления сейсмической брешы второго рода и возникновением землетрясения имеет тенденцию увеличиваться с повышением магнитуды M землетрясения, и нашел линейную зависимость между $\log T$ и M . Цубокава [71], Шольц и др. [64] и Рикитакэ [60] ранее уже предложили следующую зависимость между длитель-

ностью разного рода явлений-предвестников и магнитудой землетрясений:

$$\log T = \alpha M - \beta.$$

Однако существует определенное затруднение, вызванное тем, что в число данных, по которым построена эта зависимость, входят и сомнительные, такие, как изменения V_P/V_S . По сообщению Отаке весьма сходное соотношение существует и для длительности сейсмической бреши. Канамори [21] собрал в одну таблицу данные о продолжительности периодов предва-

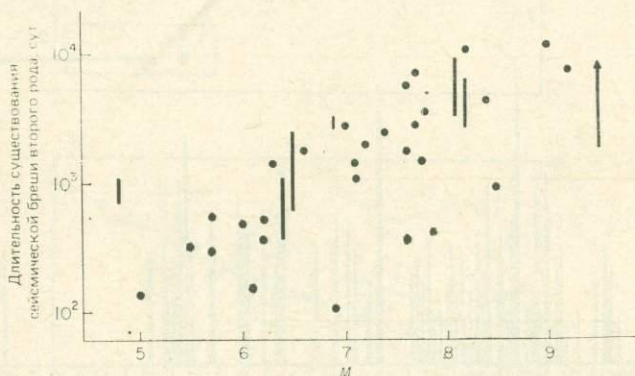


Рис. 5.26. Зависимость между магнитудой M и временем существования сейсмической бреши второго рода. Данные взяты в основном из работы Канамори [21].

ряющего землетрясение затишья, сообщенные многими исследователями. На рис. 5.26 показана связь этих данных с магнитудой. Видно, что $\log T$ стремится возрастать с увеличением M , но имеются значительные вариации. Если учесть эти результаты, то ясно, что при анализе количественных соотношений между длительностью T сейсмической бреши и магнитудой M необходима должная осторожность.

Рассуждая о том, существуют ли сейсмические бреши, необходимо решить, что взять в качестве нижнего предела магнитуды землетрясений. Этот нижний предел может варьировать от случая к случаю. В активных областях, таких, как зона Японского желоба, иногда следует принимать за нижний предел землетрясения с магнитудой $M=5 \div 6$, но в других местах, где активность обычно ниже, необходимо рассматривать бреши, принимая в качестве нижнего предела микроземлетрясения с $M=1 \div 3$.

Сейсмические бреши второго рода — это не просто места, где сейсмическая активность низка. Они не относятся к числу асейсмичных областей, вообще не обладающих способностью

производить землетрясения. Не являются они и местами, где землетрясения не происходят потому, что энергия деформации, достаточная, чтобы вызвать землетрясение, еще не накопилась. Это места, где появление землетрясений является нормой, но они временно затихли, что служит предвестником сильного землетрясения. Кроме того, сильное землетрясение нередко происходит в районе, где землетрясения вообще бывают часто, хотя никакой сейсмической брешы второго рода не появлялось.

Как же все-таки объяснить, что перед сильным землетрясением активность в его очаговой области (а во многих случаях и на более обширной площади, чем очаговая область) уменьшается, тогда как по периферии этой области, как указывалось выше, возрастает? Одно из объяснений заключается в том, что благодаря росту напряжений перед землетрясением в коре раскрываются трещины, давление заполняющих эти трещины подземных поровых вод уменьшается, так что прочность коры временно возрастает (дилатансионное упрочнение), в результате чего сейсмическая активность в очаговой области понижается. Эта идея уже выдвигалась в работе Шольца и др. [64], где авторы отстаивали модель водно-диффузионной дилатансии (гл. 1), пытаясь объяснить значительный спад отношения V_p/V_s уменьшением порового давления жидкости. Однако при дальнейших исследованиях было установлено, что изменения V_p/V_s во многих случаях сомнительны. Тем не менее, если имеется некоторое изменение в поровом давлении, дилатансионное упрочнение возможно. Подтвердить это можно было бы, например, доказав, что перед землетрясением понижается уровень грунтовых вод, но до сих пор убедительных данных такого рода не получено. Однако я считаю, что идея о том, что механизм, посредством которого сейсмическая активность на довольно длительное время полностью затухает на обширной площади, является результатом изменений порового давления вследствие роста напряжений, вполне заслуживает более пристального внимания.

Имеется другое объяснение, основанное на сходной идее и называемое моделью шероховатости [41]. По сравнению с другими местами очаговая область сильного землетрясения должна быть до некоторой степени однородной. Однако на плоскости разрыва непременно есть неровности и места, обладающие меньшей механической прочностью, чем вокруг. Следовательно, при возрастании напряжения в местах его сосредоточения возникают трещины среднего и малого размера (т. е. происходят умеренные и слабые землетрясения). В конце концов эти ослабленные места исчезают и область становится механически однородной. На этой стадии сейсмическая активность в гипоцентральной области убывает и появляется брешь. Однако из-за того, что рост напряжений на обширной площади продолжается, активность

оживляется на окружающих участках, более неоднородных в механическом отношении. Так образуется кольцеобразное распределение сейсмичности. Однако трудно объяснить одновременное затухание активности в обширной области.

Еще одна идея состоит в том, что перед землетрясением на будущей плоскости сейсмического разрыва или на его продолжении происходит размягчение и периферическое напряжение уменьшается, в результате чего сейсмическая активность временно падает. Этот механизм описывался при рассмотрении модели сухой дилатансии, где диффузии воды не придается значения (см., например, [27, 39, 68]). Возможно, ослабление зоны разлома происходит в результате появления роев мелких трещин, или же оно может произойти из-за предвещающего сильное землетрясение асейсмического скольжения. Однако в случае, например, землетрясения Нанкайдо 1946 г. сейсмическая брешь существовала около 20 лет, но депрессия у мыса Мурото продолжала линейно развиваться еще за несколько лет до землетрясения. Поэтому следует полагать, что напряжение в очаговой области возрастает без каких-либо изменений по крайней мере вплоть до момента, предвещающего сильнейшее землетрясение на несколько лет, и объяснить появление этой сейсмической бреши размягчением разлома невозможно. Такой механизм возможен в случае сравнительно короткого затишья перед самым землетрясением.

Как отмечалось выше, в настоящее время не имеется установленной теории относительно механизма образования сейсмических брешей второго рода. Возможно, что в каждом случае преобладающую роль играют различные механизмы.

5.6. Форшоки

До сих пор мы обсуждали, как и почему происходят небольшие изменения сейсмической активности перед сильным землетрясением. В частности, любые изменения непосредственно перед сильным землетрясением были бы важным фактором в его предсказании. В действительности имеется много случаев, когда незадолго до сильного землетрясения отмечалось возрастание числа слабых толчков. В этом разделе я постараюсь до некоторой степени проникнуть в суть вопроса и объяснить данное явление.

На рис. 5.27, а схематически показано пространственно-временное распределение сейсмичности в очаговой области и вокруг нее за время, прошедшее от предыдущего сильного землетрясения до следующего. По горизонтальной оси отложено время, по вертикальной — расстояние от эпицентра землетрясения. Случай 1 относится к слабым толчкам, происходящим в окрестностях эпицентра непосредственно перед землетрясением; это фор-

шоки в *строгом* смысле слова. Случай 2 также относится к периоду, непосредственно предшествующему землетрясению, но к нему отнесена активность, отмеченная в местах, отдаленных от очаговой области. Эта активность отражает существование определенной механической связи, посредством которой деформация коры, предвещающая сильный толчок, влияет на сейсмич-

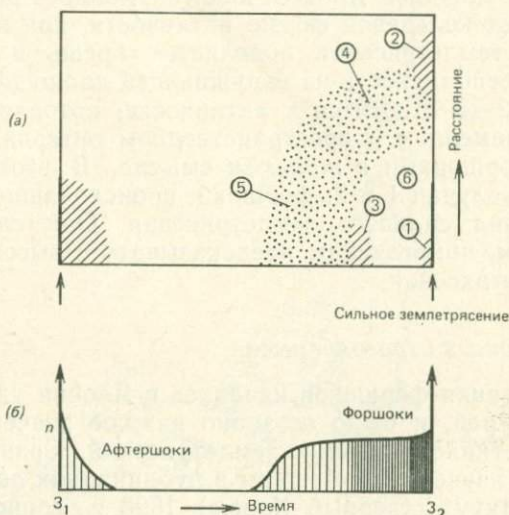


Рис. 5.27. Схематическая иллюстрация пространственно-временного распределения сейсмической активности перед сильным землетрясением (Z_2). (а) По горизонтальной оси отложен интервал времени, прошедшего после предыдущего сильного землетрясения (Z_1) в том же районе, по вертикальной — расстояние от эпицентра. Обозначения: 1 — форшоки в строгом смысле слова; 2—5 — форшоки в широком смысле; 6 — появление сейсмической брешы второго рода. (б) Временные вариации сейсмичности на обширной площади. (Из работы Моги [41] с изменениями.)

ность отдаленных районов. Например, в таких случаях глубинная сейсмическая активность возрастает на удалении в несколько сотен километров от очага перед сильными поверхностными землетрясениями в районах глубоководных желобов. Случай 6 отражает появление сейсмической брешы второго рода, рассмотренной в предыдущем разделе. Можно было бы описать его как случай отрицательной форшоковой активности, когда очаговая область становится необычно спокойной. В случае 3 перед появлением сейсмической брешы возникает рой землетрясений. На этот феномен указали Секия [65] и Эвисон [7], и впоследствии он наблюдался в нескольких случаях. Естественно, он встречается не всегда; например, он не отмечен в случае Оахакского землетрясения, упоминавшегося в предыду-

щем разделе (см. рис. 5.25). Поскольку это явление четко проявилось перед сравнительно недавней активизацией сейсмичности на полуострове Идзу, я объясню его с конкретными примерами в гл. 13. В случае 5 напряжение в коре постепенно растет и активность повышается на обширной площади. Это явление проявилось примерно за 50 лет до землетрясений Тонанкай и Нанкайдо в западной Японии, как указывалось ранее. Случай 4 соответствует кольцевой форме активности, при которой с приближением землетрясения появляется брешь и одновременно возрастает сейсмичность на окружающей площади.

Случаи 2—5 относятся к активности, которая отмечается в широком временном и пространственном интервале; они названы здесь форшоками в *широком* смысле. В этом разделе мы рассмотрим случаи 1 и 2: форшоки, происходящие незадолго до возникновения сильного землетрясения. Они служат ценным индикатором, помогающим предсказывать с высокой точностью время землетрясения.

5.6.1. Форшоки в строгом смысле

Исследования форшоков начались в Японии уже давно Омори и Имамурой, и было осознано важное значение форшоков как предвестников сильных землетрясений. Сравнительно подробно были изучены и освещены в публикациях данные о землетрясении Рикку (северный Хонсю) 1896 г., сопровождавшемся отчетливо выраженными форшоками. Однако впоследствии, даже несмотря на то, что сеть сейсмических наблюдений стала обеспечивать получение более точных данных, появилось мало детальных сообщений о форшоках. Исключениями явились публикации о землетрясениях Кита—Идзу (1930 г.) и Ниидзима (1936, 1957 гг.), а появление форшоков стали рассматривать как редкое и случайное явление. Основываясь на ряде лабораторных экспериментов по разрушению, посвященных механизму возникновения форшоков (см. ч. I), Моги [28] объединил данные о землетрясениях в Японии, происшедших до 1961 г., и собрал характеристики форшоков. Я представляю эти материалы ниже вместе с более поздними результатами.

5.6.1.1. *Землетрясения, сопровождаемые форшоками.* Хотя имеется значительное число примеров с ясно выраженными форшоками, анализ наблюдательных данных JMA для 1500 землетрясений с магнитудой $M=4,0 \div 4,5$ и выше, происшедших на территории и вокруг Японских островов с 1926 по 1961 г., показывает, что не более 60 землетрясений (4%) сопровождалось форшоками по меньшей мере в двух районах. Согласно Рихтеру [59], при наблюдениях в южной Калифорнии, выполнявшихся на протяжении 28 лет, форшоки наблюдались только для

одного землетрясения с магнитудой больше 5. Конечно, эти результаты в большой степени зависят от чувствительности сейсмических наблюдений, и теперь, когда эта чувствительность неизмеримо возросла, данное процентное соотношение, вероятно, сильно увеличится. И действительно, в последнее время ча-

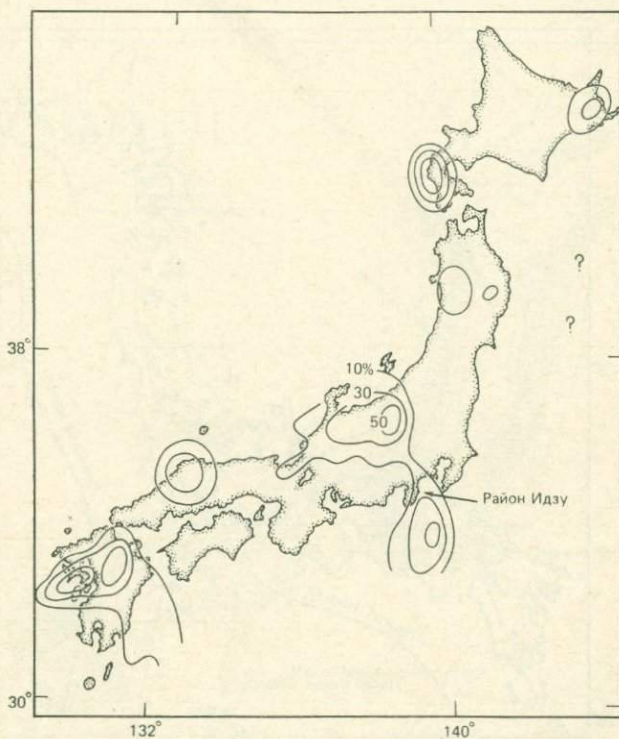


Рис. 5.28. Региональный характер распределения форшоковой активности на Японских о-вах. Процент землетрясений, сопровождавшихся форшоками, показан изолиниями [30].

сто сообщалось о микрофоршоках — настолько слабых толчках, что они определенно были бы пропущены при прошлых наблюдениях.

Упомянутые выше 60 землетрясений, сопровождавшихся форшоками, не были разбросаны в районе Японских островов случайным образом, а отличались четкой пространственной приуроченностью. На рис. 5.28 показано распределение активности форшоков, причем изолинии соответствуют определенному проценту землетрясений, сопровождавшихся форшоками, по отношению к общему числу землетрясений. В некоторых районах более 30% сильных толчков предвлялось форшоками. Те ме-

ста, где часто наблюдаются форшоки, неоднородны с тектонической точки зрения. Таковы, например, зоны четвертичного вулканизма (рис. 5.29), и это согласуется с доводами, приведенными в ч. I. Рис. 5.30 демонстрирует результаты оценки механической неоднородности земной коры (предположительно сте-

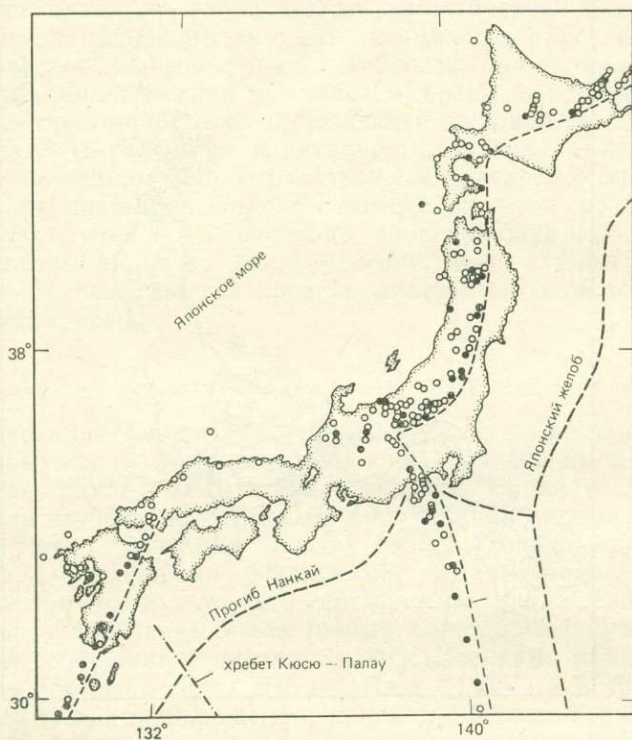


Рис. 5.29. Тектоническое строение Японских о-вов. Черными кружками показаны действующие вулканы, светлыми кружками — четвертичные вулканы, мелкими штрихами — вулканические фронты, крупными штрихами — глубоководные желоба и оси прогибов [30].

пени трещиноватости) по данным о характере возникновения форшоков и роев землетрясений (см. гл. 9). Область наиболее частого появления форшоков — полуостров Идзу и его окрестности, и тот факт, что в последние годы почти все умеренные и сильные землетрясения данного района сопровождались форшоками, подтверждает обоснованность карты, показанной на рис. 5.30.

Повышение чувствительности сейсмических наблюдений определено привело к значительному увеличению процента наб-

людаемых форшоков, но общая тенденция их распределения вряд ли сильно изменится. Однако данные для океанических областей еще недостаточны, так что необходимо использовать результаты более поздних наблюдений. То обстоятельство, что существует хорошо выраженная региональная приуроченность

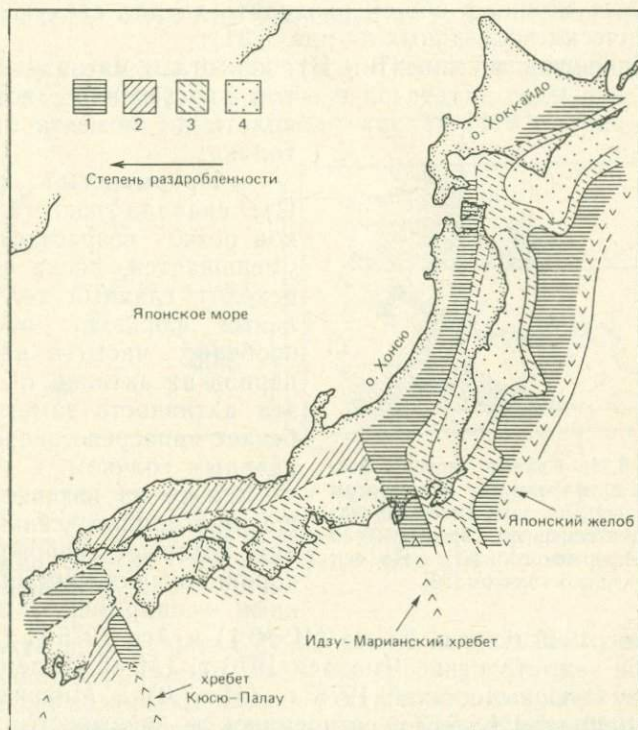


Рис. 5.30. Структура коры Японских о-вов и окружающей площади по данным о форшоках, афтершоках и роях землетрясений. Чем плотнее штриховка, тем выше степень раздробленности коры [29].

явлений-предвестников, подкрепляет доводы, высказанные в ч. I, и этот результат наглядно иллюстрирует тезис о необходимости тщательно продуманной стратегии прогноза для каждого района.

5.6.1.2. Кривая частоты повторяемости. Чрезвычайно важным вопросом является ход процесса, в результате которого возникает форшоковая активность, а затем происходит главный толчок. Могги [30] суммировал полученные до 1967 г. результаты следующим образом:

1. Продолжительность форшоковой деятельности меняется от нескольких минут до более чем нескольких месяцев и, по-видимому, не имеет связи с магнитудой главного толчка.

2. Вид кривой частоты возникновения форшоков сложен, и никаких закономерных изменений типа тех, которые можно увидеть на кривой для афтершоков, не обнаруживается. Однако эти кривые можно в общем разделить на два следующих типа (схематически показанных на рис. 5.31):

— Непрерывный тип (тип Н): частота и магнитуда форшоков постепенно возрастают вплоть до момента главного толчка.

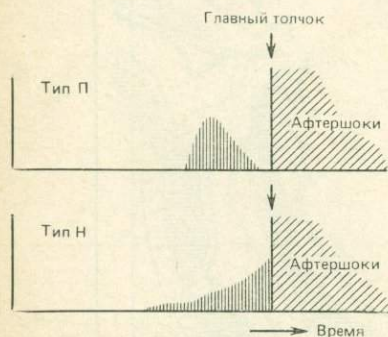


Рис. 5.31. Кривые частоты возникновения форшоков в строгом смысле слова для двух типов форшоковой деятельности: прерывистого (П) и непрерывного (Н). По оси ординат — число толчков [30].

ния Эбино 1968 г. на о. Кюсю ($M=6,1$) и Асо 1975 г. ($M=6,3$), восточное землетрясение Яманаси 1976 г. ($M=5,5$), землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$) и Миякедзима-тохо-оки 1980 г. ($M=5,6$), — относились к прерывистому типу: после резкого возрастания частоты форшоков их активность падала, и затем происходил главный толчок. Более того, во всех этих случаях длительность всего периода форшоков была небольшой и варьировала примерно от 2 ч до 2—3 дней. Таким образом, если данные о форшоках прерывистого типа использовать совместно с другими измеряемыми факторами, они могут стать мощным инструментом в прогнозировании землетрясения перед самым его возникновением. При Хайчэнском землетрясении 1975 г. в Китае, которое стало первым в мире примером успешного практического прогноза, возникновение серии форшоков прерывистого типа послужило решающим фактором в предсказании землетрясения перед самым его возникновением.

Серии форшоков, отнесенные к непрерывному типу, включают форшоки в широком смысле (случаи 4 и 5 на рис. 5.27); но

— Прерывистый тип (тип П): сначала частота форшоков резко возрастает, затем уменьшается, после чего происходит главный толчок. Сильные форшоки происходят особенно часто в начальный период их активности, а затем эта активность заметно ослабевает непосредственно перед главным толчком.

Все те из позднейших происшедших землетрясений в Японии, которые сопровождались хорошо выраженными форшоками, — например, землетрясения

имеются также случаи, когда главный толчок явно происходил после устойчивого нарастания форшоковой активности непосредственно перед ним. Землетрясение Кремаста в Греции служит типичным примером такого развития событий [56]. К этому же типу относится землетрясение Вати 1968 г. ($M=5,6$) в округе Кинки (центральный Хонсю), где активность форшоков неуклонно нарастала в течение 6 месяцев до главного толчка.

5.6.1.3. Распределение гипоцентров. Типичным примером распределения гипоцентров форшоков в последние годы считается случай землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. (рис. 5.32)

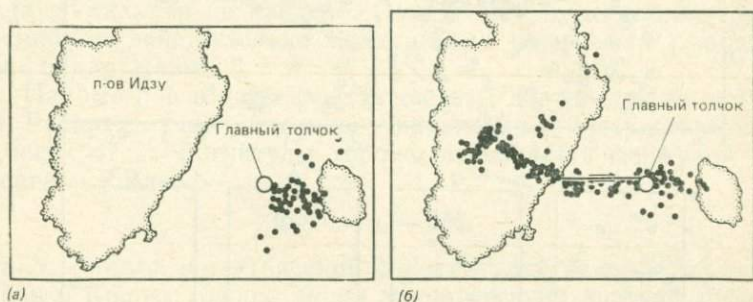


Рис. 5.32. Распределение форшоков и афтершоков землетрясения Идзу — Осима-кинкай (1978 г., $M=7,0$) на п-ве Идзу, Япония (см. гл. 13): (а) форшоки с 13 января по 12 ч 24 мин 14 января 1978 г.; (б) афтершоки с 18 января по 28 февраля 1978 г. Показаны также место главного толчка и линия основного разрыва [73].

[73]. Характерные свойства форшоковой деятельности, известные по прошлым примерам, сводятся к следующему:

1. Форшоки возникают вблизи места главного толчка.
2. Площадь, на которой происходят форшоки, меньше площади распространения афтершоков.
3. Область появления форшоков входит в область афтершоков, но по отношению к эпицентру главного толчка форшоки располагаются обычно на противоположной стороне от центра площади афтершоков. Иначе говоря, центр активности перемещается в одну сторону в следующем порядке: район форшоков — район главного толчка — район афтершоков.

Теперь рассмотрим временные изменения в распределении форшоков. Рис. 5.33 иллюстрирует временной ход распределения микротрещин при однородном растягивающем напряжении, возникающем в процессе изгиба образца породы в форме прямоугольного параллелепипеда [33]. Исследован процесс, при котором микротрещины, первоначально возникавшие равномерно во всем образце, постепенно концентрируются на определенном участке, где и образуется основной разрыв. Если то же самое

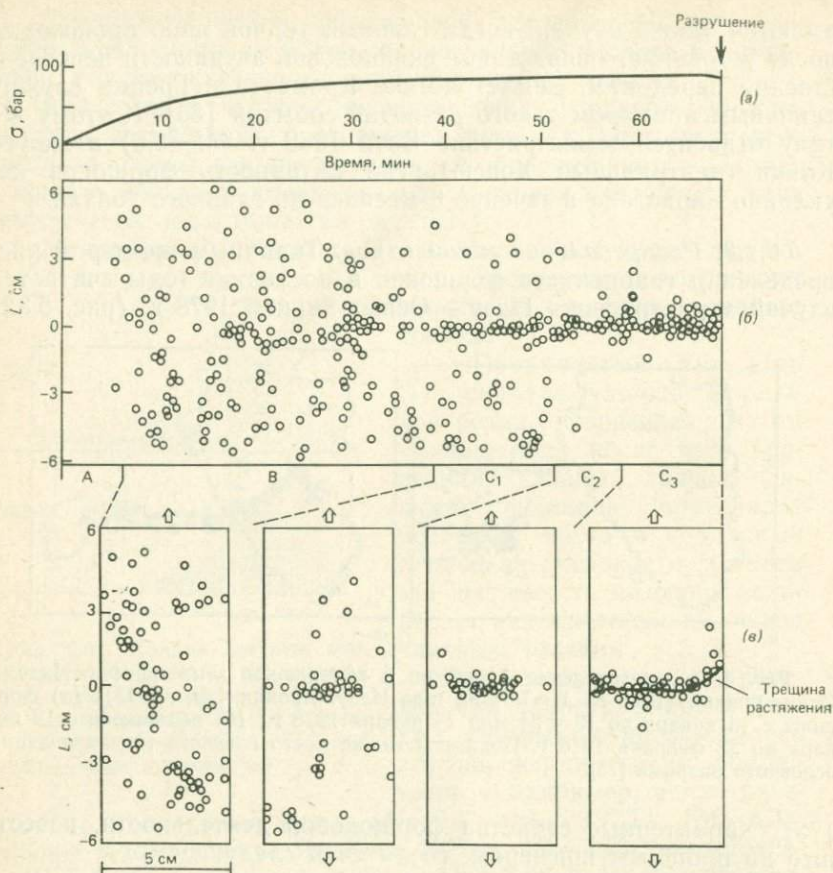


Рис. 5.33. Временные изменения в распределении очагов акустической эмиссии при изгибе гранитного образца и образовании в нем трещин: (а) временные изменения напряжения; (б) временные изменения в одномерном распределении (в направлении растягивающего напряжения); (в) двумерное распределение в каждый период и положение плоскости конечного разрыва [33].

происходит в земной коре, то это будет одним из важных факторов для прогноза землетрясений. При росте напряжений в коре сейсмическая активность на большой территории будет повышаться. Это форшоки в широком смысле слова (случаи 4 и 5 на рис. 5.27). Те толчки, которые начнут происходить на участке, близком к эпицентру, перед самым возникновением основного разрыва, соответствуют случаю 1, т. е. форшокам в узком смысле. Поэтому можно предполагать, что непрерывное слежение за процессом сосредоточения форшоков даст в опре-

деленных случаях одно из важных оснований для предсказания главного толчка.

5.6.1.4. Другие характеристики форшоков. Если бы можно было отличить форшоки от других подземных толчков, особенно от роев землетрясений, то они, очевидно, были бы чрезвычайно важным фактором при прогнозе землетрясений. Никогда не бывает ясно, представляет ли то или иное повышение сейсмической активности просто сейсмический рой или же оно предвещает готовящееся сильное землетрясение. Изучались разные методы выделения землетрясений, непосредственно предшествующих сильнейшему толчку, среди других землетрясений, но надежного метода до сих пор не найдено. Однако некоторые характерные особенности, действительно помогающие распознать форшоки, все же обнаружены:

1. Параметр b в зависимости частоты повторения от магнитуды. Распределение частоты возникновения землетрясений в зависимости от их магнитуды хорошо выражается формулой Гутенберга — Рихтера

$$\log N = a_0 - bM.$$

Здесь N — число землетрясений с магнитудой M , а a_0 и b — постоянные. Короче говоря, число землетрясений логарифмически убывает с повышением магнитуды. Быстрота этого убывания выражается параметром b . Обычно величина b близка к 1. Но Суэхиро и др. [69] обнаружили, что в случае форшоков значение b существенно меньше единицы (например, 0,5—0,7). Это заметил также Моги [28] для искусственных микроземлетрясений (акустической эмиссии) при лабораторных экспериментах (рис. 5.34). Затем последовал целый град сообщений о случаях, при которых значение параметра b в некоторой области, где оно раньше было нормальным, временно понижалось перед сильным землетрясением, и феномен изменения величины b привлек внимание как один из предвестников землетрясений. Основываясь на экспериментах по разрушению горных пород, Шольц [63] утверждал, что уменьшение b связано с повышением напряжения и что причиной уменьшения b перед землетрясением служит увеличение напряжения в коре.

Однако результаты, полученные Моги при более поздних экспериментах [47], показали, что даже при постоянной нагрузке значение b перед образованием крупной трещины постепенно уменьшается (рис. 5.35); поэтому возможно, что перед сильным землетрясением величина b постепенно понижается даже в том случае, если никакого роста напряжений не происходит. Полагают, что это изменение является предвестником, предшествующим формированию будущего основного разрыва. Независимо от того, с каким это связано механизмом, в общем случае су-

существует тенденция к понижению величины b перед сильным землетрясением. Следовательно, это несомненно служит важным фактором для предсказания землетрясения. Но отсюда вовсе не следует, что если значение b окажется пониженным, то обязательно произойдет сильное землетрясение. Имеется сколько угодно случаев, когда значение b падало на ранней стадии развития сейсмического роя, а оканчивалось все роем относительно

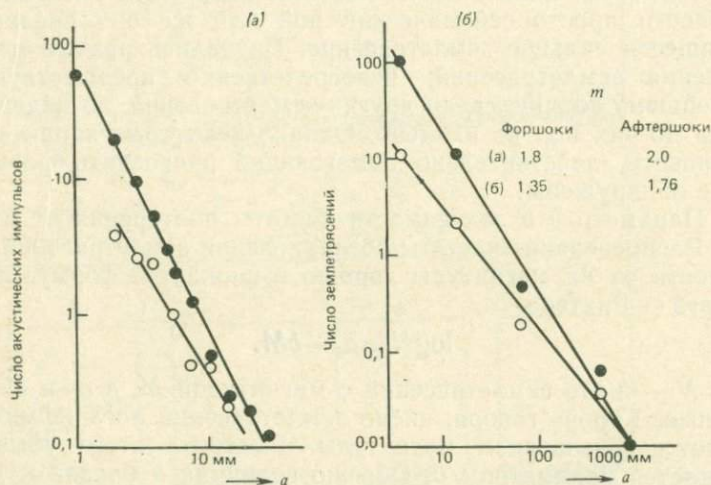


Рис. 5.34. Различия в графиках магниту­да — частота повторения форшоков (светлые кружки) и афтершоков (черные кружки): (а) лабораторные эксперименты [28]; (б) естественные землетрясения [69]. Обозначения: a — максимальная амплитуда; m — коэффициент Исимото — Ииды (получаемый из уравнения $b = m - 1$ на основе простого допущения).

сильных и частых землетрясений. Кроме того, Уцу [75] отметил, что параметр b для крупных роев землетрясений в зоне желоба имеет исключительно низкое значение. Встречаются также случаи нормальных значений b для форшоков перед сильным землетрясением. Значение b для форшоков землетрясения Кита — Идзу 1930 г. ($M=7,3$) было близким к нормальному, т. е. к 1, так что и это свойство не является решающим. Таким образом, данный вопрос никак нельзя считать простым, но общую тенденцию понижения величины b перед сильным землетрясением следует рассматривать как важный признак при прогнозе сильных подземных толчков.

2. Форма сейсмических волн. Цудзиура [72] предложил сосредоточить внимание на сходстве формы волны как на еще одном методе различения форшоков и роев землетрясений. Анализ формы волны от роев землетрясений в районе Идзу (Япония) показал ее сходство во всех случаях, тогда как по отношению

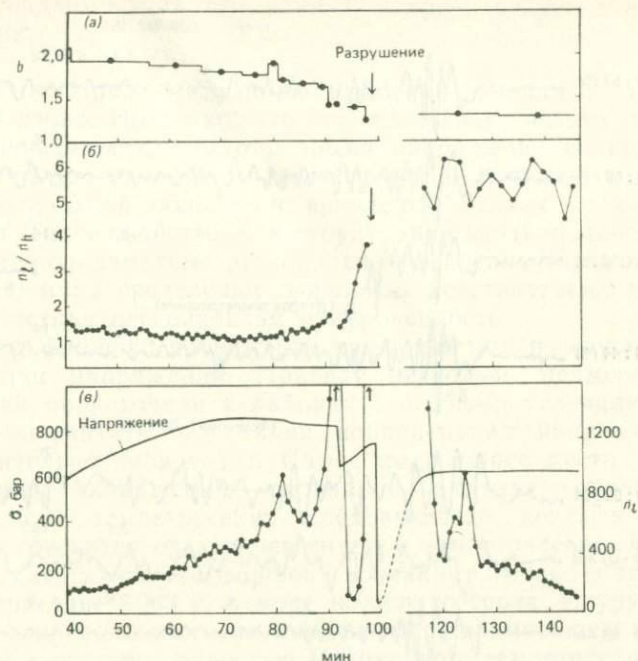


Рис. 5.35. Результаты эксперимента, показывающие, что при разрушении образца горной породы в условиях более или менее постоянного напряжения значение параметра b для импульсов акустической эмиссии перед возникновением трещины уменьшается [47]. (а) Изменения значения b перед разрушением. (б) Изменения величины отношения частоты появления импульсов акустической эмиссии n_L , зарегистрированных на выходе низкочастотного фильтра (30 кГц), к частоте таких импульсов n_H , зарегистрированных на выходе высокочастотного фильтра (500 кГц). (в) Напряжение практически постоянно или понижается перед разрушением; черными кружками обозначено число импульсов низкочастотной (30 кГц) акустической эмиссии.

к форшокам выделить сходные формы волн было невозможно. В связи с этим было высказано соображение о возможности различать рой и форшоки по сходству формы волны (рис. 5.36). Сходная форма волны часто наблюдается, однако, и при форшоках; некоторые исследователи утверждают, что это, возможно, характерное свойство форшоков (см., например, [15, 49]). Следовательно, провести различие между форшоками и роями землетрясений на основании одного этого признака трудно. Здесь также необходимо собрать больше наблюдательных данных и установить, в какой мере можно судить о различии между роями землетрясений и форшоками. Мы снова коснемся этой проблемы в разд. 5.7.

Предпринимались также попытки проанализировать — для выделения форшоков — спектральные характеристики сейсмиче-

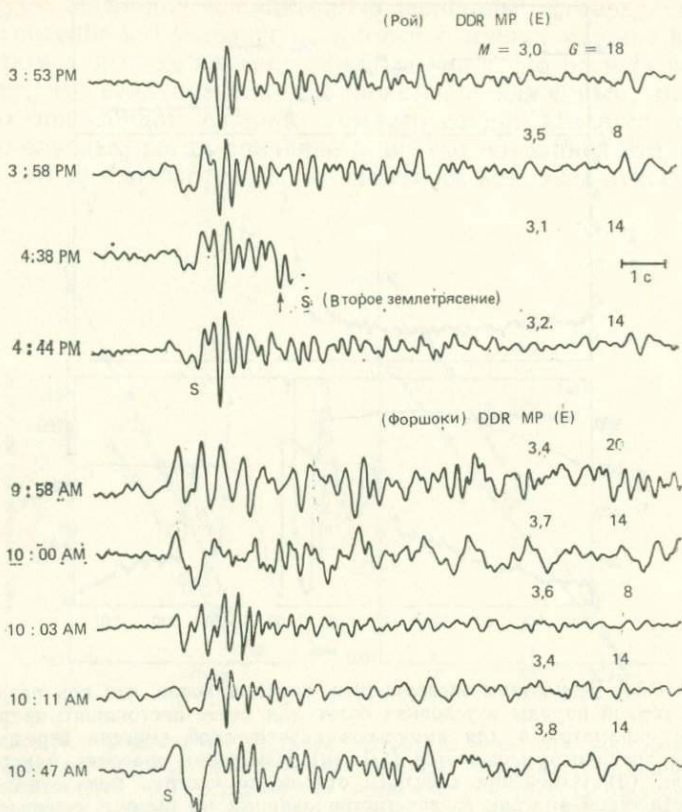


Рис. 5.36. Различная степень сходства формы волны в случае форшоков и роев землетрясений, отмеченных в районе Идзу — Осима, Япония. Верхняя серия сейсмограмм: рой землетрясений 14 ноября 1973 г., нижняя серия — форшоки землетрясения 14 января 1978 г. [72]. Обозначения: *DDR* — сейсмическая станция Додайра; *MP* — сейсмограф для записи колебаний промежуточных периодов; *E* — широтная (восточная) компонента сейсмических колебаний; *G* — увеличение усилителя, дБ; *S* — поперечные волны; *PM* — время после полудня, *AM* — время до полудня.

ских колебаний. Сравнивая магнитуду и размер площади того или иного землетрясения, ощущавшегося в Японии или вокруг нее, Уцу [79] пришел к общему заключению, что преобладающая частота колебаний при умеренных землетрясениях, происходящих перед сильным толчком, выше, чем в случае других землетрясений. Исида и Канамори [16] проанализировали форму волны слабых землетрясений, предшествовавших землетрясениям Сан-Фернандо 1971 г. и Керн-Каунти 1952 г. в Калифорнии, и сделали вывод о преобладании высокочастотных колебаний. Однако имеются примеры, в которых этот вывод не

подтверждается, так что данный вопрос требует дальнейшего изучения.

Я рассмотрел здесь характеристики форшоков в строгом смысле слова. Полагают, что они происходят потому, что перед возникновением крупного разрыва напряжение концентрируется в определенном месте вследствие неоднородного строения гипоцентральной области и появления мелких предваряющих трещин. Такое свойство, как структурная неоднородность, должно создавать заметные региональные особенности, и, как я уже говорил, в распределении форшоков действительно прослеживается четкая региональная приуроченность.

Итак, форшоки происходят, как полагают, в результате концентрации напряжений. Приведу несколько примеров, когда форшоки происходили в районах с особыми условиями, позволяющими считать, что такая концентрация напряжений там действительно происходит. Самое подходящее место для концентрации напряжений — окончание разрыва, образованного при сильном землетрясении. Следовательно, когда в соседнем районе готовится следующее сильное землетрясение, можно заранее сказать, что его форшоки возникнут именно в этом месте. Землетрясение 1963 г. в море вблизи острова Итуруп ($M_w = 8,5$) сопровождалось активными форшоками, возникшими на границе с очаговой областью Итурупского землетрясения 1958 г. ($M_w = 8,3$), которое произошло на прилегающем с юго-запада отрезке сейсмической зоны пятью годами раньше. Разрыв развивался, продвигаясь в северо-восточном направлении от района форшоков к эпицентральной области главного толчка, а затем к области афтершоков [37]. Эта же тенденция отмечалась еще при двух сильнейших землетрясениях: Алеутском 1965 г. и Чилийском 1960 г. На рис. 5.37 показана ситуация для Алеутского землетрясения 1965 г. ($M_w = 8,7$), форшоки которого были приурочены к западной границе очаговой области землетрясения 1957 г. ($M_w = 9,1$), происшедшего на 8 лет раньше в области, которая расположена на востоке; главный разрыв развивался дальше в западном направлении.

5.6.2. Глубокофокусные форшоки

Известно несколько случаев, когда перед самым возникновением крупного разрыва в очаговой области наблюдались аномальные движения коры, и вполне можно предполагать, что такие предварительные движения коры могут быть причиной повышенной сейсмической активности в местах, удаленных от этой очаговой области. Имеются реальные случаи, в которых сейсмическая активность в сравнительно далеких областях возрастала непосредственно перед возникновением сильнейшего землетрясе-

ния. Такая сейсмическая активность, которая возрастает перед самым возникновением землетрясения в удаленном районе, — один из видов форшоковой деятельности, и он представлен на рис. 5.27 случаем 2. Те места, где эта предваряющая активность проявляется непосредственно перед сильнейшим землетрясением, имеют особую механическую связь с гипоцентральной областью. В качестве одного такого примера рассмотрим возра-

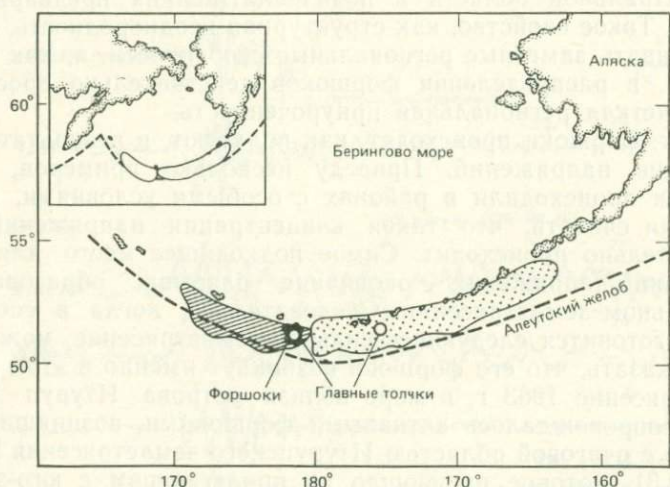


Рис. 5.37. Форшоки (черные кружки) землетрясения на Крысьих о-вах (заштрифованная область; 1965 г., $M_w=8,7$) в архипелаге Алеутских о-вов начали отмечаться в районе западного окончания очаговой области сильнейшего землетрясения (показана крапом; $M_w=9,1$), которое произошло в соседнем районе в 1957 г.; затем основной разрыв продвинулся дальше на запад.

стание сейсмической активности на участке отдаленной глубокой сейсмической зоны перед сильнейшими мелкофокусными землетрясениями вдоль Японского и Курильского желобов [38].

Рис. 5.38 относится к землетрясению Санрику-оки 1933 г. ($M=8,3$). Кружками обозначены глубокие землетрясения ($M \geq 7,0$), происшедшие в данном регионе в течение двух десятилетий. Видно, что сильные глубокие землетрясения возникали на глубине 300—350 км в северной части Японского моря за два года до сильнейшего землетрясения. Эти глубокие землетрясения обозначены черными кружками, а стрелками показано направление оси сжатия, установленное по их механизму очага [12]. Данное направление образует прямой угол с линиями равных глубин наклонной сейсмической плоскости, и землетрясение Санрику-оки оказалось прямо на продолжении этого направления. На рисунке видна также миграция мелкофокусных

сильных землетрясений до и после землетрясения Санрику-оки (о которой говорилось в разд. 5.3).

На рис. 5.39 кружками показаны глубокие землетрясения ($M \geq 6,0$), происшедшие в течение двух десятилетий до и после землетрясения Токати-оки 1952 г. ($M=8,1$). Эти толчки были

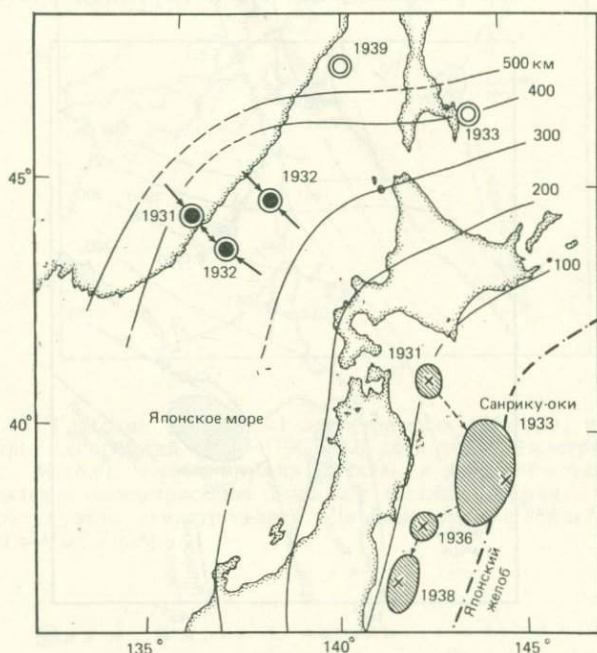


Рис. 5.38. Глубокие (>150 км) землетрясения (обозначены двойными кружками, $M > 7,0$), происшедшие в северной Японии в течение двух десятилетий (1923—1943 гг.) — до и после землетрясения Санрику-оки (1933 г., $M_w=8,4$). В течение 1—2 лет перед землетрясением Санрику-оки толчки концентрировались под советским Приморьем, где располагается край подвигающейся в зоне субдукции плиты [38].

очень интенсивными незадолго до момента землетрясения Токати-оки, и за 1—2 года до этого сильнейшего землетрясения отмечалось особенно четко выраженное повышение глубинной сейсмической активности, в том числе произошло сильнейшее глубокое землетрясение ($M=7,8$) в 1950 г. Эти глубокофокусные землетрясения возникли в пределах глубинной сейсмической зоны, показанной изолиниями, а землетрясение Токати-оки произошло на продолжении направления оси сжатия, найденного по механизму очагов глубоких землетрясений.

Рис. 5.40 иллюстрирует ситуацию, связанную с землетрясением Босо-оки 1953 г. ($M=8,0$); кружками со стрелками нане-

сены глубокие толчки ($M \geq 6,7$), происшедшие в течение 30 лет до и после этого землетрясения. Черными кружками обозначены глубокие толчки, предшествовавшие сильнейшему землетрясению, а светлыми — более поздние толчки. Все они произошли близко по времени к сильнейшему землетрясению, в особенности сильное землетрясение с $M=7,0$ и глубиной очага 270 км,

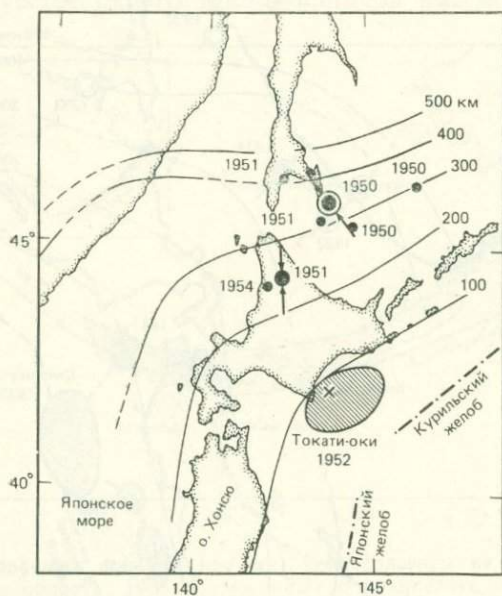


Рис. 5.39. Глубокие (>150 км) землетрясения ($M \geq 6,0$), происшедшие в течение двух десятилетий (1943—1962 гг.) до и после землетрясения Токати-оки (1952 г., $M_w=8,1$). Двойной кружок: $M \geq 7,0$, крупный кружок: $7,0 > M \geq 6,5$, мелкие кружки: $6,5 > M \geq 6,0$ [38].

происшедшее в 1952 г. Ось сжатия этих глубоких землетрясений имеет широтное направление, и землетрясение Босо-оки 1953 г. произошло на восточном продолжении этой оси в зоне желоба.

Таким образом, глубинная сейсмическая активность возрас- тала перед этими сильнейшими мелкофокусными землетрясе- ниями в зоне желобов восточной Японии. Следует также отме- тить, что почти во всех случаях происходили сильные глубоко- фокусные форшоки с магнитудой $M \sim 7$. Обычно в этих районах глубинная сейсмическая активность сравнительно мала, а ее увеличение происходит вместе с мелкофокусными сильнейшими землетрясениями. Одним из примеров является случай земле- трясения Босо-оки 1953 г. (рис. 5.41). По вертикальной оси отложено расстояние в направлении, параллельном желобу,

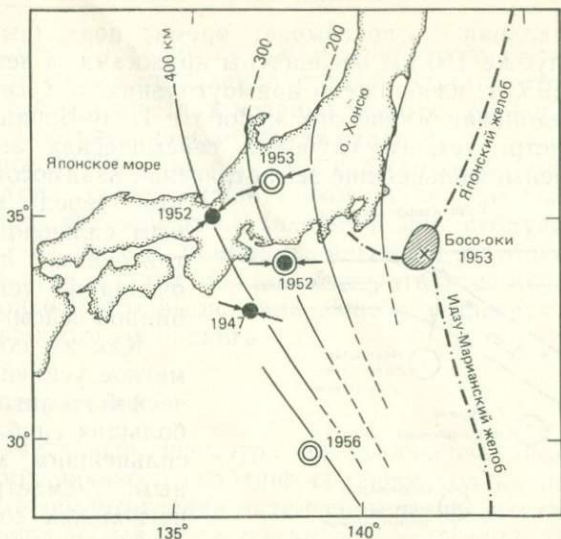


Рис. 5.40. Глубокие (≥ 150 км) землетрясения ($M \geq 6,7$), происшедшие в течение трех десятилетий (1935—1965 гг.) до и после землетрясения Босо-оки (1953 г., $M=8,0$). Черные кружки (простые и двойной) — землетрясения, предшествовавшие землетрясению Босо-оки, светлые кружки — толчки, последовавшие за этим землетрясением. Двойные кружки: $M \geq 7,0$, простые кружки: $7,0 > M \geq 6,7$ [38].

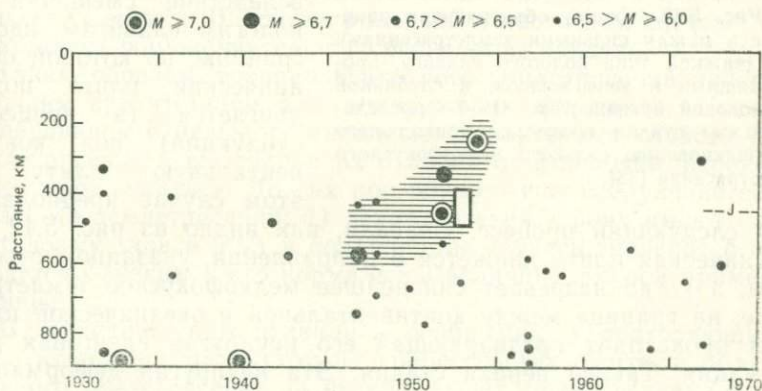


Рис. 5.41. Пример, показывающий, что активность сильных мелкофокусных землетрясений в зоне желобов совпадает с активностью глубоких землетрясений. Пространственно-временное распределение глубоких землетрясений (обозначены кружками) в случае землетрясения Босо-оки 1953 г. Прямоугольник — землетрясение Босо-оки, J — точка соединения Японского желоба с Идзу-Бонинским. Вертикальная ось показывает расстояние параллельно желобу [38].

а горизонтальная ось показывает время; подземные толчки с очагами глубже 150 км обозначены кружками, а землетрясение Босо-оки 1953 г. изображено прямоугольником. Символом J показано соединение Японского желоба с Идзу-Бонинским. Рисунок демонстрирует, что глубокая сейсмическая активность и мелкофокусные сильнейшие землетрясения взаимосогласованы и

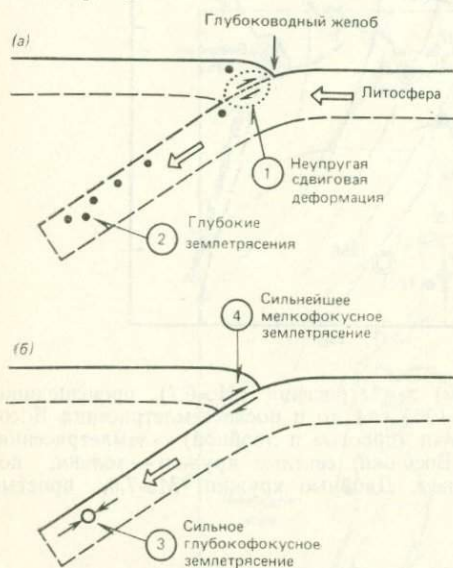


Рис. 5.42. Схема, объясняющая зависимость между сильными землетрясениями с подвижкой типа пологого надвига, происходящими в зоне желоба, и глубинной форшоковой активностью. 1—4 — последовательные стадии процесса, приводящего к возникновению сильного мелкофокусного землетрясения [38].

что перед мелкофокусным сильнейшим землетрясением происходило очевидное усиление глубинной сейсмичности. Как же объяснить заметное усиление сейсмической активности на больших глубинах перед сильнейшим мелкофокусным землетрясением в нескольких сотнях или в тысяче километров от его очага? На рис. 5.42 приводится схема, дающая такое объяснение. Как говорилось ранее, самые крупные мелкофокусные землетрясения в зоне желобов происходят вследствие смещений по пологим надвигам вдоль границы, по которой океаническая плита пододвигается (в процессе субдукции) под континентальную плиту. В этом случае предполагается следующий процесс. Сначала, как видно из рис. 5.42, а, океаническая плита движется в направлении, указанном стрелками, а когда назревает сильнейшее мелкофокусное землетрясение, на границе между континентальной и океанической плитами происходит предваряющая его неупругая сдвиговая деформация. Такова первая стадия. Эта неупругая деформация обеспечивает субдукцию океанической плиты и вызывает увеличение напряжения на глубине и усиление глубинной сейсмической активности (вторая стадия). Как показано на рис. 5.42, б, эта повышенная активность на глубине приводит к возникновению весьма сильного глубокофокусного землетрясения класса $M \sim 7$. Ось максимального сжатия в механизме очага этого глубокого землетрясения параллельна направлению субдукции

плиты, и благодаря этому сильному глубокому землетрясению плита смещается в направлении стрелок (третья стадия), создавая пусковой импульс для возникновения сильнейшего мелкофокусного землетрясения (четвертая стадия).

Землетрясение Санрику-оки 1933 г. было вызвано подвижкой сбросового типа, происшедшей в том месте, где океаническая плита начинает пододвигаться (входит в зону субдукции) вблизи желоба [18]. Но в принципе механизм широкофокусных форшоков в этом случае можно объяснить тем же процессом, что и для описанного выше сильнейшего землетрясения с подвижкой типа пологого надвига.

5.7. Рои землетрясений

Часто бывает, что, несмотря на увеличение числа слабых землетрясений, никакого особенно сильного толчка не происходит, а слабые землетрясения затем постепенно затухают. Такие группы толчков называются *роями землетрясений*. Рои землетрясений возникают особенно часто в вулканических районах и вдоль желобов. В предыдущем разделе указывалось, что вопрос о том, как заранее распознать форшоки (т. е. как отличить их от роев землетрясений), имеет важное значение для прогноза землетрясений. Для решения этой проблемы исследователи обратили внимание на следующие факторы: 1) установление различий в повторяемости толчков (т. е. величине b в формуле Гутенберга — Рихтера), 2) существование сходства в форме сейсмических волн и 3) поиски различий в частотном составе. Однако до сих пор окончательного решения не найдено.

Таким образом, возникновение роев землетрясений является большим препятствием для обнаружения форшоков. Поэтому исследования с целью установления характерных свойств роев землетрясений и выяснения их отличий от форшоков, вероятно, будут продолжаться. До сих пор обнаружены следующие свойства роев землетрясений: 1) землетрясения в роях имеют сходную форму записи и 2) в большинстве случаев значение b оказывается близким к его нормальной величине, равной примерно единице.

В последние годы появились сообщения о повторяющихся роях землетрясений внутри и в окрестностях очаговой области сильного землетрясения за несколько лет до его возникновения и было высказано предположение, что сейсмическая роевая активность — один из видов явлений-предвестников. Секия [65] и Эвисон [7] указали на случаи, когда рой землетрясений происходит в очаговой области предстоящего сильного землетрясения за некоторое время до него. Сообщалось о случаях, в которых рой землетрясений происходил за несколько лет до землетрясения класса $M \sim 6 \div 7$. После этих роев возникала сейсмиче-

ская брешь второго рода, а затем уже происходило сильное землетрясение. На рис. 5.27 такая активность включена в пространственно-временное распределение как «случай 3». Один из примеров — землетрясения Идзу, которые будут рассмотрены в гл. 13.

Имеются также случаи многократных роев землетрясений, которые наблюдались на большой площади (или в какой-то ее части), окружающей очаговую область будущего сильного землетрясения за несколько лет до его возникновения, и эти случаи привлекли к себе внимание. Целый ряд исключительно активных роев землетрясений был отмечен на сухопутном участке, прилегающем с востока к очаговой области Япономорского землетрясения 1983 г. ($M=7,7$), за несколько лет до этого события [48]. Подробно об этом случае см. в гл. 14.

Рис. 5.43 относится к землетрясению Коалинга ($M=6,5$), происшедшему в центральной Калифорнии 2 мая 1983 г. [5]. Это весьма необычное землетрясение возникло приблизительно в 30 км восточнее разлома Сан-Андреас; область его афтершоков на рисунке заштрихована. С представленной карты сняты слабые землетрясения, часто отмечаемые вдоль разлома Сан-Андреас, и показано, что сравнительно недавно на восточной стороне разлома стали возникать повторяющиеся рои землетрясений. Особенно выделялись рои 1975, 1976, 1980 и 1982 гг., образовавшие кольцо, которое окружило очаговую область землетрясения Коалинга, а само это землетрясение потом как бы заполнило его внутреннюю часть [23]. То, что рои землетрясений часто возникают перед сильным землетрясением, может дать, как полагают, один из полезных признаков для долгосрочного предсказания землетрясений. Это вполне понятно, поскольку рои землетрясений происходят не повсюду, а на сравнительно ослабленных участках земной коры и могут оказаться чувствительным индикатором напряженного состояния в коре. Однако необходимо заметить, что рои землетрясений происходят иногда и вследствие разных других причин, таких, как вулканическая активность.

Кроме длительной роевой активности бывают также рои землетрясений, которые возникают непосредственно перед сильным землетрясением. Так было при землетрясениях Кита — Идзу 1930 г. ($M=7,3$) и Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$) в районе Идзу (центральная часть Хонсю). В случае землетрясения 1980 г. сильный толчок ($M=6,7$) произошел через 5 дней после начала роя землетрясений, который затем продолжался с перерывами около месяца. Если судить только по пространственно-временной зависимости, то сейсмическую активность, предшествовавшую землетрясению с магнитудой 6,7, можно было бы считать одним из видов форшоков. Однако во время самого землетрясения с $M=6,7$ не произошло никаких измене-

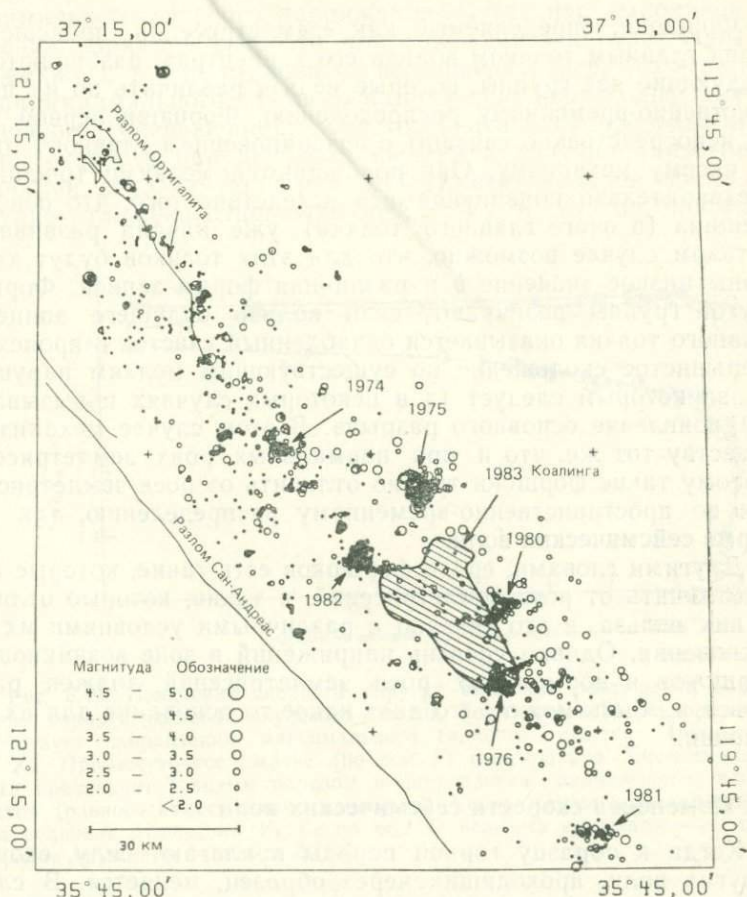


Рис. 5.43. Карта сейсмичности центральной части Береговых хребтов к востоку от разлома Сан-Андреас (Калифорния) с января 1972 по апрель 1983 г. Толчки, связанные с самим разломом Сан-Андреас, не показаны. Область афтершоков землетрясения Коалинга 1983 г. по существу заполняет «брешь» сравнительного затишья между сгущениями эпицентров 1975, 1976, 1980 и 1982 г. [5].

ний ни в расположении очагов слабых толчков, ни в степени подобия формы записи и не было почти никаких изменений величины b . Поэтому, вероятно, надо считать, что в данном случае сейсмические рои и землетрясение с магнитудой 6,7 произошли одновременно. Предполагается, что рои слабых толчков послужили здесь спусковым механизмом для сильного землетрясения на соседнем участке (см. гл. 13). Следовательно, остаются большие неясности в вопросе о том, возможно ли отличить рои землетрясений такого типа от «настоящих» форшоков.

Форшоки, определяемые как «землетрясения, происшедшие перед главным толчком вблизи его эпицентра», разбиваются на следующие две группы, которые нельзя различить по их пространственно-временному распределению. Форшоки первой группы непосредственно связаны с возникновением главного толчка по своему механизму. Они порождаются мелкими трещинами, предварительно появляющимися вследствие того, что основная трещина (в очаге главного толчка) уже начала развиваться. В таком случае возможно, что для этих толчков будут характерны низкое значение b и различная форма записи. Форшоки другой группы возникают, если вблизи будущего эпицентра главного толчка оказывается ослабленный участок и происходит прерывистое скольжение по существующим мелким нарушениям, за которым следует (а в некоторых случаях и вызывается им) появление основного разрыва. В этом случае механизм по существу тот же, что и при нормальных роях землетрясений; поэтому такие форшоки трудно отличить от роев землетрясений как по пространственно-временному распределению, так и по форме сейсмических волн.

Другими словами, среди форшоков есть такие, которые можно отличить от роев землетрясений, и такие, которые отличить от них нельзя, и это связано с различными условиями их возникновения. Однако уровень напряжений в зоне возникновения форшоков и нормальных роев землетрясений должен различаться, и, быть может, это даст какое-то основание для их разделения.

5.8. Изменения скорости сейсмических волн

Когда к образцу горной породы прилагают силу, скорость упругих волн, проходящих через образец, меняется. В случае одноосного сжатия скорость в направлении приложенной силы увеличивается. Когда же усилие возрастает и напряжение приближается к пределу прочности, скорость, наоборот, начинает уменьшаться, но изменение ее в направлении оси сжатия невелико. Однако в поперечном направлении скорость испытывает скачок на 10—20%. Это объясняется тем, что микротрещины принимают в основном вертикальное положение и расширяются (происходит дилатансия) из-за приближения момента разрушения. Мацусима [25] и другие исследователи проводили такие измерения в начале 1960-х годов.

Глубокие недра Земли находятся не в условиях простого одноосного сжатия, а подвергаются воздействию сложного поля напряжений, в котором имеются три различных главных напряжения. Мого [42] измерял анизотропную дилатансию в условиях такого общего трехосного напряженного состояния и наблюдал, что расширение происходит главным образом в направлении

минимального главного напряжения. С тех пор выполнены измерения вариаций скорости при таком истинно трехосном напряжении, и теперь становится все определеннее, что в направлении минимального главного напряжения происходит заметное изменение (уменьшение) скорости. Гупта [10] проводил измерения скорости при двусосном сжатии и получил анизотропию скоростей, показанную на рис. 5.44. По вертикальной оси на этом рисунке отложено отношение между V_P и V_S , но, поскольку



Рис. 5.44. Изменения скорости упругих волн при разрушении образцов горных пород в условиях двусосного сжатия. Горизонтальная ось рисунка соответствует направлению максимального главного сжатия (направление оси Z). Промежуточное сжатие (по оси Y) фиксировано. Уменьшение скорости происходит главным образом в направлении наименьшего главного сжатия (равного атмосферному давлению). Черно-белыми кружками обозначена величина отношения V_P/V_S по оси X; черными кружками — по оси Y; светлыми кружками — по оси Z [10].

изменениям подвержена в основном V_P , эту кривую можно считать графиком изменения V_P . На рисунке видно 10—20%-ное уменьшение скорости в направлении минимального главного напряжения (направление X), равного 1 атм, перед образованием разрыва.

В конце 1940-х годов Сасса [62] и Хаякава [11] высказали предположение, что в земной коре скорость сейсмических волн также может меняться одновременно с изменениями напряжения, и если это так, то не исключено, что скорость сейсмических волн перед сильным землетрясением будет изменяться. Однако из-за того, что измерения скорости в то время были недостаточно точными, эта гипотеза не получила развития. Под влиянием сообщений советских исследователей (например, [66]) о том, что перед землетрясением отношение V_P/V_S уменьшается более чем на 10%, появился поток сообщений об изменениях скоро-

стей сейсмических волн. Но поскольку этот эпизод и последующие события подробно описаны в гл. 1, мы не будем здесь повторяться.

Сделаем лишь некоторые выводы. С точки зрения точности имеется сомнение в отношении большинства из громадного числа поступивших до сих пор сообщений об изменениях скоростей сейсмических волн (главным образом об изменениях отношения V_p/V_s), так как трудно четко установить момент вступления поперечных волн. Сравнительно недавно проведенные высокоточные измерения скорости продольных волн, насколько известно, не обнаружили таких значительных изменений, о каких сообщалось раньше. А тот факт, что совсем никаких значительных изменений не было замечено при землетрясении Идзу — Осмакинкой (1978 г., $M=7,0$; см. гл. 13), представляет главное опровержение этой гипотезы. В будущем необходимо продолжить эти наблюдения и выяснить, происходят ли более слабые изменения. Изменения скорости на 10—20% отмечены при лабораторных экспериментах в случаях, когда уровень напряжений во всем образце превышал несколько сотен бар и приближался к пределу прочности. Если уровень напряжений, при котором возникают землетрясения, находится между несколькими десятками бар и 100 бар, то неразумно было бы ожидать таких больших изменений и считать их возможными предвестниками, за исключением каких-то особых случаев. Более того, если землетрясения происходят при подвижках по существующим разломам, то область, в которой перед землетрясением может развиваться существенная дилатансия, должна быть крайне ограниченной. Поэтому следует думать, что, даже если изменения скорости существуют, они должны быть очень малы или проявляться только на весьма ограниченной площади. Но поскольку некоторые прошлые сообщения все-таки содержат примеры, кажущиеся надежными (например, [17]), на данной стадии необходимы тщательные проверки.

В этой главе я проанализировал данные, которые можно извлечь из сведений о землетрясениях для предсказания места и времени будущих сильных землетрясений. Очевидны противоречивость этих сведений и необходимость осторожности при использовании этой информации. Если не рассчитывать на исключительное везение, очень трудно осуществить предсказание землетрясений на основе *одних только* сейсмических данных, но в сочетании с материалами других измерений эти данные становятся мощным, а иногда и решающим фактором в таких предсказаниях. Поскольку сеть для наблюдения микроземлетрясений сейчас улучшается, использование материалов этих наблюдений, как ожидается, принесет в дальнейшем новую информацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Allen C. R. The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 11, 70—82, 1968.
2. Asada, Toshi and Suzuki Z. On the extremely small aftershocks of the Fukui earthquake. In "Report on Studies of the 1948 Fukui Earthquake", pp. 29—34, Science Council of Japan, Tokyo [in Japanese], 1949.
3. Боровик Н. С., Мишарина Л. А., Тресков А. А. О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, с. 21—26, 1971.
4. Duda S. J. Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt. Tectonophysics, 2, 409—452, 1965.
5. Eaton J., Cockherham R., Lester F. Study of the May 2, 1983 Coalinga earthquake and its aftershocks, based on the USGS seismic network in northern California. In "The 1983 Coalinga, California Earthquakes" (J. H. Bennett and R. W. Sherburne, eds.), Spec. Publ. No. 66 (prepr.). California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, 1983.
6. Ellsworth W. L., Lindh A. G., Prescott W. H., Herd D. G. The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 126—140. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
7. Evison F. F. Fluctuations of seismicity before major earthquakes. Nature (London), 266, 710—712, 1977.
8. Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии. В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 10 (Труды ИФЗ АН СССР, № 36 (203)). — М.: Наука, с. 66—93, 1965.
9. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. В кн.: Сейсмическое районирование СССР (ред. С. В. Медведев). — М.: Наука, с. 121—150, 1968.
10. Gupta I. N. Seismic velocities in rocks subjected to axial loading up to shear fracture. J. Geophys. Res., 78, 6936—6942, 1973.
11. Hayakawa M. Time variation in seismic wave-velocity. J. Seismol. Soc. Jpn. [2] 2, 41—46 [in Japanese], 1949.
12. Honda H., Matsusaka A., Ichikawa M. On the mechanism of earthquakes and stresses producing them in Japan and its vicinity (Third paper). Geophys. Mag., 33, 271—279, 1967.
13. Imamura A. On the seismic activity of central Japan. Jpn. J. Astron. Geophys., 6, 119—137, 1928.
14. Inouye U. On the seismicity in the epicentral region and its neighbourhood before the Niigata earthquake. Q. J. Seismol., 29, 139—144 [in Japanese], 1965.
15. Ishida M., Kanamori H. The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California. Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 509—527, 1978.
16. Ishida M., Kanamori H. Temporal variation of seismicity and spectrum of small earthquakes preceding the 1952 Kern County, California earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 509—527, 1980.
17. Johnston A. C. Localized compressional velocity decrease precursory to the Kalapana, Hawaii earthquake, Science, 199, 882—885, 1978.
18. Kanamori H. Seismological evidence for a lithospheric normal faulting — the Sanriku earthquake of 1933. Phys. Earth Planet. Inter., 4, 289—300, 1971.
19. Kanamori H. The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981—2987, 1977.
20. Kanamori H. Quantification of earthquakes. Nature (London), 271, 411—414, 1978.
21. Kanamori H. The nature of seismicity patterns before large earthquakes. In

- "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 1—19. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
22. *Katsumata M.* Seismic gaps in focal region that appear before and after great earthquakes (1) — the Tokachi-oki earthquakes of March 4, 1952. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **31**, 469—470 [in Japanese], 1978.
 23. *Kerr R. A.* Harbingers of the Coalinga earthquake. *Science*, **222**, 918, 1983.
 24. *McCann W. R., Nishenko S. P., Sykes L. R., Kraus J.* Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1082—1147, 1979.
 25. *Matsushima S.* Variation of the elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. *Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **32**, 2—8, 1960.
 26. *Miyamura S.* The course towards seismic observations using the seismic array method. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], **20**, Suppl., 107—115 [in Japanese], 1967.
 27. *Mjachkin V. I., Brace W. F., Sobolev G. A., Dieterich J. H.* Two models for earthquake forerunners. *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 169—181, 1975. [См. также: *Мячкин В. И., Брейс В. Ф.* и др. Две модели объяснения предвестников землетрясения. В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений, т. 1, кн. 2. Душанбе — М. с. 9—21, 1976.]
 28. *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 (3). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **41**, 615—658, 1963.
 29. *Mogi K.* Regional variation of aftershock activity. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **45**, 711—726, 1967.
 30. *Mogi K.* Foreshocks and earthquake swarms. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2] **20**, Suppl., 143—146 [in Japanese], 1967.
 31. *Mogi K.* Migration of seismic activity. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **46**, 53—74, 1968.
 32. *Mogi K.* Developments of aftershock areas great earthquake. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **46**, 175—203, 1968.
 33. *Mogi K.* Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **46**, 1103—1125, 1968.
 34. *Mogi K.* Sequential occurrence of recent great earthquakes. *J. Phys. Earth*, **161**, 30—36, 1968.
 35. *Mogi K.* Some features of recent seismic activity in and near Japan (1). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **46**, 1225—1236, 1968.
 36. *Mogi K.* Some features of recent seismic activity in and near Japan (2). Activity before and after great earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **47**, 395—417, 1969.
 37. *Mogi K.* Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **47**, 429—451, 1969.
 38. *Mogi K.* Relationship between shallow and deep seismicity in the Western Pacific region. *Tectonophysics*, **17**, 1—22, 1973.
 39. *Mogi K.* Rock fracture and earthquake prediction. *J. Soc. Mater. Sci. Jpn.*, **23**, 320—331 [in Japanese], 1974.
 40. *Mogi K.* Active periods in the world's chief seismic belts. *Tectonophysics*, **22**, 265—282, 1974.
 41. *Mogi K.* Seismic activity and earthquake prediction. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.* 1976, pp. 203—214 [in Japanese], 1977.
 42. *Mogi K.* Dilatancy of rocks under general triaxial stress states with special reference to earthquake precursors. *J. Phys. Earth* **25**, Suppl., S203—S217, 1977.
 43. *Mogi K.* Two kinds of seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1172—1186, 1979.
 44. *Mogi K.* Global variation of seismic activity. *Tectonophysics*, **57**, T43—T50, 1979.

45. *Mogi K.* Migration of seismic activity in western Japan. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict. 23, 149—150 [in Japanese], 1980.
46. *Mogi K.* Seismic activity. Earthquake Prediction in and around the Tokyo metropolitan area. Bull. Reg. Comm. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 20—21 [in Japanese], 1980.
47. *Mogi K.* Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 43—51. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
48. *Mogi K.* Recent studies on earthquake swarms. J. Geogr., 92, 107—114 [in Japanese], 1983.
49. *Motoya Y., Abe K.* Waveform similarity among foreshocks and aftershocks of the October 18, 1981, Niwa, Hokkaido, earthquakes. Earthquake Predict. Res. (in press), 1985.
50. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Earthquake epicenters for magnitudes >4.5; 1963—1977. Earthquake Data Services and Publications, Key to Geophysical Records Documentation, no. 15 (Revised), p. 7, 1983.
51. *Ohtake M.* Earthquake prediction based on the seismic gap with special reference to the 1978 Oaxaca, Mexico earthquake. Rep. Natl. Res. Cent. Disaster Prev., No. 23, pp. 65—110 [in Japanese], 1980.
52. *Ohtake M., Matumoto T., Latham G. V.* Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake. Pure Appl. Geophys., 115, 375—385, 1977.
53. *Ohtake M., Matumoto T., Latham G. V.* Evaluation of the forecast of the 1978 Oaxaca, southern Mexico earthquake based on a precursory seismic quiescence. In "Earthquake Prediction. Maurice Ewing Series IV" (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 53—61. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
54. *Omori F.* Strong earthquakes in the Shinanogawa drainage area in recent years. Toyo Gakugei Zasshi, 24, 114—117 [in Japanese], 1907.
55. *Omori F.* Outline of the large Messina earthquake. Toyo Gakugei Zasshi, 26, 377—389, 435—445, 491—496 [in Japanese], 1909.
56. *Papazachos B. C.* The time distribution of the reservoir-associated foreshocks and its importance to prediction of the principal shock. Bull. Seismol. Soc. Am., 63, 1973—1978, 1973.
57. *Perez O. J., Scholz C. H.* Heterogeneities of the instrumental seismicity catalog (1904—1980) for strong shallow earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 669—686, 1984.
58. *Raleigh C. B., Sieh K., Sykes L. R., Anderson D. L.* Forecasting southern California earthquakes. Science, 217, 1097—1104, 1982.
59. *Richter C. F.* "Elementary Seismology". Freeman, San Francisco, 1958. [Русский перевод: *Пухтер Ч. Ф.* Элементарная сейсмология. — М.: ИЛ, 1963.]
60. *Rikitake T.* Earthquake precursors. Bull. Seismol. Soc. Am., 65, 1133—1162, 1975.
61. *Ryall A., Ryall F.* Spatial-temporal variations in seismicity preceding the May 1980, Mammoth Lakes, California, earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Amer., 71, 747—760, 1981.
62. *Sassa K.* Some problems concerning earthquake prediction. Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 1, 13—20. [in Japanese], 1948.
63. *Scholz C. H.* The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 399—415, 1968.
64. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction: a physical basis. Science, 181, 803—809, 1973.
65. *Sekiya H.* The seismicity preceding earthquakes and its significance to earthquake prediction. J. Seismol. Soc. Jpn. (2), 29, 299—311 [in Japanese], 1976.
66. *Семенов А. Н.* Изменение отношения времен пробега поперечных и про-

- дольных волн перед сильными землетрясениями. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, с. 72—77, 1969.
67. *Seno T.* Intraplate seismicity in Tohoku and Hokkaido and large interplate earthquakes: a possibility of a large interplate earthquake off the southern Sanriku coast, northern Japan. *J. Phys. Earth*, **27**, 21—51, 1979.
 68. *Stuart W. D.* Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors. *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 261—264, 1974.
 69. *Suyehiro S., Asada T., Ohtake M.* Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan — on a peculiar nature of foreshocks. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **15**, 71—88, 1964.
 70. *Sykes L.* Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8021—8041, 1971.
 71. *Tsubokawa I.* On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **15**, 75—88 [in Japanese], 1969.
 72. *Tsujiura M.* The difference between foreshocks and earthquake swarms, as inferred from the similarity of seismic waveform (preliminary report). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **54**, 309—315, 1979.
 73. *Tsumura K., Karakama I., Ogino I., Takahashi M.* Seismic activities before and after the Izu — Oshima-kinkai earthquake of 1978. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **53**, 675—706 [in Japanese], 1978.
 74. *Utsu T.* Seismic activity in Hokkaido and its vicinity. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **20**, 51—75 [in Japanese], 1968.
 75. *Utsu T.* Aftershocks and earthquake statistics (1). *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7*, **3**, 129—194, 1969.
 76. *Utsu T.* Recent seismic activity and seismic observation in Hokkaido. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **2**, 1—2 [in Japanese], 1970.
 77. *Utsu T.* Some remarks on a seismic gap off Miyagi Prefecture. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **21**, 44—46 [in Japanese], 1979.
 78. *Utsu T.* Seismicity of Japan from 1885 through 1925 — a new catalog of earthquakes of $M \geq 6$ felt in Japan and smaller earthquakes which caused damage in Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **54**, 253—308 [in Japanese], 1979.
 79. *Utsu T.* Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan. *J. Phys. Earth*, **28**, 361—384, 1980.
 80. *Van Wormer J. D., Ryall A. S.* Sierra Nevada great basin boundary zone: earthquake hazard related to structure, active tectonic processes and anomalous patterns of earthquake occurrence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**, 1557—1572, 1980.
 81. *Watanabe H., Kuroiso H.* Seismic activity in the northern part of the Kinki district and related problems (1) — earthquake swarm accompanying the Wachi earthquake of August 18, 1968. *Spec. Contrib. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, **9**, 123—126, 1969.
 82. *Yamashina K., Inouye Y.* A doughnut-shaped pattern of seismic activity preceding the Shimane earthquake of 1978. *Nature (London)*, **278**, 48—50, 1979.

Глава 6. Геоэлектричество и геомагнетизм

Имеется множество сообщений об изменениях геомагнитного поля, геоэлектрических токов и электропроводности, происшедших в связи с землетрясениями. Если обратиться к сравнительно недавним сообщениям из Китая и других мест, то покажется, что отмеченные изменения были явными предвестника-

ми подземных толчков. Я не специалист в данной области, а во многих случаях в этих сообщениях говорится только об изменениях, происходивших в ограниченный период до и после землетрясения, так что неизвестно, в какой мере измеренные в этих случаях величины стабильны в нормальных условиях и не флуктуируют ли они в значительных пределах независимо от землетрясения. Поэтому мне трудно оценить эти сообщения. В этой главе кратко излагаются (с небольшими комментариями) результаты, полученные в Японии, СССР, Китае и некоторых других странах.

6.1. Геомагнетизм

Известно много сообщений о сильных изменениях геомагнитного поля во время землетрясений. Однако, согласно Рикитакэ [11], когда в 1960-х годах в практику измерений вошли высокоточные протонные магнитометры, число таких сообщений резко упало. Поэтому думается, что более ранние данные отражали просто кажущиеся изменения, вызванные погрешностями измерений, а все действительные изменения были очень небольшими — вероятно, не больше нескольких гамм. Изменения в несколько гамм в последней части активного периода роев землетрясений Мацусиро — это определено тот случай, когда магнитное поле изменилось, как полагают, в связи с сейсмической активностью [18]. Поскольку эти изменения наблюдались не в период максимальной активности сейсмических роев, а во время массового излияния грунтовых вод, Мидзутани и Исида [8] интерпретировали их как результат межфазных электродинамических процессов при вытекании грунтовых вод.

Выдающимся примером, в котором, как полагают, наблюдались изменения магнитного поля, предвещавшие землетрясение, считается случай афтершока ($M=5,0$) землетрясения Идзу — Осима-кинкай, описанный Сасаи и Исикавой [14]. Эти материалы представлены на рис. 6.1. На схеме (а) показано расположение точек наблюдений с протонным магнитометром, когда наблюдения выполнялись в связи с недавней активностью на полуострове Идзу. Мелкими кружками обозначены пункты, где наблюдения проводились периодически, а крупными кружками — где были поставлены непрерывные наблюдения. Сплошной жирной линией показан сейсмический разрыв землетрясения Идзу — Осима-кинкай в январе 1978 г. Афтершок с $M=5,0$ произошел на этом разломе около станции наблюдений Кавадзу в ноябре того же года. Напряженность магнитного поля понизилась примерно тремя месяцами раньше, а после этого толчка она вернулась приблизительно к своей нормальной величине (рис. 6.1, б). На рис. 6.1, б крупномасштабные возмущения поля исключены вычислением разностей между отсчетами на станции

ях Кавадзу и Сугехики, с одной стороны, и в пункте Кано-дзан (полуостров Босо) — с другой. Следует отметить, что при хорошо заметном изменении поля на несколько гамм на станции Кавадзу абсолютно никаких изменений не наблюдалось на станции Сугехики, примерно в 10 км к северу. Эти изменения геомагнитного поля были, вероятно, предвещающим возмуще-

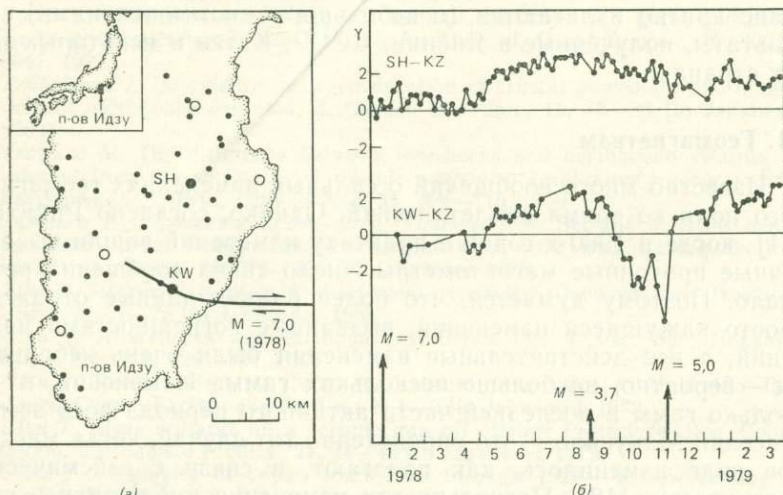


Рис. 6.1. Наблюдения изменения полного вектора геомагнитного поля, выполненные с протонными магнитометрами, в связи с возникновением землетрясений. (а) Расположение пунктов геомагнитных измерений на п-ове Идзу и сейсмический разрыв землетрясения Идзу—Осима-кинкай (1978 г., $M=7,0$); кружками обозначены станции непрерывных наблюдений: KW —Кавадзу, SH —Сугехики. (б) Интенсивность геомагнитного поля на станции Кавадзу заметно изменилась перед афтершоком ($M=5,0$) землетрясения Идзу—Осима-кинкай; KZ —наблюдения на станции Кано-дзан [14].

нием, ограниченным непосредственной окрестностью разлома. На полуострове Идзу наблюдались и более крупномасштабные изменения магнитного поля, но они носят сложный характер и неясно, в какой мере они отражают подземные возмущения.

Проанализировав короткопериодные вариации геомагнитного поля, наблюдавшиеся на геомагнитной обсерватории Какиока в северо-восточном Канто (Япония), Янагихара [19] обнаружил изменения в величине отношения вертикальной и горизонтальной составляющих магнитного поля $\Delta Z/\Delta H$, показанные на рис. 6.2. Здесь ΔZ и ΔH — изменения короткопериодных составляющих поля, соответственно вертикальной и горизонтальной. На рисунке отмечено также время возникновения землетрясения Канто 1923 г. Видно, что отношение $\Delta Z/\Delta H$ понизилось перед этим землетрясением, резко возросло после землетрясения,

а в дальнейшем сохраняло постоянное значение. Это интерпретируется как свидетельство локальных изменений электропроводности в глубоких недрах Земли. Янагихара и Нагано [20] сообщали, что подобные изменения наблюдались при последующих землетрясениях с $M=5$ и выше, происходивших по соседству с Какиокой.

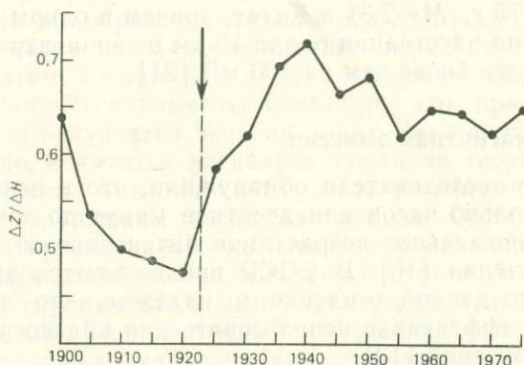


Рис. 6.2. Временные изменения отношения между вертикальной ΔZ и горизонтальной ΔH составляющими короткопериодных вариаций геомагнитного поля на обсерватории Какиока в округе Канто [19].

6.2. Геоэлектрические токи

Известны сообщения об изменениях геоэлектрических токов или геоэлектрического потенциала при землетрясениях или в близкое к ним время. Например, во время землетрясения Минами — Идзу 1934 г. (центральный Хонсю, $M=5,5$) Фукутоми [3] наблюдал аномальные изменения геоэлектрических токов в пункте Сусаки на южной оконечности полуострова Идзу в 15 км к юго-западу от эпицентра, и эти изменения, как полагают, связаны с землетрясением. Нагата [10] и Като и др. [5] также наблюдали изменения геоэлектрического потенциала при афтершоках землетрясений Тоттори (1943 г., $M=7,4$) и Фукуи (1948 г., $M=7,3$) на западе Хонсю, и считается, что эти изменения сопровождали землетрясения или предшествовали им.

С тех пор в Японии часто предпринимались попытки обнаружить изменения геоэлектрических токов при более поздних землетрясениях, но определенных результатов, по-видимому, получено не было. Одной из возможных причин было то, что период, в течение которого проводились прошлые наблюдения, почти всегда был коротким и большую роль играли искусственные возмущения, создаваемые окружающими электрическими сетями. В последнее время непрерывные наблюдения естественного геоэлектрического потенциала проводятся в районе разло-

ма Ямасаки, и Кисимото [6] сообщил, что перед одним из местных землетрясений геоэлектрический потенциал, по всей видимости, испытывал колебания (см. гл. 12).

Несколько сообщений об изменениях геоэлектрического потенциала поступило также из СССР (с Камчатки), из США (Калифорния) и из Китая. В частности, сообщалось, что заметные изменения происходили за 2—3 дня до Хайчэнского землетрясения (1975 г., $M=7,3$) в Китае, причем в одном пункте, расположенном на расстоянии около 15 км от эпицентра, потенциал резко понизился более чем на 100 мВ [21].

6.3. Электромагнитная эмиссия

Советские исследователи обнаружили, что в некоторых случаях за несколько часов или десятков минут до землетрясения происходит аномальное возрастание интенсивности электромагнитного излучения [16]. В СССР продолжают активные исследования по данной тематике в надежде, что этот фактор можно будет эффективно использовать для краткосрочного прогноза землетрясений [13].



Рис. 6.3. Уровень электромагнитного излучения на частоте 81 кГц до и после землетрясений (главный толчок: $M=6,1$, время 2:54:03, координаты $35^{\circ}31'$ с. ш., $140^{\circ}35'$ в. д., глубина 80 км; афтершок: $M=5,3$, время 2:59:48, координаты $35^{\circ}33'$ с. ш., $140^{\circ}10'$ в. д., глубина 70 км), происшедших близ Токио 25 сентября 1980 г. Наблюдения проводились на приемной станции Сугинами в западном пригороде Токио [4].

В последние годы такие наблюдения начали проводиться и в других странах. На рис. 6.3 приведен пример [4] результатов наблюдений, которые выполнялись по программе советско-японского научного сотрудничества. Рисунок иллюстрирует изменения уровня электромагнитного излучения на частоте 81 кГц приблизительно в то время, когда в нескольких десятках километров к востоку от Токио произошло землетрясение с $M=6,1$ и очагом на глубине 80 км, а через 5 мин после него — афтершок с $M=5,3$. Уровень шума возрос примерно на 15—20 дБ выше нормальной величины примерно за 1 ч до главного толчка

и резко упал примерно на 5 дБ, когда произошел главный толчок, но оставался все же выше фонового уровня. Приблизительно через 5 мин после главного толчка произошел сильный афтершок, и уровень шума быстро упал до прежнего порогового уровня. Точное соответствие по времени между изменениями уровня шума и возникновением землетрясений может рассматриваться как указание на то, что изменения уровня шума как-то связаны с землетрясением.

Подобным же образом получены результаты, в которых уровень шума возрастал непосредственно перед самым землетрясением и затем быстро падал до нормальной величины после землетрясения. Эксперименты показали, что при разрушении горных пород излучается энергия электромагнитных волн в радиодиапазоне, и имеется несколько туманная теория о том, что электромагнитная эмиссия перед землетрясениями может быть связана с разрушением пород на глубине. Однако на данной стадии практически ничего не известно о механизме этого процесса, так как подобная же электромагнитная эмиссия обнаружена перед широкофокусными землетрясениями (с очагом на глубине 400 км). Радиоволновые возмущения этого типа наблюдались в широком диапазоне частот (например, от 1 кГц до нескольких мегагерц) и к тому же на обширной площади. Их источник и механизм возникновения не ясны, но, если в дальнейшем подтвердится, что такие изменения происходят незадолго до землетрясений, они могут пригодиться для предсказания подземных толчков за короткое время до их возникновения. Поскольку указанные изменения электромагнитного поля наблюдаются в этом случае на чрезвычайно большой площади, то заранее неизвестно, где именно произойдет землетрясение, которое они предваряют. Можно предположить, что эти изменения в сочетании с данными других наблюдений могут помочь в предсказании времени землетрясения. Во всяком случае, в будущем потребуются более систематические наблюдения и эксперименты.

6.4. Электрическое сопротивление

В описанных ранее случаях наблюдались естественные электромагнитные явления. Но помимо этого ведутся также наблюдения, при которых электрический ток искусственно направляется в глубинные области земной коры и измеряется сопротивление горных пород. Это позволяет делать выводы об изменениях под землей электрического поля. В общем случае в кору заглубляют четыре электрода. Два из них используются для искусственного создания тока, а два других служат для измерения разности потенциалов; в результате определяют электрическое сопротивление пород.

Кажущееся сопротивление измерялось в Гармском районе Средней Азии начиная с 1966 г., и уже сообщалось, что за несколько месяцев до значительного землетрясения сопротивление постепенно падает и что, когда изменение его достигает 10—15%, происходит сильное землетрясение [1, 12]. Уменьшение кажущегося сопротивления, по-видимому, хорошо соответствует возникновению землетрясений. Измерительные и питающие электроды разносились в Гарме на 6 км, а сила тока была большая — около 100 А. Шольц и др. [15] интерпретировали

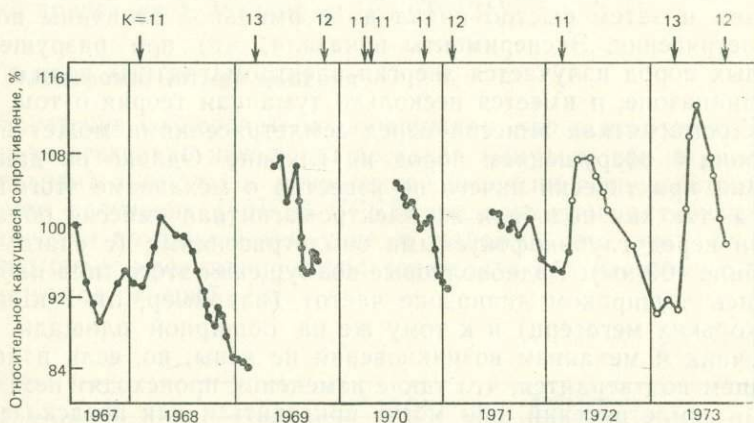


Рис. 6.4. Временные вариации кажущегося сопротивления, наблюдавшиеся в Гарме, Средняя Азия (СССР). Рисунок составлен по данным двух работ: [1] — черные кружки и [12] — светлые кружки. Стрелками вверх обозначены землетрясения. (K — магнитуда по шкале, принятой в СССР.)

эти результаты как следствие поступления воды в трещины, открывающиеся перед землетрясением, и рассматривали их как важное подтверждение дилатантно-диффузионной модели (см. гл. 1). Они вошли во многие книги по прогнозу землетрясений и в другие книги без дальнейшей проверки.

Рис. 6.4 составлен по данным Барсукова и Сорокина [1] с добавлением более поздних результатов, приведенных в [12]. На этом рисунке заслуживает внимания следующее: хотя, как это утверждал Барсуков, можно принять, что величина удельного сопротивления постепенно уменьшается перед землетрясением, вероятно также, что эти изменения имеют сезонный характер. А поскольку сейсмичность также испытывает сезонные изменения, то могло показаться, что между сопротивлением и землетрясениями имеется связь. В первые полгода в 1969, 1970 и 1971 гг. измерения не проводились, и нет сообщений о результатах после 1974 г., поэтому дальнейший анализ этих данных затруднителен. Допуская, что сопротивление изменяется в зави-

симости от времени года, едва ли его можно считать прямым предвестником землетрясений. Даже если бы удалось установить, что электрическое сопротивление действительно уменьшается перед землетрясением, то все равно с помощью дилатантно-диффузионной модели, по-видимому, нельзя объяснить, почему на рис. 6.4 кривая сопротивления возвращается к первоначальному высокому значению сразу после землетрясений и как оно достигает затем даже еще большей величины.

Моррисон и его коллеги сообщили об уменьшении сопротивления перед слабым землетрясением ($M=4,2$), происшедшим в зоне разлома Сан-Андреас в центральной Калифорнии в 1973 г. [7], но сообщили также, что та же самая наблюдательная сеть не зафиксировала абсолютно никаких изменений во время другого землетрясения с $M=4,0$, которое произошло позднее прямо под этой сетью [9].

На рис. 6.5 представлен один из примеров аномальных изменений кажущегося геоэлектрического сопротивления, наблюдавшихся в период, близкий ко времени возникновения Таншаньского землетрясения 28 июля 1976 г. [2]. Верхние кривые иллюстрируют изменения, наблюдавшиеся в Чанли, а нижние — изменения в Сицзи (восточная часть Пекина). Сопротивление в Чанли заметно уменьшалось перед землетрясением, тогда как в Сицзи наблюдалось временное повышение сопротивления. Время этих изменений сопротивления соответствует времени возникновения землетрясения. Они наблюдались в нескольких пунктах вокруг гипоцентральной области и поэтому считаются предвестниками. Эти значительные изменения толковались как результат перемещения уровня грунтовых вод, но обстановка представляется достаточно сложной.

В 1967 г. Ямадзак [17] закрепил четыре графитовых электрода на равных расстояниях (1,6 м) друг от друга в шурфах обсерватории движений земной коры Абурацубо в центральном Хонсю, и с тех пор там ведутся непрерывные наблюдения за вариациями удельного сопротивления. Эти наблюдения показывают, что относительная величина изменения сопротивления достигает 10^{-4} , тогда как деформация коры имеет порядок 10^{-6} , так что отношение одного к другому достигает 100. Возможно, из-за того, что коренные породы в этих шурфах — лапиллиевые туфы, характеризующиеся определенной водонасыщенностью, высокая чувствительность к малым изменениям деформации объясняется именно этим. Когда косейсмическая деформация достигает $\pm 10^{-8}$, почти во всех случаях наблюдаются скачкообразные изменения. Несколько раз за 2—3 ч до какого-нибудь землетрясения наблюдались слабые изменения, которые рассматриваются как предвестники. Ситуация для землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. показана на рис. 13.7.

Представляется, что, чем меньше деформация, тем значи-

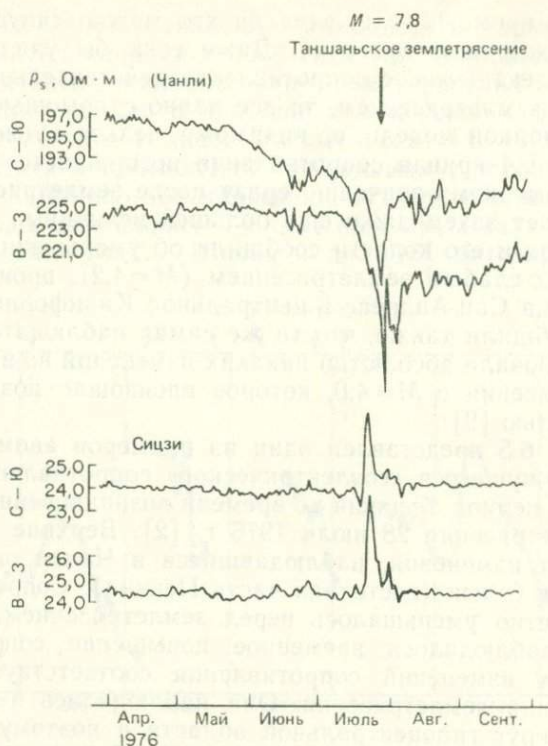


Рис. 6.5. Временные вариации кажущегося сопротивления, наблюдавшиеся в Чанли (около 40° с. ш., 119° в. д.) и Сици (в восточной части Пекина) в период, включающий Таншаньское землетрясение (Китай) 28 июля 1976 г. [2].

тельное относительное изменение электрического сопротивления, а когда деформация возрастает, то чувствительность этого метода уже мало отличается от чувствительности механических датчиков деформации, таких, как экстензометры. Поскольку существует значительный нормальный фон шумов, выделить «предсейсмические» изменения сопротивления непросто, пока не произойдет землетрясение. Думается, что в сочетании с данными других методов эти изменения можно будет использовать для прогноза землетрясений перед самым их возникновением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М., Сорокин О. Н. Изменения кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 10, с. 100—102.

2. Chinese State Seismological Bureau. "1976 Tangshan Earthquake". Earthquake Publishing House, Beijing, 1982.
3. *Fukutomi T.* Report of the strong Idu earthquake of March 21, 1934. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **12**, 527—539, 1934.
4. *Gokhberg M. B., Morgounov V. A., Yoshino T., Tomizawa I.* Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. J. Geophys. Res. **87**, 7824—7828, 1982. [См. также: *Гохберг М. Б., Ешино Т., Моргунов В. А., Огава Т.* Результаты регистрации оперативного электромагнитного предвестника землетрясений в Японии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1982, № 2, с. 85—87.]
5. *Kato I., Utashiro S., Shoji R., Ossaka Y.* Changes in earth-currents associated with the Fukui earthquake, Japan. In "Interim Report on Studies of the 1948 Fukui Earthquake", pp. 90—92. Science Council of Japan [in Japanese], 1948.
6. *Kishimoto Y.* Test-field experiments for earthquake prediction at the Yamasaki fault. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp., 1980, pp. 133—142 [in Japanese], 1980.
7. *Mazzella A., Morrison H. F.* Electrical resistivity variations associated with earthquakes on the San Andreas fault. Science **185**, 855—857, 1974.
8. *Mizutani H., Ishido T.* A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro earthquakes. J. Geomagn. Geoelectr., **28**, 179—188, 1976.
9. *Morrison H. F., Fernandez R., Corwin R. F.* Earth resistivity, self-potential variations and earthquakes: a negative result for $M=4.0$. Geophys. Res. Lett., **6**, 139—142, 1979.
10. *Nagata T.* Variation in earth-current in the vicinity of the Shikano fault. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **22**, 72—82 [in Japanese], 1944.
11. *Rikitake T.* Geomagnetism and earthquake prediction. Tectonophysics, **6**, 59—68, 1968.
12. *Садовский М. А.* (ред.) Научная программа исследований по прогнозу землетрясений. ИФЗ АН СССР, 1981.
13. *Садовский М. А., Соболев Г. А., Мигунов Н. И.* Изменения естественного излучения радиоволн при сильном землетрясении в Карпатах. — Доклады АН СССР, 1979, т. 244, № 2, с. 316—319.
14. *Sasai Y., Ishikawa Y.* Tectonomagnetic event preceding a $M 5.0$ earthquake in the Izu Peninsula — A seismic slip of a buried fault? Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **55**, 895—911, 1980.
15. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction: a physical basis. Science, **181**, 803—809, 1973.
16. *Соболев Г. А., Богачевский В. Н., Лементуева Р. А. и др.* Изучение механо-электрических явлений в сейсмоактивной области. — В кн.: Физика очага землетрясения. — М.: Наука, 1975, с. 184—223.
17. *Yamazaki Y.* Electrical resistivity of strained rocks (4) (a resistivity change at Aburatsubo caused by an earthquake of magnitude 6.9 on May 9, 1974). J. Seismol. Soc. Jpn. [2], **27**, 364—367 [in Japanese], 1974.
18. *Yamazaki Y., Rikitake T.* Local anomalous changes in the geomagnetic field at Matsushiro. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **48**, 637—643, 1970.
19. *Yanagihara K.* Secular variation of the electrical conductivity anomaly in the central part of Japan. Mem. Kakioka Magn. Observ., **15**, 1—10, 1972.
20. *Yanagihara K., Nagano T.* Time change of transfer function in the central Japan anomaly of conductivity with special reference to earthquake occurrences. J. Geomagn. Geoelectr., **28**, 157—163, 1976.
21. *Zhang G., Fu Z.* Some features of medium- and short-term anomalies before great earthquakes. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards eds.), pp. 497—509. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.

Глава 7. Гидрогеологические и геохимические изменения

7.1. Уровень и температура грунтовых вод

Имеются многочисленные сообщения об изменениях температуры и дебита горячих источников и изменениях уровня воды в скважинах и колодцах или о высыхании и замутнении воды в колодцах. Эти сведения издавна привлекают к себе внимание как свидетельства одних из самых заметных изменений, сопровождающих землетрясения. Сообщают также об изменении уровня грунтовых вод, о высыхании и помутнении воды в колодцах перед землетрясениями, но почти во всех случаях это просто качественные описания уже после землетрясения. Поэтому данное примечательное явление хотя и привлекало внимание, но только сравнительно недавно стало считаться важным предметом исследований по прогнозу землетрясений (например, [4]).

Поскольку несомненно, что множество водных артерий пронизывает подземное пространство, ничего нет странного в том, что небольшие подземные возмущения проявляются изменениями в скважинах и горячих источниках на земной поверхности, и, как только что отмечалось, это происходит довольно часто. По поверхности Земли разбросано огромное число колодцев и скважин. Однако только некоторые из них передают такие изменения, и то обстоятельство, что нелегко отличить такие колодцы и скважины от других, препятствует активным наблюдениям. Современная ситуация такова, что в большинстве случаев понять, чувствителен ли данный колодец или источник к возмущениям, связанным с землетрясениями, удается только после того, как землетрясение уже произойдет. Конечно, анализ состояния колодцев и буровых скважин дает некоторую информацию об этой чувствительности. Например, очевидно, нет смысла продолжать наблюдения в колодцах, которые питаются речной водой. Поскольку состояние каналов, по которым текут подземные воды, неизвестно, вероятно, все, что мы можем сделать, — это продолжать наблюдения в тех колодцах и скважинах, которые, как полагают, отражают такие изменения, отбирая подобные колодцы один за другим.

В гл. 4 было сказано, что объемные деформометры — прекрасные инструменты для непрерывных измерений деформаций. Колодцы некоторого типа — это естественные объемные деформометры, и в ряде случаев возникает великолепная возможность наблюдать мельчайшие подземные изменения, поскольку охватываемый ими объем, очевидно, огромен, и было бы глупо не воспользоваться этим. Таким образом, если подобрать подходящие колодцы, их можно использовать в качестве деформо-

метров, чувствительность которых превышает чувствительность искусственной измерительной аппаратуры. Температура и другие параметры также меняются в ответ на изменение состояния грунтовых вод. В этой области есть перспективы для дальнейшего прогресса.

В прошлом уже имелись сообщения об успешных наблюдениях в нескольких скважинах и артезианских колодцах в Китае, СССР, Японии и других странах. Например, значительные флуктуации в состоянии грунтовых вод (уровень, состав и т. д.) наблюдались на большой площади перед Хайчэнским землетрясением 1975 г. в Китае. Согласно детальному описанию событий, предшествовавших этому землетрясению [2], сообщения об этих изменениях начали поступать из разных районов примерно за 40 дней до землетрясения, а за 4 дня до главного толчка, когда начали отмечаться форшоки, число таких сообщений резко возросло. Изменения уровня воды в районе Фунабара в центральной части полуострова Идзу в случае землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. [6] и изменения температуры в артезианских источниках Усами во время землетрясения Идзу-хантохо-оки 1980 г. подробно рассматриваются в гл. 13.

В настоящий момент наблюдения уровня и температуры грунтовых вод проводятся в Японии Геологической службой и университетами, причем главное внимание обращено на районы Идзу и Токай. Такие же работы широко развернуты Исследовательским институтом горячих источников преф. Канагава в сотрудничестве с общественностью.

7.2. Химические компоненты

Я вспоминаю свою поездку в Ташкент, столицу Узбекской ССР, в 1972 г. Место, куда я попал, не было сейсмологической обсерваторией или станцией наблюдения за движениями земной коры, но это была обсерватория, занимавшаяся главным образом химическими анализами грунтовых вод. Именно здесь я впервые узнал о результатах работ, пример которых показан на рис. 7.1. По вертикальной оси отложена концентрация радона (в эманах), по горизонтальной — время. Концентрация радона постепенно повышалась начиная с конца 1950-х годов, и Ташкентское землетрясение 1966 г. с магнитудой 5,5 произошло тогда, когда эта величина втрое превысила нормальную. Землетрясение с магнитудой 5,5 — не такой уж сильный толчок, но, поскольку его очаг находился на глубине всего около 8 км прямо под Ташкентом, самым крупным городом в Средней Азии, большинство зданий в центре этого города, имевших низкую сейсмостойкость, мгновенно разрушилось. После этой катастрофы Ташкент был перестроен и превратился в современный город, но, когда автор посетил его в 1972 г., глинобитные построй-

ки, неспособные противостоять практически никакому землетрясению, еще существовали в некоторых районах города, и постепенно проводилась работа по замене их современными жилыми комплексами. Из-за того что Ташкент расположен на плоской местности с малым количеством осадков, всюду имелись скважины глубиной до 2 км, и по ним выкачивались подземные воды, использовавшиеся для питья и других надобностей. Как

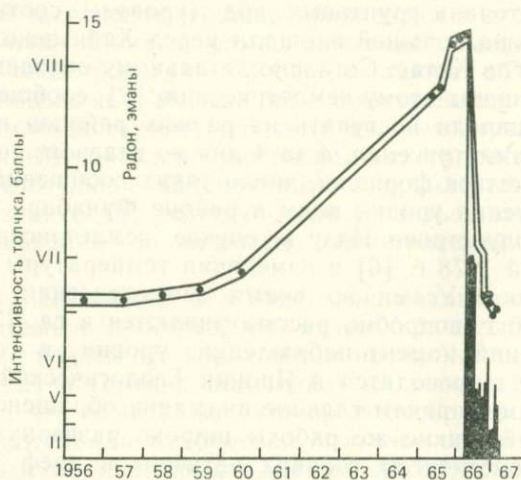


Рис. 7.1. Зависимость между временными изменениями концентрации радона (точки) в глубоких скважинах (Ташкент, Средняя Азия) и Ташкентским землетрясением 1966 г. ($M=5,5$) и его афтершоками (вертикальные линии). Кривая показывает изменения концентрации радона (в эманах); длина вертикальных отрезков соответствует интенсивности главного толчка и афтершоков (в баллах принятой в СССР сейсмической шкалы) [3].

часть работ по водоснабжению постоянно выполнялся анализ химического состава этих вод. Ташкентское землетрясение произошло тогда, когда содержание радона и некоторых других элементов заметно и необычным образом повысилось. Поэтому исследователи начали думать о возможности предсказывать землетрясения, анализируя изменения в химическом составе вод, и они уверились в этом, когда предваряющие изменения были обнаружены и перед последовавшими затем афтершоками. В. И. Уломов, заведующий сейсмологической обсерваторией, подарил мне объемистые отчеты о Ташкентском землетрясении. Это не моя специальность, и я не мог полностью осилить эти отчеты, но химические исследования составляли их большую часть.

Радон — радиоактивный газ с периодом полураспада, равным 3,8 сут, и интерпретация здесь такова: когда в горных по-

родах образуются новые трещины или происходит изменение путей циркуляции грунтовых вод, эти воды, пронизывающие горные породы, захватывают высвобождающийся газ и над поверхностью грунта наблюдается повышение содержания радона. Думается, весьма правдоподобно, что этот материал с больших глубин выносит на поверхность информация о земных недрах. Он дает нам знать о мельчайших подземных изменениях совершенно иным способом, чем позволяют геофизические методы. С этого времени прогноз землетрясений с помощью геохимических методов применялся в Узбекистане в широких масштабах. Впоследствии эти эпохальные результаты советских исследований привлекли внимание специалистов всего мира.

В последние годы непрерывные наблюдения за концентрацией радона начали проводить в Китае, Японии, США и других странах. Предвестники такого рода наблюдались в случае землетрясения Идзу—Осима-кинкай 1978 г. в Японии [5]. Однако характер изменений оказался не таким, как при Ташкентском землетрясении. Об этом подробно будет говориться в гл. 13. Здесь снова возникает проблема распознавания скважин, чувствительных к подземным движениям. Эффективность таких наблюдений очевидна, но существуют трудности в их проведении. Кроме радона вселяют надежду некоторые другие химические компоненты. Например, Ёсиока [7] сообщает, что перед слабыми землетрясениями вдоль разлома Ямасаки отмечалось четкое изменение содержания хлорид-иона (см. гл. 12).

Сейчас в Японии Геологическая служба и различные университеты ведут наблюдения за уровнем грунтовых вод и концентрацией радона, направляя основное внимание на район Токай. Исследования в этой области только начинаются, и необходимо их в дальнейшем развивать, выбрав подходящую стратегию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Chinese State Seismological Bureau (1982). "The 1976 Tangshan Earthquake". Earthquake Publishing House, Beijing, 1982.
2. Deng Qidong, Jiang Pu, Jones L. M., Molnar P. A preliminary analysis of reported changes in ground water and anomalous animal behavior before the 4 February 1975 Haicheng earthquake. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 543—565. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
3. Уломов В. И., Мавашев Б. З. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. — Ташкент: Фан, 1971.
4. Wakita H. Changes in groundwater level and chemical composition. In "Earthquake Prediction Techniques" (Toshi Asada, ed.), pp. 175—216. Univ. of Tokyo, 1982. [Русский перевод в кн.: Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии.— М.: Недра, 1984, с. 175—224.]
5. Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T. Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake. Science, 207, 882—883, 1980.
6. Yamaguchi R., Otaka T. Precursory changes in water level at Funabara and

Kakigi before the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake. Bull Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 53, 841—854 [in Japanese], 1978.

7. Yoshioka R. Relation between chloride ion content in Shiota hot spring near the Yamasaki fault and small earthquakes in its vicinity. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 159—162 [in Japanese], 1980.

Глава 8. Активные разломы

8.1. Активные разломы как ослабленные зоны в земной коре

Внезапное разрушение или подобное ему явление, как уже говорилось раньше, происходит тогда, когда силы, приложенные к земной коре, приближаются к определенному пределу. Эксперименты с высоким давлением подтвердили, что разрушения при сдвиге или подвижки по разрывам происходят на такой глубине, где давление весьма велико. Как показано на рис. 8.1, эксперименты по трехосному сжатию [7] продемонстрировали, что направление плоскости разрыва определяется величиной трех главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3), действующих на глубине. Сжатие считается положительной величиной, причем $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Таким образом, плоскость разрыва всегда параллельна промежуточному главному напряжению. Рис. 8.2 иллюстрирует соотношение между типом разрыва и главными напряжениями. На схемах (а) и (б) промежуточное главное напряжение вертикально, а максимальное и минимальное главные напряжения горизонтальны, и разрывы на схемах (а) и (б) представляют собой соответственно левосторонний и правосторонний сдвиги. Разлом Сан-Андреас (Калифорния), Анатолийский разлом (Турция) и Срединная тектоническая линия (западная Япония) являются крупномасштабными разрывами этого типа. На схеме (в) промежуточное и максимальное главные напряжения горизонтальны, а минимальное главное напряжение вертикально; разрыв в этом случае относится к типу взбросов или надвигов. Почти все сильнейшие мелкофокусные землетрясения, возникающие в процессе субдукции вдоль желобов, вызываются подвижкой этого типа. На диаграмме (г) промежуточное и минимальное главные напряжения горизонтальны, а максимальное главное напряжение вертикально; разрыв относится к категории сбросов. Имеются также случаи, когда минимальное главное напряжение имеет отрицательный знак (т. е. происходит растяжение).

Согласно Мацуде [6], примерно при 40% разрушительных землетрясений ($M \geq 6,5$), происшедших на Японских островах, возникавшие разрывы выходили на земную поверхность. Большинство из бесчисленных разломов, распространенных по всей территории Японских островов, можно считать следами таких

землетрясений. Среди них есть древние разрывы, но есть и сравнительно новые. Термин «активный разлом» обычно применяется к разломам, которые, как полагают, были активными в четвертичном периоде (т. е. примерно последние 2 млн. лет), но в некоторых случаях так называют разломы, считающиеся активными в последние 0,5 млн. лет. Некоторые из этих разломов, имеющих столь короткую историю активного развития,—это старые «шрамы» на земной коре, и они в какой-то мере «залечены», но в общем их в большей или меньшей степени можно считать участками, прочность которых ниже, чем в окружающих областях. Из законов механики ясно, что, когда приложена внешняя сила, смещению легче всего произойти по ослабленным плоскостям. Поэтому весьма вероятно, что такие активные разломы будут и в дальнейшем оставаться активными. Вот почему при долгосрочном прогнозе активные разломы рассматриваются как вероятные места будущих землетрясений.

Рисунок 8.3 показывает размещение активных разломов на территории Японских островов и вокруг них по данным работы [9]. Авторы этой работы — члены Исследовательской группы по изучению активных разломов — установили определенные стандарты и отбирали разломы, пользуясь по возможности одинаковыми признаками. Взглянув на карту, можно получить представление о распределении активных разломов в Японии. Заметим, что, за исключением таких границ плит, как Японский

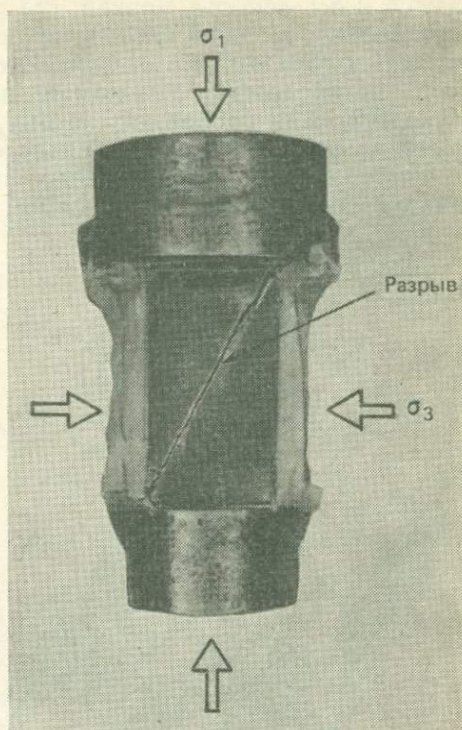


Рис. 8.1. Разрушение горной породы при сильном трехосном сжатии, имитирующем напряженное состояние на глубине: σ_1 — максимальное главное сжатие, σ_2 — промежуточное главное сжатие (в направлении, перпендикулярном плоскости рисунка), σ_3 — минимальное главное сжатие. Разрушение происходит в результате сдвигового разрыва; плоскость разрыва параллельна направлению σ_2 . Горная порода в образце — доломит [7].

желоб и ось прогиба Нанкай, все разломы очень короткие, распределены с высокой плотностью и ориентированы чрезвычайно сложным образом. Это особенно очевидно при сравнении со схемой распределения разломов в центральной Калифорнии (рис. 3.6). Так происходит потому, что Японские острова чрезвычайно сильно раздроблены вследствие субдукции. (На рис. 8.3 почти нельзя увидеть активных разломов на равнинах Канто вокруг Токио. Либо их на самом деле нет, либо они скрыты

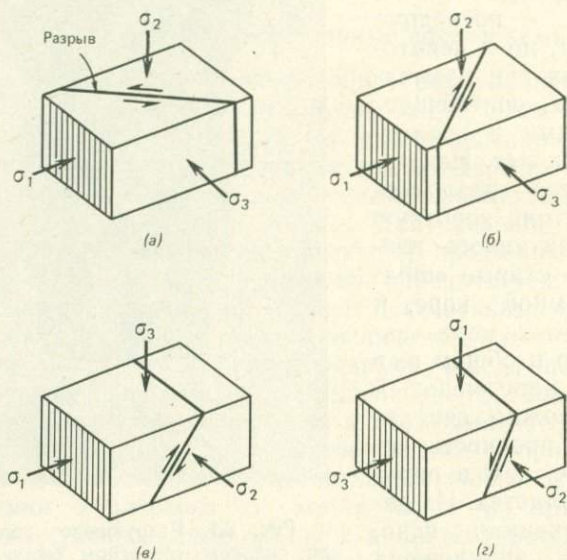


Рис. 8.2. Соотношение между типом разрыва и главными напряжениями. (а) Левосторонний сдвиг; (б) правосторонний сдвиг; (в) взброс; (г) сброс.

мощным осадочным слоем, так что глубинные подземные нарушения не появляются на земной поверхности. Судя по степени сейсмической активности этого района, правильным представляется последнее предположение.)

По существу многочисленные разломы невидимо существуют по всей территории Японских островов (за исключением нескольких определенных районов), так что весь архипелаг в целом — одна широкая разломная зона. В такой области бывает, что отдельные землетрясения не обязательно соответствуют активным разломам, выявленным геологическими методами. Как отмечалось ранее, никаких сейсмических разрывов не было найдено для 60% разрушительных землетрясений ($M \geq 6,5$), происшедших в Японии, так что имеется значительное число землетрясений, очаги которых не вышли на земную поверхность. По-

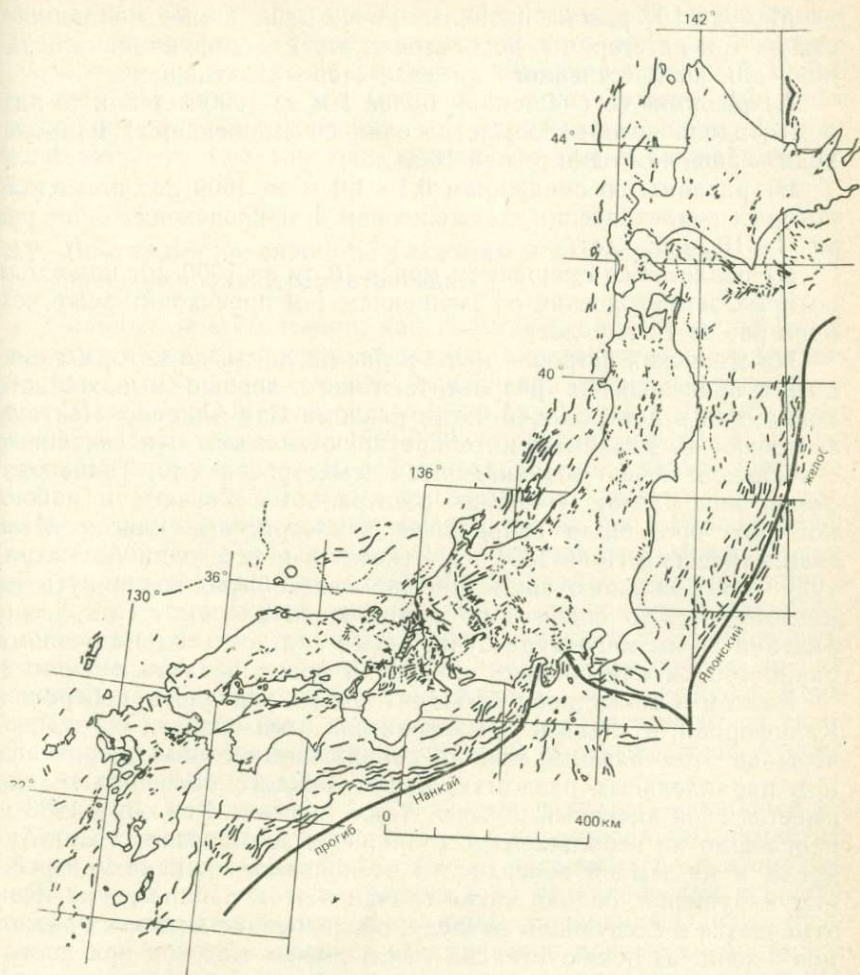


Рис. 8.3. Размещение активных разломов на Японских о-вах и в окружающих морях [9]. © 1980 Univ. of Tokyo Press.

этому было бы ошибкой слишком надеяться на карты распределения активных разломов, имеющиеся в настоящее время. Тем не менее в случае всех без исключения сильных мелкофокусных землетрясений разломы или деформации горных пород, связанные с землетрясениями, были идентифицированы. Несомненно, распределение активных разломов — важный опорный материал, показывающий линии сейсмических движений в земной коре.

Мацуда [5] разбил активные разломы по степени подвижности на три категории и использовал эту классификацию как основу для количественного анализа степени активности:

А) разломы со смещением более 1 м за 1000 лет или те разломы, вдоль которых землетрясения со смещением 1 м происходят чаще, чем один раз за 1000 лет;

Б) разломы со смещением 0,1—1,0 м за 1000 лет или вдоль которых землетрясения со смещением 1 м происходят один раз за 1—10 тыс. лет;

В) разломы со смещением менее 10 см за 1000 лет или вдоль которых землетрясения со смещением 1 м происходят реже, чем один раз за 10 тыс. лет.

На Японских островах неизвестны разломы, по которым смещения происходят в результате такого хорошо выраженного крипа, как в центральной части разлома Сан-Андреас. Поэтому смещения по разломам интерпретируются здесь как связанные с последовательно возникающими землетрясениями. Такие разломы, как разлом Неодани (центральный Хонсю), в районе которого произошло сильнейшее землетрясение класса $M=8$ (землетрясение Ноби 1891 г.), относятся к категории А. Магнитуду максимального землетрясения, способного возникнуть на разломе, можно оценить по длине этого разлома. При длине разлома 20 км магнитуда будет около 7, а когда длина разлома равна 100 км или больше, магнитуда может оказаться около 8.

Разлом Сан-Андреас проходит вдоль западного побережья Калифорнии, и главные землетрясения этой области сосредоточены на этом разломе или на сопряженных с ним оперяющих или параллельных разломах, и для каждого большого толчка имеется свой активный разлом. Землетрясение Коалинга 1983 г. произошло на небольшом расстоянии от зоны разлома Сан-Андреас, и на земной поверхности не появилось никаких разрывных нарушений, однако такие случаи в этом районе редки. Как отмечается в следующем разделе, обследование активных разломов — один из исключительно эффективных методов при долгосрочном прогнозе землетрясений в этой области.

В северном Китае сильные землетрясения раньше происходили в целом вдоль зон разломов, но схема тектонических нарушений этого района очень сложна и состоит из пересекающихся систем разломов. Предполагается, что сильные землетрясения приурочены к местам концентрации напряжений в узлах пересечения разломов (например, [4]).

Мне хочется предупредить читателя, что использование термина «активный» по отношению к разломам не соответствует его использованию в словосочетании «активные вулканы». Активные (действующие) вулканы — это те вулканы, которые извергались в историческое время. Но необходимо отдавать себе отчет в том, что термин «активный разлом» следует понимать

в широком смысле, включающем, как отмечалось выше, проявления активности в течение геологического времени. Соответственно этому выделение активных разломов категорий Б и В просто означает, что это место более подвержено процессам возникновения землетрясений, чем окружающие площади, и не означает, что землетрясение произойдет там в ближайшем будущем.

8.2. Повторные подвижки по разломам и долгосрочное прогнозирование землетрясений

Сильные землетрясения, как полагают, происходят повторно в одних и тех же местах, и данные о сильных землетрясениях прошлого были использованы для оценки времени повторяемости землетрясений, которое для прогиба Нанкай в Японии и для южного Чили составляет 100—200 лет (например, [1, 3]). Если сильным землетрясениям действительно свойственна повторяемость, можно оценить время повторения и известно, когда произошло предыдущее сильное землетрясение, то возможно грубо оценить близость следующего сильного землетрясения. Примером может служить землетрясение Нанкайдо, рассмотренное в гл. 2. Делались также попытки найти вероятность следующего землетрясения для каждого района, входящего в Тихоокеанский сейсмический пояс, путем оценки времени повторения по сейсмическим данным прошлого (например, [10]). Сайкс и Квитмейер [15] доказывали, что время повторения зависит от таких факторов, как скорость движения плит и размер зоны испаривания при землетрясении.

Как указано в разд. 8.1, активные разломы — наиболее вероятные кандидаты в качестве мест будущих сильных землетрясений, и если сильные землетрясения неоднократно повторялись там в прошлом, то знание истории их возникновения исключительно важно для долгосрочного прогнозирования. Однако число мест, для которых имеются сейсмические данные за более или менее длительный период, ограничено, а исторические документы охватывают не более чем несколько сотен лет или в лучшем случае несколько тысячелетий. Поэтому топографические и геологические методы остаются важными средствами изучения прошлой сейсмической истории. В последнее время важность таких полевых исследований стала вполне понятной и поиски активных разломов продолжают. В этом случае время землетрясения оценивается преимущественно с использованием изотопа углерода ^{14}C и других изотопов, с помощью которых определяется возраст соответствующего слоя.

При грубой классификации можно выделить 4 различных метода [13]. Первый — это метод оценки времени прошлого сильнейшего землетрясения в зоне глубоководного желоба пу-

тем прослеживания возраста береговых террас, образовавшихся в результате поднятия при землетрясении. В качестве одного из примеров исследований такого рода в гл. 16 описаны работы в южной части округа Канто в Японии. Во втором методе для оценки (как впервые сделал Уоллес [17]) времени повторяемости землетрясений надвигового типа в Большом Бассейне на западе США применяют морфологию сбросовых уступов. В этом методе используется зависимость угла наклона сбросового уступа от возраста землетрясения, сформировавшего этот уступ.

Третий метод опирается на смещения форм ландшафта вдоль разломов. Смещение по разломам русел рек помогает оценить среднюю скорость смещения на разломе сдвигового типа и время отдельных землетрясений. Самые яркие примеры таких сдвинутых геоморфологических элементов можно видеть на разломе Сан-Андреас. Детально изучая смещение русел водных потоков в долине Уоллис-Крик на разломе Сан-Андреас, Си обнаружил [11], что за последние 3800 лет общее смещение составило 130 м, а каждая отдельная подвижка равнялась примерно 10 м. Подобное же смещение было также выделено на нескольких разломах западной Японии. В частности, выяснилось, что Срединная тектоническая линия, длина которой достигает 500 км, — это крупнейший активный разлом на Японских островах (например, [2, 8]).

Четвертый метод включает проходку траншей с целью обнажить подповерхностные проявления активных разломов. Внимание здесь обращается на сдвиги и деформацию молодых осадков во время землетрясений. Прослеживая их в прошлое, оценивают время возникновения прошлых землетрясений и таким образом выясняют сейсмическую историю. Си [11, 12] использовал проходку траншей у пункта Паллет-Крик и в других местах вдоль разлома Сан-Андреас для изучения сейсмической истории. Он установил, что сильные землетрясения, подобные сильному землетрясению Форт-Техон 1857 г., происходили здесь в прошлом 6 раз со средней повторяемостью 160 лет. На рис. 8.4 приведена часть результатов, полученных при обследовании траншей у Паллет-Крик. Показан вертикальный разрез, пересекающий плоскость разлома под прямым углом. Ясно распознается разрыв, вызванный событием V примерно в 1470 (± 40) г. После выполнения этой работы данный метод активно применяется в США, Японии и других странах. В Японии работы этим методом проводятся в таких местах, как разлом Ямасаки, разлом Танна и Срединная тектоническая линия. Например, на разломе Танна в 1930 г. произошло землетрясение Кита — Идзу ($M=7,3$) со сдвиговым смещением на 2—3 м. Было установлено, что такие землетрясения происходили здесь и раньше с интервалом порядка 1000 лет [16].

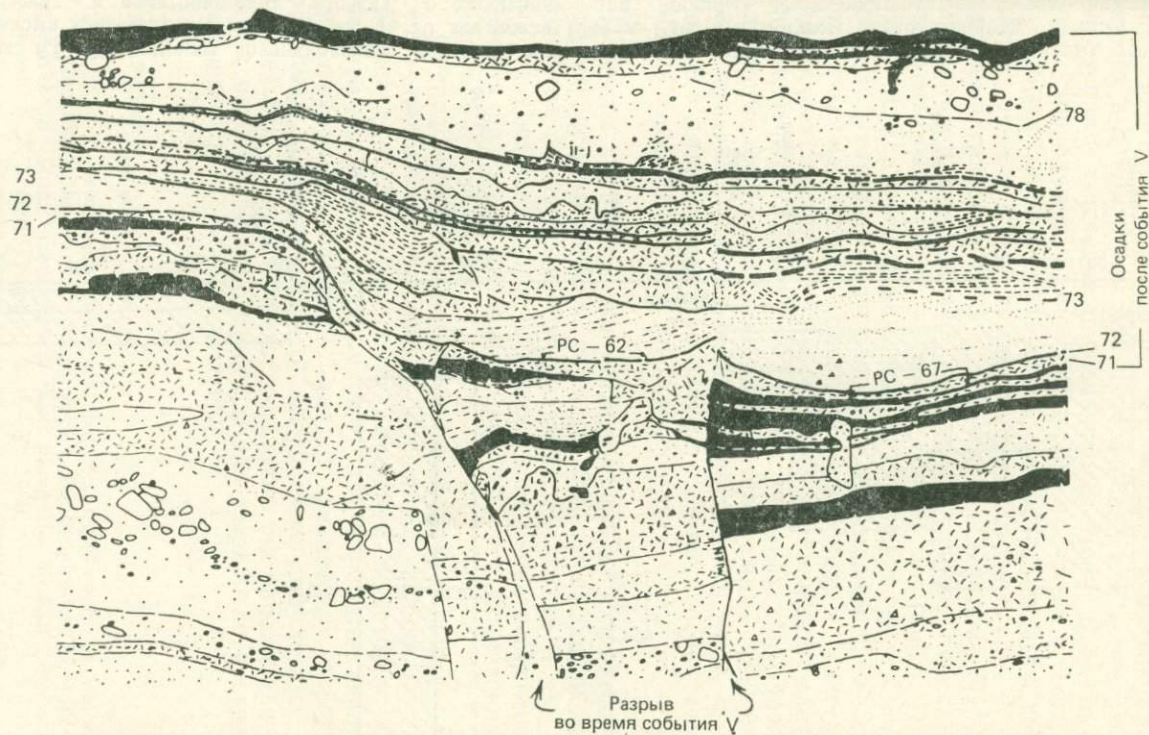


Рис. 8.4. Разрез горной выработки (траншеи), пройденной поперек разлома Сан-Андреас в центральной Калифорнии. Вертикальный разрез, пересекающий разлом, показывает совершенно четко, что подвижка по разлому (событие V) произошла в 1470 (± 40) г. [11].

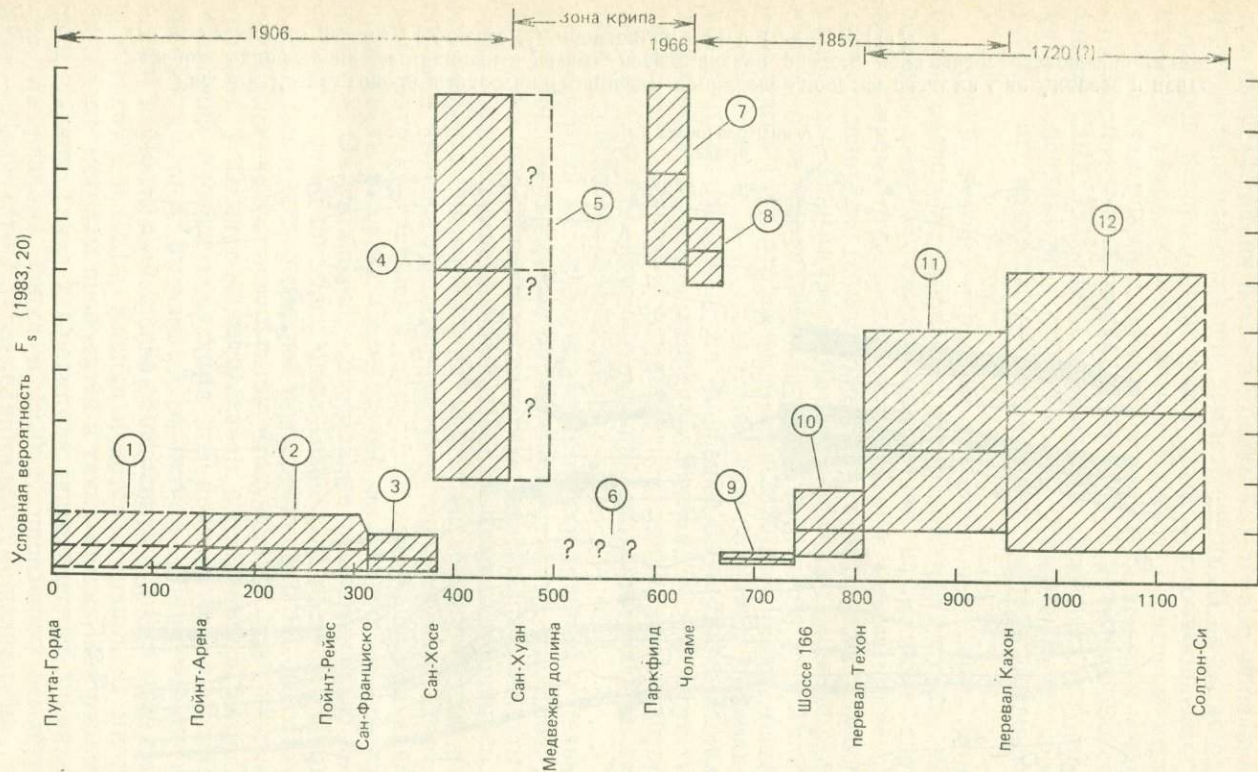


Рис. 8.5. Вероятности возникновения сильных, вспарывающих плиту землетрясений для отдельных отрезков разлома Сан-Андреас, Калифорния, на 20 лет после 1984 г. Рассчитаны путем использования данных об исторических и доисторических толчках, о смещениях при прошлых землетрясениях, скоростях движения по разломам, тектоническом подобии [14].

Таким образом, с развитием исследований активных разломов стало ясно, что сильные землетрясения многократно повторяются в одном и том же месте с более или менее постоянным интервалом в течение длительного времени. В частности, скорость смещения по разлому Сан-Андреас очень велика, и поэтому события повторяются через сравнительно короткое время. Важно отметить, что землетрясения того же класса ($M=6,5$), как землетрясение 1966 г., происходят в районе Паркфилда в центральной Калифорнии весьма регулярно, через короткий, как отмечалось ранее, интервал 20—30 лет (см. ч. I). Вероятность возникновения землетрясений оценивается таким способом для всего активного разлома Сан-Андреас. При этом в расчет принимаются не только исторические и доисторические сейсмические данные, но и скорость перемещения плит, состояние ползучести (крипа) на разных участках этого разлома, характерные особенности сейсмического режима (например, модель, предсказывающая время землетрясения, — см. ч. I) и т. д. Рис. 8.5 иллюстрирует вероятность возникновения землетрясений на следующие 20 лет, полученную Сайксом и Нишенко [14].

Периоды повторяемости землетрясений на активных разломах Японии очень длительны, порядка 1000 лет и больше, ввиду чего подобные оценки здесь затруднены. Весноуски и др. [18] пытаются построить карту сейсмического риска на основе распределения активных разломов (рис. 8.3) и сейсмических данных за историческое время.

Обследование активных разломов направлялось на определение положения разломов, их длины, величины смещения, средней длительной скорости смещения и истории активного развития разлома. Но в будущем такие работы, вероятно, будут переориентированы на анализ физических характеристик разломов. Ожидается, что получаемые результаты сыграют важнейшую роль в качестве основного материала для предсказаний на отдаленное будущее и для выработки программ наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ando M. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, 119—140, 1975.
2. Kaneko S. Transcurrent displacement along the Median Line, southwestern Japan. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 9, 45—59, 1966.
3. Kelleher J. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77, 2087—2103, 1972.
4. Ma Z. Multipoints (concentrated) stress field and earthquakes in north China crust. *Seismol. Geol.*, 2, 39—47, 1980.
5. Matsuda T. Magnitude and recurrence interval of earthquakes from a fault. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2], 28, 269—283 [in Japanese], 1975.
6. Matsuda T. Earthquake scars. In "Earthquake Prediction Techniques" (Toshi

- Asada, ed.), pp. 31—59. Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 1982. [Русский перевод в кн.: Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии.— М.: Недра, 1984, с. 39—66.]
7. *Mogi K.* Fracture and flow of rocks under high triaxial compression. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1255—1269, 1971.
 8. *Okada A.* Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, No. 18, pp. 79—108, 1980.
 9. Research Group for Active Faults. "Active Faults in Japan — Sheet Maps and Inventories". Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 1980.
 10. *Rikitake T.* Recurrence of great earthquakes at subduction zones. *Tectonophysics*, **35**, 335—362, 1976.
 11. *Sieh K. E.* Pre-historic large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3907—3939, 1978.
 12. *Sieh K. E.* Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **68**, 1421—1448, 1978.
 13. *Sieh K. E.* A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 181—207. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
 14. *Sykes L. R., Nishenko S. P.* Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto, and Imperial faults, California, 1983—2003. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5905—5977, 1984.
 15. *Sykes L. R., Quittmeyer R. C.* Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 217—247. AGU, Washington, D. C., 1981.
 16. Tanna Fault Trenching Research Group. Trenching study for Tanna fault, Izu, at Myoga, Shizuoka Prefecture, Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 797—830 [in Japanese], 1983.
 17. *Wallace R. E.* Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1267—1281, 1977.
 18. *Wesnowsky S. G., Scholz C. H., Shimazaki K.* Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *J. Geophys. Res.* **87**, 6829—6852, 1982.

Глава 9. Разрушение горных пород

Если принять ту точку зрения, что землетрясения возникают в результате разрушения (включая резкие проскальзывания по существующим разломам) в земной коре, логично заключить, что экспериментальные исследования по разрушению и скольжению с трением в хрупких материалах (таких, как горные породы) могут быть мощным средством для выяснения того механизма, посредством которого глубоко в земной коре возникают землетрясения. С этой целью в лабораториях проводят экспериментальное изучение характера разрушения в горных породах или подобных им материалах при различных условиях (например, эксперименты при высоких давлениях). Этот метод имеет много достоинств по сравнению с полевыми наблюдениями. При полевых наблюдениях обычно неизвестно, где и когда произойдет землетрясение. Поэтому невозможность

наблюдать предвещающие его явления выпадает редко и накопление данных идет недостаточно быстро. В то же время «искусственные землетрясения», обусловленные появлением трещин, и проскальзывание по разрывам в образце можно вызвать столько раз, сколько нужно испытателю, так что этот подход особенно перспективен при изучении предшествующих землетрясению явлений. Кроме того, измерение деформации в гипоцентре, как и измерение напряжения, которые крайне трудно выполнить в естественных условиях, в экспериментах также простое дело. Столь же просто по желанию можно изменить обстановку, в которой происходит образование трещин. Активные эксперименты по образованию трещин, направленные на изучение сейсмических явлений, начали проводить примерно в 1960 г. в Советском Союзе и Японии Шамина, Виноградов, Мадзусима, Моги и др., а около 1965 г. эксперименты по скольжению с трением, основанные на сходных представлениях, поставили в США Брейс, Байерли и др. В настоящее время этот экспериментальный подход активно развивается во всем мире.

В то время как лабораторные эксперименты действительно обладают крупными достоинствами, описанными выше, возникает вопрос, в какой мере наблюдения на небольших образцах применимы к землетрясениям, в очагах которых крупные трещины развиваются в природной среде. Поскольку сильно различаются не только пространственные масштабы, но и масштабы времени, эта проблема оказывается еще более сложной. Поэтому было бы ошибкой просто пытаться применить результаты экспериментов по трещинообразованию в горных породах ко всем случаям настоящих землетрясений. Не упуская это из виду, возможно классифицировать прошлые эксперименты следующим образом.

1. Имеется немало случаев, когда результаты экспериментов и произведенные измерения можно использовать и для изучения естественных землетрясений. Например, скорость упругих волн, измеренная на образцах горных пород, в общем случае применима практически без изменений к земной коре. Кроме того, некоторые экспериментальные выводы — скажем, о том, что при высоком давлении прочность возрастает, что существует переход от хрупкого состояния к пластическому и что образующиеся трещины относятся к категории нарушений сдвигового типа, — можно отнести и к природным процессам.

2. В значительном числе случаев какая-то одна сторона экспериментальных результатов приложима к природным ситуациям. Например, если сделать упрощающее предположение (см. ч. I), что земная кора представляет собой гетерогенную хрупкую среду, и проводить эксперименты на модельном материале с такими свойствами, то по результатам можно будет судить о характере развития трещин в земной коре, имеющей неодно-

родную структуру. Это относится к большинству данных по предвестникам разрушения в горных породах. Такие экспериментальные результаты требуют соответствующей интерпретации. Она может быть только качественной.

3. Имеется также много случаев, когда лабораторные данные крайне трудно применять к природным явлениям. Например, практически невозможно оценить прочность земной коры по прочности образцов горных пород.

Из различных категорий лабораторных результатов в этой главе мы сосредоточим внимание в основном на выводах из тех экспериментов, которые были ориентированы на предсказание землетрясений. На настоящий момент эти результаты сводятся к следующему.

1. Когда к неоднородному хрупкому материалу прилагается сила, которая возрастает вплоть до его разрушения, то перед возникновением главного разрыва появляются микротрещины и они предвараются следующими явлениями. Число упругих толчков (т. е. импульсов акустической эмиссии) возрастает, а соотношение магнитуда — частота повторяемости изменяется (величина b уменьшается); меняется пространственное распределение толчков (например, [15, 17, 18]). Кроме того, происходят рост дилатансии (например, [4, 14]) и уменьшение скорости упругих волн, проходящих через среду (например, [14]). Если в образце горной породы присутствует поровая жидкость, наблюдается уменьшение электрического сопротивления [3] и изменяется геоэлектрический потенциал [8]. В большей или меньшей степени эти предшествующие явления можно ожидать и при настоящих землетрясениях, и они действительно часто наблюдались как предвестники сильных землетрясений (например, форшоки).

2. С тех пор как Байерли и Брейс [5] начали эксперименты по прерывистому скольжению, исходя из представления, что землетрясения происходят в результате резкого прерывистого проскальзывания по существующим разломам, проведены измерения различных явлений, предшествующих таким внезапным подвижкам (см. ч. I). Отмечено, что перед резкой подвижкой усиливается асейсмическое скольжение [19], появляется аномальная деформация в окрестности разрыва (например, [7]), меняется давление порового флюида (например, [13]) и часто возрастает уровень наблюдаемой акустической эмиссии [21].

Позже мы рассмотрим вопрос о том, что же больше похоже на естественные землетрясения — разрушение ранее ненарушенного образца горной породы или прерывистое скольжение на существующем искусственном разломе. В любом случае, как указано в ч. I, возможность возникновения каких-либо явлений, предварающих либо образование главной трещины, либо резкую подвижку, сильно зависит от механической неоднород-

ности среды или плоскости скольжения. Представление о том, что неоднородность земной коры — важный фактор, определяющий характер возникновения землетрясений, в том числе предвестников, получило еще более конкретное выражение в барьерной модели [1, 6] и модели шероховатости (например, [9]), которые получили общее признание. Здесь мы рассмотрим интерпретацию, согласно которой различия в типе сейсмической активности — это прежде всего следствие неоднородности земной коры в том месте, где возникает землетрясение, или следствие неоднородного распределения напряжений (или высокой степени концентрации напряжений) в этом месте.

Для имитации землетрясений Мого [16] провел эксперименты по разрушению разных типов хрупких материалов с различной степенью неоднородности. Были получены три типа последовательностей искусственных землетрясений (упругих толчков, или импульсов акустической эмиссии): 1) главный толчок — афтершоки, 2) форшоки — главный толчок — афтершоки, 3) рой толчков. Эксперименты привели к выводу, что эти типы являются следствием различий в структурной однородности среды или в степени неоднородности распределения напряжений (рис. 9.1). Тип 1 соответствует случаям однородности, тип 2 — умеренно неоднородным случаям, тип 3 — крайне неоднородным случаям.

Когда все виды последовательностей естественных землетрясений Японии были проанализированы исходя из этих экспериментальных результатов, было обнаружено, что их действительно можно разбить на три выделенных типа и что эти типы не распределены по площади случайным образом, а показывают четкую региональную приуроченность. Если тип последовательности землетрясений определяется такими факторами,

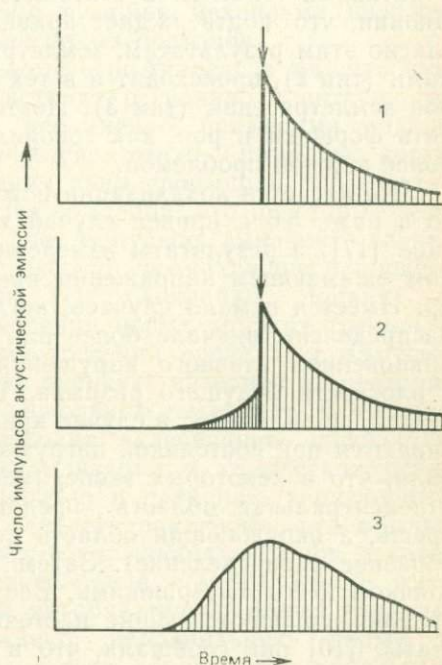


Рис. 9.1. Три способа проявления акустической эмиссии, обнаруженные в модельных экспериментах по возникновению землетрясений: 1) главный толчок — афтершоки, 2) форшоки — главный толчок — афтершоки, 3) рой [16].

как неоднородность строения земной коры, эта приуроченность к определенным районам вполне понятна. Рис. 5.30 иллюстрирует однородность, или степень раздробленности, земной коры, оцениваемую по различиям в типах сейсмической активности. Приведенная схема в целом согласуется с результатами, полученными по таким данным, как размещение вулканических зон и активных элементов тектонической структуры земной коры Японии, что подтверждает правильность такого подхода. Согласно этим результатам, землетрясения, предвараемые форшоками (тип 2), происходят и в тех районах, где часто возникают рои землетрясений (тип 3). Поэтому вопрос о том, как различить форшоки и рои, как говорилось в гл. 5, становится еще более важной проблемой.

Что касается локализации источников акустической эмиссии, то в разд. 5.6 я привел случай трещин, возникающих при изгибе [17], а результаты измерений при одноосном или трехосном сжимающем напряжении приведены в работах [12, 18] и др. Имеется немало случаев, когда гипоцентры, которые были распределены вначале более или менее однородно, перед возникновением главного нарушения стремились сосредоточиться в плоскости будущего разрыва. Такая тенденция ясно распознается, по-видимому, в случае криповых разрывов, которые развиваются при постоянной нагрузке. Кусуносе и др. [11] наблюдали, что в некоторых экспериментах по одноосному сжатию гипоцентральная область представляет собой сейсмическую брешь, а окружающая область становится активной (кольцеобразное распределение). Затем брешь заполняется главным толчком и его афтершоками. Все это выглядит похожим на явления, сопровождающие настоящие землетрясения. В другой статье [10] они сообщали, что в случае искусственных землетрясений, возникающих при высоком уровне напряжений перед появлением главной трещины, преобладают высокочастотные колебания. В то же время Уцу [20] проанализировал многочисленные землетрясения, происходившие в Японии и вокруг нее, и указал, что перед сильным землетрясением отмечается тенденция к преобладанию высокочастотных сейсмических волн при землетрясениях, возникающих на данной площади. Возможно, это отражает обстановку высоких напряжений перед землетрясением.

Как отмечалось выше, активно проводятся эксперименты по скольжению с трением вдоль искусственных нарушений. Они основаны на представлении о том, что землетрясения возникают вследствие резких подвижек по существующим разрывам (см. ч. I). В зависимости от температуры, давления и состояния плоскости разрыва происходит прерывистое проскальзывание, переходящее в стабильное скольжение (например, [2]). Явления, предварающие резкие проскальзывания по ис-

кусственным нарушениям, в большинстве случаев не так четко выражены, как в случае трещинообразования в ненарушенной породе, но с помощью высокоточных измерений все же удается выделить деформационные аномалии и усиление акустической эмиссии. Поэтому возникает вопрос, происходят ли природные землетрясения в результате прерывистого скольжения, наблюдаемого в лаборатории, или же с помощью механизма, похожего на разрушение первоначально целых образцов.

В округе Паркфилд на разломе Сан-Андреас в Калифорнии умеренные землетрясения происходят регулярно с интервалом 20—30 лет, и в этом случае, несомненно, применима модель прерывистого скольжения. Имеются также примеры, когда можно думать, что землетрясения явно произошли в результате появления новых трещин. Нет сомнений, что некоторые землетрясения из сейсмического роя Мацусиро (Япония), начавшегося в 1965 г., и рои землетрясений, возникавшие в процессе образования купола вулкана Усу (Хоккайдо, Япония) в 1977 г., были результатом появления новых хрупких трещин в земной коре. Большинство землетрясений происходит на существующих разломах, и, согласно оценкам, интервал их повторяемости составляет от 100 до нескольких тысяч лет. В течение этого времени, вероятно, происходит залечивание плоскостей разрывов в результате рекристаллизации и химических реакций в условиях высоких температур и давлений, характерных для глубоких недр. Поэтому следует заключить, что обычно землетрясения возникают путем вспарывания разломов, в которых залечивание достигло определенной степени. Кроме того, плоскости разломов в природе не обязательно всегда гладкие, как искусственные разрезы, имеют неправильную форму и скольжение реализуется в результате образования локальных трещин, обусловленных концентрацией напряжений. Поэтому полагают, что реальная ситуация, в которой возникают предвестники, заключена между двумя упомянутыми выше случаями. Не упуская из виду, что землетрясения возникают благодаря различным механизмам, можно сказать, что большинство подземных толчков происходит в результате возникновения трещин сдвига вдоль разлома в земной коре.

Лабораторный процесс приложения силы к образцу горной породы или подобного материала и измерения возникающей деформации, акустической эмиссии, электромагнитных явлений и т. п., продолжающихся вплоть до разрушения образца, — все это соответствует наблюдениям движений земной коры, землетрясений, электромагнитных изменений и т. д. Поэтому, как и было отмечено в самом начале, лабораторные методы благодаря полному использованию всех их возможностей сыграли самостоятельную роль в выяснении физических механизмов различных предшествующих землетрясениям явлений и в

их интерпретации, и многое ожидается от этих методов в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aki K.* Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1640—1648, 1979.
2. *Brace W. F.* Recent laboratory studies of earthquake mechanics and prediction. *J. Phys. Earth*, **25**, Suppl., S185—S202, 1978.
3. *Brace W. F., Orange A. S.* Electrical resistivity changes in saturated rock under stress. *Science*, **153**, 1525—1526, 1966.
4. *Brace W. F., Paulding B. W., Scholz C.* Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, **71**, 3939—3954, 1966.
5. *Byerlee J. D., Brace W. F.* Stick-slip, stable sliding and earthquakes — effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness. *J. Geophys. Res.*, **73**, 6031—6037, 1968.
6. *Das S., Aki K.* Fault planes with barriers: versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5658—5670, 1977.
7. *Dieterich J. H.* Preseismic fault slip and earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3940—3948, 1978.
8. *Ishido T., Kurita K., Mizutani H.* Variation in electric potential accompanying rock fracture. *Proc. Conductivity Anomaly Res.* 1978, pp. 123—128 [in Japanese], 1978.
9. *Kanamori H.* The nature of seismicity patterns before major earthquakes. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 1—19, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
10. *Kusunose K., Yamamoto K., Hirasawa T.* Source process of microfracture in granite with reference to earthquake prediction. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser 5, **26**, 111—121, 1980.
11. *Kusunose K., Nishizawa O., Onai K.* AE gap in a rock under uniaxial compression. *J. Seismol. Soc. Jpn.* [2] **35**, 91—102 [in Japanese], 1982.
12. *Lockner D., Byerlee J. D.* Acoustic emission and fault formation in rocks. In "Proceedings 1st Conference, Microseismic Activity in Geological Structures and Materials" (H. R. Hardy and F. W. Leighton, eds.), Ser. Rock and Soil Mech., **2**, 99—107, 1977.
13. *Logan J. M.* Creep, stable sliding, and premonitory slip. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 773—789, 1978.
14. *Matsushima S.* Variation of the elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. *Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **32**, 2—8, 1960.
15. *Mogi K.* Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **40**, 125—173, 1962.
16. *Mogi K.* Some discussions of aftershocks, foreshocks and earthquake swarms — the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena (3). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **41**, 615—658, 1963.
17. *Mogi K.* Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks (1). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **46**, 1103—1125, 1968.
18. *Scholz C. H.* Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1447—1454, 1968.
19. *Scholz C. H., Molnar P., Johnson T.* Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for earthquake mechanism. *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392—6406, 1972.
20. *Utsu T.* Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan. *J. Phys. Earth* **28**, 361—384, 1980.
21. *Weeks J., Lockner D., Byerlee J.* Changes in *b* values during movement on cut surfaces in granite. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 333—341, 1978.

Часть III

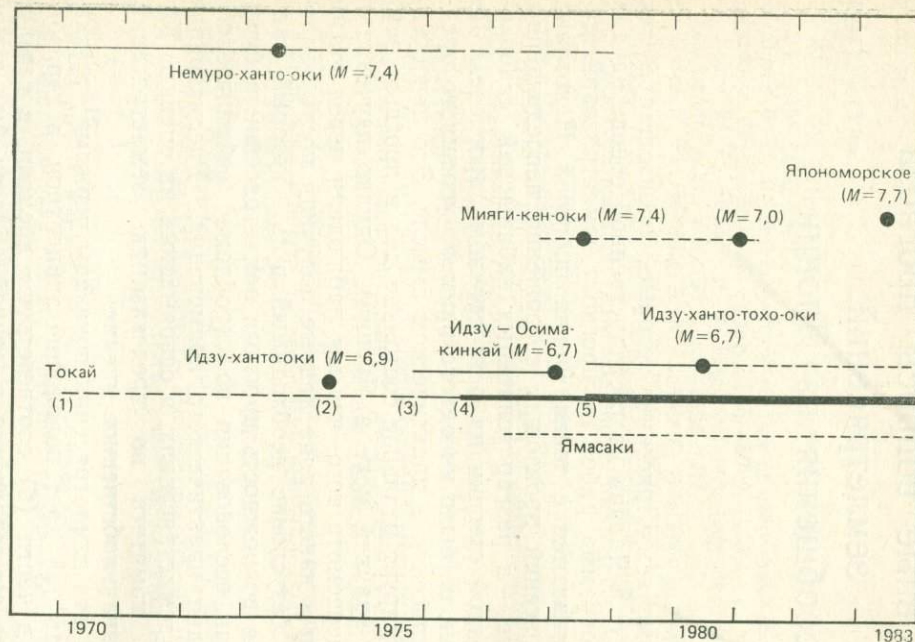
Основные вопросы прогноза землетрясений: сообщения из Японии

В ч. III основные землетрясения, которые произошли с тех пор, как в 1965 г. в Японии на государственной основе начала выполняться программа работ по прогнозу землетрясений, детально рассматриваются с точки зрения прогноза. Некоторые из этих землетрясений произошли совершенно непредвиденно, тогда как другие — в разгар усиленных наблюдений, основанных в определенной степени на долгосрочном прогнозе. До сих пор в Японии не было ни одного примера успешного предсказания землетрясения в практическом смысле. Это непосредственно демонстрирует реальное состояние дел в прогнозе землетрясений (по крайней мере в Японии). Однако изучение и внимательный пересмотр того, что мы наблюдали перед этими землетрясениями и какого рода данные получили после землетрясений, — это безусловно необходимый путь, который надо пройти, оценивая возможность прогноза землетрясений в будущем и продвигая исследования по проблеме сейсмического прогноза к стадии практического применения. Рассматривая данные об этих землетрясениях, я основываюсь на оценках Координационного комитета по предсказанию землетрясений, а также высказываю собственное мнение.

На рис. III.1 эти землетрясения показаны черными кружками, причем часть (а) дает положение эпицентров, а горизонтальные линии в части (б) соответствуют времени, в течение которого прогноз землетрясения в данной области был темой обсуждения. Штриховые линии, тонкие и жирные сплошные линии выражают степень интереса к прогнозу землетрясений в этом районе. Например, на основе идеи о сейсмических брешах в 1965 г. было указано на возможность землетрясения у берегов полуострова Немуро на Хоккайдо, а после землетрясения, происшедшего в 1969 г. вблизи острова Шикотан, данная область стала объектом особого внимания как единственная часть региона, которая еще не подверглась вспарыванию. Наконец, в 1973 г. там произошло землетрясение с $M=7,4$. С тех пор продолжаются споры о том, высвободило ли это землетрясение всю энергию, запасенную в земной коре данного региона, или же часть энергии сохранилась и возможно еще одно землетрясение. На рис. III.1, б по горизонтальной оси указано время, в продол-



(a)



(б)

Рис. III.1. (а) Размещение землетрясений и районов, привлекавших наибольшее внимание с начала 1970-х годов с точки зрения исследований по прогнозу землетрясений в Японии, и (б) время, когда они привлекали такое внимание. Крупные черные кружки — сильные разрушительные землетрясения; маленький кружок — землетрясения на разломе Ямасаки; горизонтальные линии — время, в течение которого научные работники и широкая общественность проявляли интерес к возможности возникновения сильного землетрясения (толщина линии указывает на степень такого интереса). (По Могги, 1981, с изменениями.)

жение которого подобные проблемы прогноза землетрясений привлекали внимание. Обозначены также район Токио и район Токай, где еще не произошло сильных землетрясений. Они будут предметом обсуждения в ч. IV.

Глава 10. Землетрясение Немуро-ханто-оки 1973 г. ($M=7,4$)

10.1. Предсказания перед землетрясением

Землетрясение Немуро-ханто-оки заслуживает особого упоминания как действительно случившееся событие, которое произошло там, где его удалось заранее предсказать, исходя из данных о долговременной сейсмической активности и движениях земной коры. В 1965 г. Федотов [1] указал, что область от полуострова Немуро (Хоккайдо) до экватории острова Шикотан представляет собой ненарушенный участок, в котором сильнейших землетрясений не было несколько десятилетий (т. е. что это сейсмическая брешь первого рода). В 1968 г. Уцу [10] сообщил, что активность исключительно слаба на месте гипоцентральной области землетрясения Немуро-ханто-оки 1894 г. В статье 1969 г. о сейсмической активности в Японии [5] я также отметил брешь между полуостровом Немуро и островом Шикотан и указал, что существует возможность возникновения сильнейшего землетрясения в этой сейсмической бреши в ближайшем будущем.

Область между полуостровом Немуро и окрестностью острова Шикотан представляла собой очень обширную брешь, но в августе 1969 г. землетрясение с магнитудой $M=7,8$, происшедшее у берегов острова Шикотан, заполнило северо-восточную часть этой области, так что брешь осталась только у полуострова Немуро (рис. 10.1). Таким образом, очаговая область ожидаемого землетрясения у полуострова Немуро значительно сузилась, и наблюдатели стали думать, что землетрясение должно произойти там в ближайшем будущем. В мае 1968 г. сильнейшее землетрясение ($M=7,9$) произошло в море у восточного побережья северного Хонсю (преф. Аомори), и обращенная к суше сторона желоба от преф. Аомори до острова Уруп оказалась более или менее полностью занята сильнейшими землетрясениями класса $M\sim 8$ (см. рис. 10.4). Ввиду существования бреши после Шикотанского землетрясения 1969 г. Уцу [11] снова указал (на собрании Координационного комитета по предсказанию землетрясений в ноябре 1969 г.) на возможность землетрясения в районе полуострова Немуро. В дополнение к особенностям сейсмичности стало ясно, что восточная часть

Хоккайдо находилась в состоянии значительного сжатия в север-северо-западном направлении (горизонтальная деформация составляла примерно $1-2 \cdot 10^{-5}$) в течение последних нескольких десятилетий (см. разд. 4.1) и что вблизи полуострова Немуро происходило устойчивое опускание (рис. 10.2). Эти данные давали сильные основания предполагать возникновение землетрясения [2]. Справедливости ради надо все же сказать, что никаких ясных данных о том, когда оно произойдет, не

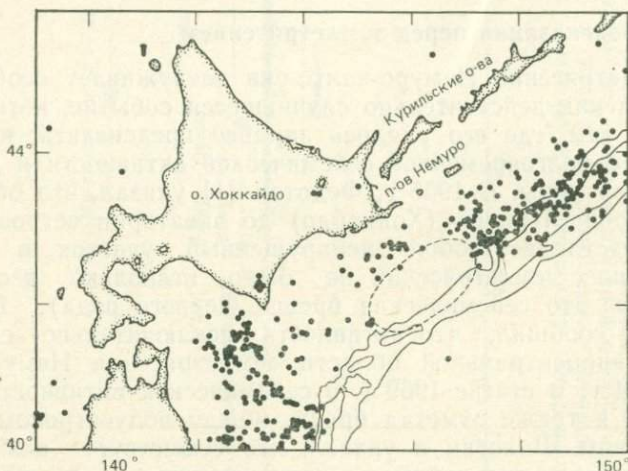


Рис. 10.1. Распределение эпицентров, показывающее сейсмическую брешь второго рода в акватории п-ова Немуро, Хоккайдо. Точками обозначены эпицентры землетрясений 1961—1970 гг. с $M \geq 5$ и глубиной < 60 км [12].

было. И Уцу [12], и Рикитакэ [7] рассчитали вероятность возникновения землетрясения: Уцу — по интервалу между сильнейшими землетрясениями, происходившими в этой области в прошлом, Рикитакэ — путем сравнения величины относительной деформации коры с предельной деформацией в других областях. Оба результата важны для долгосрочного прогнозирования, но они не могли указать определенно, когда произойдет землетрясение.

Ожидаемое землетрясение незадолго до того, как оно произошло, характеризовали следующими основными чертами [13].

1. Поскольку размер брешы между областями афтершоков землетрясения Токати-оки 1952 г. и Шикотанского землетрясения 1969 г. составляет около 150 км, готовящееся землетрясение должно быть класса $M \sim 8$ и следует ожидать сейсмических сотрясений и цунами примерно такой же интенсивности, как во время землетрясения Немуро-ханто-оки 1894 г.

2. Как и при других сильнейших неглубоких землетрясениях на обращенной к суше стороне желоба, механизм очага должен быть типа подвижки по пологому надвигу.

3. Хотя предсказать время ожидаемого землетрясения трудно, но, поскольку Шикотанское землетрясение произошло в соседнем районе в 1969 г. и только участок у полуострова Не-

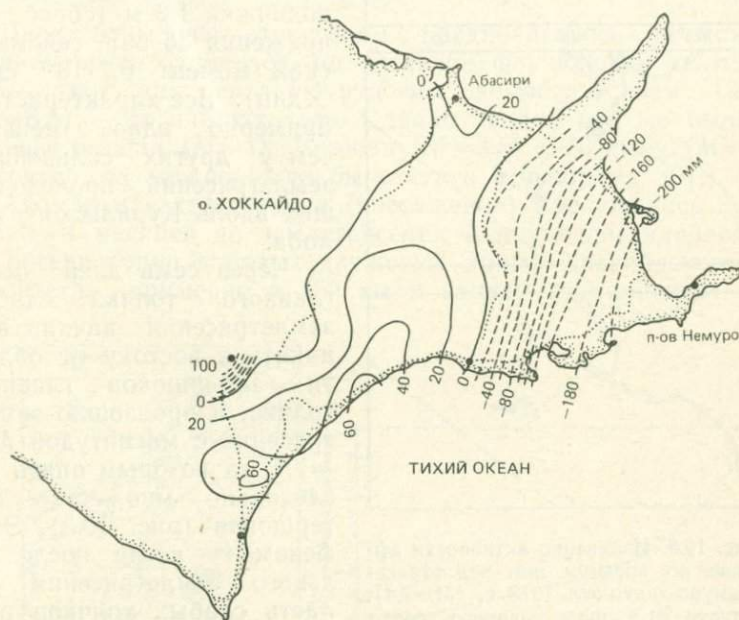


Рис. 10.2. Вертикальные движения поверхности грунта в восточном Хоккайдо между 1955 и 1970 гг. Сплошные линии — поднятия, штриховые — опускания. Пунктиром обозначены нивелирные ходы. (По данным Института географических съемок [2].)

муро остался незатронутым, землетрясение может произойти очень скоро. Многие землетрясения в этой области предваряются форшоками, поэтому надо внимательно следить, когда начнут возникать толчки в пределах этой брешы.

Большинство специалистов, занятых в проблеме предсказания, практически были согласны с этой характеристикой.

10.2. Основные черты землетрясения

Землетрясение Немуро-ханто-оки произошло в 12 ч 55 мин 17 июня 1973 г. приблизительно в том месте, где предсказывалось. Оно было значительно слабее прогнозной оценки, но афтершоки более или менее заполнили существовавшую раньше

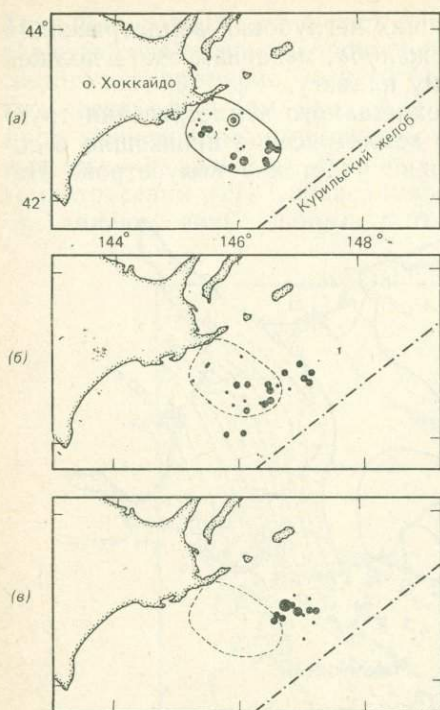


Рис. 10.3. Изменение активности афтершоков во времени при землетрясении Немуро-ханто-оки 1973 г. ($M=7,4$). (а) Спустя 20 ч после главного толчка (показан двойным кружком); (б) спустя 6 сут; (в) еще через 2 дня (большим кружком показано землетрясение с $M=7,1$). После того как область активности слабых афтершоков распространилась на восток, в этом месте возник сильный афтершок с $M=7,1$.

нии 1983 г. Его необходимо учитывать в дальнейшем при предсказании возможности сильного афтершока.

Данные приливных наблюдений и нивелирной съемки, проведенной после землетрясения, обнаружили вертикальное смещение земной коры, связанное с этим землетрясением. В округе Немуро произошло опускание, т. е. подвижка была в том же направлении, в каком до этого наблюдалось медленное движение. Это можно объяснить смещением по разрыву, описанным выше. Однако землетрясение не привело к ожидаемому поднятию и выравниванию устойчиво развивавшейся депрессии на полуострове Немуро, привлекавшей внимание перед землетрясе-

брь. Согласно Симадзаки [8], сейсмический разрыв представлял собой взброс с углом падения 27° к запад-северо-западу ($CЗ\ 297^\circ$), размеры разрыва в очаге были 100×60 км, величина подвижки 1,6 м (сброс напряжения 35 бар, сейсмический момент $6,7 \cdot 10^{27}$ см \times дин). Все характеристики примерно вдвое меньше, чем у других сильнейших землетрясений, происходивших вдоль Курильского желоба.

Через семь дней после главного толчка слабые землетрясения начали возникать к востоку от области афтершоков главного толчка, и произошло землетрясение с магнитудой $M=7,1$, за которым опять последовало множество афтершоков (рис. 10.3). Этот феномен — когда после сильного землетрясения область слабых толчков расширяется и во вновь захваченной области происходит другое сильное землетрясение — наблюдался также при землетрясении Идзу—Осима-кинкай 1978 г. и при Япономорском землетрясе-

нием. Поскольку вряд ли возможно, что это прогибание будет продолжаться вечно, ожидается, что в глубоких недрах возникнет еще одно землетрясение или будет происходить медленное скольжение.

10.3. Дискуссия после землетрясения

Перед этим землетрясением предполагалось возможным возникновение форшоков, но активной форшоковой деятельности — такой, как перед Итурупским землетрясением 1963 г. ($M=8,5$), — не наблюдалось. Однако толчки все же были отмечены: 6 июня ($M=4$), 10 июня ($M=3,5$) и 16 июня ($M=4,3$). Вероятно, их можно было бы считать форшоками [9].

Аномальная деформация (растяжение) наблюдалась в течение 3—4 месяцев до землетрясения в широтном направлении на обсерватории коровых движений Эримо Хоккайдского университета — примерно в 250 км к западу от эпицентра. По-

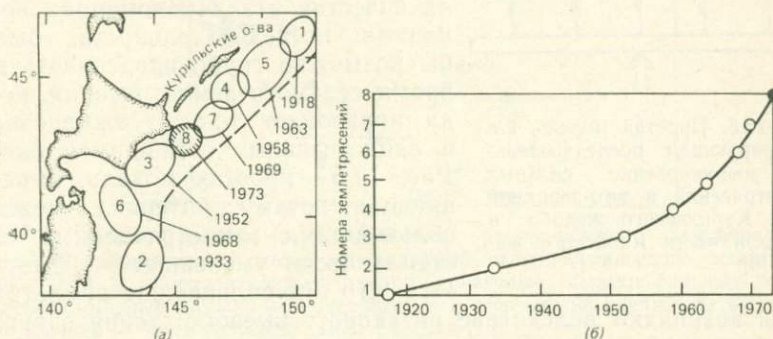


Рис. 10.4. (а) Распределение очаговых областей сильных мелкофокусных землетрясений, которые произошли вдоль юго-западной части Курильского желоба и северной части Японского желоба; землетрясения пронумерованы в порядке их возникновения. (б) График, на котором по вертикальной оси нанесены номера землетрясений, а по горизонтальной — время их возникновения. Землетрясение № 8 (заштриховано) — землетрясение Немуро-ханто-оки 1973 г. [6].

скольку аномалий такого рода не наблюдалось за более чем пятилетний период наблюдений, включавший время этого землетрясения, Касахара [4] расценил это движение коры как возможный предвестник.

Моги [6] указал на определенную регулярность в возникновении сильнейших землетрясений в данной области, и именно эта регулярность послужила главным основанием для предсказания времени землетрясения в районе полуострова Немуро. На рис. 10.4, а показаны очаговые области сильнейших земле-

трясений, происшедших в этом столетии от южной части Курильского желоба до северной части Японского желоба. Видно, что они почти полностью занимают этот отрезок сейсмического пояса, практически нигде не перекрываясь. Я пронумеровал эти землетрясения в хронологическом порядке. Как указано в разд. 1.1, землетрясение Немуро-ханто-оки (№ 8) произошло в единственной брешии, оставшейся после этих последовательных землетрясений. На рис. 10.4, б по горизонтальной оси отложено время землетрясений, а по вертикальной оси — их номера, и видно, что землетрясения укладываются на гладкую кривую.

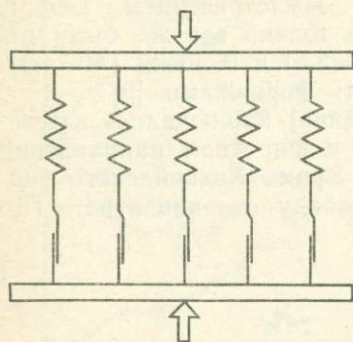


Рис. 10.5. Простая модель, иллюстрирующая последовательное возникновение сильных землетрясений в юго-западной части Курильского желоба и северной части Японского желоба [6].

Постепенное возрастание градиента этой кривой после землетрясения Токати-оки 1952 г. показывает, что интервал между сильнейшими землетрясениями постепенно укорачивается.

Следовательно, если бы нам была известна эта закономерная временная последовательность, было бы возможно грубо предсказать во время седьмого землетрясения, когда произойдет толчок, ожидаемый в единственном оставшемся окне. Рис. 10.5 — простая модель, объясняющая, почему интервал между сильнейшими землетрясениями систематически уменьшается. Считается, что эти сильнейшие землетрясения возникают вследствие внезапного высвобождения сдвиговой формации, когда Тихоокеанская плита сталкивается с Евразийской плитой и пододвигается под нее. Поэтому возможно предположить, что эти две плиты — жесткие тела, и можно изобразить модель, в которой эти тела соединены рядом параллельных пружин с трением. Сильнейшее землетрясение возникает тогда, когда одна из этих пружин сжимается до определенного предела и происходит внезапное проскальзывание трещины. Когда землетрясение (т. е. проскальзывание с трением) произошло, данный элемент временно теряет способность сдерживать давление между пластинами, и это избыточное давление перераспределяется между другими пружинами. Следовательно, вероятность проскальзывания в других частях возрастает. Если проскальзывает элемент второй пружины, давление на остальные пружины увеличивается еще сильнее, способствуя следующей подвижке. При таком механизме интервал между последовательными проскальзываниями должен постепенно укорачиваться. Согласно этой моде-

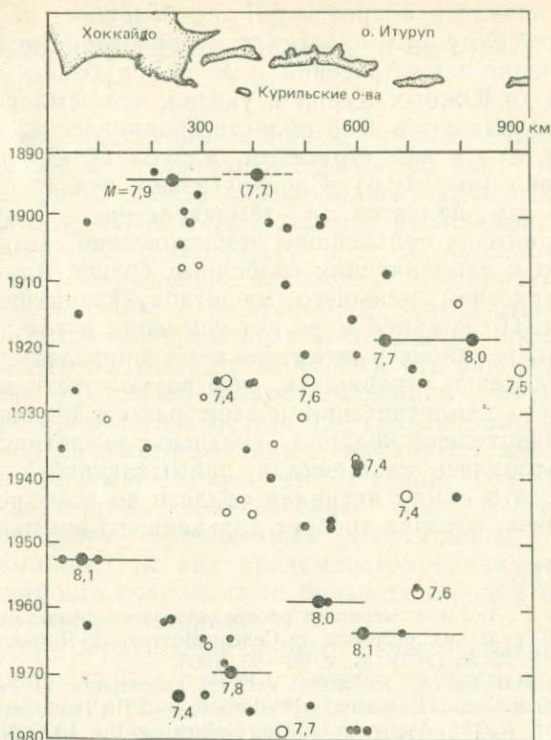


Рис. 10.6. Пространственно-временное распределение землетрясений ($M \geq 6,7$), происшедших вдоль юго-западной части Курильского желоба за 1890—1978 гг. Горизонтальные отрезки — очаговые области сильных землетрясений. Черные кружки — землетрясения с очагами не глубже 80 км, светлые кружки — более глубокие землетрясения [13].

ли, данный механизм постепенно уменьшает интервал между сильнейшими землетрясениями. В описанном случае площадь от южной части Курильского желоба до северной части Японского рассматривается как единая структурная зона.

Землетрясение Немуро-ханто-оки произошло таким образом, что заполнилась ранее предполагавшаяся брешь, но оно отличалось от предсказанного события в нескольких отношениях. Первое отличие — его магнитуда. Несмотря на то что ожидалось землетрясение класса $M \sim 8$, реальная магнитуда $M = 7,4$ оказалась значительно меньшей, чем предполагалось, а величина смещения по разрыву была около 1,6 м. Во-вторых, ожидалось, что прогибание в сторону желоба, означающее сжатие коры в данной области, будет снято землетрясением, но вместо этого землетрясение привело к дальнейшему прогибанию. Затем данные приливных наблюдений стали показывать, что по-

степенно началось поднятие [3], но бóльшая часть депрессии сохраняется. Уцу [13] исследовал пространственно-временное распределение землетрясений с $M=6,7$ и более в области от Хоккайдо до Южных Курил и указал, что землетрясения класса $M\sim 7$ возникают в этой области спорадически, примерно в то же время, что и землетрясения класса $M\sim 8$, происходящие закономерно (рис. 10.6). Следовательно, нельзя спешить с выводами о том, является ли землетрясение Немуро-ханто-оки 1973 г. одним из сильнейших землетрясений, возникающих закономерно и заполняющих свободные бреши, или же это одно из землетрясений меньшего масштаба, возникшее случайно в это время. По крайней мере нет сомнения в том, что напряжение в данном районе в известной мере понизилось, но мы не можем определенно утверждать, что возможности возникновения сильнейшего землетрясения в этом районе больше не существует. Сравнительно недавно сильные землетрясения класса $M\sim 7$ повторялись на площади, примыкающей к этому району с востока; это самая активная область во всем регионе Японских островов, которая требует дальнейшего внимания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии. — Труды ИФЗ АН СССР, № 36 (203). М., с. 66—93, 1965.
2. Geographical Survey Institute. Vertical movements in eastern Hokkaido. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 5, 1—2 [in Japanese], 1971.
3. Kasahara, Keichi. Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a possibility). Pure Appl. Geophys., 113, 127—139, 1975.
4. Kasahara M. Premonitory crustal movement observed at Erimo before the earthquake off the Nemura Peninsula on June 17, 1973. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1976, pp. 3—14 [in Japanese], 1977.
5. Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan (2). Activity before and after great earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 47, 395—417, 1969.
6. Mogi K. Seismic activity and earthquake prediction. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1976, pp. 203—214 [in Japanese], 1977.
7. Rikitake T. Probability of earthquake occurrence as estimated from crustal strain. Tectonophysics, 24, 299—313, 1974.
8. Shimazaki K. Pre-seismic crustal deformation caused by an underthrusting oceanic plate, in eastern Hokkaido. Phys. Earth Planet. Inter., 8, 148—157, 1974.
9. Suzuki S. Micro-earthquake activity in the eastern part of Hokkaido. Rep. Nemuro — Hanto-oki Earthquake, 1973, pp. 155—163 [in Japanese], 1974.
10. Utsu T. Seismic activity in Hokkaido and its vicinity. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 20, 51—75 [in Japanese], 1968.
11. Utsu T. Recent seismic activity and its observation in Hokkaido. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 1—2 [in Japanese], 1970.
12. Utsu T. Large earthquakes near Hokkaido and the expectancy of the occurrence of a large earthquake off Nemuro. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 7, 7—13 [in Japanese], 1972.
13. Utsu T. Nemuro—Hanto-oki earthquake. First Decade Coord. Comm. Earthquake Predict. pp. 79—87 [in Japanese], 1979.

Глава 11. Землетрясение Мияги-кен-оки 1978 г. ($M=7,4$)

В 5 ч 14 мин пополудни (японское стандартное время) 12 июня 1978 г. в море приблизительно в 60 км от восточного побережья северного Хонсю (преф. Мияги) произошло землетрясение с магнитудой $M=7,4$. Эпицентр располагался в точке с координатами $38,22^\circ$ с. ш., $142,11^\circ$ в. д., а глубина очага была около 30 км. Разрушения захватили обширную область префектур Мияги, Ивате и Фукусима. В частности, в Сендае интенсивность сотрясений достигла 5 баллов по шкале Японского метеорологического агентства (ЖМА), что равняется 8 баллам по модифицированной шкале Меркалли (ММ). Значительный ущерб отмечался в местах, где грунты были неустойчивыми, например на восстановленных (насыпных) землях. В последнее время не было случаев, чтобы такой большой город, как Сендай, подвергся землетрясению силой 5 баллов (по шкале ЖМА). Поэтому причиненные повреждения привлекли всеобщее внимание, так как продемонстрировали, насколько возросла уязвимость современных больших городов перед разрушительными землетрясениями.

Землетрясение Мияги-кен-оки было первым сильным землетрясением, происшедшим в зоне желоба со времени создания сети для наблюдения микроземлетрясений. В связи с этим заслуживает особого упоминания то обстоятельство, что здесь со значительной точностью отмечались важные изменения активности землетрясений, и эти изменения, как полагают, характерны для сильных мелкофокусных землетрясений, происходящих в зонах глубоководных желобов.

11.1. Предсказания перед землетрясением

Некоторые исследователи (например, Моги [3], Нагумо [5]) предположили, что, учитывая движения коры и наличие здесь сейсмической брешы, море у побережья преф. Мияги или обширная область, включающая это место, является вероятной очаговой областью будущего сильного землетрясения. Перед самым землетрясением Мияги-кен-оки Сено [6] попытался предсказать место и магнитуду землетрясения на основе последних данных. Поскольку у берегов преф. Мияги существовали сейсмические брешы первого и второго рода, Сено указал на участок акватории в нескольких десятках километров от пункта Кинка-дзан (на восточном побережье преф. Мияги) как на наиболее вероятное место для сильного землетрясения. На рис. 11.1 показано расположение очагов сильных землетрясений ($M \geq 7,5$), происшедших в этой области начиная с 1920 г.

Сено обратил внимание на то, что за последнее время в этом районе не было сильных землетрясений, хотя большие размеры ненарушенного участка означают, что оно может произойти. Особенно важно, что не было сильных землетрясений в области известного землетрясения 1897 г. На рисунке показано также

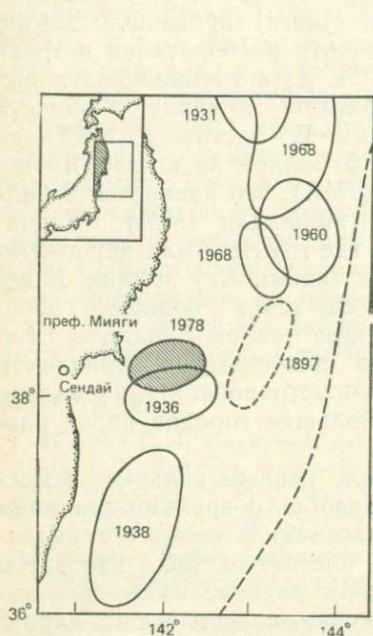


Рис. 11.1. Распределение очаговых областей сильных землетрясений ($M \geq 7,5$), происшедших в зоне Японского желоба начиная с 1920 г. Место землетрясения 1897 г. показано прерывистой линией (овалом). (По данным из работы Сено [6] с добавлением землетрясения 1978 г.)

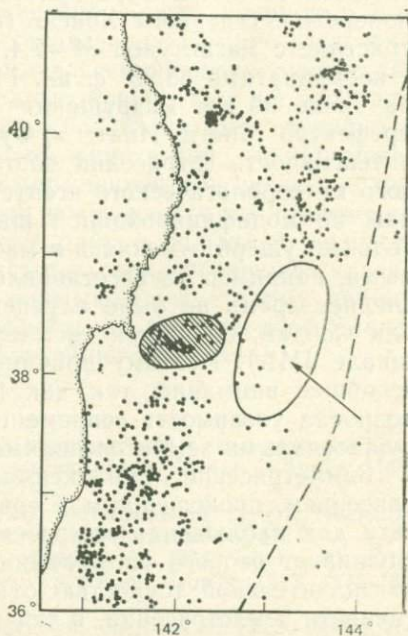


Рис. 11.2. Распределение умеренных и слабых землетрясений, происшедших вдоль Японского желоба между 1970 и 1976 гг., и сейсмическая брешь второго рода (пустой овал), указанная в статье Сено. (Из работы Сено [6] с изменениями.)

местоположение очага землетрясения Мияги-кен-оки 1978 г., но оно не совпало с предсказанием Сено, так как произошло практически в том же месте, где и землетрясение Кинка-дзан-оки 1936 г. ($M=7,7$). Необходимы дополнительные исследования, чтобы выяснить, действительно ли землетрясения 1936 и 1978 гг. произошли в одном и том же месте или же в смежных областях.

На рис. 11.2 представлено распределение умеренных и слабых землетрясений по Сено [6], которое я объединил с рисунками, построенными по материалам каталога Международного

сейсмологического центра (ISC) за 1970—1974 гг. и сейсмологического бюллетеня JMA (1975—1976 гг.). Овалом изображена сейсмическая брешь второго рода, указанная Сено [6], а штриховкой отмечена гипоцентральная область землетрясения 1978 г. Область, обведенную на этом рисунке овалом, Сено считал сейсмической брешью второго рода, потому что в гипоцентральной области сильнейшего землетрясения 1897 г. царил сейсмическое затишье. Как отмечалось выше, землетрясение на этот раз произошло не на площади, обведенной овалом, а в более западном районе. Уцу [9] также указывал, что область у берегов преф. Мияги — это сейсмическая брешь, где происходили лишь немногочисленные умеренные или слабые землетрясения, и район, указанный Уцу, почти точно совпадал с районом, обозначенным в работе Сено.

На рис. 4.2 и 4.4 было уже показано, что триангуляционные пункты от округа Санрику и через всю преф. Мияги за несколько последних десятилетий сдвинулись примерно на 1 м к западу, а поскольку это означает увеличение сжимающего напряжения в этом районе в широтном направлении, на данную область было направлено пристальное внимание как на вероятное место будущего землетрясения. Однако по результатам таких геодезических съемок нельзя предсказать точное положение центра очага.

Подводя итог, можно сказать, что в какой-то мере было предсказано, что землетрясение должно произойти у берегов преф. Мияги в районе, примыкающем с юга к гипоцентральной области землетрясения Токати-оки 1968 г. ($M=7,9$).

11.2. Предшествующие явления

Гипоцентр располагался в открытом море у восточного побережья северного Хонсю, так что предшествующих землетрясению явлений наблюдалось мало. К счастью, однако, перед землетрясением были отмечены интересные изменения в сейсмической активности — отчасти благодаря возможности достаточно точно обнаружения землетрясений в этой области с помощью сети для наблюдения микроземлетрясений Университета Тохоку.

На рис. 11.3 показано расположение главного толчка (M), афтершоков (отмечавшихся в течение суток после главного толчка) и землетрясений, пронумерованных в порядке возникновения ($M \geq 5,5$) и происшедших в этой области за несколько лет до землетрясения 1978 г. [7]. Землетрясение № 5 (F) с магнитудой $M=5,8$ произошло за 8 мин до главного толчка. Примечательно, что эти относительно сильные землетрясения, происшедшие до главного землетрясения, окружали очаговую область (т. е. образуют кольцевое распределение). В частности,

толчок № 4, происшедший 20 февраля 1978 г., был наиболее сильным ($M=6,7$), и район его афтершоков практически при-
мыкает к северному краю области афтершоков главного толчка. Можно сказать, что он непосредственно привел к сильному
землетрясению 12 июня.

Рисунок 11.4 представляет собой проекцию на вертикальную плоскость очагов землетрясений, которые произошли в широт-

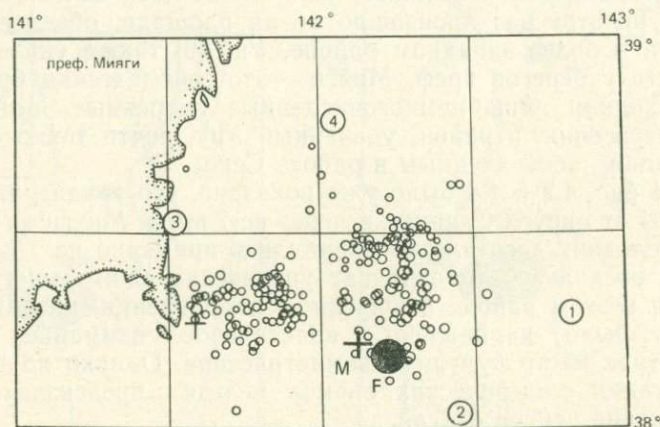


Рис. 11.3. Главный толчок (обозначен буквой М и крестом), форшок (F и черный кружок) и афтершоки (светлые кружки), происшедшие в течение суток после землетрясения Мияги-кен-оки (1978 г., $M=7,4$). Крупные кружки с номерами — мелкофокусные землетрясения ($M \geq 5,5$), которые произошли в этом регионе с 1976 г.: 1 — 4 июня 1976 г., $M=5,8$, глубина 30 км; 2 — 8 ноября 1976 г., $M=6,2$, глубина 31 км; 3 — 8 июня 1977 г.; $M=5,8$, глубина 65 км; 4 — 20 февраля 1978 г., $M=6,7$, глубина 56 км [7].

ном поясе, пересекающем область афтершоков (между $38,10$ и $38,65^\circ$ с. ш.) землетрясения Мияги-кен-оки. Это — типичное распределение землетрясений в плоскости, перпендикулярной Японскому желобу. На рисунке ясно выделяются наклонная сейсмическая зона (зона Вадати — Беньоффа), которая погружается от желоба на запад, двойная сейсмическая зона (где полоса очагов раздваивается, начиная с глубины 100 км) и мелкофокусные землетрясения (с глубиной 20—30 км) на обращенной к суше стороне желоба [7]. Землетрясение Мияги-кен-оки 12 июня 1978 г. произошло в результате подвижки по пологому надвигу вдоль этой наклонной сейсмической плоскости. Чтобы исследовать трехмерное пространственно-временное распределение умеренных и слабых толчков в очаговой области до возникновения этого землетрясения, Такаги провел перпендикулярно наклонной сейсмической зоне ось OY и показал пространственно-временное распределение землетрясений

(рис. 11.5), где вертикальной осью служит ось OY , а по горизонтальной оси отложено время. На рисунке видно, что после землетрясения 8 июня 1977 г. верхняя часть (призмобразная область, заключенная между наклонной сейсмической плоскостью и земной поверхностью) сейсмоактивной области «затихла», а в той части сейсмоактивной области, где готовилась подвижка типа пологого надвига и должно было возникнуть землетрясение, активность слегка нарастала, приведя в конечном счете к главному толчку. Так был впервые обнаружен этот

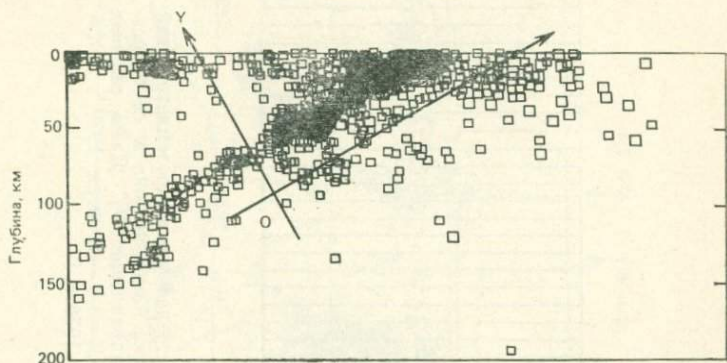


Рис. 11.4. Вертикальное сечение (с одинаковым масштабом по вертикали и горизонтали) области гипоцентров микроземлетрясений в широтном поясе, проходящем через область афтершоков землетрясения Мияги-кен-оки. OY — перпендикуляр к глубинной сейсмической плоскости [7].

процесс развития, при котором трехмерное распределение микроземлетрясений меняется перед сильным землетрясением в зоне желоба. Это может оказаться ценным элементом прогноза землетрясения данного типа.

Сообщалось также о замеченных изменениях в значениях $\Delta Z/\Delta H$ короткопериодной составляющей геомагнитного поля [2] и об аномальных изменениях уровня подземных вод перед землетрясением [1].

11.3. Дискуссия после землетрясения

Ранее было упомянуто, что Сено указывал на возможность возникновения сильнейшего землетрясения у побережья преф. Мияги. Однако землетрясение с магнитудой $M=7,4$, случившееся 12 июня 1978 г., произошло не в зоне бреша, указанной Сено, а к западу от нее, практически прямо над гипоцентральной областью землетрясения Кинка-дзан-оки 1936 г., — в том месте, где, как указывалось раньше, активность умеренных и слабых землетрясений была весьма велика. Таким образом, в данном

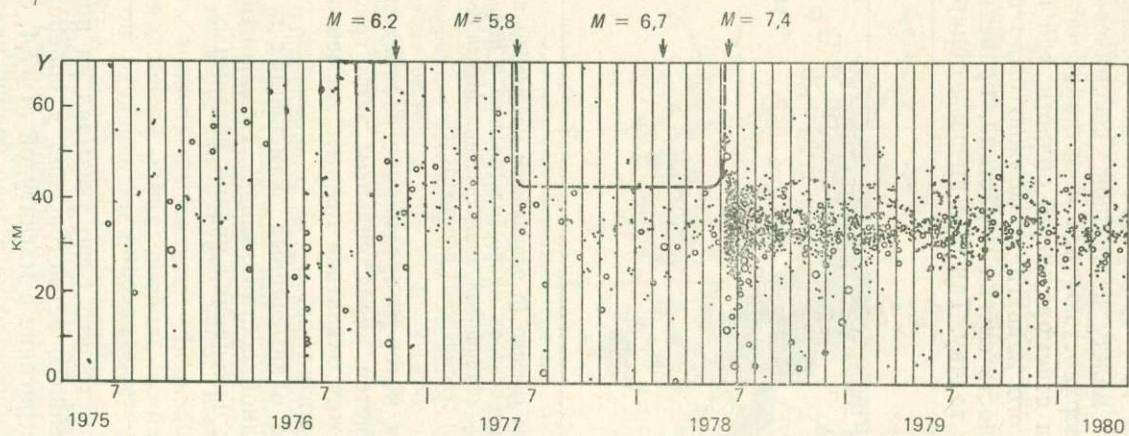


Рис. 11.5. Пространственно-временное распределение микроземлетрясений в пределах области афтершоков землетрясения Мияги-кен-оки и ее окрестностях. Вертикальная ось — расстояние в направлении OY . Даты сильных землетрясений: $M=6,2$ — 8 ноября 1976 г.; $M=5,8$ — 8 июня 1977 г.; $M=6,7$ — 20 февраля 1978 г.; $M=7,4$ — 12 июня 1978 г. [7].

случае нельзя сказать, что землетрясение заполнило существующую брешь. Сено продолжал считать, что сохраняется возможность сильного землетрясения в брещи к востоку от гипоцентральной области толчка 1978 г. После него некоторое время существовала довольно спокойная обстановка, но 19 января 1981 г. сильное землетрясение ($M=7,0$) произошло далее к вос-

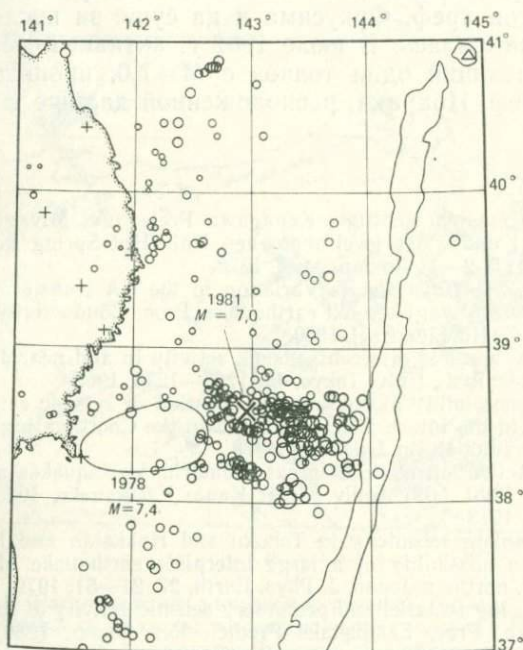


Рис. 11.6. Распределение землетрясений между 18 и 23 января 1981 г. — в период, включающий землетрясение ($M=7,0$) у берегов преф. Мияги 19 января 1981 г. Указано положение очаговой области землетрясения Мияги-кен-оки 1978 г. ($M=7,4$). (Из работы [8] с изменениями.)

току, в сторону моря от гипоцентральной области землетрясения Мияги-кен-оки июня 1978 г., и его область афтершоков протянулась почти до самого желоба (рис. 11.6) [8].

Место, где произошло это землетрясение, более или менее совпадает с положением брещи, выделенной Сено и Уцу. Однако магнитуда толчка оказалась ниже той, какую предполагал Сено. Не известно, высвободила ли эта активность большую часть напряжений данного района, но интересно отметить, что активность развивалась в направлении, ожидаемом после землетрясения 1978 г. Кроме того, в прошлом уже бывали случаи, когда очаговые области сильных землетрясений мигриро-

вали вдоль Японского желоба в южном направлении, как это было показано в разд. 6.3. Поэтому мы обратили внимание [4] на изменения активности в море у побережья преф. Фукусима — в районе, примыкающем с юга к тому месту, где произошло землетрясение Мияги-кен-оки 1978 г., но пока никаких особенных явлений не наблюдалось. Однако группа из Университета Тохоку сообщила, что активность микроземлетрясений в море у берегов преф. Фукусима и на суше за последнее время несколько повысилась. В июле 1982 г. активный рой землетрясений, включающий один толчок с $M=7,0$, прошел в морской области у преф. Ибараки, расположенной дальше к югу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hot Spring Research Institute, Kanagawa Prefecture. Miyagi-ken-oki earthquake ($M 7.4$) and water level anomalies. Bull. Hot Spring Res. Inst., Kanagawa, Prefect., 5, 2—41 [in Japanese], 1978.
2. Kato Y., Seto M., Hayasaka T. Variation in the CA transfer function at the time of the 1978 Miyagi-ken-oki earthquake. Proc. Conductivity Anomaly Res. 1979, pp. 62—72 [in Japanese], 1980.
3. Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan (1). Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 46, 1225—1236, 1968.
4. Mogi K. The possibility of southward migration of seismic activity along the Japan trench in the future. Data presented to the Coordinating Committee for Earthquake Prediction [in Japanese], 1978.
5. Nagumo S. Activation mode of great submarine earthquakes along the Japanese Islands. Publ. 50th Anniv. Great Kanto Earthquake, 1923, pp. 273—291 [in Japanese], 1973.
6. Seno T. Intraplate seismicity in Tohoku and Hokkaido and large interplate earthquakes: a possibility of a large interplate earthquake off the southern Sanriku coast, northern Japan. J. Phys. Earth, 27, 21—51, 1979.
7. Takagi A. Closing remarks and precursory seismic activity of the 1978 Miyagi-oki earthquake. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 231—241 [in Japanese], 1980.
8. Tohoku University. Microseismic activity in and near the Tohoku district (November, 1980—April, 1981). Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 26, 18—27 [in Japanese], 1981.
9. Utsu T. Some remarks on a seismic gap off Miyagi Prefecture. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 21, 44—46 [in Japanese], 1979.

Глава 12. Разлом Ямасаки как испытательный полигон

Считается, что, предсказывая, где может возникнуть землетрясение, концентрируя различные наблюдения в этой местности и накапливая опыт наблюдений предвестников, можно выяснить, какого рода предвещающие явления происходят перед землетрясением и какого рода наблюдения лучше всего помогут сделать прогноз. Именно так и стараются действовать на

практике. Однако дело в том, что, кроме таких редких случаев, как район Идзу (центральный Хонсю), практически нет примеров, когда долгосрочное предсказание было бы сделано, наблюдения были бы сконцентрированы в этой местности и затем там произошло сильное землетрясение. В большинстве случаев, когда наблюдались предвестники землетрясений, общегосударственная наблюдательная сеть (достаточно грубая) выделя-

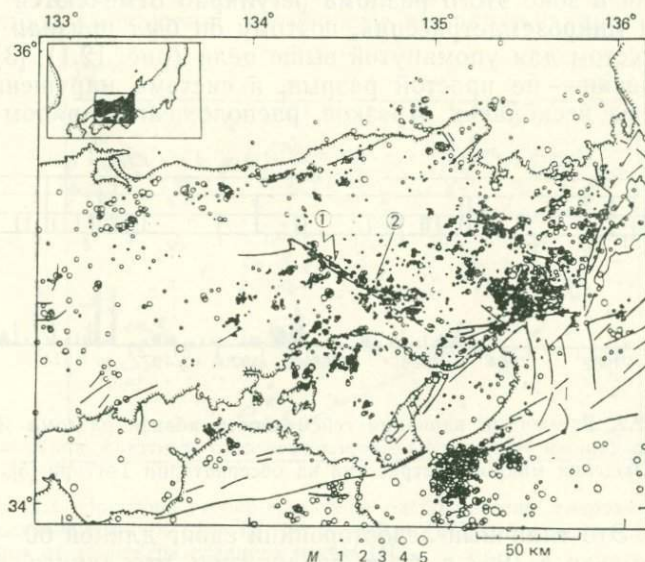


Рис. 12.1. Распределение микроземлетрясений (январь 1977 г. — декабрь 1979 г.) и активные разломы на северо-западе округа Кинки в западной Японии. Обозначения: 1 — разлом Ямасаки, 2 — область интенсивных наблюдений [3].

ла эти явления лишь по счастливой случайности. Но все же есть такие районы, где слабые землетрясения происходят часто и систематически, и именно в таких избранных местах целесообразно проводить различные наблюдения за этими слабыми землетрясениями.

В экспериментах по разрушению горных пород искусственные землетрясения создаются в лаборатории в требуемое время при условиях, которые можно произвольно менять, с тем чтобы измерить предшествующие разрушению изменения. Эти эксперименты начались после 1960 г. и, как говорилось ранее, сыграли важную роль в разработке основной теории прогноза землетрясений. Но необходимо узнать, в какой мере такие искусственные разрывы имитируют настоящие землетрясения. Поэтому на специальных испытательных полигонах проводятся

наблюдения с целью всестороннего изучения слабых естественных землетрясений.

Разлом Ямасаки, пересекающий горный округ Рокко в преф. Хёго (западный Хонсю), был выбран как подходящий объект для создания испытательного полигона. Сам по себе разлом Ямасаки — это крупный активный разлом, и в прошлом на нем, по-видимому, происходили сильные землетрясения. Но в настоящее время в зоне этого разлома регулярно отмечаются только слабые и микроземлетрясения, поэтому он был признан подходящим местом для упомянутой выше цели (рис. 12.1) [3]. Разлом Ямасаки — не простой разрыв, а система нарушений, состоящая из нескольких отрезков, расположенных рядом друг

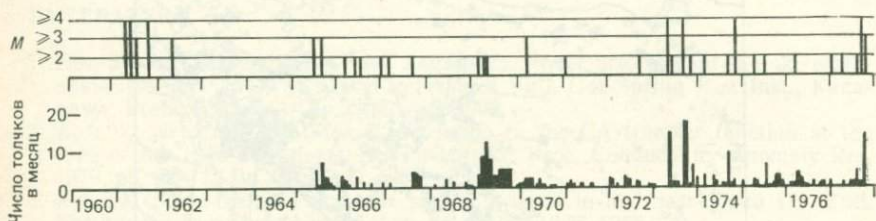


Рис. 12.2. Временные вариации сейсмичности вблизи разлома Ямасаки: сверху — по данным Японского метеорологического агентства, внизу — по данным о наблюдении микроземлетрясений на обсерватории Тоттори [5].

с другом. Это типичный левосторонний сдвиг длиной 60—80 км. Однако только в 1967 г. было обнаружено, что данный разлом активен и обладает указанными свойствами [1]. Проводимые ныне интенсивные наблюдения сосредоточены главным образом на одном из отрезков зоны разлома Ямасаки — разломе Ясутоми.

Выполненные до сего времени наблюдения показали, что средние по масштабам землетрясения (класса $M \sim 3-4$) происходят вблизи этого разлома примерно с четырехлетним интервалом. Кроме того, время их возникновения, по-видимому, тесно связано с выпадением осадков. Рис. 12.2 иллюстрирует временные вариации сейсмической активности этой области, причем наиболее заметные толчки происходят циклически — примерно через 4 года [5]. Эта регулярность позволила предсказать приблизительное время возникновения землетрясений примерно до 1980 г., хотя нет никакой гарантии, что эта регулярность сохранится и дальше.

Сеть, предназначенная для наблюдения микроземлетрясений, в полном объеме существует в округе Кинки, где располагается данный район, и там получено очень точное распределение гипоцентров. Было отмечено появление сейсмической бре-

ши второго рода среди умеренных и слабых землетрясений, происходивших вдоль разлома; последующие землетрясения заполняют эту брешь [4]. Рис. 12.3 отображает обстановку подготовки землетрясения с магнитудой $M=3,7$, которое произошло 30 сентября 1977 г. По вертикальной оси здесь отложено расстояние от будущего эпицентра, а по горизонтальной оси — предшествующее этому землетрясению время (800 дней). Как видно из рисунка, примерно за 500 дней до главного толчка намечилось уменьшение активности на окружающей площади,

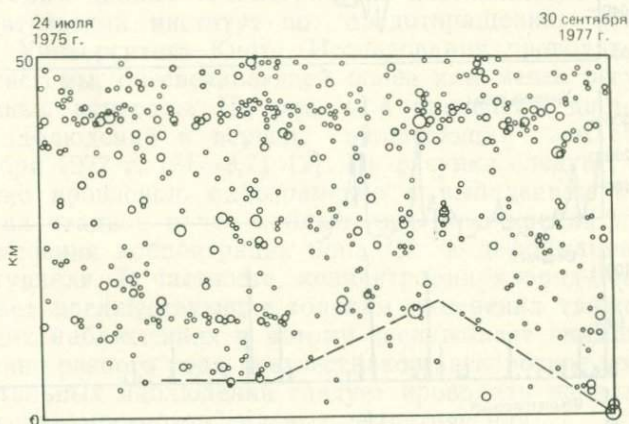


Рис. 12.3. Пространственно-временное распределение микроземлетрясений перед главным толчком ($M=3,7$) 30 сентября 1977 г. По вертикальной оси — расстояние от эпицентра главного толчка [4].

и эта область пониженной активности примерно за 200 дней до толчка начала сужаться.

Изменения такого же рода были выявлены и в случаях землетрясений 21 сентября 1973 г. и 28 декабря 1979 г. Появление брешки второго рода наблюдалось также в распределении мелкофокусных землетрясений, происходивших в других частях округа Кинки, например в случае землетрясения Вати ($M=5,6$) в августе 1968 г. Имеется мало других случаев, когда такие изменения в характере пространственно-временного распределения сейсмической активности, похожие на схему подготовки сильных землетрясений, подтверждаются с достаточной точностью для умеренных и слабых землетрясений (класса $M\sim 3-5$).

В окрестностях и поперек разлома Ясутоми выполняются различного вида наблюдения и измерения. Кроме сейсмических наблюдений, эти комплексные работы включают непрерывное измерение деформации поверхности с помощью экстензометров, установленных в туннеле, измерения геомагнитного поля, тел-

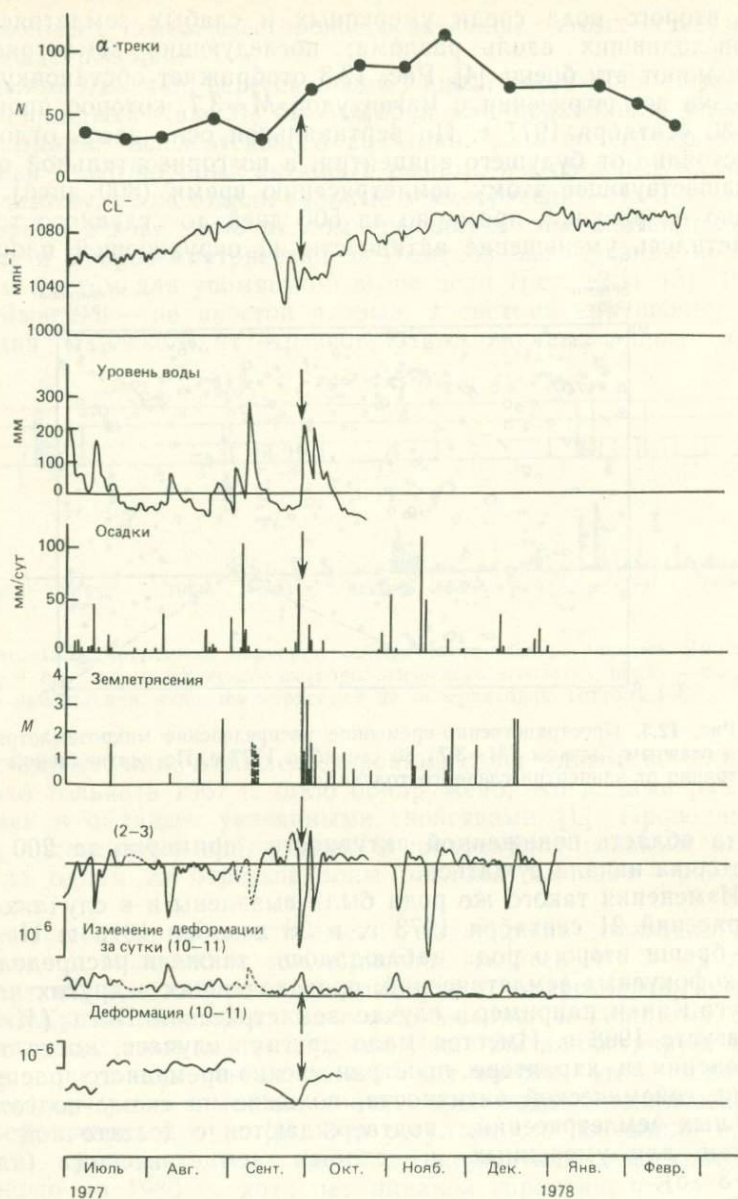


Рис. 12.4. Изменения различных наблюдаемых параметров в период, включающий землетрясение ($M=3,7$) 30 сентября 1977 г., в зоне разлома Ямасаки [2].

лурических токов, электрического сопротивления, расхода грунтовых вод, уровня и температуры подземных вод, концентрации химических компонентов (хлорид-иона Cl^- и радона), интенсивности γ -излучения, а также регулярные съемки горизонтальной деформации с помощью геодезических измерений электрического сопротивления методом постоянного тока. Исследовательская группа, изучающая разлом Ямасаки (представленная Кисимото [2, 3, 5]), выполняет все эти наблюдения, а непрерывно записываемые данные телеметрически доставляются в Научно-исследовательский институт по предотвращению стихийных бедствий Университета Киото. Исследования проводятся с помощью системы, обеспечивающей более или менее регулярный оперативный контроль. На рис. 12.4 приведены данные различных наблюдений в период, включающий землетрясение 30 сентября 1977 г. ($M=3,7$) [2]. Из рисунка следует, что землетрясение произошло одновременно с выпадением большого количества осадков и что наблюдались похожие на предвестники изменения концентрации иона Cl^- и деформации грунта внутри туннеля. В частности, концентрация хлорид-иона четко показывает предшествующие толчкам изменения также в последующих наблюдениях и потому заслуживает внимания [6]. Накопление разного рода предвестников за короткое время экспериментальных наблюдений следует проводить параллельно с практическим прогнозом сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Huzita K.* Yamasaki fault system, Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 143—147 [in Japanese], 1980.
2. *Kishimoto Y.* Test-field experiments for earthquake prediction at the Yamasaki fault, Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 133—142 [in Japanese], 1980.
3. *Kishimoto Y.* On precursory phenomena observed at the Yamasaki fault, southern Japan, as a test-field for earthquake prediction. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 510—516. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
4. *Oike K.* On the activity of microearthquakes in the Yamasaki fault region. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 155—158 [in Japanese], 1980.
5. *Oike K., Kishimoto Y.* The Yamasaki fault as a test-field for the earthquake prediction. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1976, pp. 83—90 [in Japanese], 1977.
6. *Yoshioka R.* Relation between chloride ion content in Shiota hot spring near the Yamasaki fault and small earthquakes in its vicinity. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp. 1980, pp. 159—162 [in Japanese], 1980.

Глава 13. Землетрясения в районе Идзу

13.1. Введение

На полуострове Идзу (центральный Хонсю) и вокруг него произошло последовательно несколько землетрясений класса $M \sim 7$: землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. ($M=6,9$), за ним — Идзу — Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$) и затем Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$). Редко бывает, чтобы сильные землетрясения возникали одно за другим в такое ограниченное время и на ограниченной площади, причем с регулярностью, рассмотренной ниже. Не исключено, что такая активность подошла теперь к концу; но, учитывая последовательный характер толчков и то, как разворачивались события до сего времени, есть все основания беспокоиться о том, не произойдут ли здесь новые землетрясения. Поэтому данная область требует пристального внимания.

Землетрясения в районе полуострова Идзу произошли первыми после ввода в действие программы работ по прогнозу землетрясений в Японии, когда в полном объеме стали активно вести всевозможные наблюдения и измерения, и Координационному комитету по предсказанию землетрясений было поручено дать компетентную оценку предсказаниям о будущей активности в этом районе. Здесь я хотел бы провести детальный комплексный анализ полученных результатов.

Прежде всего, перед тем как перейти к отдельным землетрясениям, давайте бросим взгляд на всю сейсмическую активность на полуострове Идзу и в его окрестностях за достаточно длительный период времени. В конце 1964 — начале 1965 г. сейсмичность отмечалась на южной оконечности полуострова, в том числе было одно землетрясение с $M=5,4$. Это было первое проявление активности на полуострове Идзу за 30 лет: после землетрясения Минами — Идзу 1934 г. ($M=5,5$) активность была чрезвычайно низкой. Секия [36] обратил внимание на активность 1964—1965 гг. как на аномальное явление, предшествовавшее землетрясению Идзу-ханто-оки 1974 г. Однако эта аномальная активность проявилась не только на оконечности полуострова Идзу, но распространилась и на всю обширную область от полуострова Идзу, послужившую главной ареной последующих крупных сейсмических событий региона, до самого острова Идзу — Осима (рис. 13.1). Активность 1964 — 1965 гг. рассматривается как начало последующей аномальной активности [26].

На рис. 13.2 и 13.3 представлено пространственно-временное распределение сейсмической активности в области от полуострова Идзу до острова Осима начиная с 1962 г. Рис. 13.2, а иллюстрирует распределение эпицентров четко выраженного

роя землетрясений в 1964—1965 гг., а на рис. 13.2, б представлен последующий шестилетний период спокойствия, продолжавшийся с 1966 по 1971 г. На рис. 13.2, в показано размещение активных площадей с 1972 по 1981 г. Жирными линиями на этой схеме обозначены сейсмические разрывы, с которыми были связаны землетрясения класса $M \sim 7$ (указаны даты этих

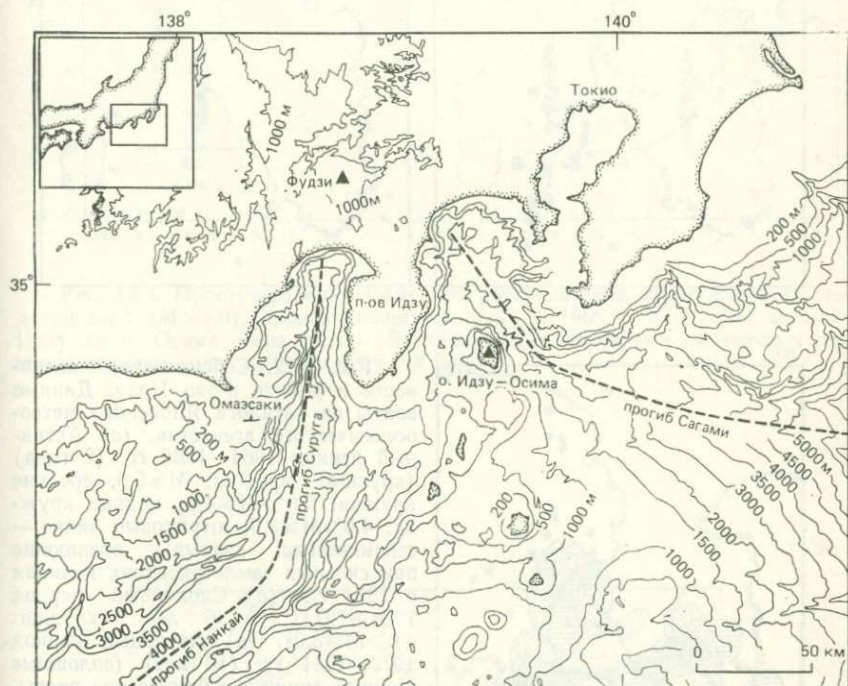


Рис. 13.1. Топография южной части района Канто, районов Идзу и Токай.

событий). Области, в которых группировались (во времени и в пространстве) форшоки, афтершоки и рои землетрясений, обведены контурами; землетрясения с магнитудой $M \geq 3,0$, происходившие изолированно от этих роев, показаны отдельными кружками.

На рис. 13.3 изображено пространственно-временное распределение землетрясений ($M \geq 3,0$), происшедших в этом районе начиная с 1962 г. По вертикальной оси отложена широта, по горизонтальной — время. Рисунок показывает, что наблюдавшаяся в последнее время активность возникла по крайней мере уже в 1972 г. и что она постепенно мигрировала на север. Можно предположить также, что недавняя высокая активность

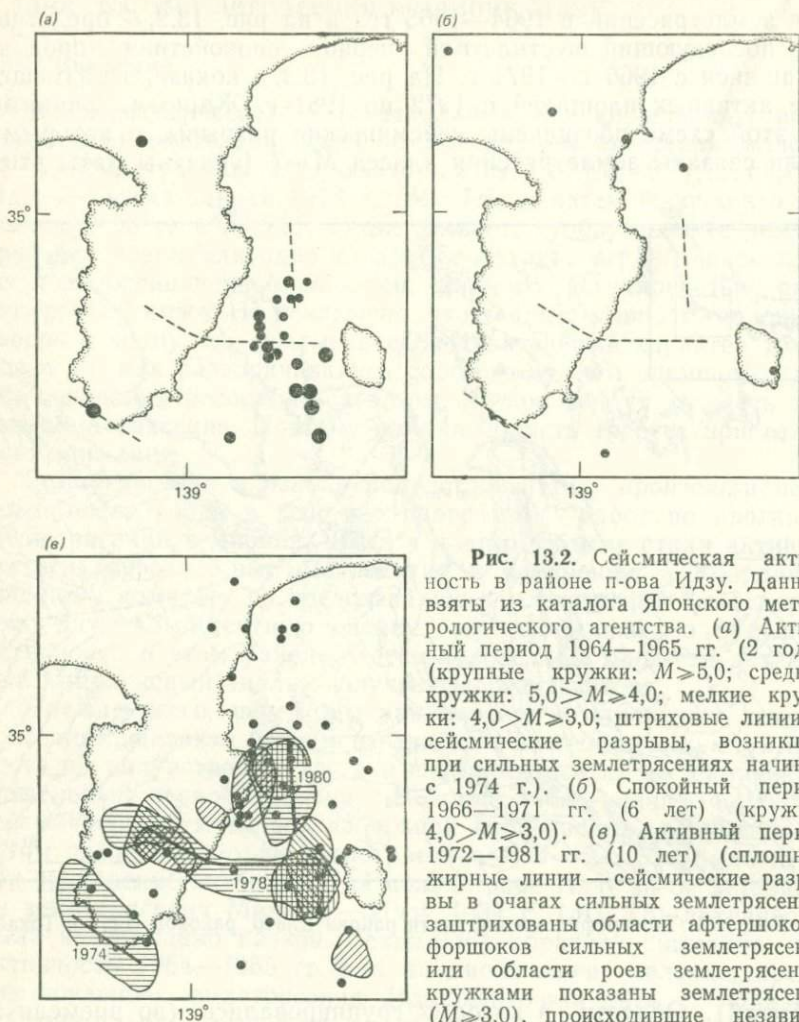


Рис. 13.2. Сейсмическая активность в районе п-ова Идзу. Данные взяты из каталога Японского метеорологического агентства. (а) Активный период 1964—1965 гг. (2 года) (крупные кружки: $M \geq 5,0$; средние кружки: $4,0 > M \geq 4,0$; мелкие кружки: $4,0 > M \geq 3,0$; штриховые линии — сейсмические разрывы, возникшие при сильных землетрясениях начиная с 1974 г.). (б) Спокойный период 1966—1971 гг. (6 лет) (кружки: $4,0 > M \geq 3,0$). (в) Активный период 1972—1981 гг. (10 лет) (сплошные жирные линии — сейсмические разрывы в очагах сильных землетрясений; заштрихованы области афтершоков и форшоков сильных землетрясений или области роев землетрясений; кружками показаны землетрясения ($M \geq 3,0$), происходившие независимо) [26].

на полуострове Идзу была инициирована двумя землетрясениями Хатидзёдзима-тохо-оки ($M=7,2$), происшедшими в 1972 г. примерно в 200 км к юго-востоку от полуострова — в зоне Идзу-Бонинского желоба [25].

13.2. Землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. ($M=6,9$)

В 8 ч 33 мин утра 9 мая 1974 г. на южной оконечности полуострова Идзу «внезапно» разразилось землетрясение Идзу-ханто-оки с магнитудой 6,9. Полуостров Идзу был совершен-

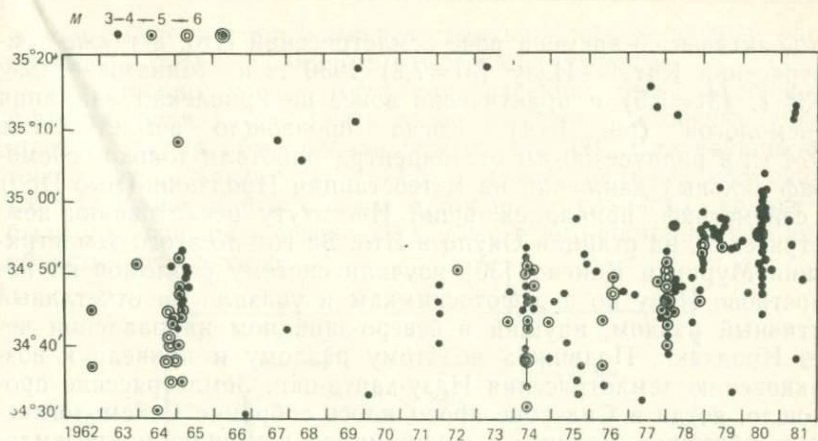


Рис. 13.3. Пространственно-временное распределение мелкофокусных землетрясений ($M \geq 3,0$), происходивших начиная с 1962 г. в районе от п-ова Идзу до о. Осима (о-ва Идзу). Вертикальными отрезками обозначены очаговые области сильных землетрясений [26].

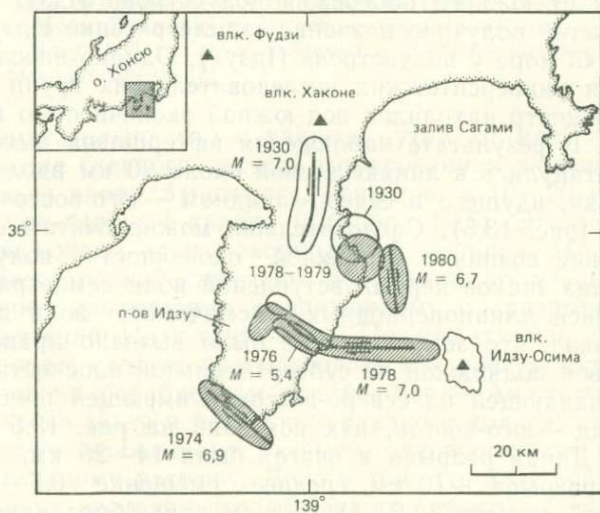


Рис. 13.4. Распределение сильных землетрясений и роев землетрясений, происшедших на п-ове Идзу и в его окрестностях начиная с 1930 г.

но неактивен со времени роев землетрясений Ито, а также землетрясений Кита — Идзу ($M=7,3$) 1930 г. и Миннами — Идзу 1934 г. ($M=5,5$) и практически вовсе не привлекал внимания сейсмологов (рис. 13.4). Когда произошло землетрясение 1974 г., в радиусе 50 км от эпицентра работали только сейсмограф сильных движений на метеостанции Иродзаки (мыс Иро) и сейсмограф, принадлежавший Институту исследования землетрясений, на станции Окуно в Ито. За год до этого землетрясения Мураи и Канеко [30] изучили систему разломов на полуострове Идзу по аэрофотоснимкам и указали на отчетливый активный разлом, идущий в северо-западном направлении через Иродзаки. Подвижка по этому разлому и привела к возникновению землетрясения Идзу-ханто-оки. Землетрясение произошло, когда в Сидзуоке проводилось собрание Сейсмологического общества Японии, и группами по изучению микроземлетрясений от каждого университета были спешно организованы группы для наблюдения афтершоков; наблюдения начали вести на 15 станциях, оборудованных на территории полуострова. В некоторых из этих мест работы продолжались и в дальнейшем. Это было началом интенсивных наблюдений на полуострове Идзу.

13.2.1. Главный толчок и его афтершоки

Согласно данным Японского метеорологического агентства, гипоцентр главного толчка располагался в море в нескольких километрах от южного побережья полуострова Идзу, поэтому данное событие получило название «землетрясение Идзу-ханто-оки» (т. е. «в море у полуострова Идзу»). Однако впоследствии наблюдения университетских исследовательских групп показали, что гипоцентр находился под южной оконечностью полуострова Идзу. В результате наблюдения афтершоков выяснилось, что они вытянулись в линию длиной около 20 км вдоль разлома Иродзаки, идущего в северо-западном — юго-восточном направлении (рис. 13.5). Следовательно, можно считать, что это землетрясение возникло на южной оконечности полуострова Идзу. Анализ знаков первых вступлений волн землетрясения и формы записи длиннопериодных сейсмических волн позволил сделать вывод, что землетрясение было вызвано правосторонней сдвиговой подвижкой по субвертикальной плоскости разрыва, круто падающей на северо-восток и имеющей простирание северо-запад — юго-восток, как показано на рис. 13.5 (например, [3]). Длина разрыва в очаге была 14—25 км, ширина площадки разрыва ~ 10 км, среднее смещение 0,5—1,5 м, а сейсмический момент $(0,5-1) \cdot 10^{26}$ см·дин; сброс напряжения составил около 40—70 бар. Поскольку гипоцентр, как было установлено, находился в середине этого разрыва, считается, что

резкое смещение при землетрясении началось в средней части разрыва и распространилось затем в обе стороны.

Естественно, после этого землетрясения были афтершоки. Афтершоковая деятельность вдоль разрыва постепенно уменьшалась, следуя обычной закономерности [2]. Сильнейший афтершок имел магнитуду $M \sim 4,5$, а другие сильные афтершоки ($M > 4$) произошли в течение суток после главного толчка и были приурочены к северо-западному и юго-восточному концам области афтершоков.

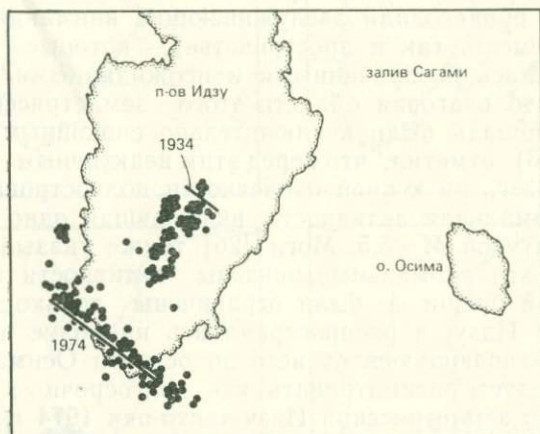


Рис. 13.5. Землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. (сейсмический разрыв) и его афтершоки. Показано также положение разрыва в очаге землетрясения Минами—Идзу 1934 г. Схема построена в основном по данным Группы по наблюдению афтершоков [2].

Примечательно, что с раннего утра 10 мая, т. е. спустя сутки после главного толчка, изолированная активность начала отмечаться около Амаги-тоге, примерно в 10—20 км к северо-востоку от главного толчка (см. рис. 13.5). Эти рои землетрясений включали один максимальный толчок с $M = 4,9$, вызванный левосторонней сдвиговой подвижкой по разрыву северо-восточного простирания, сопряженному с разрывом в очаге землетрясения Идзу-ханто-оки. Представляется, однако, что этот процесс следует рассматривать как роевую активность, наведенную на ослабленном участке около Амаги-тоге в центре полуострова Идзу в результате главного толчка, а не как подвижку по сопряженному разрыву, одновременную со смещением по главному разрыву. Дело в том, что этот рой землетрясений возник не сразу после главного толчка, а сутки спустя; сильнейший толчок произошел через два месяца. Как видно на рис. 13.5, очаговая область этого роя четко отделена от области

явных афтершоков, и позднее, когда активность в зоне главного толчка прекратилась, эта часть снова стала активной. Имеется много факторов, заставляющих считать более вероятным то, что этот рой землетрясений и землетрясение Идзу-ханто-оки связаны только косвенно.

13.2.2. Предвестники землетрясения

13.2.2.1. Долгосрочные предвестники. Как было сказано в разд. 13.1, перед этим землетрясением в сейсмической активности района происходили заслуживающие внимания изменения (как во времени, так и в пространстве), которые на первый взгляд казались беспричинными и неожиданными. Отаке [33] указывал, что очаговая область этого землетрясения и окружающая площадь были исключительно спокойными с 1965 г., а Секия [36] отметил, что перед этим неактивным периодом, с 1963 по 1965 г., на южной оконечности полуострова Идзу проявилась аномальная активность, включавшая одно землетрясение с магнитудой $M=5,5$. Моги [26] также указывал, что (см. разд. 13.1) эти аномальные эпизоды активности и появление сейсмической бреши не были ограничены только территорией полуострова Идзу, а распространялись на более широкую область, протягивающуюся от него до острова Осима, и что эти явления следует рассматривать как долгосрочные предвестники не только землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г., но и всей последующей серии землетрясений. С такой «долгосрочной» точки зрения можно видеть, что перед крупномасштабной активностью, начавшейся землетрясением 1974 г., активность возникла уже около 1972 г., впервые за несколько лет, в море между полуостровом Идзу и островом Осима.

На рис. 13.6 время до и после землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. разделено на 4 периода, и в каждом из этих периодов показано пространственное распределение землетрясений. В верхней части рисунка представлен общий вид временных изменений сейсмической активности в данном районе. Схема 1 относится к спокойному периоду, продолжавшемуся со времени прекращения активности в 1965 г.; схема 2 относится к периоду предвестниковой активности с 1972 г. до землетрясения 1974 г.; схема 3 — к периоду, когда произошли землетрясение 1974 г. с магнитудой $M=6,9$ и последующие афтершоки; схема 4 — к периоду, когда пробудилась новая активность от полуострова Идзу до острова Осима (этот период считался затишьем). Сейсмические данные о землетрясениях ($M \geq 3,0$) взяты из каталога агентства JMA.

На этих схемах жирной сплошной линией показан разрыв в очаге землетрясения класса $M \sim 7$, происшедшего в этот период, а тонкой сплошной линией — разрыв в очаге землетрясения,

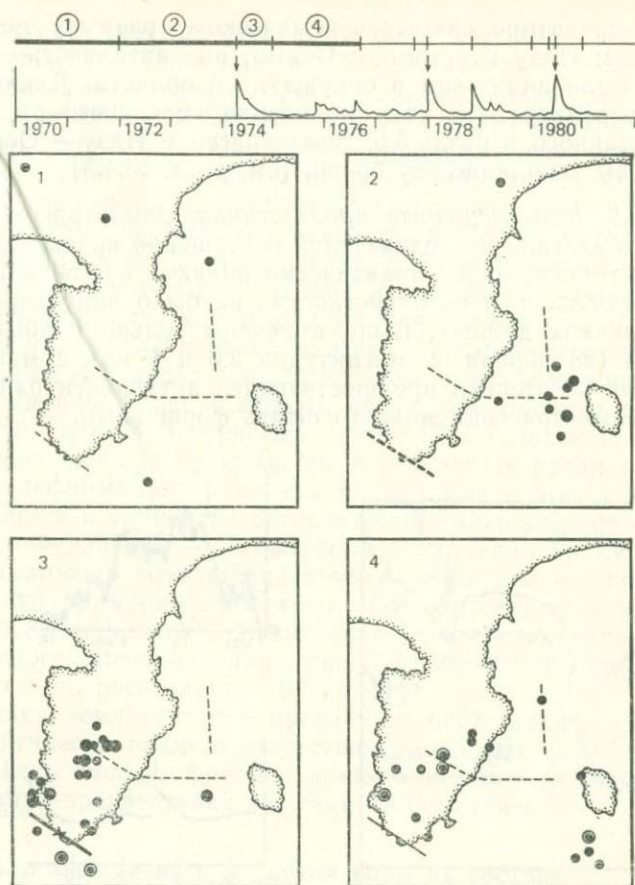


Рис. 13.6. Распределение мелкофокусных землетрясений ($M \geq 3,0$) для четырех периодов (1—4) до и после землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. ($M=6,9$). Верхняя диаграмма иллюстрирует кривую активности для этого региона в последние годы и в эти четыре периода. Двойные кружки: $M \geq 4,0$, мелкие кружки: $4,0 > M \geq 3,0$. Сплошная жирная линия на схеме 3 — разрыв в очаге землетрясения, возникшего в это время; сплошная тонкая линия на схеме 4 относится к сильному землетрясению, происшедшему до этого периода; штриховые линии — сильные землетрясения, которые произошли позднее. Сейсмические данные взяты из каталога JMA [26].

происшедшего раньше данного периода; прерывистыми линиями обозначены разрывы в очагах последующих землетрясений. Возобновление активности, показанное на схеме 4, рассматривается также в разд. 13.3, но я отмечу здесь один важный факт. Этот факт заключается в том, что землетрясение Идзу — Осима-кинкай возникло в 1978 г. как результат подвижки по

широтнo-ориентированному сейсмическому разрыву между полуостровом Идзу и островом Осима, но активность на этом участке была ниже, чем в окружающей области. Данный факт можно рассматривать как проявление кольцевого распределения, описанного в разд. 5.5. Землетрясение Идзу — Осима-кинкай как бы заполнило эту брешь (см. разд. 13.4.3).

13.2.2.2. Краткосрочные предвестники. Землетрясение Идзу-ханто-оки застало исследователей совершенно врасплох. В этом районе не проводилось практически никаких наблюдений, а об очаговой области и ее окрестностях не было получено практически никаких данных. Были отмечены только слабые землетрясения (28 апреля с магнитудой 2,6 и 1 мая с магнитудой 2,8). Судя по степени предшествующей активности района, эти слабые землетрясения можно считать форшоками.

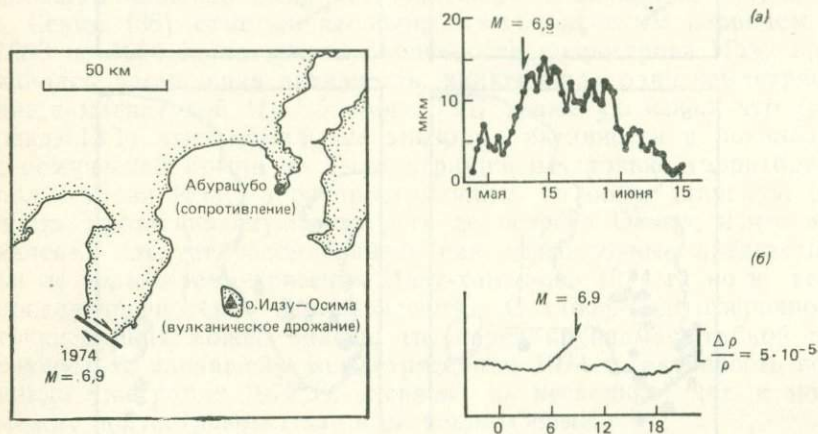


Рис. 13.7. Явления, предшествовавшие землетрясению Идзу-ханто-оки 1974 г. (а) Временные изменения амплитуды вулканического дрожания вулкана Михараяма на о. Идзу — Осима [32]. (б) Изменения электрического сопротивления горных пород на обсерватории движений коры в Абурацубо на п-ове Миура 9 мая 1974 г. (по горизонтальной оси отложено время суток — часы) [46].

Наиболее ярко выраженным предвестником этого землетрясения было изменение активности вулкана Михараяма на острове Идзу — Осима, примерно в 50 км к восток-северо-востоку от эпицентра будущего землетрясения. Рис. 13.7, а показывает, что вулканические микросейсмы на Михараяме начали отмечаться примерно за 12 дней до землетрясения 1974 г., постепенно увеличиваясь по амплитуде. После землетрясения их амплитуда постепенно стала убывать; примерно через месяц микросейсмы прекратились [32]. Перед землетрясением уровень

днища кратера (магматической головки) вулкана Михараяма стал постепенно подниматься и над кратером наблюдалось красное свечение, но после землетрясения головка магмы постепенно опустилась. Землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. было вызвано подвижкой типа правостороннего сдвига по разрыву, идущему в северо-западном направлении. Возрастания сжимающего напряжения на острове Осима можно было бы ожидать в качестве предвестника такой подвижки, и если вулкан Михараяма на Осиме считать своего рода объемным деформографом, то подъем головки магмы и появление микросейсм можно рассматривать как результат увеличения сжатия. Если мы учтем, что магматическая головка Михараямы поднялась, как было описано, перед землетрясением и что отмеченные выше форшоки произошли в это же время, то логично считать, что предваряющие землетрясение 9 мая 1974 г. движения коры (размягчение или проскальзывание в результате предваряющей неупругой деформации) начались на разломе с конца апреля.

Ближайшая к эпицентру обсерватория движений коры — обсерватория Фудзигава — находилась на удалении 80 км, и никаких аномальных возмущений земной коры там не наблюдалось. Однако примерно за 4 ч до землетрясения небольшое предваряющее изменение появилось в показаниях вариометра электрического сопротивления (рис. 13.7, б) на обсерватории Абурацубо — на расстоянии ~ 90 км [46].

Поскольку землетрясение произошло неожиданно, в обстановке практически полного отсутствия наблюдательной аппаратуры, имеются только фрагментарные данные, но описанные выше явления-предвестники все-таки наблюдались.

13.3. Начало аномального поднятия коры на востоке полуострова Идзу

Как описано в разд. 13.2, афтершоки землетрясения Идзу-ханто-оки постепенно затихали, рой землетрясений, затронувший область вблизи Амаги-тоге, также прекратился, и после июля 1974 г. казалось, что вся область более или менее успокоилась, и от недавних сотрясений осталось мало следов. Поэтому в то время считали, что если афтершоковая деятельность землетрясения Идзу-ханто-оки прекратилась, как это бывало при многих землетрясениях класса $M \sim 7$, то состояние земной коры стабилизировалось, и после завершения данного цикла никакого особенного усиления наблюдений не делалось. Однако в середине августа 1975 г. на сейсмической станции Окуно Института исследования землетрясений в центральной части полуострова Идзу начали наблюдаться рои микроземлетрясений [41]. Увеличение числа сейсмических станций и определение очаговой области показало, что эти рои микрозем-

летрясений тяготеют к горе Тогасаяма в восточной части полуострова Идзу и что они внезапно усилились в конце октября. Но масштаб этих роев был незначителен (рис. 13.8).

После получения результатов нивелирной съемки, проводившейся с января по март 1976 г. в связи с появлением упомянутых роев землетрясений, стало ясно, что коровая активность в восточной части полуострова Идзу представляет собой нечто необычное. Нивелировкой было обнаружено, что после 1969 г. произошло обширное поднятие с амплитудой до 15 см, центр

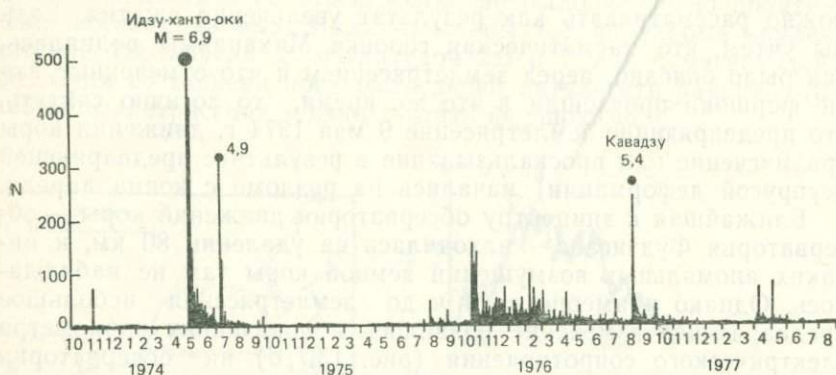


Рис. 13.8. Ежесуточное число (частота) микроземлетрясений, наблюдавшихся на станции Окуно в восточной части п-ва Идзу перед землетрясением Идзу — Осима-кинкая 1978 г. ($M=7,0$). (Из работ Цумуры и др. [42] и Каракамы и др. [5] с изменениями.)

которого пришелся на Хнекава-тоге вблизи Ито [6]. На рис. 13.9 показана область поднятия со времени съемок 1967—1969 гг. и до 1976 г. (январь — март). Первый вопрос заключается в том, когда именно произошло это примечательное поднятие. К счастью, приливная станция Ито расположена в восточной части области поднятия и на ней выполнялись непрерывные наблюдения уровня приливов.

На рис. 13.10 показаны значения разности уровней приливов между Ито и Абурацубо (по горизонтальной оси отложено время) [6]. При измерениях только в одном пункте оказывается, что уровень приливов сильно флуктуирует в зависимости от изменения гидрографических и атмосферных условий. Но, вычисляя разность значений между двумя пунктами одного и того же района, мы исключаем флуктуации, происходящие вследствие таких общих причин, и становится возможным найти относительное вертикальное смещение поверхности грунта для этих двух пунктов (см. разд. 4.2.2). Поскольку вертикальное смещение в Абурацубо предполагается достаточно малым,

то движение вверх на рис. 13.10 показывает, что приливная станция Ито поднялась.

Из этих результатов следует, что поднятие произошло примерно в течение года, начавшись в 1975 г. — спустя ~7 месяцев после землетрясения Идзу-ханто-оки мая 1974 г. Они свидетельствуют также о том, что рои землетрясений стали возникать не одновременно с началом поднятия, а уже в ходе его развития. После этого сразу же вспоминается связь между роями землетрясений Ито 1930 г. и явлением значительного поднятия в районе Ито. Тогда рои землетрясений тоже начались, когда поднятие уже развивалось. Через шесть месяцев, 26 ноября 1930 г., на территории, примыкающей к данному району (см. рис. 13.10) с северо-запада, произошло землетрясение Кита — Идзу с магнитудой $M=7,3$ (рис. 13.4 или 13.41).

В свете этих прошлых примеров Координационный комитет по предсказанию землетрясений придал серьезное значение этой активности коры и пришел к выводу о необходимости провести разнообразные измерения и наблюдения и держать под постоянным контролем данные, которые могли бы указать, ведет или не ведет происходящий процесс к сильному землетрясению. Вслед за тем были организованы длительные, различные по методам, всеобъемлющие и интенсивные наблюдения и измерения, сфокусированные на область поднятия в восточной части полуострова Идзу. Эти работы включали высокоточные сейсмические наблюдения (которые выполняли университеты, в том числе Институт исследования землетрясений Токийского университета, JMA, Национальный исследовательский центр по предотвращению стихийных бедствий), нивелирные съемки (Институт географических съемок), измерения лазерным геодезическим инструментом (Институт географических съемок, Институт исследования землетрясений), непрерывные наблюдения движений коры (JMA и др.), измерения силы тяжести (Институт исследования

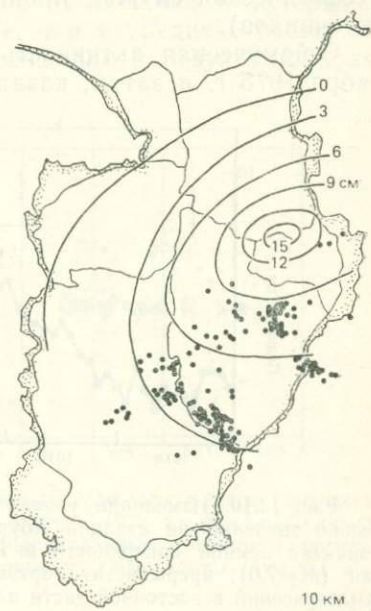


Рис. 13.9. Поднятие поверхности грунта в восточной части п-ва Идзу между 1967 и 1976 гг. по данным нивелирных съемок [6] и рои землетрясений 1975—1976 гг. [41].

землетрясений), наблюдения изменений скоростей сейсмических волн (Геологическая служба Японии и др.), геомагнитные наблюдения, измерения теллурических токов и электрического сопротивления (Институт исследования землетрясений, Токийский институт технологии, JMA), наблюдения температуры и уровня грунтовых вод и термальных источников (университеты, Геологическая служба Японии, Институт исследования горячих источников).

Сейсмическая активность достигла максимума в конце октября 1975 г. и затем, казалось, пошла на убыль, но рой зем-

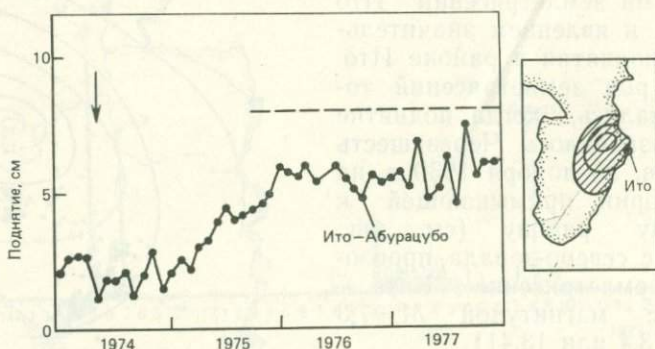


Рис. 13.10. Изменения уровня моря на приливной станции Ито относительно значений на станции Абурацубо. По вертикальной оси — величина поднятия земной поверхности в Ито; стрелка — землетрясение Идзу-хантоки ($M=7,0$); прерывистая горизонтальная линия — активный период роев землетрясений в восточной части п-ва Идзу [8].

летрясений периодически возникали в море к востоку от полуострова Идзу и дальше к острову Осима. В частности, землетрясение Кавадзу ($M=5,4$) возникло на южном краю области поднятия 18 августа 1976 г. Это землетрясение заслуживает особого внимания, так как помимо того, что оно также предварялось форшоками непосредственно перед главным толчком (см. рис. 13.16), были замечены изменения сейсмической активности, имеющие характер долгосрочных предвестников (рис. 13.11) [41]. Последний форшок произошел примерно за 1 ч 20 мин до главного толчка. Характер форшоковой активности был прерывистого типа (тип II); активность при этом временно затихает, и затем уже происходит главный толчок.

Если говорить о несколько более длительных изменениях, то слабая активность возникла в этой области примерно на 6 месяцев раньше — в феврале 1976 г., а затем в июне наблюдались весьма заметные рои землетрясений. Но приблизительно с 26 июля на весьма обширной площади в этом районе было спокойно, и исключительно спокойная обстановка сохраня-

лась до землетрясения 18 августа. Короче говоря, наблюдалась сейсмическая брешь второго рода. Чрезвычайно интересен тот факт, что это сейсмическое затишье не было ограничено непосредственными окрестностями очаговой области землетрясения Кавадзу, а наблюдалось во всей восточной части полуострова Идзу. Протяженность зоны афтершоков землетрясения Кавадзу достигала ~ 10 км, но и в этом случае активность афтершоков на обоих концах зоны была выше, чем в средней части. По оценке Абе [1] землетрясение произошло в результате право-

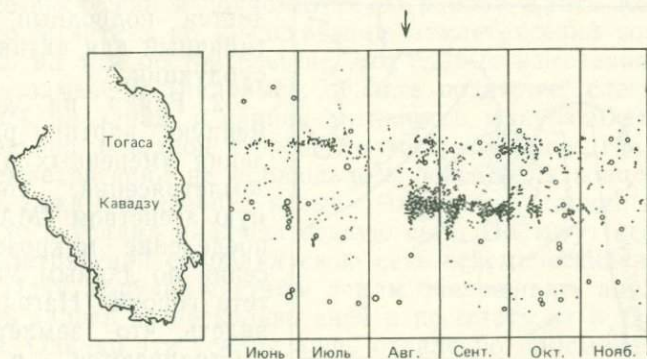


Рис. 13.11. Пространственно-временное распределение микроземлетрясений до и после землетрясения Кавадзу (18 августа 1976 г., $M=5,4$). Обратите внимание на форшоки непосредственно перед главным толчком и предшествующий период затишья на большой площади. (Из работы Цумуры и др. [41] с упрощениями.)

сдвигового смещения по разрыву запад-северо-западного — восток-юго-восточного (124° ЮВ) простирания с падением на север под углом 82° ; длина разрыва в очаге была ~ 10 км, ширина площадки разрыва $\sim 3,5$ км (глубина верхней кромки 2 км).

После землетрясения Кавадзу происходили афтершоки, но они постепенно убывали, а значительное поднятие, обнаруженное с помощью нивелировок и приливных наблюдений в Ито, существенно не менялось. В конце 1976 г. активность, казалось, стала постепенно слабеть. В это время вопрос о том, сохранять ли тревогу в такой густо населенной туристской местности, как район Идзу, был не просто вопросом прогноза землетрясений, но и социальной проблемой, и Комитет оказался перед необходимостью принять чрезвычайно трудное решение. Большинство исследователей соглашалось с тем, что, судя по пространственно-временным соотношениям, аномальное поднятие и роевая сейсмическая активность, начавшиеся в 1975 г., вероятно, были вызваны землетрясением Идзу-ханто-оки 1974 г. Но в вопросе о том, затихает ли активность или же обстановка требует даль-

нейшего пристального внимания, мнения разделились. Здесь можно отметить следующее:

1. В том месте, где северо-западное продолжение разлома Иродзаки пересекает прогиб Суруга, можно видеть, что ось этого прогиба несколько смещена; южная сторона как бы продвинута к западу относительно северной стороны. В то время как в северной части прогиб Суруга образует симметричную V-образную долину, в южной части восточный и западный склоны долины асимметричны, и на западной стороне располагаются отмели Сэнуоми, т. е. создается подводный рельеф, типичный для активных зон субдукции.



Рис. 13.12. Иллюстрация к гипотезе, объясняющей возросшую активность коры на востоке п-ва Идзу после землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. Стрелками показано направление движения плиты Филиппинского моря [24].

2. Глядя на долговременную картину распределения умеренных и слабых землетрясений, составленную агентством ЖМА, и распределение микроземлетрясений по данным Университета города Нагоя, можно видеть, что землетрясения выстраиваются в линию вдоль северо-западного продолжения разлома Иродзаки, а активность к северу от этой границы особенно низка.

Основываясь на изложенных выше фактах, в работе [24] я допустил существование активной тектонической зоны северо-западного — юго-восточного простирания, проходящей через разрыв в очаге землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г., и предложил модель (рис. 13.12), согласно которой землетрясение 1974 г. привело к тому, что южная сторона плиты Филиппинского моря продвинулась в северо-западном направлении, а эта зона послужила границей продвинувшегося участка. Отсюда я заключил, что движение плиты Филиппинского моря на северо-запад развивалось более или менее однородно во всем регионе, но землетрясение 1974 г. освободило запертый участок на южной оконечности полуострова. Однако внезапно сместилась только южная сторона плиты. В результате этого, отчасти благодаря существованию блоков полуострова Идзу, на обширной площади от восточной части полуострова Идзу до острова Идзу — Осима произошло повышение уровня напряжений, а также появилось поднятие, возникшее благодаря специфике механических свойств нового вулканического района в восточной части полу-

острова Идзу. Эта ситуация схематически показана на рис. 13.12. Зависимость между поднятием и землетрясением подробнее анализируется в разд. 13.6.2. Во всяком случае, согласно этой модели, землетрясение 1974 г. частично освободило зацепление, и на оставшейся северной стороне возросло избыточное напряжение, что сделало эту область нестабильной. Таким образом, обстановка едва ли дает основания для оптимизма.

В действительности, однако, после этого не отмечалось каких-либо особых изменений, и 1977-й год прошел спокойно. Тем не менее дискуссии в подкомитете по району Канто Координационного комитета по предсказанию землетрясений сосредоточивались на том обстоятельстве, что слабые изменения все-таки были замечены (например, область поднятия слегка передвинулась на запад, и слабая активность микроземлетрясений появилась на западной стороне полуострова Идзу, где прежде микроземлетрясений не наблюдалось вовсе). В конце 1977 г. комитет даже организовал новые сейсмические станции в западном Идзу и усилил наблюдательную сеть. Институт исследования землетрясений сохранял свою сеть сейсмических наблюдений на Идзу, поручив частным лицам обслуживать аппаратуру, собирать записи за несколько дней и посылать их в Токио для анализа. Однако эти усилия лишь отдаленно напоминали круглосуточный мониторинг с использованием системы обработки в реальном времени, развернутый в районе Токай, и нельзя было рассчитывать, что наблюдения на Идзу позволят сделать прогноз и выпустить предупреждение.

13.4. Землетрясение Идзу — Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$)

Как говорилось выше, здравый смысл подсказывал, что аномальное поднятие в восточной части полуострова Идзу должно замедлиться, а роевая сейсмическая активность также будет уменьшаться и постепенно прекратится. С другой стороны, некоторые наблюдатели считали, что эта аномальная активность продолжается чересчур долго, чтобы быть простым последствием землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г., и что землетрясение 1974 г. пробудило новую активность, а поэтому необходимо продолжать тщательные наблюдения. Фактически, как уже отмечалось, наблюдения продолжались и были несколько усилены.

Таким образом, землетрясение Идзу — Осима-кинкай произошло 14 января 1978 г. в условиях, когда усиленные наблюдения были направлены как раз на ту область, которая требовала внимания. Поэтому, хотя и не было возможности предсказать это событие, были получены беспрецедентно ценные данные о предвалявших его явлениях.

13.4.1. Основные характеристики землетрясения

Главный толчок произошел в 12 ч 24 мин пополудни 14 января в море между островом Идзу — Осима и полуостровом Идзу. Это землетрясение характеризовалось исключительно четко выраженной форшоковой активностью, которая началась 13 января, достигла максимума около 10 ч утра 14 января и затем временно ослабла, после чего произошел главный толчок. Гипоцентральная область форшоков находилась западнее острова Идзу — Осима, а главный толчок возник на западном окончании форшоковой области (рис. 13.13а). Как видно на рис. 13.13 а, афтершоки распространялись вдоль ориентирован-

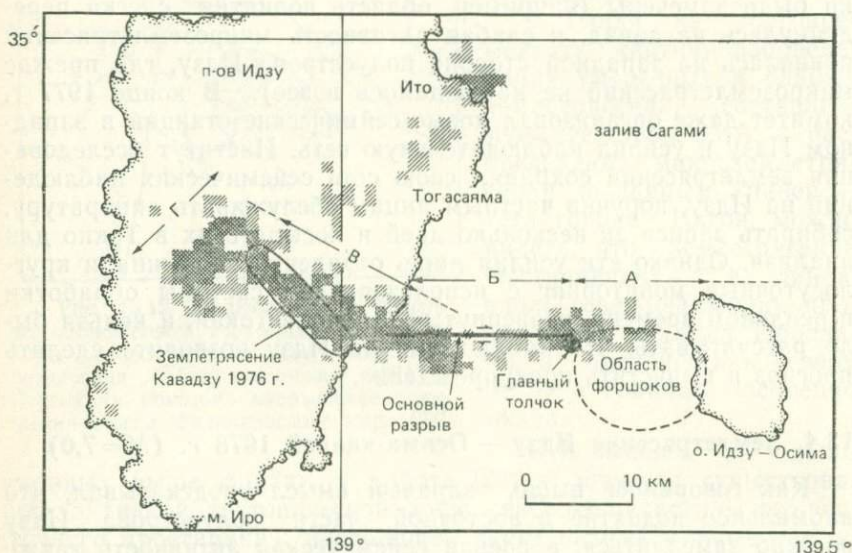


Рис. 13.13а. Главный толчок, основной разрыв, область форшоков и область афтершоков землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. ($M = 7,0$) [42].

ной по широте линии, проходящей через эпицентр главного толчка: от Инатори на полуострове Идзу зона афтершоков вытянулась в запад-северо-западном направлении, а затем круто изменила направление у Амаги-тоге и продолжилась еще примерно на 10 км на юго-запад.

На рис. 13.13 а области форшоков и афтершоков разделены на четыре отрезка (А, Б, В, Г), и на рис. 13.13 б показаны изменения активности на каждом отрезке со временем [42]. На отрезке А, представляющем собой область форшоков, ак-

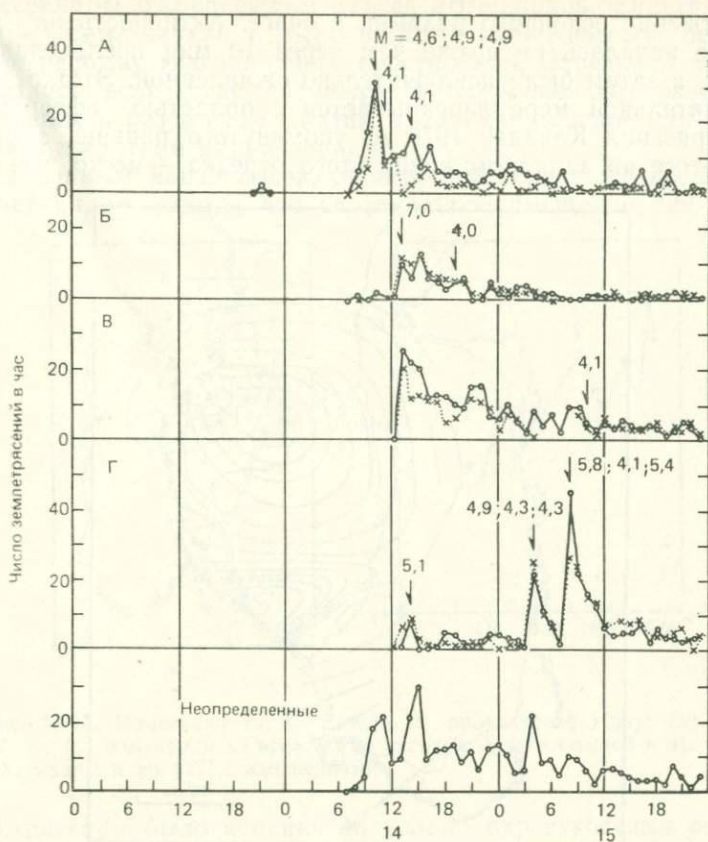


Рис. 13.136. Временные изменения сейсмичности по отдельным отрезкам (А, Б, В, Г — см. рис. 13.13а) очаговой области землетрясения Идзу — Оси-ма-кинкай: по вертикальной оси — число землетрясений в час по наблюдениям на станции Ояма, более или менее равноудаленной (~70 км) от каждого из этих отрезков. (Из работы Цумуры и др. [42] с упрощениями.)

тивность достигла максимума около 10 ч утра 14 января. После этого не отмечалось никаких признаков резкого усиления, в том числе и в момент главного толчка; активность неуклонно понижалась. Отрезок Б — это очаговая область главного толчка. Активность афтершоков здесь возросла сразу же после главного толчка и затем неуклонно понижалась. Однако, даже учитывая то, что разрешающая способность сейсмических наблюдений меняется от места к месту, важно отметить, что активность афтершоков на этом отрезке была несколько ниже, чем на отрезках В и Г. Отрезок В — зона афтершоков, идущая вдоль вторичного разрыва, который развился, по-видимому, как

продолжение основного разрыва в очаге. Активность на этом отрезке началась не позже чем через 10 мин после главного толчка, а затем была исключительно оживленной. Этот отрезок в значительной мере перекрывается с областью афтершоков землетрясения Кавадзу 1976 г., упомянутого раньше, а район Амаги-тоге на западном конце этого отрезка — место, где сра-

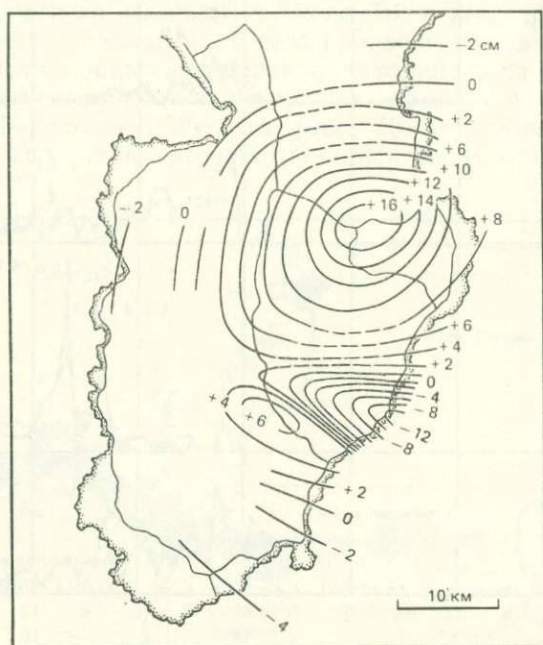


Рис. 13.14. Вертикальные движения земной поверхности с 1967—1969 гг. до времени нивелировок, выполненных сразу после землетрясения Идзу—Осима-кинкай 1978 г. [7].

зу после землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. возникли рои землетрясений, т. е. это уникальное для полуострова Идзу место.

Отрезок Г — зона новообразованных трещин, где прежде никакой активности не наблюдалось. Афтершоки здесь начались через 20 мин после главного толчка, произошло землетрясение с магнитудой $M=5,1$, но число землетрясений после этого сильно не возросло. На следующий день (15 января) в 3 ч 46 мин утра произошел толчок с $M=4,9$, после которого число землетрясений резко увеличилось. Затем, после временного спада, произошло землетрясение с $M=5,8$ — самый сильный толчок в этом районе — и возникла область вторичных афтершоков, распространившихся в юго-западном направлении. Это зем-

летрясение было крупнейшим из всех афтершоков землетрясения Идзу — Осима-кинкай и было вызвано левосдвиговой подвижкой по разрыву юго-западного простирания. Отрезки В и Г образовались вследствие подвижек по сопряженным разрывам, возникшим в результате сжатия в меридиональном или растяжения в широтном направлении.

По данным нивелировок, проведенных сразу же после землетрясения, оказалось, что вертикальное смещение во время

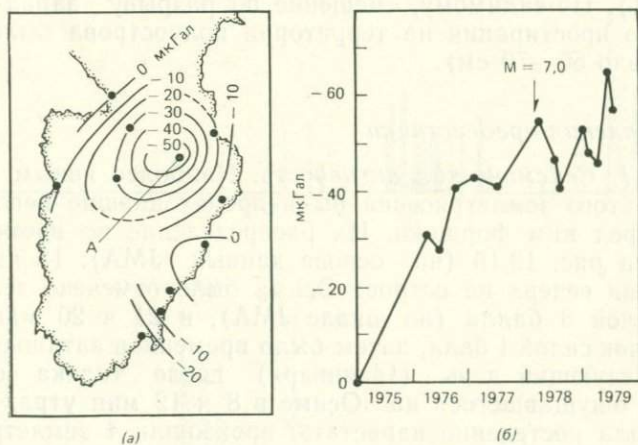


Рис. 13.15. Изменения силы тяжести на полуострове Идзу: (а) с 1974 по 1978 г.; (б) изменения во времени на станции А (показанной в а). (Из работы Хагивары и др. [12] с изменениями.)

землетрясения было ограничено только окрестностями сейсмического разрыва, и, в частности, заметное опускание наблюдалось на северном крыле разлома запад-северо-западного простирания, идущего от Инатори к Амаги-тоге. На рис. 13.14 приведена карта вертикальных смещений начиная с 1967—1969 гг. и до времени съемки, проведенной сразу после землетрясения 1978 г. [7]. Куполовидное поднятие с центром у Хиекава-тоге в восточной части полуострова Идзу, образовавшееся в 1975 г., не претерпело во время землетрясения заметных изменений. После обнаружения в 1975 г. явления поднятия неоднократно проводились измерения силы тяжести, и, как показано на рис. 13.15, а, пространственное распределение вариаций силы тяжести оказалось весьма сходным с картой вертикальных движений земной поверхностью, составленной по результатам нивелирных съемок [12]. Однако при взгляде на график изменений силы тяжести во времени в районе Хиекава-тоге (рис. 13.15, б) кажется, что, хотя изменения замедлились, они тем не менее продолжают.

Движения по разрывам во время землетрясения анализировали, основываясь на сейсмических и геодезических данных, многие исследователи. Суммируя их выводы, укажем, что главный разрыв в очаге имел длину ~ 20 км и протягивался в широтном направлении, ширина площадки разрыва составляла 10 км; причиной землетрясения была подвижка типа правостороннего сдвига по почти вертикальному (с падением на 85° на север) разрыву, величина подвижки составила ~ 2 м (например, [37]). По-видимому, смещение по разрыву запад-северо-западного простирания на территории полуострова было меньшим (около 50—70 см).

13.4.2. Явления-предвестники

13.4.2.1. Сейсмическая активность. Наиболее явным предвестником этого землетрясения были происходившие непосредственно перед ним форшоки. Их распределение во времени показано на рис. 13.16 (на основе данных ЖМА). 13 января в 8 ч 38 мин вечера на острове Осима было отмечено землетрясение силой 3 балла (по шкале ЖМА), в 21 ч 20 мин — еще один толчок силой 1 балл, затем было временное затишье. Однако на следующий день (14 января) после толчка силой в 3 балла, ощущавшегося на Осиме в 8 ч 12 мин утра, активность стала постепенно нарастать: произошли 4 землетрясения силой 4 балла, 8 — силой 3 балла, 8 — 2 балла и 28 — 1 балл, причем пик интенсивности сотрясений пришелся на время от 9:30 до 10:30 утра. В 10:50 утра ЖМА сообщило о землетрясении, подозревая, что этот рой землетрясений мог причинить некоторый ущерб. Затем, примерно в 11 ч утра, активность резко упала, а в 12:24 произошел главный толчок. Такая последовательность событий, при которой активность внезапно возрастает, затем временно уменьшается, после чего происходит главный толчок, отмечалась также (см. рис. 13.16) при землетрясении в восточной части Яманаси 16 июня 1976 г. ($M=5,5$), при землетрясении Хоккава на востоке полуострова Идзу 9 февраля того же года ($M=3,6$) и при землетрясении Кавадзу 18 августа того же года ($M=5,4$).

Как указывалось в разд. 5.6, район от северо-восточной части полуострова Идзу до островов Идзу был охарактеризован как область, в которой имеются наиболее подходящие условия для возникновения форшоков [23], и действительно, почти все значительные землетрясения последнего времени предварялись здесь отчетливыми форшоками.

В конце октября и в ноябре 1977 г., т. е. примерно за два месяца до главного толчка, вокруг острова Осима наблюдались рои землетрясений. По данным Симодзуру и др. [38], активность возникла на глубине ~ 2 км прямо под островом и, по-ви-

димому, постепенно смещалась на запад, причем очаги становились несколько глубже (~ 10 км). Поскольку форшоки начиная с 13 января происходили на той же площади к западу от Осимы, можно думать, что возникновение этого землетрясения связано с механическими особенностями земной коры, проявлением которых может служить вулкан Осима (Михараяма).

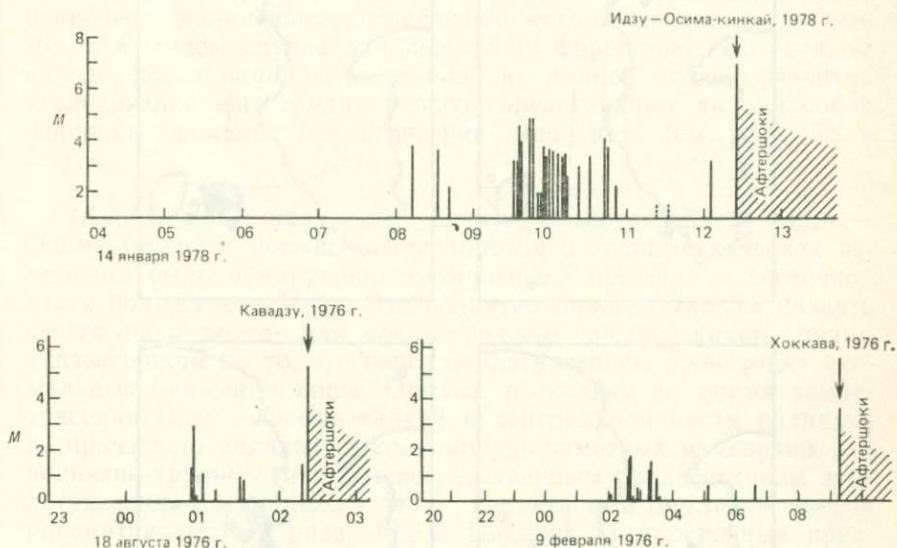


Рис. 13.16. Временные изменения (время — в часах) форшоковой активности для трех землетрясений, которые произошли на п-ове Идзу или вокруг него. (Сейсмические данные взяты из каталога ЖМА [17] и из работы Цумуры и др. [41].)

По той же системе, что и на рис. 13.6, на рис. 13.17 показано распределение землетрясений ($M \geq 3,0$): время, включающее землетрясение Идзу — Осима-кинкай 1978 г., разбито на четыре периода — с 5-го по 8-й. В период 5 обширная площадь, включающая очаговую область, была неактивной, но в период 6 в море к западу от Осимы произошли форшоки. Это рои землетрясений в конце октября — начале ноября 1977 г. и форшоки начиная с 13 января 1978 г., возникшие непосредственно перед главным толчком. Период 7 включает главный толчок и последовавшие за ним афтершоки, период 8 — рои землетрясений Ито-оки, наблюдавшиеся вдоль побережья и дальше в море к востоку от полуострова Идзу после временного спада афтершоковой активности. С роями землетрясений Ито-оки мы встретимся в разд. 13.4.4.

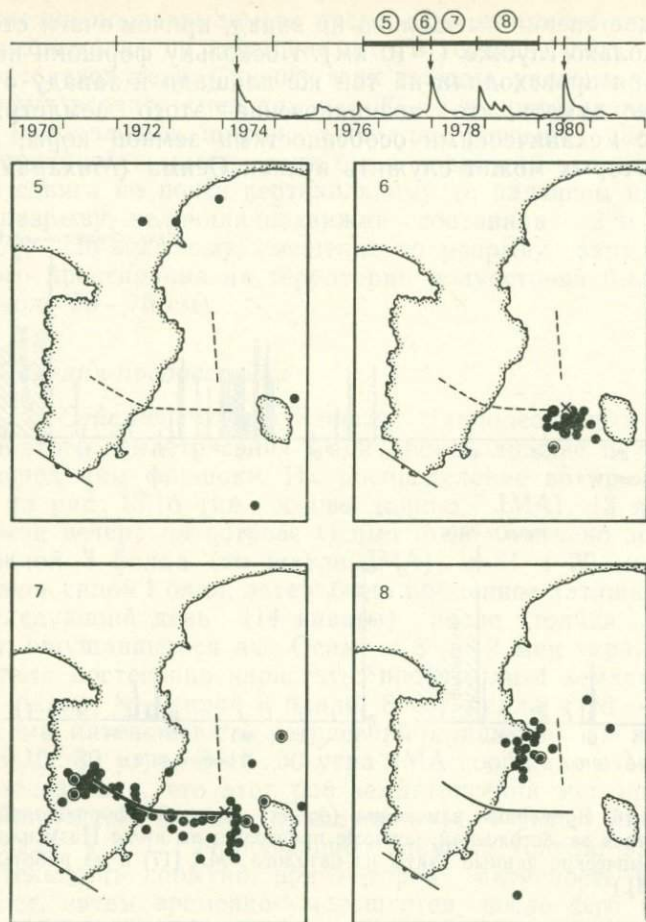


Рис. 13.17. Распределение землетрясений ($M \geq 3,0$) для четырех периодов (5—8) до и после землетрясения Идзу—Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$). Обозначения те же, что на рис. 13.6 [26].

Поскольку рои землетрясений появляются в этом районе часто, их возникновение не обязательно означает, что с ними будет непосредственно связано сильное землетрясение. Поэтому, как говорилось в разд. 5.6, вопрос отделения форшоков от сейсмических роев очень важен с точки зрения прогноза землетрясений. Один из методов основан на том, что значение параметра b (или параметра m в формуле Исимото—Ииды) для форшоков мало, но в случае землетрясения Идзу—Осима-кинкай 1978 г. одни исследователи сообщили о низком значении b , а другие — о нормальном его значении, так что здесь необ-

ходим дополнительный анализ. Основываясь на том, что рои землетрясений включают группы толчков, которые всегда имеют сходную форму волны, тогда как для форшоков характерны разные формы волны, Цудзиура [40] предложил выделять форшоки по этому признаку (рис. 5.36). Однако известны также сообщения о форшоках со сходной формой волны. Поэтому, как говорилось ранее, необходимо собрать больше наблюдений и провести дальнейшее исследование того, пригоден ли данный метод в общем случае для выделения форшоков. Во всяком случае, когда начинаются толчки, на данной стадии развития исследований еще трудно решить, представляют ли они собой форшоки сильного землетрясения или нет (см. разд. 5.6 и 5.7).

13.4.2.2. Движения коры. Перед землетрясением Идзу — Осима-кинкай с помощью нивелировок и гравиметрических измерений было обнаружено аномальное поднятие в восточной части полуострова Идзу. Это поднятие можно было бы назвать своего рода долго- или среднесрочным предвестником, прямо указывающим на то, что перед землетрясением происходят аномальные движения коры. Однако, поскольку во время землетрясения Идзу — Осима-кинкай в центральной части поднятия не произошло никаких сколько-нибудь заметных изменений, это поднятие трудно считать непосредственным предвестником землетрясения. Связь между этим поднятием и землетрясениями рассматривается в разд. 13.6.2. Никаких краткосрочных предвестников при нивелировках и съемках с геодиметром не наблюдалось.

В 1976—1977 гг. сотрудники ЖМА начали в районах Идзу и Токай проводить наблюдения с использованием объемных деформографов системы Сакса — Эвертсона и телеметрии и обнаружили аномальные изменения, предшествовавшие землетрясению 1978 г., в пунктах Иродзаки и Адзиро (рис. 13.18) на расстоянии 20—30 км от эпицентра (например, [44]). Раньше район мыса Иро был стабилен, но приблизительно с 3 декабря 1977 г. земная кора там начала сжиматься. Затем некоторое время она была в устойчивом состоянии, а примерно за три дня до землетрясения начала расширяться. В момент самого землетрясения почти никаких изменений не наблюдалось. Однако изменения, подобные отмеченным 3 декабря, время от времени наблюдались в показаниях объемных деформографов, установленных в Иродзаки, и в последующий период. Поэтому для того, чтобы узнать, были ли эти изменения предвестниками землетрясения, необходимы дальнейшие исследования. Тем не менее весьма вероятно, что расширение за 3 дня до землетрясения было явлением, которое можно считать непосредственным предвестником землетрясения.

Примерно с 19 декабря возрастающее сжатие стало наблюдаться в Адзиро; впоследствии показания стали заметно неустойчивыми. В дальнейшем график деформации постепенно стабилизировался, так что, возможно, это изменение было предвестником. К сожалению, данные непрерывных наблюдений таких движений коры в пределах очаговой зоны или в ближайших ее окрестностях в центральной и восточной частях полуострова Идзу получить не удалось, несмотря на то что сеть наблю-



Рис. 13.18. Изменения деформации во времени, наблюдавшиеся с помощью объемных деформографов системы Сакса — Эвертсона в четырех пунктах вокруг очаговой области землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. [44].

дений на полуострове Идзу является настолько плотной, насколько это возможно.

13.4.2.3. Грунтовые воды. На рис. 13.19 представлены изменения уровня воды в скважине глубиной 600 м в Фунабаре (центральная часть полуострова Идзу) с поправками, учитывающими атмосферное давление [45]. Спад между серединой июля и началом августа 1977 г. вызван техническими причинами. Если его исключить, то окажется, что начиная с марта уровень возрастал в среднем на ~ 30 см в месяц. Но в конце декабря подъем сменился очень резким понижением, а при землетрясении 14 января 1978 г. уровень внезапно упал на целых 7 м. Данная скважина расположена вблизи северо-западного края области афтершоков землетрясения Идзу — Осима-кинкай, и понижение уровня воды в конце декабря считается изменением, непосредственно (или почти непосредственно) предшествовавшим землетрясению. Такие же наблюдения проводились в Какиги (глубина скважины 250 м) на расстоянии ~ 3 км от Фунабары, но никаких подобных изменений замечено не было. В сотрудничестве с частными добровольцами Институт ис-

следования горячих источников продолжал наблюдения за уровнем воды в скважинах. Были сделаны сообщения об изменениях в нескольких скважинах, но таких очевидных изменений, какие показаны на рис. 13.19, отмечено не было.

Геологическая служба Японии провела многочисленные наблюдения грунтовых вод в большом числе скважин, тяготеющих к центру области поднятия. В одной из скважин в пункте Сираива (центральный Идзу) ранее стабильная температура приблизительно за месяц до землетрясения резко понизилась

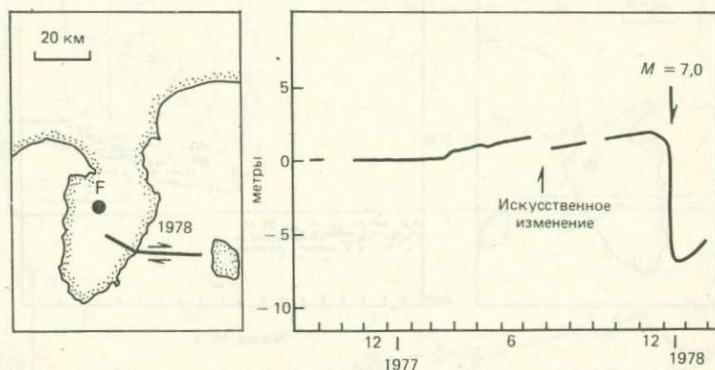


Рис. 13.19. Изменения уровня воды в глубокой скважине в пункте Фунабара (F) в центральной части п-ова Идзу [45].

и стала неустойчивой [31]. По данным Асады [4], температура одного артезианского источника в центральном Идзу в конце 1977 г. понизилась и с того времени начала колебаться с короткими периодами. Считается, что изменение температуры вызвано уменьшением дебита и непостоянным поступлением воды. Этот артезианский источник «капризничал» и перед землетрясением Кавадзу в 1976 г. Можно заключить, что такие изменения температуры и дебита — предвестники землетрясений.

Токийский университет и Геологическая служба Японии измеряли содержание радона в грунтовых водах. Результаты наблюдений за концентрацией радона, выполненных для артезианской скважины (глубиной 350 м) в пункте Суйкоэн (центральный Идзу), показаны на рис. 13.20 [43]. Концентрация радона стала заметно понижаться примерно с октября 1977 г., но здесь сказались и сезонные изменения. Однако, даже если их исключить, все равно думается, что были и долгосрочные изменения, связанные с землетрясением. На рис. 13.20 видно также, что за несколько дней до землетрясения произошли изменения, которые можно считать предвестниками сейсмического события.

Концентрация радона в конце декабря — начале января удерживалась на более или менее постоянном уровне, но после внезапного понижения 8—9 января она резко возросла и с 9 января снова сохранялась примерно на одном уровне, а 14 января произошло землетрясение. В этом случае не было косейсмических изменений, но кажущиеся последствия этого толчка можно заметить в последующих изменениях.

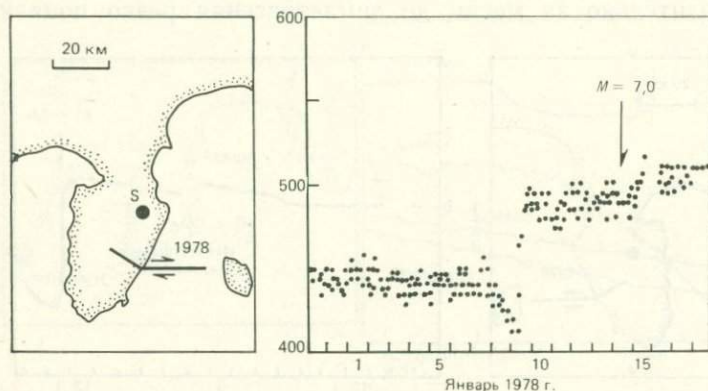


Рис. 13.20. Временные изменения концентрации радона (отсчеты в минуту) для артезианской скважины глубиной 350 м в пункте Суйкоэн (S) в центральной части п-ова Идзу [43]. © 1980 by the American Association for the Advancement of Science.

13.4.2.4. *Электрическое сопротивление и геомагнетизм.* Юкутаке и др. [47] начиная с 1975 г. проводили повторные измерения кажущегося электрического сопротивления методом искусственного поля по линии, пересекающей кратер вулкана Идзу — Осима (Михараяма). Приблизительно за два месяца до землетрясения 1978 г. были отмечены небольшие изменения сопротивления. Результаты представлены на рис. 13.21. Схема (а) иллюстрирует расстановку электродов. Ток подавался через электроды на восточной стороне от кратера, а потенциал измерялся на западной стороне. Графики (б) показывают изменение сопротивления во времени, причем значение i соответствует уровню, наблюдавшемуся в момент начала измерений. Кривая А соответствует комбинации ближайших друг к другу электродов и характеризует изменения кажущегося сопротивления в самых верхних горизонтах. Кривая С отвечает комбинации электродов, наиболее удаленных от кратера, и показывает изменения на большой глубине под кратером. Кривая В отражает промежуточные изменения.

Если обратиться к кривой А, то можно заметить небольшое увеличение перед землетрясением Идзу — Осима-кинкой ($M =$

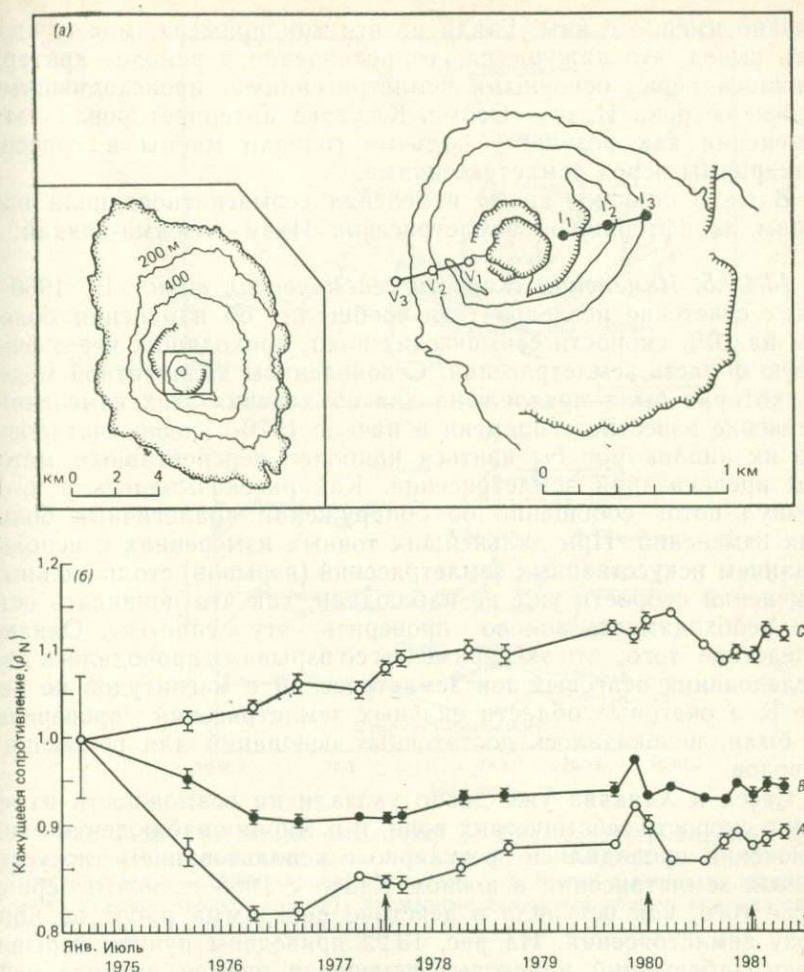


Рис. 13.21. Связь между временными изменениями кажущегося электрического сопротивления вдоль профилей, проложенных через кратер вулкана Идзу—Осима (Михараяма), и землетрясениями, происходившими близ о. Осима (б); (а) пары электродов (токовые/потенциальные): А — $(I_1-I_2)/(V_1-V_2)$, В — $(I_1-I_3)/(V_1-V_3)$, С — $(I_2-I_3)/(V_2-V_3)$ [47].

$=7,0$) в 1978 г. и совершенно очевидное изменение перед землетрясением Идзу-ханто-тохо-оки ($M=6,7$) в 1980 г. Значительное изменение отмечалось также в 1981 г. — возможно, оно было связано с землетрясением ($M=3,8$), происшедшим 7 июня в районе бухты Хабу на юго-восточном побережье острова Осима. Это было слабое землетрясение, но, поскольку оно случилось поблизости, не исключено, что изменение сопротивления

связано именно с ним. Глядя на эти три примера, можно сделать вывод, что кажущееся сопротивление в районе кратера менялось перед основными землетрясениями, происходившими вблизи острова Идзу — Осима. Юкутаке интерпретировал эти изменения как результат подъема головки магмы в кратере Михараямы перед землетрясениями.

В гл. 6 описаны явные изменения геомагнитного поля при одном из афтершоков землетрясения Идзу — Осима-кинкай.

13.4.2.5. Изменения скорости сейсмических волн. В 1960-х годах советские исследователи сообщали об изменении более чем на 10% скорости сейсмических волн, проходящих через очаговую область землетрясений. С появлением дилатантной модели, которая была предложена для объяснения этих изменений, в течение известного времени в начале 1970-х годов считалось, что их анализ мог бы явиться наиболее перспективным методом предсказания землетрясений. Как рассказывалось в ч. I, хлынул поток сообщений об обнаружении аналогичных больших изменений. При дальнейших точных измерениях с использованием искусственных землетрясений (взрывов) столь сильных изменений скорости уже не наблюдали, так что появилась острая необходимость заново проверить эту гипотезу. Однако вследствие того, что эксперименты со взрывами проводились для исследования очаговых зон землетрясений с магнитудой не более 5, а очаговые области сильных землетрясений проверены не были, не оказалось достаточных оснований для решающих выводов.

Сасса и Хаякава уже давно указали на возможность изменения скорости сейсмических волн, и в Японии наблюдения этих изменений проводились регулярно с использованием искусственных землетрясений в южном Канто с 1968 г., почти сразу после того, как вступила в действие программа работ по прогнозу землетрясений. На рис. 13.22 приведены пункты взрыва, точки наблюдений и вековые изменения времен прихода сейсмических волн. Взрывы проводятся на острове Идзу — Осима, точки наблюдений расположены на обширной площади, включающей южный Канто, районы Идзу и Токай, а наблюдения выполняются раз в год. К счастью, лучи к трем точкам наблюдений на полуострове Идзу проходят через область аномального поднятия в восточной части полуострова и через очаговую область землетрясения Идзу — Осима-кинкай. Таким образом, имела блестящая возможность удостовериться в изменении скоростей. Тем не менее никаких заметных изменений, которые превышали бы ошибки наблюдения, ни перед землетрясением, ни во время усиления сейсмической активности установлено не было [11].

До сего времени не было известно ни одного случая таких

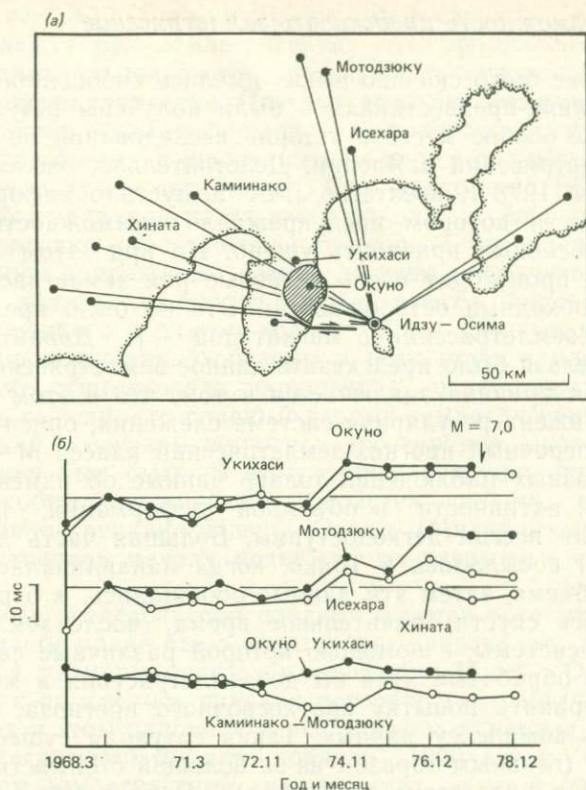


Рис. 13.22. Результаты наблюдений (с использованием взрывов) изменения скорости сейсмических волн в районе Канто — Токай до и после землетрясения Идзу — Осима-кинкай ($M=7,0$). (а) Место взрывов (двойной кружок) и точки наблюдений; (б) временные изменения времен прихода сейсмических волн (в миллисекундах) [11].

высокоточных измерений, продолжавшихся столь долгое время и включавших сильное землетрясение с магнитудой $M \sim 7$. Это порождает определенное сомнение в достоверности прошлых заявлений о том, что перед землетрясением на большой площади происходят заметные — более чем на 10% — изменения скорости. Спорный вопрос об изменениях скорости сейсмических волн должен быть теперь заново рассмотрен с самого начала. Если даже предположить, что изменения действительно происходят, не будут ли они крайне малыми и не возникают ли только в особых условиях — таких, как при Гавайском землетрясении 1975 г., очаг которого находился внутри вулкана [18]? Этот пример ясно показывает важность накопления надежных, т. е. очень точных данных.

13.4.3. Возможность предсказать землетрясение

Как уже было сказано выше, имелись сообщения о нескольких явлениях-предвестниках и были получены результаты, занимающие особое место в истории исследований по предсказанию землетрясений в Японии. Действительно, около 10 ч утра 14 января 1978 г. агентство ЖМА выпустило информационное сообщение, в котором предупреждало о возможности землетрясений, способных причинить ущерб. Но при этом имелось в виду, что происходят очень активные рои землетрясений и поэтому необходима осторожность. Это не было предсказанием сильного землетрясения с магнитудой ~ 7 . Давайте обсудим, почему нельзя было предсказать данное землетрясение.

Первая причина заключается в том, что в этом районе не была налажена регулярная система слежения, ориентированная на краткосрочный прогноз землетрясений класса $M \sim 7$. Из всех разнообразных наблюдений только данные об изменении сейсмической активности и объемной деформации, получаемые ЖМА, были всегда легкодоступны. Большая часть другой информации посылалась в Токио, когда накапливалась в достаточном объеме, затем эти данные обобщались, а о результатах сообщалось спустя значительное время после землетрясения. Не было системы, с помощью которой различные сведения непрерывно обрабатывались бы до землетрясения и можно было бы предпринять попытку краткосрочного прогноза, приняв решение по комплексу данных. Такая ситуация существенно не менялась (главным образом из-за большой стоимости таких наблюдений и недостатка персонала). Единственным местом в Японии (во время написания этой книги — в 1984 г.), где ведутся круглосуточные наблюдения и оперативный анализ, является район Токай, где ожидается землетрясение класса $M \sim 8$; о нем речь пойдет позже.

Итак, что было бы, если бы эти данные удалось представить в полном виде, а прошлые материалы — всесторонне изучить? Конечно, проблема заключается в том, что на самом деле сведения собраны уже после землетрясения, но они заслуживают анализа. Если совершенно невозможно сделать предсказание даже по данным, рассматриваемым задним числом, то и вообще нечего ждать от подобных наблюдений.

Первоочередной вопрос: возможно ли было оценить положение гипоцентра будущего землетрясения? Посмотрим внимательно на временные изменения сейсмической активности, показанные на рис. 13.6 и 13.17. На схеме 4 (рис. 13.6) область главного разрыва в очаге будущего землетрясения Идзу — Осима-кинкай 1978 г. представляет собой брешь, а в окружающей области активность слегка повышена (т. е. в это время распознается кольцевой характер распределения). Взглянув

затем на рис. 13.17, мы увидим, что на восточном краю этой бреши возникли рои землетрясений. Это форшоки. Горизонтальное максимальное сжатие имело здесь северо-западное — юго-восточное направление. Поэтому если бы испарывание разрыва началось в области форшоков, то развитие сдвига должно было бы происходить в широтном или меридиональном направлении. Поскольку землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. произошло в юго-западной части этого района, а северо-восточная сторона Иродзаки сместилась на юго-восток, что привело здесь к возрастанию напряжений, весьма логично заключить, что землетрясение должно возникнуть прежде всего в зоне широтного разлома, смежного с очагом толчка 1974 г. Учитывая, что на западном продолжении этой зоны в результате землетрясения Кавадзу уже существовала нарушенная ослабленная линия, приходим к выводу, что главный разрыв землетрясения Идзу — Осима-кинкай, имеющий широтное простирание, оказался там, где и должен был быть. В этом случае нетрудно представить себе, что особые механические свойства района, связанные с присутствием вулкана Идзу — Осима (Михараяма), вероятно, способствовали началу подвижки по разрыву в сейсмическом очаге.

Некоторые исследователи придерживаются того мнения, что в долгосрочном плане было невозможно предсказать место, направление и размеры очага землетрясения Идзу — Осима-кинкай, так как не имелось никаких исторических сведений о землетрясениях в этом районе. Однако, поскольку период повторяемости землетрясений бывает порядка 1000 лет и более (за исключением землетрясений на границах плит и ближайших к ним площадях), нельзя полагаться на одни только исторические данные. Из сказанного выше следует, что возникновение землетрясений можно до некоторой степени предвидеть, исходя из прошлого развития сейсмической активности и из тектоники. В современной практике, конечно, число случаев, когда такое предвидение возможно, ограничено.

Если бы данные о предвестниках непосредственно перед землетрясением собирались ежечасно, то, имея такого рода долгосрочный прогноз, внимательный наблюдатель, вероятно, смог бы предсказать это землетрясение с определенной долей уверенности. Однако главная часть сейсмического разрыва располагалась в море, а наблюдения покрывали только его продолжение на суше. Таким образом, получить данные непрерывного наблюдения за движениями земной коры в очаговой области (что считается эффективным методом при краткосрочном прогнозе) было совершенно невозможно. Нельзя также сказать, что плотность других видов наблюдений даже на суше была достаточной. Несмотря на то что наблюдения в этом случае были самыми плотными и разнообразными в Японии за

последние годы, их все же было недостаточно, чтобы предсказать землетрясение с необходимой для практики высокой точностью.

При всем том землетрясение Идзу — Осима-кинкай 1978 г. произошло в районе, где предвестники хорошо проявляются. Благодаря этому были получены результаты, заслуживающие особого упоминания среди работ по прогнозу землетрясений. Они сводятся к следующему.

1. Ввиду того что данный район считался площадью, требующей пристального внимания, и того, что наблюдения здесь были усилены и проводились без перерывов, долговременная перспектива была ясна. В результате этого впервые в Японии были обнаружены различные явления-предвестники, которые в сочетании с изменениями в весьма длительно наблюдавшейся сейсмической активности позволили заключить, что прогноз землетрясений возможен.

2. Связь между возникновением данного землетрясения и результатами измерения и наблюдения таких явлений, как поднятие земной коры и изменение скорости сейсмических волн, нельзя объяснить дилатантно-диффузионной моделью. Невозможно согласовать условия возникновения этого землетрясения с обстановкой, рисуемой дилатантной моделью, согласно которой перед землетрясением дилатансия заставляет подниматься земную поверхность в гипоцентральной области, значительно изменяет скорость сейсмических волн, а магнитуда землетрясения определяется длительностью существования такой аномалии. Этот результат указывает на необходимость пересмотра упомянутой модели.

13.4.4. Сейсмические рои после землетрясения

Афтершоки землетрясения Идзу — Осима-кинкай, происшедшего 14 января 1978 г., неуклонно шли на убыль. Однако 23 ноября того же года вскоре после 10 ч утра сравнительно сильное землетрясение ($M=5,0$) произошло вблизи Инатори в зоне разрыва, образованного землетрясением Идзу — Осима-кинкай, а приблизительно через 15 ч, начиная с 2 ч ночи 24 ноября, частые слабые толчки стали отмечаться в районе Ито — примерно в 20 км к северо-востоку. Эта активность постепенно нарастала, и приблизительно в 10 ч вечера 3 декабря произошло самое большое землетрясение ($M=5,4$), а затем, около 9 декабря, активность уже резко ослабла. Как и в период сейсмических роев Ито 1930 г., эти рои землетрясений были взрывного типа, при котором основная активность продолжается 1—2 ч, после чего часов на десять устанавливается затишье. Этот взрывной тип проявления — характерное свойство сейсми-

ческих роев в районе Ито, обнаружившееся и при землетрясении Идзу-ханто-тохо-оки в июне 1980 г.

Как показано на рис. 13.23, после января 1979 г. сейсмическая активность затихла, но рои землетрясений были отмечены между 13 марта и концом этого месяца и затем между 19 мая и концом мая. Таким образом, три роя прошли один за другим

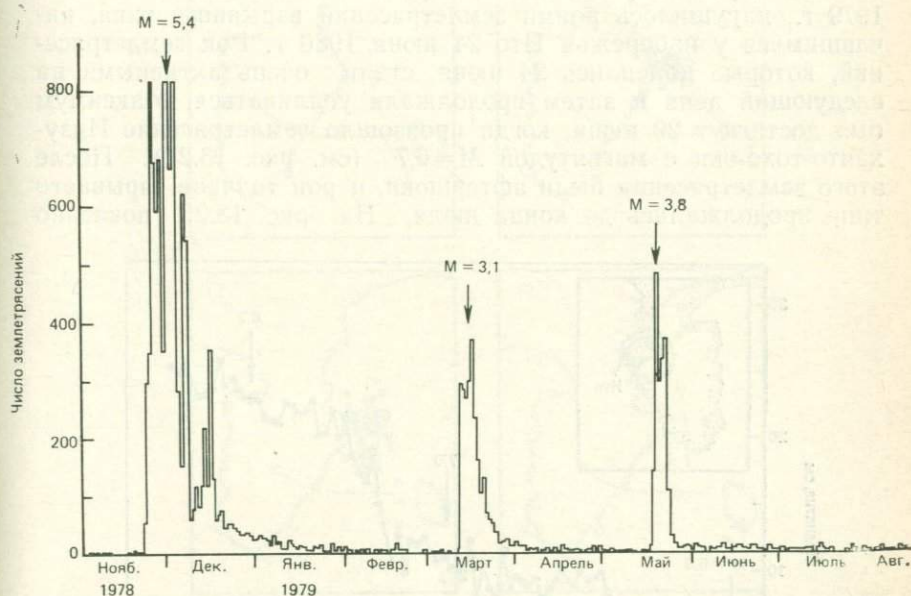


Рис. 13.23. Частота повторяемости толчков сейсмических роев Ито-оки, последовательно (троекратно) отмечавшихся с ноября 1978 по май 1979 г. По вертикальной оси отложено число землетрясений в сутки по данным наблюдений на станции Камата в восточной части п-ова Идзу [16].

[16]. Их очаговые области показаны на рис. 13.17 (схема 8); они располагались вдоль восточного побережья полуострова Идзу и захватывали акваторию в непосредственной близости от этого побережья.

Нивелировки, выполненные после этих роев землетрясений, показали, что область вблизи приливной станции Ито снова поднялась отдельно от поднятия с центром в Хиекава-тоге. Изменения в уровне приливов (по разности со станцией Абурацубо) с 1974 по 1981 г. показаны на рис. 13.24. Поднятие в районе приливной обсерватории Ито имело место между концом 1978 г. и маем 1979 г. и произошло, как полагают, в то же самое время, что и последовательность роев землетрясений

[9]. Связь между аномальным поднятием коры и роями землетрясений, с одной стороны, и сильными землетрясениями класса $M \sim 7$ — с другой, рассматривается в разд. 13.6.2.

13.5. Землетрясение Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$)

Затишье, продолжавшееся около года после затухания сейсмических роев в районе Ито, происходивших в конце мая 1979 г., нарушилось роями землетрясений взрывного типа, начавшимися у побережья Ито 24 июня 1980 г. Рои землетрясений, которые появились 24 июня, стали очень активными на следующий день и затем продолжали усиливаться. Максимум был достигнут 29 июня, когда произошло землетрясение Идзу-ханто-тохо-оки с магнитудой $M=6,7$ (см. рис. 13.27). После этого землетрясения были афтершоки, и рой толчков взрывного типа продолжались до конца июля. На рис. 13.25 показано

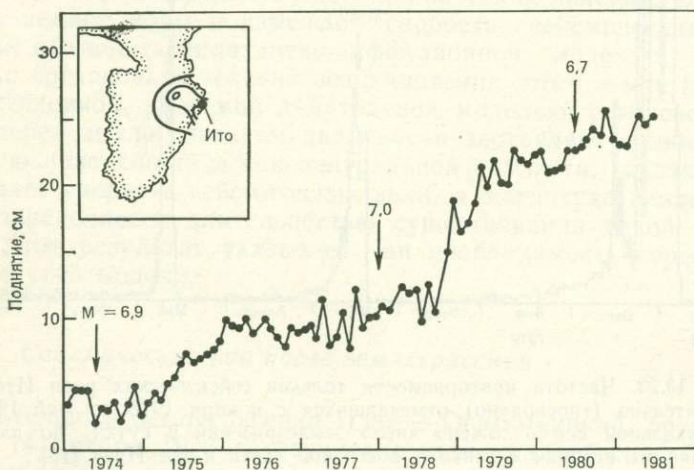


Рис. 13.24. Изменения уровня приливов (по разности со станцией Абурадубо) на приливной станции Ито с 1974 по 1981 г. Стрелками указаны сильные землетрясения класса $M \sim 7$ [8, 10].

пространственное распределение землетрясений ($M \geq 3,0$) для четырех периодов до и после землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки. По оценкам главный толчок был вызван подвижкой типа левостороннего сдвига по разрыву, ориентированному более или менее вертикально и протягивающемуся приблизительно на 20 км в меридиональном направлении. Сейсмические рои продолжали усиливаться в течение примерно 5 сут до главного толчка 29 июня и располагались вблизи эпицентра землетрясения с $M=6,7$ (рис. 13.25, схема 10). Эти рои землетрясе-

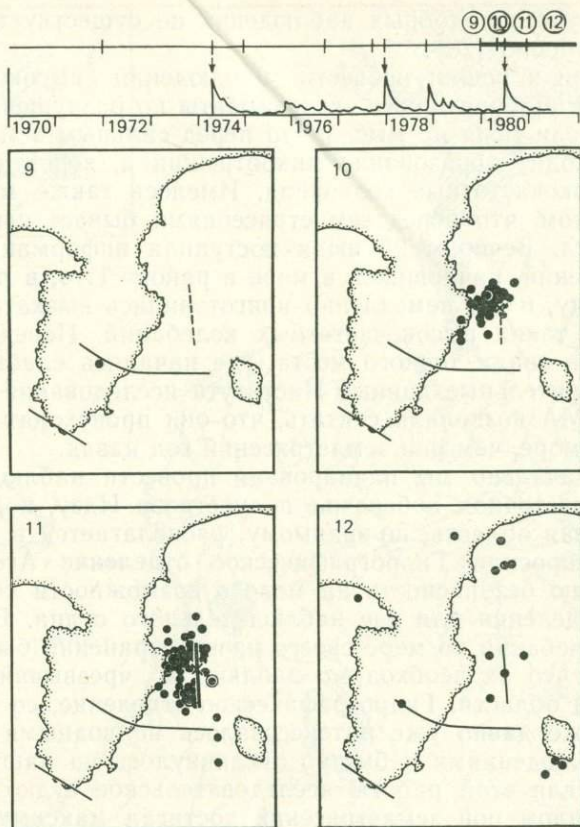


Рис. 13.25. Распределение землетрясений ($M \geq 3,0$) для четырех отрезков времени до и после землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$). Условные обозначения те же, что на рис. 13.6 [26].

ний происходили чрезвычайно близко к очаговой области роев Ито-оки (декабрь 1978 — май 1979 г.) и частично захватывали эту область, но большинство толчков 1980 г. возникло в море у восточного побережья, и положение очаговых областей не идентично.

13.5.1. Наблюдение высокочастотных сейсмических волн непосредственно над очаговой областью землетрясения

Перед самым землетрясением автор с помощником отправились в море в этом районе и провели гидрофонные наблюдения высокочастотных сейсмических волн (сейсмического звука), курсируя непосредственно над очаговой областью. Поскольку

других случаев подобных наблюдений не существует, я объясню их подробно [28].

26 июня я решил провести наблюдения высокочастотных колебаний. Лабораторные эксперименты по разрушению горных пород навели меня на мысль, что перед сильным землетрясением происходит образование микротрещин и, вероятно, излучаются высокочастотные колебания. Имелось также много сообщений о том, что перед землетрясениями бывает слышен подземной гул. Вечером 25 июня поступила информация о роях землетрясений, начавшихся в море в районе Ито, в первый раз в этом году, и мы немедленно приготовились выехать для наблюдения таких высокочастотных колебаний. Перед отъездом мы еще не знали точного места, где начались слабые толчки, но предварительные данные Института исследования землетрясений и ЖМА позволяли считать, что они происходят несколько дальше в море, чем рой землетрясений год назад.

Первоначально мы планировали провести наблюдения на суше, на восточном побережье полуострова Идзу, но, услышав, что очаговая область, по-видимому, располагается в море, мы спешно запросили Гидрографическое отделение Агентства по обеспечению безопасности на море о возможности сотрудничества и выделения для нас наблюдательного судна. Высокочастотные колебания по мере своего распространения быстро затухают, так что их необходимо наблюдать чрезвычайно близко к очаговой области. Гидрографическое отделение, со своей стороны, также давно уже интересовалось подводными акустическими наблюдениями и быстро откликнулось на нашу просьбу, направив для этой работы исследовательское судно «Такуё».

В прошлом рой землетрясений достигал максимума интенсивности, как правило, в начальный период; поэтому мы ускорили приготовления и вышли из Токийского залива (рис. 13.26) в полдень 28 июня. Мы прибыли в район работ в тот же вечер и растянули за кормой нашего корабля 250-метровый кабель, на котором буксировался гидрофон; запись подводных звуков производилась на борту судна на магнитофон. Я выбрал для наблюдений район овальной формы в нескольких километрах от побережья полуострова Идзу и попросил капитана крейсировать в этом районе как можно медленнее. Решение о выборе места наблюдений было принято исходя из полученных перед отплытием предварительных данных о положении гипоцентров двух или трех землетрясений и об активном разломе, который к этому времени был обнаружен по данным о рельефе дна. Разрыв в очаге землетрясения с $M=6,7$ разделил район наших наблюдений пополам меридиональной линией (см. рис. 13.26).

Поскольку наша подготовка к отъезду была недостаточной, много проблем доставил механический и электрический шум от работы корабельной машины и шум от трения между кабелем

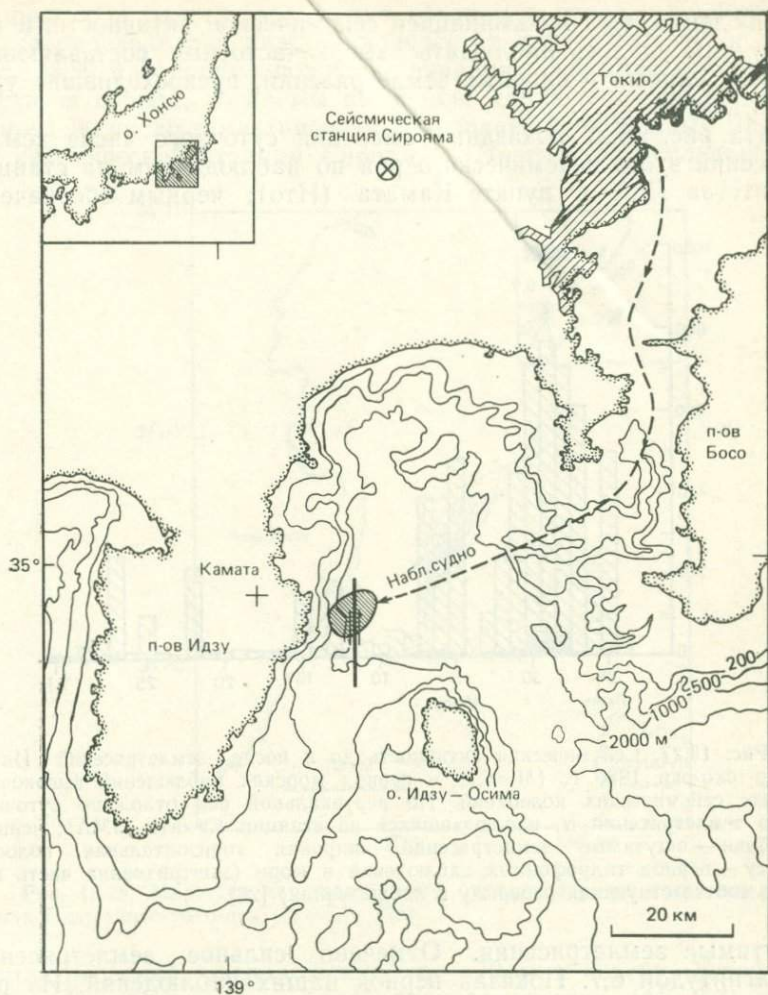


Рис. 13.26. Высокочастотные сейсмические наблюдения с использованием гидрофона, выполненные до и после землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки ($M=6,7$) 29 июня 1980 г. Прерывистой кривой показан курс наблюдательного судна, затушеванный овал — район наблюдений, жирная вертикальная прямая — разрыв в очаге землетрясения.

гидрофона и корпусом судна. Поэтому нельзя сказать, что полученные результаты были удовлетворительными. Из-за этих шумов было трудно получить данные о колебаниях с частотой выше 300 Гц. Поэтому наш анализ был сосредоточен на полосе частот со сравнительно высоким отношением сигнал/шум (50—300 Гц). Однако период, в течение которого выполнялись наши

наблюдения, был кульминацией сейсмической активности, и поэтому нам удалось наблюдать высокочастотные составляющие многих слабых и сильных землетрясений, превосходившие уровень шумов.

На рис. 13.27 показаны изменения суточного числа землетрясений этого сейсмического роя по наблюдениям на станции агентства JMA в пункте Камата (Ито); черным обозначены

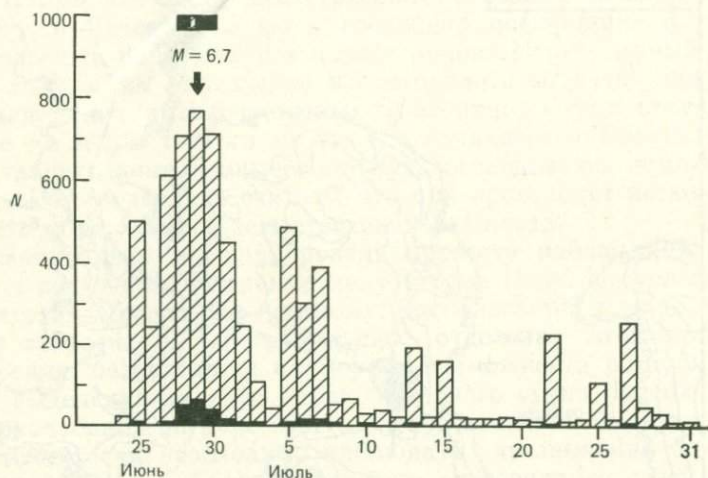


Рис. 13.27. Сейсмическая активность до и после землетрясений Идзуханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$) и период морских наблюдений высокочастотных сейсмических колебаний. По вертикальной оси отложено суточное число землетрясений N , наблюдавшихся на станции Камата (JMA); черные столбики — ощутимые землетрясения; широкая горизонтальная полоска вверху — период гидрофонных наблюдений в море (заштрихована часть полосы, соответствующая перерыву в наблюдениях) [28].

ощутимые землетрясения. Отмечено сильное землетрясение с магнитудой 6,7. Показан период наших наблюдений. Из рисунка следует, что сейсмическая активность была чрезвычайно оживленной и что, хотя наши наблюдения продолжались только двое суток, они захватили пик этой активности. Однако из-за плохой погоды в течение примерно 10 ч начиная с утра 29 июня и до возникновения сильного землетрясения в 4 ч 20 мин пополудни нам пришлось бороться с кабелем гидрофона, наматывавшимся кольцами вокруг судна, и наблюдения были временно прекращены. Но уже примерно через 10 мин после главного толчка мы сумели наладить наблюдения и записали оживленную афтершоковую деятельность.

Маршрут судна после возобновления наблюдений показан на рис. 13.28. Мы продолжали крейсировать с минимальной

скоростью в районе, который я обозначил ранее. Положение судна определялось каждые полчаса с точностью 100 м. На рис. 13.29, а подробно показаны вариации сейсмической активности за период, когда мы проводили наблюдения на судне, и приведено число землетрясений, наблюдавшихся каждые 10 мин на сейсмической станции Сирояма (Института исследования

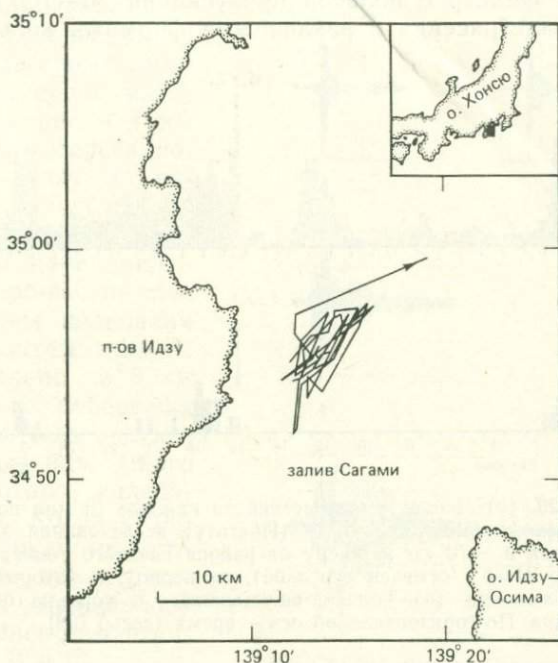


Рис. 13.28. Маршрут наблюдательного судна сразу же после землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки ($M=6,7$) [28].

землетрясений), расположенной в ~ 70 м к северу. Устойчиво убывающая активность после главного толчка ($M=6,7$) соответствует его афтершокам. На них накладывается всплеск активности, продолжавшийся около двух часов, — один из сейсмических роев взрывного типа, упоминавшихся ранее. На рис. 13.29, б показано число морских толчков, ощущавшихся на борту судна. В момент землетрясения с $M=6,7$ корабль подбросило и раскачивало из стороны в сторону; треск был слышен по всему судну. Я находился на мостике и смотрел на восточное побережье полуострова Идзу. Одновременно с землетрясением произошло несколько небольших оползней, и облака поднявшейся пыли выглядели как маленькие вулканические извержения. Я думаю, что, вероятно, не было других случаев, чтобы

исследователь землетрясений лично испытал сильное подводное землетрясение, находясь прямо над его очаговой областью, а затем ощутил, как подбрасывание, многочисленные подводные толчки.

На рис. 13.30 показана форма записи высокочастотных землетрясений, наблюдавшихся с помощью гидрофона. Был использован фильтр с полосой пропускания 50—100 Гц. Наблюдались землетрясения с различными формами колебаний, но я

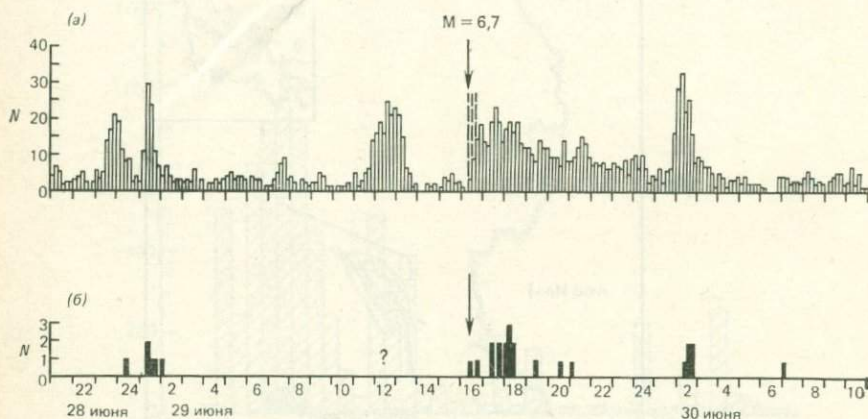


Рис. 13.29. (а) Число землетрясений за каждые 10 мин по наблюдениям на сейсмической станции Сирояма (Институт исследования землетрясений), расположенной в ~ 70 км к северу от района главного толчка (момент землетрясения с $M=6,7$ отмечен стрелкой), за период, в который выполнялись морские наблюдения. (б) Толчки, ощущавшиеся в море на борту наблюдательного судна. По горизонтальной оси — время (часы) [28].

здесь сосредоточил внимание на резкости вступлений и продолжительности колебаний и разделил их на три типа: А, В и С. К типу А относятся колебания с резким вступлением и со сравнительно короткой длительностью, к типу В — колебания с довольно плавным вступлением и большой продолжительностью, а к типу С — колебания с еще более плавным вступлением и плохо выраженным максимумом амплитуды.

Смысл такой классификации состоит в том, что резкость вступления и малая продолжительность прямо указывают на близость места наблюдения к очагу землетрясения. Как правило, землетрясения типа А — наиболее близкие и наблюдаются вплоть до полного затухания, так что они возникают, очевидно, на весьма малой глубине непосредственно под наблюдательным судном. Колебания типа С — это удаленные землетрясения. Они аналогичны колебаниям, фиксируемым удаленными сейсмометрами на суше. Землетрясения типа В — промежуточные события.

На рис. 13.31 показаны курс судна за время, начавшееся спустя 10 мин после главного толчка, и три типа (А, В и С) высокочастотных землетрясений, наблюдавшихся при этом. Поскольку предполагается, что землетрясения типа А возникали прямо под наблюдательным судном, их расположение вдоль курса судна можно считать расположением гипоцентров. Как видно на рис. 13.31, во время главного толчка судно находилось примерно в 4 км от восточного берега полуострова Идзу и наблюдались почти исключительно землетрясения типа С. По мере движения на северо-восток стали появляться колебания типа В, а затем типа А. Приблизительно в 8 км от восточного побережья полуострова было отмечено чрезвычайно много высокочастотных колебаний типа А. Когда судно снова повернуло на юго-запад, число землетрясений типа А уменьшилось и наблюдались землетрясения типа В и С.

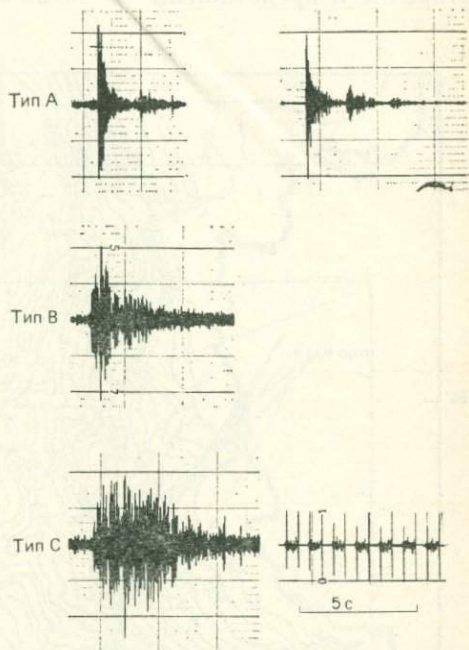


Рис. 13.30. Формы сделанных гидрофоном записей высокочастотных землетрясений. Выделено три типа колебаний (А, В и С) с различной резкостью вступлений и разной продолжительностью. В нижней правой части рисунка дана шкала времени [28].

Изменение во времени числа высокочастотных землетрясений типа А после главного толчка показано на рис. 13.32, а. Необходимо отметить, что в то время как нормальная сейсмическая активность, наблюдавшаяся на некотором расстоянии, после главного толчка устойчиво убывала (рис. 13.32, б), колебания, фиксировавшиеся при морских наблюдениях, имели заметные максимумы и затем постепенно ослабевали. Особенно четкие пики показаны на рисунке черным. Те места, где наблюдались многочисленные землетрясения типа А, отмечены на рис. 13.32, б жирными линиями: судно перемещалось вперед и назад, и при этом было обнаружено, что высокочастотные колебания типа А всегда резко усиливаются при прохождении определенных участков. Это сосредоточение высокочастотных колебаний типа А в опре-

деленном районе указывает на то, что через данный район проходит сейсмогенный разлом и что этот разлом расположен неглубоко и даже достигает морского дна. Как отмечалось ранее, из анализа данных сейсмических наблюдений на суше был сделан вывод, что разрыв в очаге имеет меридиональное простирание и представляет собой 20-километровый левосторонний

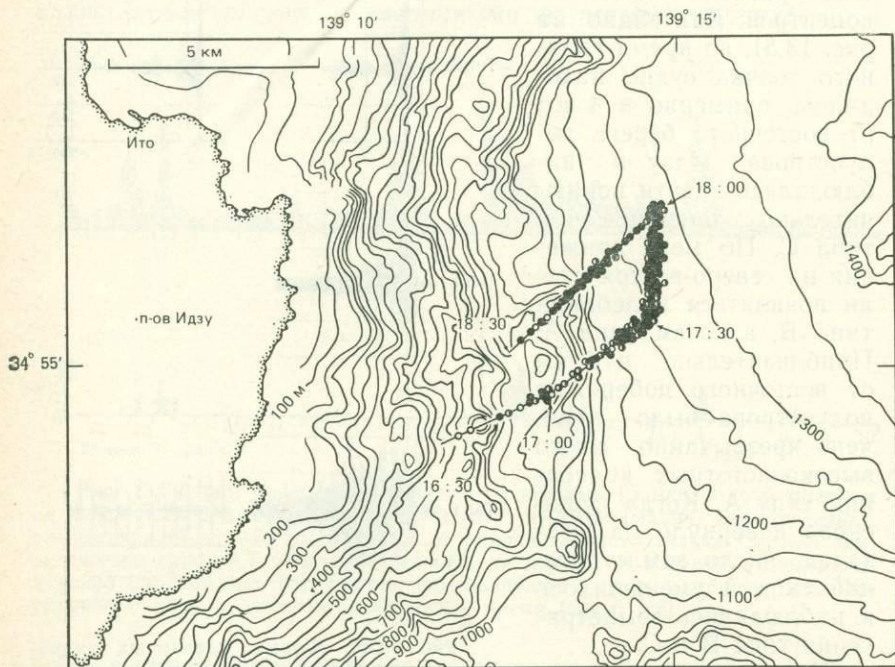


Рис. 13.31. Курс судна за время начиная с 16 ч 30 мин, т. е. сразу же после главного толчка ($M=6,7$, 16:20), 29 июня до 18 ч 30 мин того же дня. В этом регионе наблюдались высокочастотные землетрясения трех типов: А (черные кружки), В (черно-белые кружки) и С (светлые кружки) [28].

сдвиг. По материалам, показанным на рис. 13.32, можно оценить, что он находится приблизительно в 8 км от восточного побережья полуострова Идзу. Положение сейсмического разрыва показано на рис. 13.33 в виде заштрихованной полосы. На том же рисунке показаны контуры области афтершоков землетрясения с $M=6,7$ по сообщениям различных научных организаций и отдельных исследователей. Это ориентировочные результаты, но столь значительные расхождения возникают вследствие разного расположения пунктов наблюдений и различий в предполагаемых скоростных разрезах, что и дает большой разброс координат афтершоков.

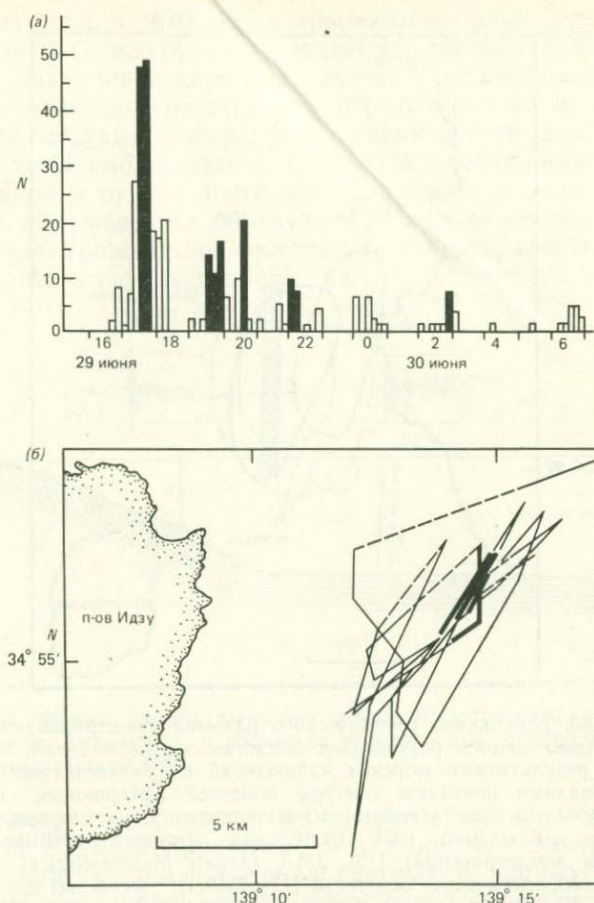


Рис. 13.32. (а) Изменение во времени числа наблюдавшихся высокочастотных землетрясений типа А (время указано в часах); максимумы активности показаны черным. (б) Курс наблюдательного судна за тот же промежуток времени; область, где наблюдались пики активности, показанные на гистограмме (а), хорошо видна по расположению жирных линий, соответствующих этим пикам [28].

В общем размещение афтершоков, установленное по данным удаленной сейсмической сети, было единственной основой для оценки положения подводных сейсмогенных разломов. Пока нет достаточных сведений о распределении скоростей в земной коре в горизонтальном и вертикальном направлениях, объективная точность выводов о положении очаговой области неизбежно остается ограниченной. И наоборот, обращая внимание на форму записи высокочастотных колебаний и пространствен-

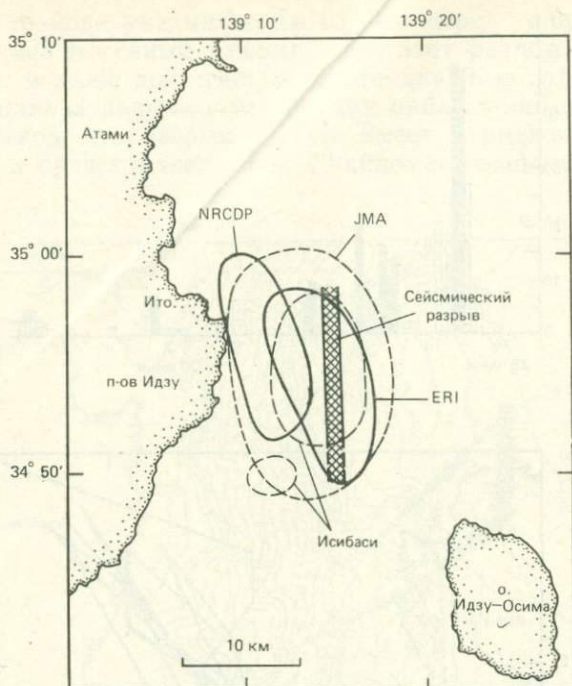


Рис. 13.33. Положение сейсмического разрыва (заштрихованная полоса), полученное совмещением результатов сейсмических наблюдений, выполненных на суше, с результатами морских наблюдений высокочастотных землетрясений [28]. Овалами показаны контуры областей афтершоков, построенные разными научными организациями по материалам принадлежащих им сетей сейсмических наблюдений: ERI (Earthquake Research Institute — Институт исследования землетрясений) [19], JMA (Japan Meteorological Agency) — Японское метеорологическое агентство [17], NRCDP (National Research Center for Disaster Prevention — Национальный исследовательский центр по предотвращению стихийных бедствий) [34]; показаны также контуры по Исибаси [14].

ное распределение степени активности землетрясений типа А, характеризующихся резким вступлением и малой продолжительностью, можно, как отмечалось выше, определить ее положение объективно, быстро и с высокой точностью. В этом случае на установление положения разрыва в очаге влияют только ошибки в определении координат наблюдательного судна, а они были определены, как уже говорилось, с исключительно высокой точностью — в пределах 100 м. Но в большинстве случаев применить такой метод, конечно, трудно.

Полученный результат можно проверить независимыми данными. На рис. 13.34 показаны два различных вида формы записи. Одна из них — простая форма одиночного типа, тогда

как в других можно различить три-четыре фазы, следующие через равные интервалы, и их амплитуда систематически убывает. Такие различия в характере записи обусловлены, как полагают, наличием или отсутствием отраженных волн, что связано с особенностями поверхности океанического дна. Записи одиночного типа наблюдаются, когда эта поверхность чрезвычайно неровная и от нее почти нет отражений, а записи с многократными отражениями образуются, когда океаническое дно плоское и его отражающая способность высока; этот тип волн можно ожидать в случае ровного дна.

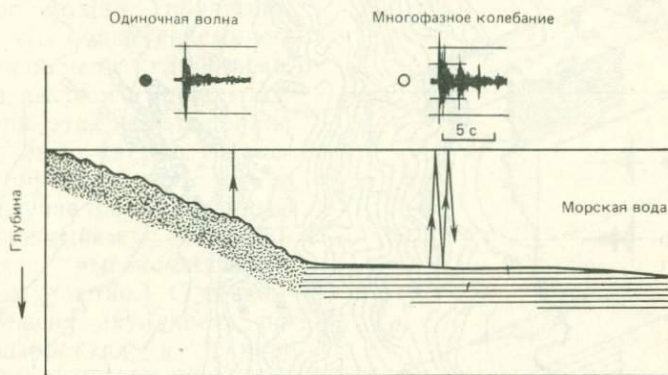


Рис. 13.34. Формы записи высокочастотных землетрясений, наблюдавшиеся с помощью гидрофона, и состояние морского дна, предполагаемое на основе вида этих записей [28].

Пространственное распределение колебаний простого типа и колебаний с многократными отражениями показано на рис. 13.35. Участки расположения светлых и черных кружков отделены друг от друга: черные кружки соответствуют чрезвычайно неровным местам на западном склоне дна в этом районе моря, а светлые кружки располагаются над плоской частью дна к востоку — дальше в открытом море. Общее согласие распределения этих кружков с картой рельефа морского дна показывает, что ошибка в определении положения очаговых областей землетрясений типа А невелика. В то же время то обстоятельство, что большинство землетрясений типа А сопровождалось многократными отражениями, позволяет считать, что сейсмический разрыв достигает поверхности плоской части морского дна. Это происходит, по-видимому, несколько восточнее того места, где по данным о подводном рельефе предполагался выход активного разлома.

Результаты наблюдения высокочастотных землетрясений дают также важные сведения о глубине плоскости разрыва. Согласно предварительным сообщениям о наблюдениях афтер-

шоков, поступившим от сейсмологической наблюдательной сети каждой организации, афтершоки были весьма глубокими (10—20 км). Однако, как указывалось выше, наблюдалось большое число высокочастотных землетрясений типа А, которые, считалось, возникли на очень малой глубине под морским дном. Это свидетельствовало о неглубоком положении разрыва, почти до-

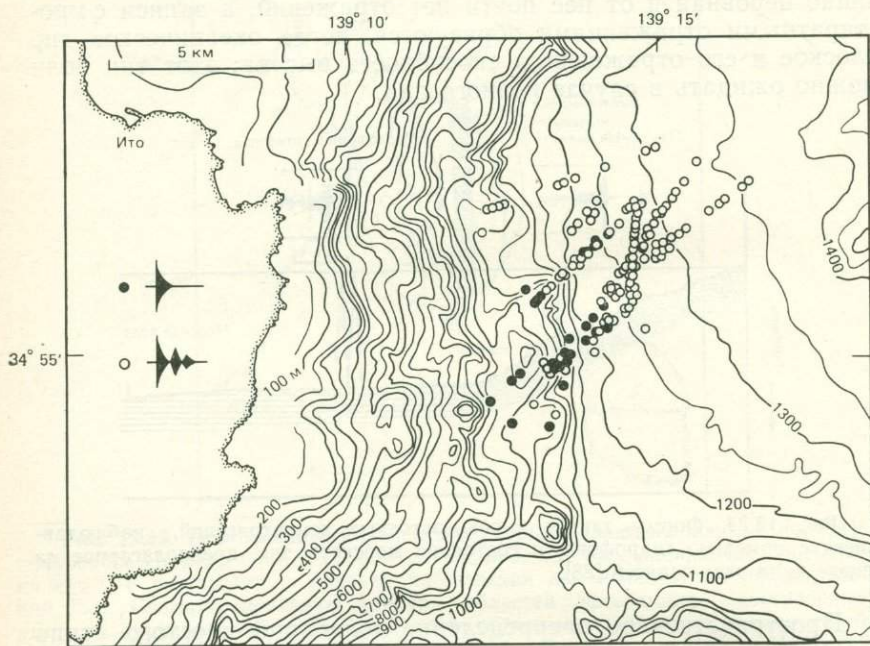


Рис. 13.35. Пространственное распределение колебаний одиночного типа (черные кружки) и многофазного типа (светлые кружки).

стигающего поверхности дна, что, вероятно, нельзя согласовать с предположением о глубине разрыва в 10—20 км. Мацуура [22] заново определил в 1983 г. трехмерное положение афтершоков и получил малое значение глубины (0—10 км). Поскольку в случае землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. произошла подвижка по разлому Иродзаки, а при землетрясении Идзу—Осима-кинкай движение по разлому наблюдалось на дневной поверхности в районе Инатори, вполне естественно считать, что разрыв в очаге землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г., связанный с прежними разрывами, также был неглубоким и выходил на поверхность морского дна.

Рисунок 13.36 иллюстрирует процесс развития землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки, предполагаемый по комплексу различных данных. Вначале, примерно 25 июня, возникли рои

землетрясений в открытом море в нескольких километрах от восточного побережья полуострова Идзу (рис. 13.36, а). Гидрофонные наблюдения, проводившиеся с вечера 28 июня до следующего утра, не дали сведений о каких-либо высокочастотных колебаниях типа А, из чего можно предположить, что очаги сейсмических роев были глубокими. (Из-за высокого уровня шумов при этих наблюдениях нельзя было твердо установить, происходили ли в этом случае перед сильным землетрясением мелкофокусные высокочастотные микроколебания.) С течением времени активность роев возрастала, и вскоре образовалась крупная трещина, начавшаяся на этом участке и достигшая морского дна при общей протяженности ее около 20 км. Это было сильное землетрясение с $M=6,7$ (рис. 13.36, б). Впоследствии на плоскости разрыва и вблизи нее происходили афтершоки, но их активность с течением времени систематически уменьшалась. Однако вплоть

до конца июля время от времени наблюдались рои землетрясений взрывного типа, постепенно становившиеся все менее интенсивными. По механизмам очагов было установлено, что напряжение в коре, вызвавшее образование этого разрыва, представляло собой сжатие в северо-запад — юго-восточном направлении (или растяжение в северо-восток — юго-западном).

13.5.2. Явления-предвестники

Землетрясение Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$) произошло вследствие подвижки по разрыву типа левостороннего сдвига в меридиональном направлении, землетрясение Идзу —

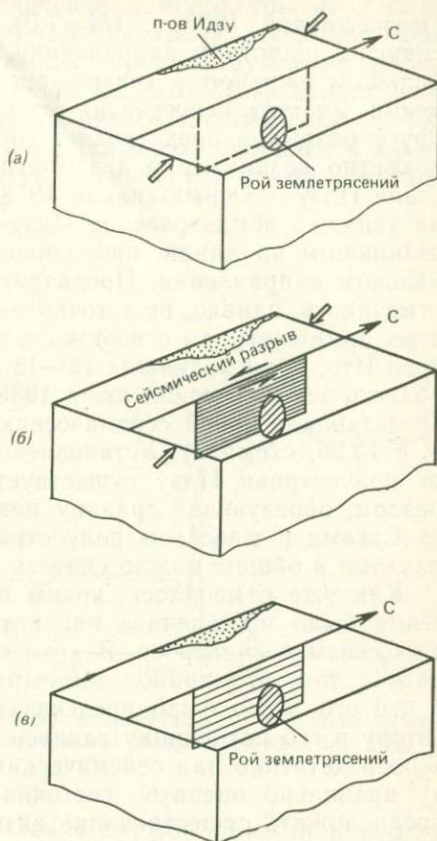


Рис. 13.36. Схема процесса развития землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. (а) Предваряющие землетрясения рои; (б) главный толчок ($M=6,7$); (в) постепенно ослабевающие рои землетрясений [28].

Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$) — вследствие правостороннего сдвига в широтном направлении, и оба они были вызваны наибольшим сжатием в северо-западном — юго-восточном направлении. Участок пересечения этих двух перпендикулярных друг другу разрывов представляет собой особую область, где неоднократно возникали рои землетрясений (рис. 13.2). Землетрясение Идзу — Осима-кинкай 1978 г. развивалось из этой точки на запад, а землетрясение Идзу-ханто-тохо-оки можно считать возникшим на линии, проходящей через эту точку в меридиональном направлении. Предваряющая сейсмическая активность отмечалась, однако, не у точки пересечения разрывов, а на участке, примыкающем с востока к очаговой области сейсмических роев Ито, происходивших 12—18-ю месяцами раньше. Очаговая область землетрясения июня 1980 г. в предшествующий период представляла собой сейсмическую брешь (см. рис. 13.17, схема 8, и 13.25, схема 9). Установлено также, что в море к востоку от полуострова Идзу существует меридиональный активный разлом, образующий границу между плоской частью дна залива Сагами и массивом полуострова Идзу. Южную часть этого разлома в общем можно считать очагом этого землетрясения.

Как уже отмечалось, ярким предвестником этого землетрясения было постепенное нарастание активности предшествующих сейсмических роев. В этом смысле, вероятно, можно говорить о том, что данное землетрясение не было неожиданным и что его легко было предсказать. Как было ранее указано, автору и его помощнику удалось провести морские наблюдения непосредственно над сейсмическим разрывом, так как мы смогли правильно оценить состояние сейсмической активности, предположить существование активного разрыва и принять необходимое решение. Однако никаких сведений, которые позволили бы предсказать сильное землетрясение или прогнозировать время его возникновения на основе изменений сейсмической активности, получено не было.

Курокава [21] наблюдал изменения в температуре артезианских источников, которые, по-видимому, давали основания предсказать возникновение сильного землетрясения 29 июня. Еще с начала 1970-х годов он производил измерения температуры на артезианских источниках Усами в восточной части полуострова Идзу и указывал, что температура источников и возникновение землетрясений часто бывают связаны одно с другим. На рис. 13.37 представлены температурные изменения в период, включающий время землетрясения 29 июня. С 5 июня температура оставалась практически неизменной (59°C), но 25 июня, когда начались рои землетрясений, она стала медленно расти, а после 26 июня резко поднялась, достигнув 28 июня почти 61°C . Рост температуры отмечался и при появлении сейсмических роев Ито в декабре 1978 г., но тогда он составил

только $\sim 1^\circ\text{C}$. Поскольку увеличение температуры на 2°C за такой короткий период было беспрецедентным явлением, оно было, возможно, связано с самими предшествующими роями землетрясений, но возможно также, что это было изменением, предваряющим главный толчок 29 июня. Артезианский поток прекратился в момент главного толчка и возобновился 4 июля. Небольшие изменения температуры отмечались также в наблю-

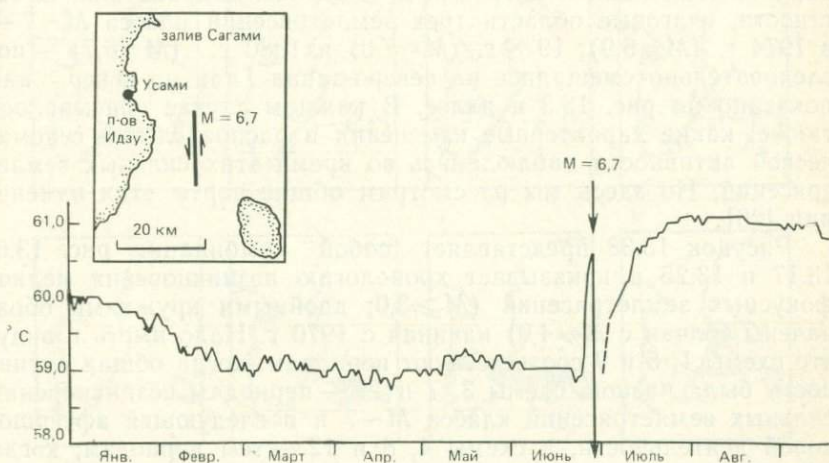


Рис. 13.37. Температурные изменения в артезианском источнике Усами (в Ито) непосредственно перед землетрясением Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. [21].

дательных скважинах Геологической службы Японии и в других скважинах, но они не были столь очевидными.

Ранее описывалось, как менялось перед этим землетрясением электрическое сопротивление вблизи кратера вулкана Идзу — Осима (Михараяма) [47]. Возможно, это также было изменением, предварявшим данное землетрясение (см. рис. 13.21). Напряжение питания донных сейсмографов, установленных против берегов Омаэдзаки в районе Токай, регулярно измерялось сотрудниками ЖМА. Перед этим землетрясением наблюдались аномальные изменения, так что, по-видимому, происходили аномальные изменения разности потенциалов между океаническим дном и сушей [29].

Таким образом, были обнаружены явления-предвестники в сейсмической и другой активности, тогда как объемный деформограф в восточной части полуострова Идзу, находившейся всего в 10 км от очаговой области, не отметил никаких изменений, предшествующих землетрясению или одновременных с ним (косейсмических). Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

13.6. Особенности современной активности земной коры и суждения о будущей активности

13.6.1. Сейсмическая активность

Как отмечено в разд. 13.1, главной особенностью сейсмической активности на полуострове Идзу и в его окрестностях явилась тенденция к миграции в северном направлении. В частности, очаговые области трех землетрясений класса $M \sim 7$ — в 1974 г. ($M=6,9$), 1978 г. ($M=7,0$) и 1980 г. ($M=6,7$) — последовательно смещались на северо-запад или на север, как показано на рис. 13.3 и далее. В каждом случае описывалось также, какие характерные изменения в распределении сейсмической активности наблюдались во время этих сильных землетрясений. Но здесь мы рассмотрим общие черты этих изменений [26].

Рисунок 13.38 представляет собой комбинацию рис. 13.6, 13.17 и 13.25 и показывает хронологию возникновения мелкофокусных землетрясений ($M \geq 3,0$; двойными кружками обозначены толчки с $M \geq 4,0$) начиная с 1970 г. Надо иметь в виду, что схемы 1, 5 и 9 соответствуют периодам, когда общая активность была низкой, схемы 3, 7 и 11 — периодам возникновения сильных землетрясений класса $M \sim 7$ и последующей афтершоковой деятельности, а схемы 4, 8 и 12 — тем периодам, когда афтершоки прекращались и можно было наблюдать распределение активности, отличное от афтершоковой. На схеме 4 активность в области главного разрыва следующего сильного землетрясения (Идзу — Осима-кинкай 1978 г., показанного на схеме 7) низкая, а вокруг этой области — высокая (появление кольцевого распределения). На схеме 8 эта картина не столь ясна, но активность в зоне разрыва предстоящего сильного землетрясения по-прежнему низка, а смежная область активна. Схема 12 будет рассмотрена позже.

Продолжительность этих периодов неодинакова, и сами периоды выбраны так, чтобы было удобно для наших целей. Но и при этом здесь, по-видимому, можно заметить одну общую закономерность: перед следующим сильным землетрясением в гипоцентральной области появляется сейсмическая брешь и наступает общий неактивный период, после чего в очаговой области и по соседству начинается предвещающая активность (т. е. форшоки), а затем происходит сильное землетрясение. В разд. 13.1 отмечалось, что перед началом последовательности крупных сейсмических событий 1970-х годов существовал ясно выраженный период спокойствия длительностью в несколько лет, а затем стала проявляться предвещающая активность и начался период повышенной крупномасштабной активности. Интересно, что эта закономерность повторялась при каждом зем-

летрясения класса $M \sim 7$, и если такая регулярность в будущем сохранится, то она будет важным звеном в предсказании следующего сильного землетрясения.

Итак, рассмотрим распределение активности, показанное на схеме 12 (рис. 13.38). Длительность периода на этой схеме

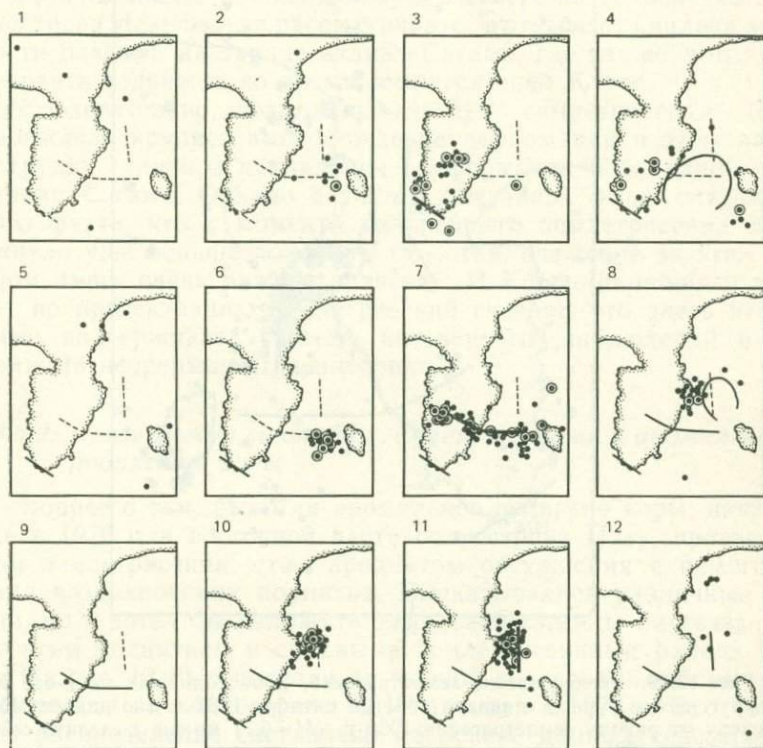


Рис. 13.38. Закономерности в изменении сейсмической активности на п-ове Идзу и окружающей его площади в последние годы. На схемах 1—12 показан временной ход этих изменений (синтез рис. 13.6, 13.17 и 13.25).

всего около 1 года, число землетрясений мало, и никакой ясной картины увидеть нельзя. Поэтому на рис. 13.39 приведено распределение, включающее еще более слабые землетрясения. Данные взяты из каталога ЖМА. Рисунок показывает, что афтершоки землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. все еще продолжаются (по меньшей мере до 1983 г.), но важно отметить, что в районе к северу от области афтершоков чрезвычайно тихо. Кроме того, далее к северу отмечены землетрясения уровня $M \sim 3,0$, так что эта «брешь» привлекает особое внимание. Северное продолжение сейсмического разрыва 1980 г., упо-

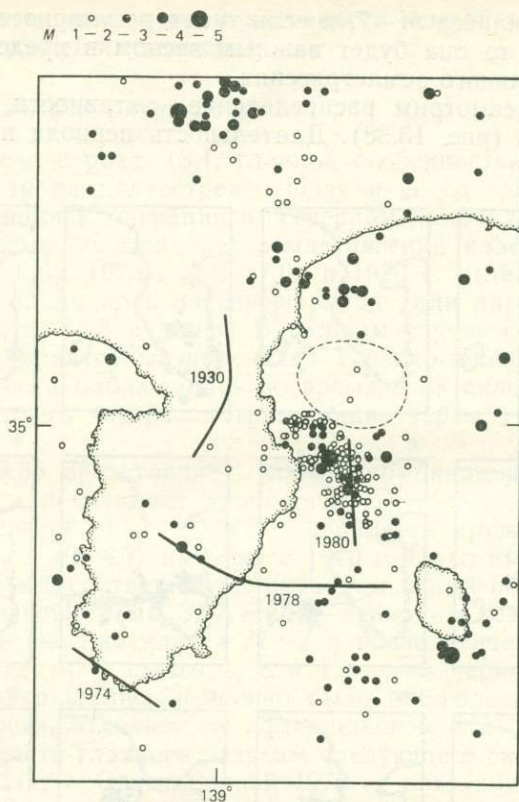


Рис. 13.39. Распределение землетрясений, происходивших на п-ове Идзу и вокруг него в период с января 1981 по октябрь 1982 г. (по данным JMA). К северу от района землетрясения 1980 г. ($M=6,7$) можно выделить сейсмическую брешь [28].

мянутое выше, является также участком, где существует активный разлом, ограничивающий с востока массив суши полуострова Идзу.

Объединив данные о тенденции к миграции в северном направлении сильных землетрясений начиная с 1974 г., выводы о закономерном характере изменений сейсмической активности перед землетрясениями класса $M \sim 7$ и после них и о последующем появлении сейсмической брехи, а также сведения о состоянии подводного рельефа и активных разломах, можно сказать, что в западной части залива Сагами в будущем вероятны землетрясения и на этот район надо обратить внимание. Однако не следует спешить с выводом, что землетрясение почти наверняка произойдет в этом районе в ближайшем будущем. Надо

учесть то обстоятельство, что в 1923 г. в зоне прогиба Сагами произошло сильнейшее землетрясение Канто ($M=8,0$), которое разом высвободило напряжение, существовавшее в земной коре; при этом произошло заметное поднятие острова Хацусима. Поэтому Тада и Саката [39] и Исибаси [14] указали в 1977 г., что значительные движения коры в северо-восточной части полуострова Идзу нельзя рассматривать в отрыве от анализа активности разлома на западе залива Сагами, где также могла происходить подвижка во время землетрясения Канто.

Следовательно, возможно, что при землетрясении Канто произошло крупное высвобождение деформации в этом районе и трудно судить о накоплении деформации в западной части залива Сагами. Однако с учетом описанной выше ситуации и того факта, что с момента сильнейшего землетрясения Канто минуло уже больше половины столетия, слежение за этим районом имеет очень важное значение. И Координационный комитет по предсказанию землетрясений считает, что здесь необходимо поддерживать систему интенсивных наблюдений и продолжать непрерывный мониторинг.

13.6.2. Связь между сильными землетрясениями и аномальным поднятием коры

Вопрос о том, было ли аномальное поднятие коры, начавшееся в 1976 г. в восточной части полуострова Идзу, предвестником землетрясения, стал предметом обсуждения с самого начала возникновения поднятия. Высказывались различные мнения, но я хотел бы изложить здесь свои взгляды на связь между этим поднятием и сильными землетрясениями района [27].

На рис. 13.40, *а* показан временной ход уровня сейсмической активности на полуострове Идзу начиная с 1974 г. Это частотное распределение составлено на основе данных сейсмических станций Окуно (принадлежащей Институту исследования землетрясений) и Камата (JMA). На рис. 13.40, *б* представлен график поднятия коры для восточной части полуострова Идзу, построенный по данным нивелирования и приливных наблюдений в Ито. Положение центра поднятия менялось со временем, поэтому я указал суммарную величину поднятия в центральной части. На этом же графике показаны периоды активности сейсмических роев и землетрясения класса $M \sim 7$ в пределах района поднятия и вокруг него.

Рисунок 13.41, *б* иллюстрирует развитие во времени аномального поднятия в районе Ито около 1930 г. После того как началось это поднятие, появились рои землетрясений Ито (в марте и мае 1930 г.); примерно 7 ноября в соседней области (к северо-западу от Ито) начался еще один рой, а 26 ноября произошло землетрясение Кита — Идзу с $M=7,8$. В этой части

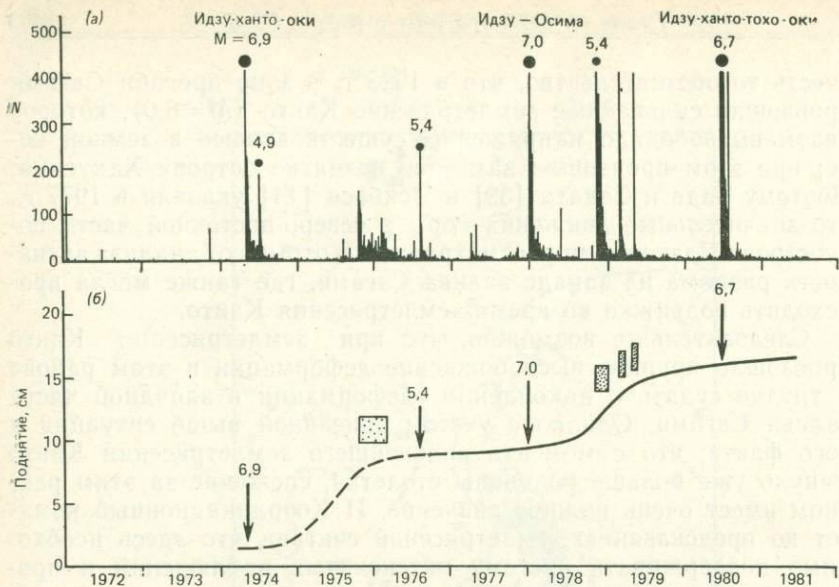


Рис. 13.40. (а) Временные вариации сейсмической активности (среднесуточного числа землетрясений) на п-ове Идзу. (б) Интегральная кривая величины поднятия на востоке п-ова Идзу в месте, где это поднятие было наиболее заметно. Штриховая часть кривой — по данным нивелирных съемок, сплошная — по данным приливных наблюдений в Ито [27].

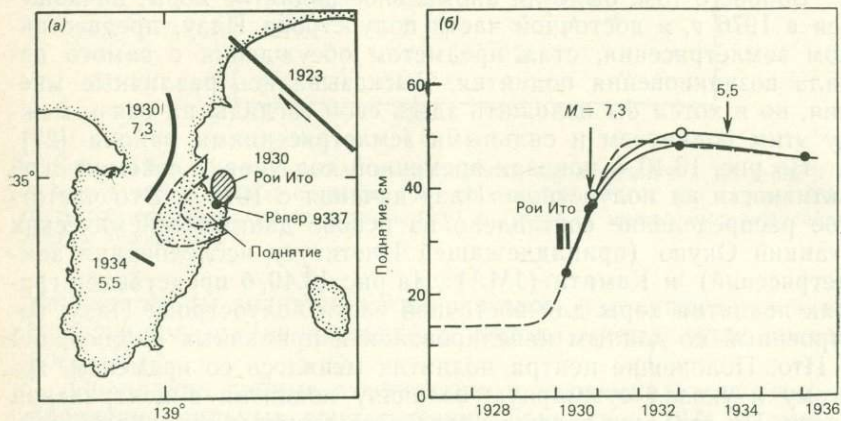


Рис. 13.41. (а) Район сейсмических роев Ито 1930 г., область поднятия грунта (предполагаемые контуры, за исключением побережья), разрывы в очагах землетрясений Кита — Идзу 1930 г. и Канто 1923 г. (б) Землетрясение Кита — Идзу ($M = 7,3$) и рои землетрясений Ито; изменение амплитуды вертикальных движений земной поверхности в это время. Черные кружки — движение репера 9337; светлые кружки — суммарные величины максимальной амплитуды в районе поднятия; штриховая кривая — оценка движения поверхности. (По данным Института географических съемок [6] и Сато [35] с изменениями.)

рисунка показаны также сейсмические рои Ито и землетрясение Кита — Идзу; на рисунке видно, что воздымание продолжалось и после этих землетрясений. На рис. 13.41, *a* показано пространственное распределение этих событий. Известно, что землетрясение Канто 1923 г. ($M=8,0$) произошло в зоне, граничащей с этим районом на северо-востоке, и что плита Филиппинского моря сместилась в северо-западном направлении. Поэтому полагают, что воздымание земной поверхности около 1930 г. было связано с указанным смещением. Имеется предположение, что этот механизм аналогичен связи между землетрясением Идзу-ханто-оки 1974 г. и поднятием восточной части полуострова Идзу, рассмотренным в разд. 13.3 (см. также [35]).

Результаты проведенных до сих пор наблюдений сводятся к следующему.

1. Землетрясениям класса $M\sim 7$ в северной и центральной частях полуострова Идзу (Кита — Идзу 1930 г., Идзу — Осимакинкой 1978 г., Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г.) предшествовало поднятие. Развитие поднятия во времени было медленным и растягивалось на длительный период; никаких заметных изменений в ходе этого процесса при землетрясениях не отмечено.

2. На рис. 13.42 сведены воедино разрывы в очагах всех происшедших до сего времени землетрясений класса $M\sim 7$ и показано размещение районов предшествовавшего им аномального поднятия. Хотя землетрясения возникали в разных местах, поднятие всегда захватывало один и тот же участок территории в центре и на востоке полуострова. Следует отметить, что землетрясения происходили не в районе поднятия, а вокруг него.

3. Заметные рои землетрясений в районе поднятия или на соседних площадях в течение ограниченного времени тяготели к центру поднятия, а область их проявления была приурочена почти неизменно к одному и тому же участку морского дна вблизи Ито.

4. Районы поднятия более или менее соответствуют местам сгущения новых моногенетических вулканов. На рис. 13.43 показано размещение этих молодых вулканов [13]. Поскольку последние извержения их происходили 4—5 тыс. лет назад, несомненно, что недра этого района находятся в условиях высокой температуры и что здесь имеется магматический резервуар или система каналов, подводящих магму.

Вначале некоторые исследователи придерживались мнения, что это аномальное поднятие, возможно, является движением коры, предвещающим землетрясение, — в соответствии с процессом, предполагаемым в «дилатантной модели», когда возрастающее напряжение обуславливает появление в земной коре трещин, что и приводит к поднятию, а затем к сильному зем-

летрясению. Однако имеется явное расхождение между гипоцентрными областями сильных землетрясений и районами поднятия (см. рис. 13.42), а аномальное поднятие не претерпело никаких заметных изменений, которые были бы связаны с землетрясениями, так что эта модель здесь явно непригодна. Простая «дилатантная модель» оказалась практически беспо-

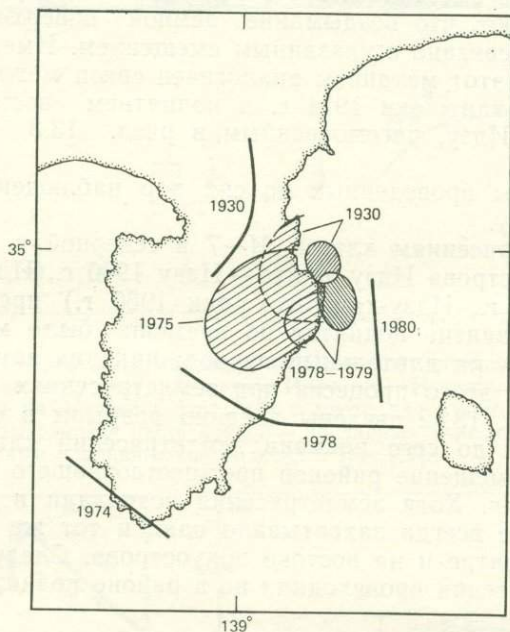


Рис. 13.42. Размещение сейсмических разрывов сильных землетрясений класса $M \sim 7$ (жирные линии), местоположения района заметного поднятия (редкая штриховка) и очаговых областей крупных сейсмических роев (густая штриховка) на п-ове Идзу и вокруг него [27].

лезной для предсказания места, магнитуды и времени возникновения этой серии землетрясений Идзу.

Как можно объяснить изложенные выше факты? Тут я хотел бы подчеркнуть особый характер района поднятия (т. е. то, что в данном районе сосредоточены молодые вулканы). Поэтому в недрах этого района имеется магма, а земная кора нагрета до высокой температуры, и значительные деформации возникают здесь легче, чем в окружающих районах. Таким образом, если сжатие нарастает, магма на глубине приходит в движение, размягченная кора легко деформируется, изгибаясь вверх, и возникает возможность заметного поднятия. Еще в 1954 г. Куно доказывал в связи с активностью 1930 г., что аномальное

подняtie и рои землетрясений, происходившие в этом районе, — результат подъема магмы [20]. Давайте посмотрим, нельзя ли объяснить этой гипотезой различные особенности активности 1970—1980 гг.

Считается, что развитие в этом районе на обширной площади напряжение вызвано устойчивым движением на северо-за-

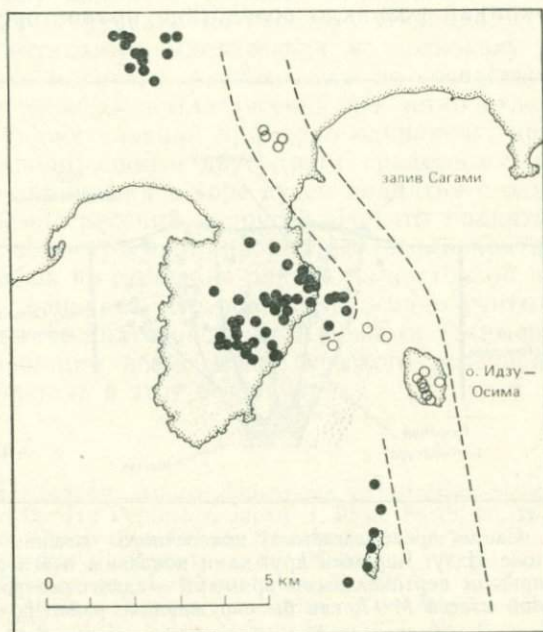


Рис. 13.43. Расположение молодых моногенетических вулканов на п-ове Идзу и вокруг него. Показаны различия химического состава лав: светлыми кружками обозначены низкощелочные толеитовые и производные известково-щелочные породы, черными кружками — высокоглиноземистые и (или) высокощелочные толеитовые и производные известково-щелочные породы [13].

пад плиты Филиппинского моря. Соответственно этому при землетрясении Канто здесь возник правосторонний сдвиг по разлому, идущему вдоль прогиба Сагами (имеются и взбросовые составляющие этого движения, связанные с субдукцией к северо-западу от прогиба Сагами). Он привел к росту напряжений на юго-западной стороне прогиба — на полуострове Идзу — и обусловил поднятие и появление сейсмических роев вблизи Ито, т. е. в рассматриваемом аномальном районе. Правосторонний сдвиг по разрыву во время землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г. вызвал увеличение напряжений на площади от полуострова Идзу до острова Осима, и поднятие, возникшее в 1975 г.

в восточной части полуострова Идзу, должно было высвободить это напряжение (см. рис. 13.12). Однако участки, окружающие район аномального поднятия, были не в состоянии деформироваться столь же легко, и это послужило спусковым механизмом для сильного землетрясения в соседнем районе.

Такая обстановка соответствует и землетрясениям Кита — Идзу 1930 г. и Идзу — Осима-кинкай 1978 г. Землетрясение Идзу — Осима-кинкай возникло вследствие правостороннего сдви-

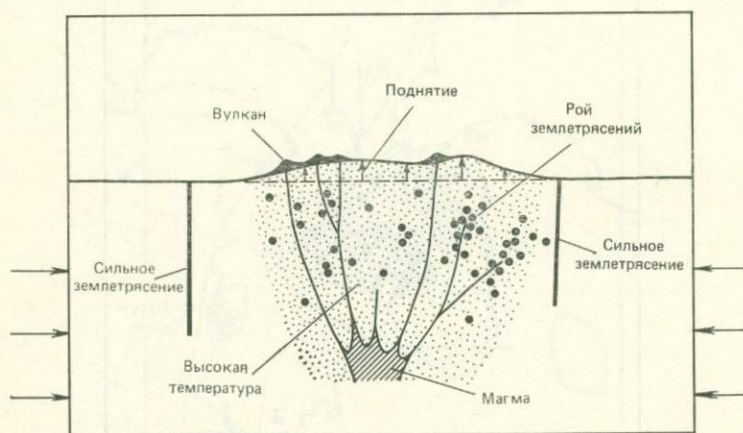


Рис. 13.44. Схема предполагаемого поперечного сечения через район поднятия на п-ове Идзу. Черными кружками показаны очаги слабых землетрясений, а жирными вертикальными прямыми — сдвиговые разрывы в очагах землетрясений класса $M \sim 7$, как бы окружающие район поднятия.

га по разрыву на южной границе области поднятия; подвижка повлияла на аномальное поднятие, и с конца 1978 г. по май 1979 г. район поднятия и рои землетрясений оказались несколько дальше к востоку, чем раньше. В это время отмечалось значительное поднятие в окрестности приливной обсерватории Ито; оно стало спусковым механизмом для землетрясения Идзу-ханто-тохо-оки, которое произошло в следующем (1980) году на примыкающей к востоку площади. Короче говоря, перераспределение напряжений, связанное с сильным землетрясением, привело к аномальному поднятию в восточной части полуострова Идзу, и это послужило причиной другого сильного землетрясения на соседней площади. В результате аномальное поднятие стало распространяться в двух направлениях, и примерно в это время произошло сильное землетрясение 1980 г. В такой обстановке значительные рои землетрясений всегда интенсивно проявляются в море у побережья Ито. Предполагается, что это свидетельствует о подъеме магмы именно

в этом районе, и именно здесь подъем магмы вызывает концентрацию напряжений. Описанная модель схематически показана на рис. 13.44. Хорошо выраженные рои землетрясений происходили вблизи Ито и в 1870 г., так что, по-видимому, они возникают с интервалом в 50—60 лет: они отмечались вновь в 1930 и 1980 гг.

Поскольку поднятие служит спусковым механизмом для сильного землетрясения на соседней площади, его можно считать предвестником землетрясения, но поскольку места, где отмечается это поднятие, расположены по соседству с очаговыми областями сильных землетрясений, но четко отделены от них, а энергия обоих явлений примерно одинакова, правильнее считать их дополняющими друг друга процессами, которые освобождают напряжения в коре путем поднятия с одной стороны и сильных землетрясений с другой. То, что поднятие земной коры и рои землетрясений происходят неоднократно в одних и тех же особых по строению районах в восточной части полуострова Идзу, означает, что обязательно надо учитывать уникальность механических свойств этой области (а именно: существование описанного выше магматического резервуара и поступление материала в этот резервуар).

ЛИТЕРАТУРА

1. Abe K. Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu Peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, 253—274, 1978.
2. Aftershock Observation Group. "Izu-Hanto-oki Earthquake and Observations of its Aftershocks", Reports on the Earthquake off the Izu Peninsula, 1974, and the Disaster, pp. 11—20 [in Japanese], 1975.
3. Ando M., Mikumo K. Focal mechanism of the Minami — Izu earthquake on May 9, 1974, *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, 1974, No. 2, p. 21 [in Japanese], 1974.
4. Asada, Teruyuki. The relation between the occurrence of regional earthquakes and the temperature variations of self-spouting hot spring at Nakaizu (2). *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **20**, 86—89, [in Japanese], 1978.
5. Karakama I., Ogino I., Tsumura K., Kanjo K., Takahashi M., Segawa R. The earthquake swarm east off the Izu Peninsula of 1980. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **55**, 913—948, 1980.
6. Geographical Survey Institute. Crustal deformation in the central Izu Peninsula. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **16**, 82—87 [in Japanese], 1976.
7. Geographical Survey Institute. Crustal deformation in Izu Peninsula. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **20**, 92—99 [in Japanese], 1978.
8. Geographical Survey Institute. Crustal deformation in the eastern Izu district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **22**, 68—71 [in Japanese], 1979.
9. Geographical Survey Institute. Crustal deformation in the eastern Izu district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **23**, 48—52 [in Japanese], 1980.
10. Geographical Survey Institute. Crustal deformation in the eastern Izu district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **26**, 170—176 [in Japanese], 1981.
11. Geological Survey of Japan. Measurements of variations in seismic wave velocity by using explosion seismic method — preliminary report of the results in 10th (1976) — 12th (1978) Oshima explosion. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **22**, 83—85 [in Japanese], 1979.

12. *Hagiwara Y., Tajima K., Izutuya S., Nagasawa K., Murata I., Shimada S.* Gravity change during the Izu—Oshima-kinkai earthquake of 1978. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **53**, 875—880 [in Japanese], 1978.
13. *Hamuro K., Aramaki S., Kagami H., Fujioka K.* The Higashi—Izu-oki submarine volcanoes. Part 1. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **55**, 259—297 [in Japanese], 1980.
14. *Ishibashi K.* Re-evaluation of the 1923 Kanto earthquake (2): significance of "the west-Sagami-Bay fault". *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, 1977, No. 1, 129 [in Japanese], 1977.
15. *Ishibashi K.* Observation of the 1980 Izu—Hanto-toho-oki earthquake swarm. *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.* **1980** (2), p. 6 [in Japanese], 1980.
16. Japan Meteorological Agency. Earthquake swarm off Kawana, Izu Peninsula, Shizuoka Prefecture. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **22**, 63—67 [in Japanese], 1979.
17. Japan Meteorological Agency. The earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula. *Seismol. Soc. Jpn.*, **1980** (2), p. 1 [in Japanese], 1980.
18. *Johnston A. C.* Localized compressional velocity decrease precursory to the Kalapana, Hawaii, earthquake. *Science*, **199**, 882—885, 1978.
19. *Karakama I., Ogino I., Kanjo K., Tsumura K., Takahashi M., Segawa R.* On the 1980 Izu—Hanto-toho-oki earthquake swarm. *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, **1980** (2), p. 3 [in Japanese], 1980.
20. *Kuno H.* Geology and petrology of Omuro-yama volcano group, North Izu. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. 2*, **9**, 241—265, 1954.
21. *Kurokawa Y.* Temperature anomalies at the Usami hot spring prior to the Izu—Hanto-toho-oki earthquake (*M* 6.7), June 29, 1980. In a private message. Partly published in report of *Bull. Hot Spring Res. Inst., Kanagawa Prefect.*, **12**, No. 1, 1—8 [in Japanese], 1980.
22. *Matsu'ura R. S.* Detailed study of the earthquake sequence in 1980 off the east coast of the Izu Peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, **31**, 65—101, 1983.
23. *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 (3). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **41**, 615—658, 1963.
24. *Mogi K.* An interpretation of the recent seismic activity in the Izu—Tokai-district. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **52**, 315—331 [in Japanese], 1977.
25. *Mogi K.* A feature of recent seismic activity in the Kanto—Tokai district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **21**, 91—92 [in Japanese], 1979.
26. *Mogi K.* Active tectonic zone along the Japan Sea coast of northeastern Honshu, the fossa magna and the Tokai—Izu region, and the recent seismic activity in the Izu region. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **56**, 691—711 [in Japanese], 1981.
27. *Mogi K.* On the relation between large earthquakes in and around the Izu Peninsula and crustal uplift. *Abstr. Seismol. Soc. Jpn.*, 1981, No. 2, p. 60 [in Japanese], 1981.
28. *Mogi K., Mochizuki H.* Observation of high frequency seismic waves by a hydrophone directly above the focal region of the 1980 earthquake (*M* 6.7) off the east coast of the Izu Peninsula, Japan. *Earthquake Predict. Res.*, **2**, 127—148, 1983.
29. *Mori T.* Electric field fluctuations on the sea-floor of the Tokai-oki — use of the ocean-bottom seismograph observation system. *Bull. Seismol. Soc. Jpn.* (2), **35**, 213—221 [in Japanese], 1982.
30. *Murai I., Kaneko S.* Notes on neotectonics of the south Kanto region. *Publ. 50th Anniv. Great Kanto Earthquake, 1923*, pp. 125—145 [in Japanese], 1973.
31. *Nagai S., Ikeda K., Goto H., Abe K., Nagata S., Oba N.* Change of ground water temperature and quality before or after the Izu—Oshima-kinkai earthquake, 1978. *Spec. Rep. Geol. Surv. Jpn.*, **7**, 87—118 [in Japanese], 1980.

32. *Nakamura K., Tazawa K.* A possible precursor of 1974 Izu—Hanto-oki earthquake — rise of the magma head and amplitude increase of volcanic tremors of Miharayama, Izu—Oshima volcano. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., **13**, 75—78 [in Japanese], 1975.
33. *Ohtake M.* Search for precursors of the 1974 Izu—Hanto-oki earthquake, Japan. Pure Appl. Geophys., **114**, 1083—1093, 1976.
34. *Ohtake M., Imoto M., Ishida M., Okubo T., Okada Y., Kasahara K., Tachikawa M., Matsumura S., Yamamizu S., Hamada K.* Izu—Hanto-toho-oki earthquake of 29 June 1980 and seismic activity before and after it. Abstr. Seismol. Soc. Jpn., **1980** (2), p. 4 [in Japanese], 1980.
35. *Sato H.* Earthquake prediction researches in the Izu Peninsula, Japan. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp., 1980, pp. 37—46 [in Japanese], 1980.
36. *Sekiya H.* The seismicity preceding earthquakes and its significance to earthquake prediction. J. Seismol. Soc. Jpn. [2], 299—311 [in Japanese], 1976.
37. *Shimazaki K., Somerville P.* Summary of the static and dynamic parameters of the Izu—Oshima-kinkai earthquake of January 14, 1978. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **53**, 613—628, 1978.
38. *Shimozuru D., Takeda T., Sawada M., Osada N., Koyama E., Kagiya T.* Investigation of the activity of the Oshima volcano associated with the Izu—Oshima-kinkai earthquake of 1978. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **53**, 1085—1099 [in Japanese], 1978.
39. *Tada T., Sakata S.* On a fault model of the 1923 great Kanto earthquake and its geotectonic implication. Abstr. Seismol. Soc. Jpn., 1975, No. 2, p. 92 [in Japanese], 1977.
40. *Tsujiura M.* The difference between foreshocks and earthquake swarms, as inferred from the similarity of seismic waveform (preliminary report). Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **54**, 309—315 [in Japanese], 1979.
41. *Tsumura K., Karakama I., Ogino I., Takahashi M.* Observation of the earthquake swarm in the Izu Peninsula (1975—1977). Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **52**, 113—140 [in Japanese], 1977.
42. *Tsumura K., Karakama I., Ogino I., Takahashi M.* Seismic activities before and after the Izu—Oshima-kinkai earthquake of 1978. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **53**, 675—706 [in Japanese], 1978.
43. *Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T.* Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu—Oshima-kinkai earthquake. Science, **207**, 882—883, 1980.
44. *Yamagishi Y., Sekiya H., Suzuki Y., Sato K.* Crustal deformation before and after the 1978 Izu—Oshima-kinkai earthquake. Abstr. Seismol. Soc. Jpn., 1978, No. 1, p. 20 [in Japanese], 1978.
45. *Yamaguchi R., Otaka S.* Precursory changes in water level at Funabara and Kakigi before the Izu—Oshima-kinkai earthquake of 1978. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **53**, 841—854 [in Japanese], 1978.
46. *Yamazaki Y.* Electrical conductivity of strained rocks (sixth paper) — a resistivity change at Aburatsubo associated with the Izu—Hanto-oki earthquake of 1974. Spec. Bull. Earthquake Res. Inst., **14**, 121—133 [in Japanese], 1974.
47. *Yukutake T., Yoshino T., Utada H., Shimomura T.* A change in the apparent electrical resistivity of Mt. Mihara of Oshima volcano observed on association with the Izu—Hanto-toho-oki earthquake, 1980. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, **56**, 623—627 [in Japanese], 1981.

Глава 14. Япономорское землетрясение 1983 г. ($M=7,7$)

14.1. Обстановка перед землетрясением

В полдень (12 ч 00 мин) 26 мая 1983 г. в Японском море у западного побережья северного Хонсю (префектуры Акита и Аомори) произошло сильное землетрясение ($M=7,7$). Никто не предсказал возможность возникновения такого сильного толчка у берегов преф. Акита, так что землетрясение застало исследователей врасплох. Координационный комитет по предсказанию землетрясений ранее выделил прибрежную область от преф. Акита до северной части преф. Ямагата как площадь для специальных наблюдений, но это решение было основано на предположении о сейсмической активности самого побережья, включая полуостров Ога, тогда как данное землетрясение произошло в море, к северо-западу от этой области.

Однако описываемым событиям предшествовал ряд проявлений аномальной активности в северной части округа Тохоку, и это привлекло к себе внимание. Сначала в сентябре 1978 г. стали ощущаться весьма примечательные землетрясения в районе Ивасаки — на япономорском побережье преф. Аомори, что вызвало беспокойство среди местных жителей. В связи с этим Координационный комитет по предсказанию землетрясений 20 октября 1978 г. провел заседание специального подкомитета для анализа этой активности и принял следующее заявление:

«В прошлом на побережье этого района отмечались землетрясения с магнитудой 7. Однако по типу развития процесса во времени нынешняя сейсмическая активность носит характер сейсмических роев. Наблюдательные данные, имеющиеся в настоящее время, говорят о малой вероятности того, что этот процесс непосредственно приведет к сильному землетрясению в ближайшем будущем. Наблюдения и непрерывное слежение за сейсмической активностью и движениями земной коры в дальнейшем будут продолжены».

Университет Тохоку установил временные сейсмометрические и наклономерные станции в дополнение к своей уже существовавшей региональной наблюдательной сети и проводил наблюдения сейсмической активности и наклонов, а также использовал геодиметры для измерения вариаций горизонтальной деформации [12]. В середине 1981 г. была проведена повторная съемка по нивелирным ходам, пересекающим указанную площадь, и появилось сообщение о том, что с 1975 г. вдоль побережья Японского моря произошло поднятие местности от Фукауры до Ивасаки (рис. 14.1). Но оно интерпретировалось как локальное возмущение, связанное с роями землетрясений [1].

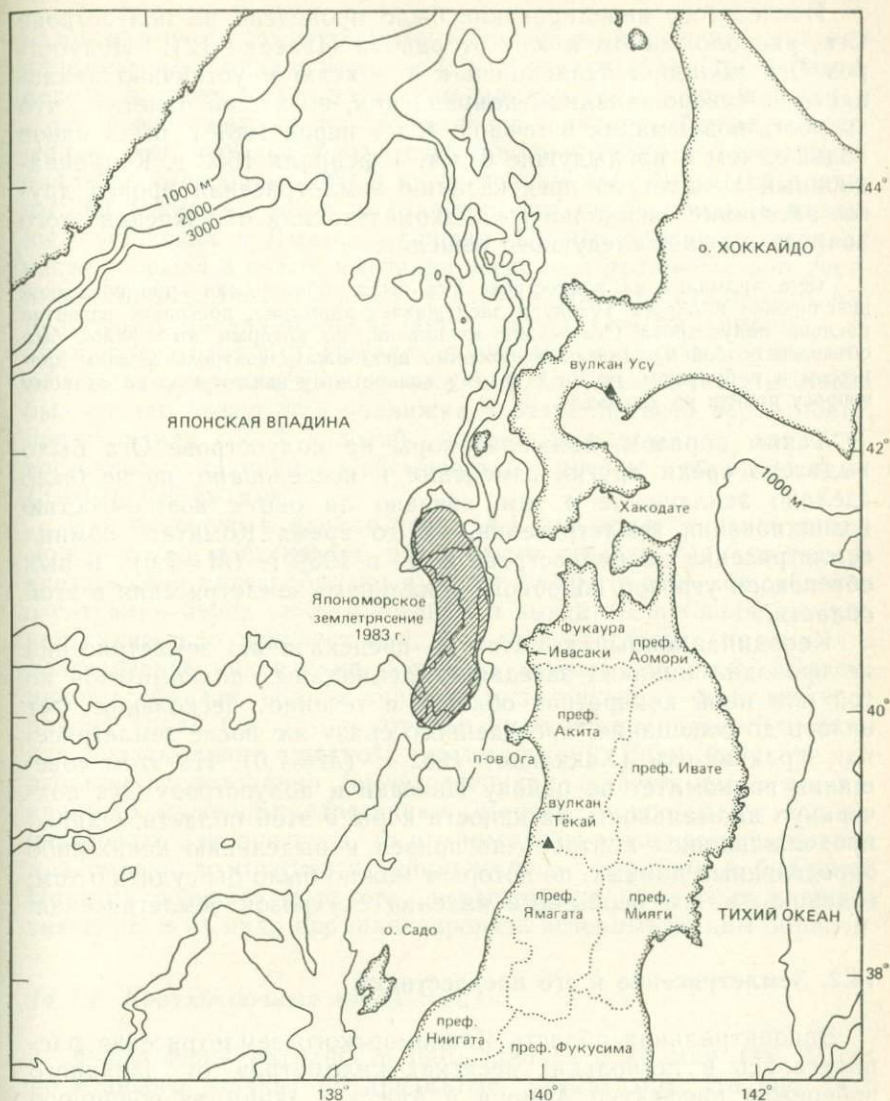


Рис. 14.1. Положение эпицентральной области Япономорского землетрясения ($M=7,7$) 26 мая 1983 г. Землетрясение возникло на восточной окраине Японской впадины (одной из двух крупных впадин Японского моря) у западного побережья префектур Аомори и Акита (северный Хонсю).

После этого нивелирование было проведено на полуострове Ога, расположенном к югу от района Ивасаки [2]. Полуостров Ога обладает тенденцией к поднятию и устойчиво наклоняется в северо-западном направлении, но важно отметить, что скорость воздымания в течение 4 лет перед 1981 г. была вдвое больше, чем в предыдущие 8 лет. 1 февраля 1982 г. Координационный комитет по предсказанию землетрясений провел другое заседание специального подкомитета для обсуждения этого вопроса и вынес следующее решение:

«Эта аномалия на полуострове Ога была обнаружена при последней нивелировке в округе Тохоку и заслуживает внимания, поскольку развитие наклона полуострова Ога — одна из причин, по которым этот район был объявлен особой площадью. Необходимо продолжать контроль за этим процессом и в будущем, но ни к какому конкретному заключению по данному вопросу прийти не удалось».

Таким образом, движение коры на полуострове Ога было выделено среди других изменений и исследовано, но не было сделано заключение о том, связано ли оно с возможностью возникновения землетрясения. В то время Комитет помнил землетрясение на полуострове Ога в 1939 г. ($M=7,0$) и был обеспокоен угрозой подобного локального землетрясения в этой области.

Координационный комитет по предсказанию землетрясений не проводил никаких заседаний специальных подкомитетов по той или иной конкретной области в течение нескольких лет вплоть до совещания, проведенного сразу же после землетрясения Уракава-оки (Хоккайдо) 1982 г. ($M=7,0$). На этом совещании подкомитет по району Ивасаки и полуострову Ога подчеркнул аномальность активности коры в этой области. Однако продолжавшийся контроль не привел к выделению каких-либо определенных данных, по которым можно было бы судить о том, связаны ли эти необычные явления с угрозой землетрясения.

14.2. Землетрясение и его предвестники

Эпицентральная область Япономорского землетрясения располагалась в нескольких десятках километров от западного побережья префектур Аомори и Акита и занимала обширную площадь: ~ 120 км в длину (с юга на север) и ~ 30 км в ширину. Землетрясение возникло под морским дном, и на берег обрушилось сильное цунами, погубившее более 100 человек и причинившее также повреждения на Корейском полуострове и в других районах. На собрании Сейсмологического общества Японии в конце сентября 1983 г. было представлено примерно 50 докладов о механизме этого землетрясения и его разрушительных последствиях. Согласно этим работам, испарывание

разрыва в очаге землетрясения началось в нескольких десятках километров к запад-северо-западу от полуострова Ога и развивалось в север-северо-восточном направлении, сменившемся в ходе своего развития на север-северо-западное. Форма и положение эпицентральной области приблизительно соответствуют положению изобаты 3000 м на восточном крае Японской впадины. (В Японском море выделяются две глубоководные впадины — Японская и Ямато. — *Перев.*) То, что южная и северная части разрыва в очаге, имеющие несколько различное простирание, вспарывались поочередно (двумя последовательными импульсами), наглядно проявляется двумя ясными пиками на акселерограммах [10]. Исходя из анализа механизма очага землетрясения, проявления цунами и распределения афтершоков был сделан вывод, что подвижка в очаге, по всей вероятности, представляла собой пологий надвиг по плоскости, имеющей восточное падение. Сейсмический момент оценивался в $(3-10) \cdot 10^{27}$ см·дин.

Как отмечено в начале разд. 14.1, это землетрясение невозможно было предсказать ни в каком смысле. Однако теперь чрезвычайно целесообразно и поучительно собрать все сведения о ситуации перед землетрясением и выяснить, проявлялись или нет какие-либо предвестники. Это следует сделать потому, что повседневное накопление и анализ данных по этой области никоим образом нельзя считать достаточными — в отличие от района Токай (гл. 15), в котором имеется специальная система для практического прогноза землетрясений. Если даже при повторном исследовании землетрясения не удастся выделить какие-либо явления-предвестники, которые можно было бы использовать для прогноза, то это имело бы тяжелые последствия для оценки возможности сейсмического прогноза в будущем. Поэтому результаты такого исследования имеют важнейшее значение, и их надо проанализировать исчерпывающим образом.

14.2.1. Краткосрочные предвестники

Форшоковая активность наблюдалась с 14 мая (за 12 сут до главного толчка) по двадцатые числа мая. На рис. 14.2, взятом из работы Хасегавы и др. [4], на карте (а) показано распределение форшоков между 1 и 26 мая, включая толчки с магнитудой до 5,0, а на карте (б) — положение эпицентра главного толчка (большая звездочка) и распределение афтершоков (26 мая — 31 июля). Область вблизи эпицентра главного толчка — это место, где слабые землетрясения происходят регулярно, но значительная активность, включая толчки класса $M \sim 5$, в последние годы там не отмечалась. Учитывая временную и пространственную близость майских землетрясений к

эпицентру главного толчка, эти землетрясения можно считать форшоками. Однако, по данным Симидзу и др. [14], при этих форшоках были получены сходные по виду записи колебаний, и эти толчки не относятся к тому типу, который можно было бы отличить по форме записи от роев землетрясений. Решение об отнесении их к форшокам было принято уже после сильного

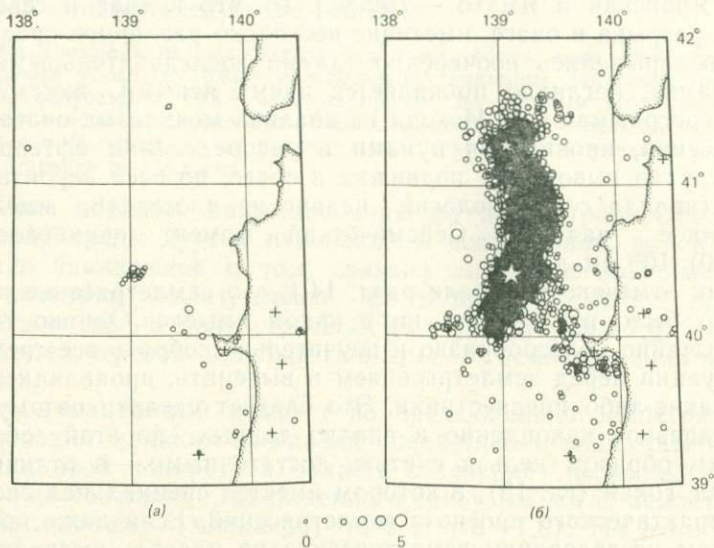


Рис. 14.2. Распределение форшоков (а) и афтершоков (б) Япономорского землетрясения: (а) 1—26 мая 1983 г.; (б) 26 мая—31 июля 1983 г. Большая и малая звездочки обозначают соответственно главный толчок и самый сильный афтершок; размер кружков соответствует различной магнитуде. Глубина очагов 0—50 км [4].

землетрясения исходя из их временного и пространственного распределения.

В то же время при непрерывных наблюдениях движений земной коры в пределах преф. Акита (включая наблюдения на полуострове Ога) ни единого изменения непосредственно перед землетрясением замечено не было [16]. Никаких изменений не отметил перед самым землетрясением и мареограф на приливной станции Ога [3]. Эти данные позволяют считать, что никаких заметных аномалий в движениях коры незадолго до землетрясения не было. Но поскольку это землетрясение возникло в море и наблюдательные станции находились довольно далеко от очаговой области, это могло быть одной из причин того, почему аномалий не было замечено.

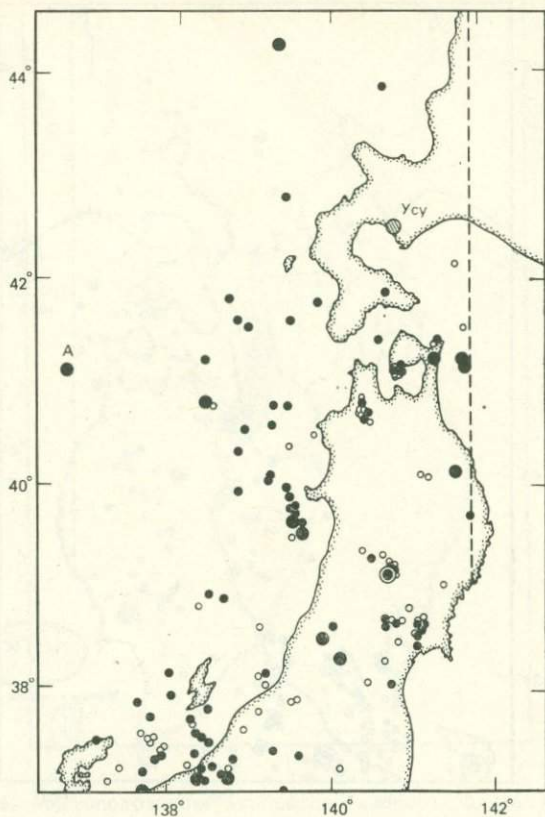


Рис. 14.3а. Распределение мелкофокусных землетрясений в районе эпицентра Япономорского землетрясения и на окружающей площади за 10 лет с 1968 г. до середины 1978 г. [5]. Двойной кружок: $M \geq 6,0$; большие черные кружки: $5,0 > M \geq 4,0$; светлые кружки: $4,0 > M \geq 3,0$. Заштрихованным кружком обозначено место извержения Усу, буквой А — крупное землетрясение, происшедшее на большом расстоянии от берега. (Использованы данные ЯМА.)

14.2.2. Долгосрочные предвестники

Как отмечалось ранее, наклон полуострова Ога и сейсмический рой Ивасаки еще перед Япономорским землетрясением возбудили интерес исследователей. На этой стадии указанные явления рассматривались как локальные, приуроченные именно к данным районам. Однако сразу же после сильнейшего Япономорского землетрясения 26 мая 1983 г. встал вопрос о том, связаны ли эти проявления активности с землетрясением. Кроме упомянутых сейсмических роев значительные рои происходили

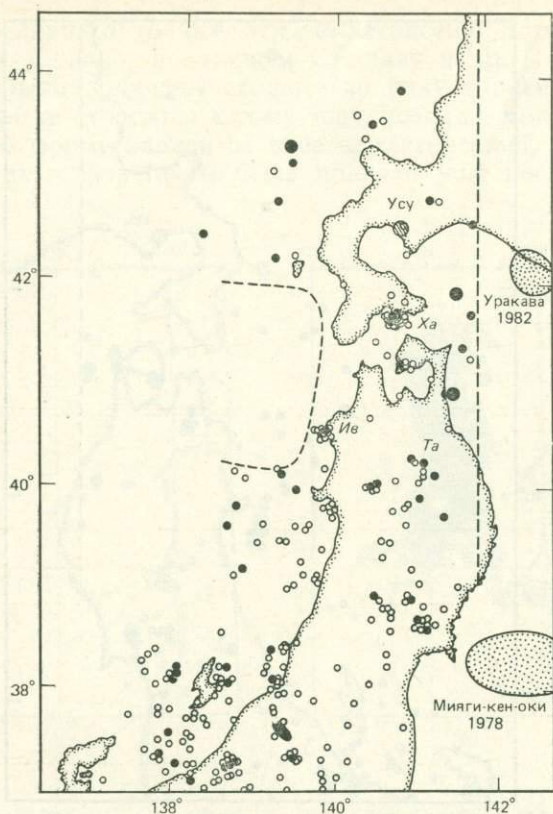


Рис. 14.36. Распределение землетрясений за 5 лет с середины 1978 г. до Японского землетрясения 1983 г. [5]. Сейсмическая брешь второго рода очерчена прерывистой линией. *Ив* — Ивасаки, *Ха* — Хакодате, *Та* — сейсмический рой Таго. Отмечены положение вулкана Усу, районы землетрясений Мияги-кен-оки 1978 г. и Уракава 1982 г. Использованы данные ЯМА.

в это время в северной части Хонсю, например в море у Хакодате (юго-западный Хоккайдо), и они также привлекали к себе внимание. Необходимо найти какие-то определенные доказательства, которые позволили бы решить, насколько тесно связана эта активность с данным землетрясением.

Изучив сейсмическую активность обширной области, включающей район очага землетрясения, я пришел к выводу, что примерно с середины 1978 г. в пределах и вокруг очаговой области образовалась сейсмическая брешь второго рода [5]. Ранее отмечалось, что именно в сентябре 1978 г. начался рой землетрясений Ивасаки, и этот рой развивался на краю сейсмической

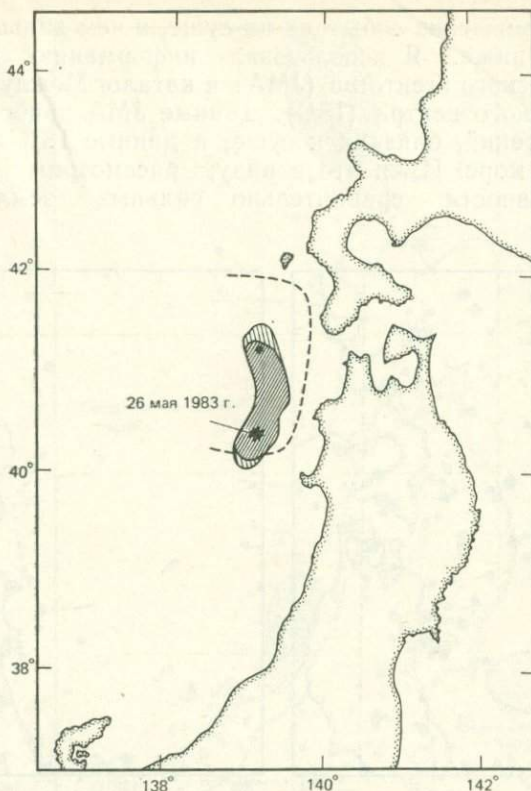


Рис. 14.3в. Местоположения эпицентра главного толчка (большая звездочка), сильнейшего афтершока (малая звездочка), области афтершоков и сейсмической брешы, показанной на рис. 14.3б [5]. Разной штриховкой изображены область афтершоков, отмеченных сразу после главного толчка, и область более поздних толчков. Использованы данные Хасегавы и др. [4].

брешы. Возможно, такое пространственно-временное соответствие не является случайным совпадением. Поэтому я пересмотрел старые данные с точки зрения идеи о «появлении сейсмической брешы в 1978 г.». Результаты анализа привели меня к заключению, что различного рода долгосрочные явления-предвестники действительно существовали [6]. Позвольте мне разъяснить эти результаты.

14.2.2.1. Сейсмическая брешь второго рода. Поскольку землетрясение возникло в море далеко от побережья, я исследовал временное и пространственное распределения сейсмической активности на большой площади, включая и акваторию. Данные о землетрясениях в море имеют гораздо меньшую точность, чем

данные о сейсмических событиях на суше, и чем дальше в море, тем точность ниже. Я использовал информацию Японского метеорологического агентства (JMA) и каталог Международного сейсмологического центра (ISC). Данные JMA наиболее точны для землетрясений, близких к суше, а данные ISC — для землетрясений в море. Имея это в виду, рассмотрим изменения степени активности сравнительно сильных землетрясений ($M \geq 4$).

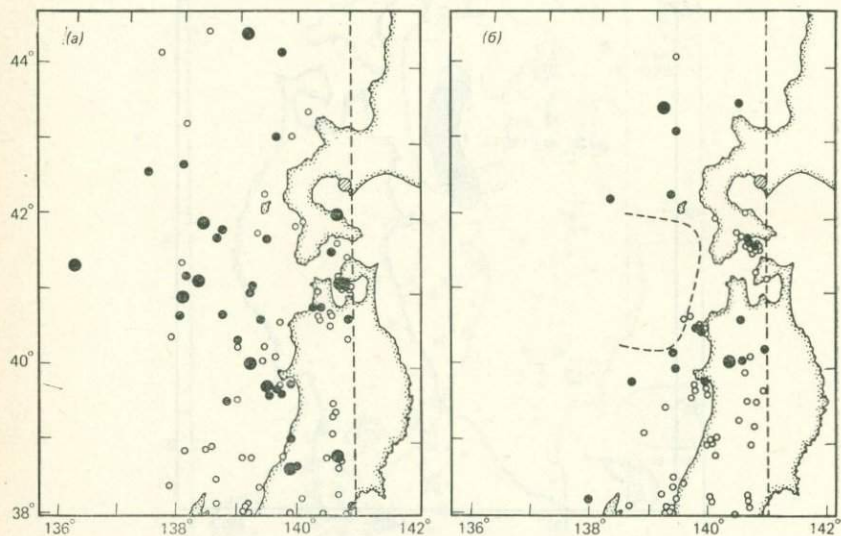


Рис. 14.4. Распределения, подобные показанным на рис. 14.3: (а) соответствует рис. 14.3а, (б) — рис. 14.3б. Используются данные Международного сейсмологического центра (ISC), для наиболее поздних землетрясений — данные из бюллетеня «Предварительные определения эпицентров» (PDE).

На рис. 14.3а приведено распределение землетрясений за 10-летний период с 1968 до середины 1978 г., а на рис. 14.3б нанесены эпицентры землетрясений за 5 лет с середины 1978 г. до землетрясения 1983 г. Оба рисунка основаны на данных JMA (большие черные кружки: $M \geq 5$, мелкие черные кружки: $5 > M \geq 4$, светлые кружки: $4 > M \geq 3$). Обнаруживается, что выделять землетрясения класса $M \sim 3$ в Японском море трудно. На рис. 14.3а в Японском море видна значительная сейсмическая активность в полосе, включающей очаговую область недавнего землетрясения, однако на рис. 14.3б можно заметить, что эта область и ее окрестности представляют собой сейсмическую брешь, контур которой показан прерывистой линией. На рис. 14.3в показано, как очаг Япономорского землетрясения заполнил эту брешь.

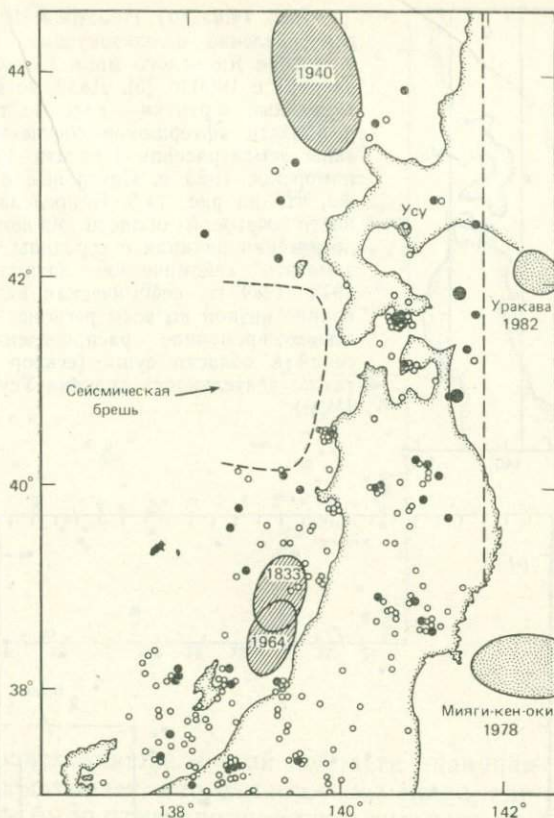


Рис. 14.5. Положение эпицентральных областей сильнейших ($M \geq 7,4$) землетрясений с 1800 г. (заштрихованы) и эпицентров слабых и умеренных землетрясений последних лет (с середины 1978 по апрель 1983 г.) в районе, окружающем очаговую область Япономорского землетрясения. Крапом показаны очаговые области землетрясений Мияги-кен-оки 1978 г. и Уракава-оки 1982 г.

На рис. 14.4 я использовал данные ISC (для наиболее поздних землетрясений — бюллетень «Предварительные определения эпицентров» (PDE)) и построил распределения типа тех, которые приведены на рис. 14.3а и 14.3б. Имеются небольшие отличия от данных JMA в координатах отдельных эпицентров, но общий вид распределения получился тем же, что на рис. 14.3. Здесь также не вызывает сомнений наличие сейсмической брешы, появившейся в середине 1978 г.

Кроме сейсмической брешы в районе очага Япономорского землетрясения на рис. 14.3б можно распознать и другие сейсмические брешы. На рис. 14.5 нанесены сильнейшие землетрясения

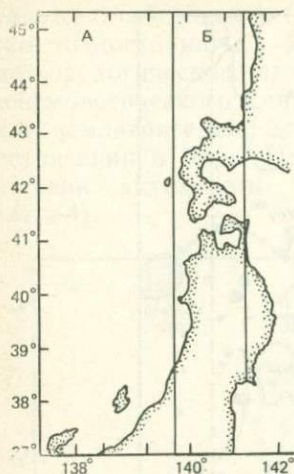
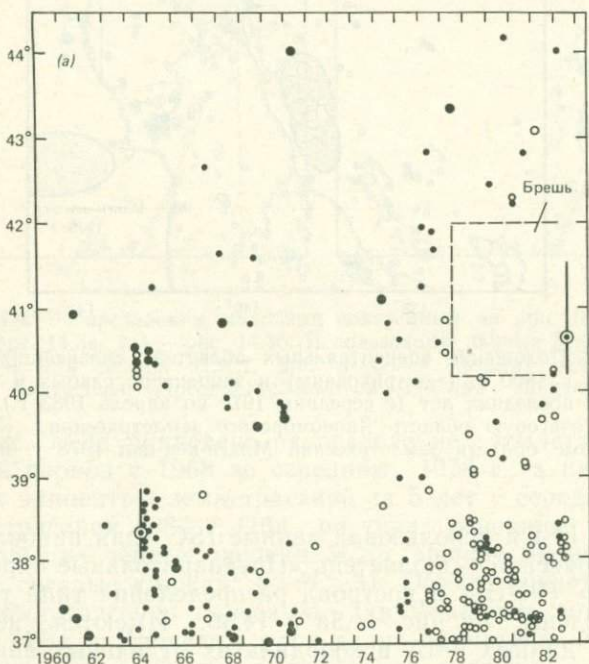
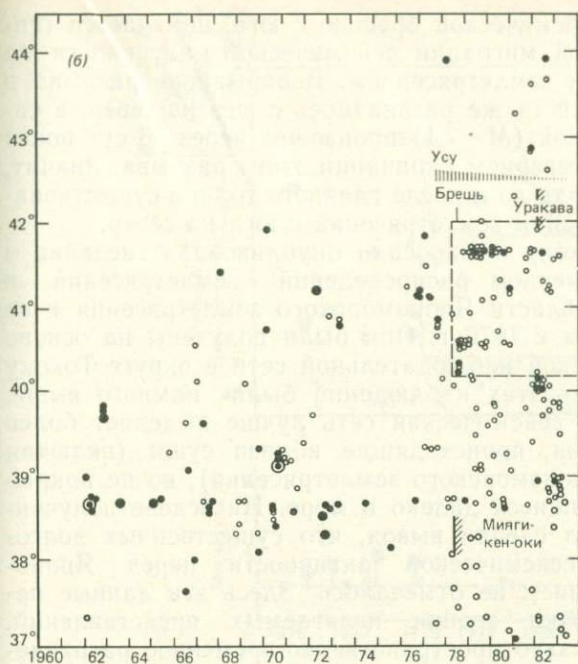


Рис. 14.6. (а) Пространственно-временное распределение мелкофокусных землетрясений в секторе Японского моря (сектор А на схеме вверху) с 1960 г. [5]. Двойные кружки и вертикальные черточки — главные толчки ($M \geq 7$) и области афтершоков соответственно. Показаны землетрясения Ниигата 1964 г. и Япономорское 1983 г. Остальные обозначения те же, что на рис. 14.3. В пределах и в окрестности очаговой области Япономорского землетрясения начиная с середины 1978 г. можно заметить сейсмическое затишье. (б) Пространственно-временное распределение землетрясений в области суши (сектор Б). Отмечена также деятельность вулкана Усу. (По данным JMA.)





($M \geq 7,4$), происходившие в этой области начиная с 1800 г. Анализ его показывает, что единственное место, где за последние 200 лет не было отмечено ни одного сильного землетрясения (сейсмическая брешь первого рода) и где активность умеренных и слабых землетрясений понизилась (сейсмическая брешь второго рода), и есть место, где произошло Япономорское землетрясение.

Рисунок 14.6 иллюстрирует пространственно-временное распределение землетрясений в этой области за последние годы. Прямая линия, проходящая через оконечность полуострова Ога в меридиональном направлении, служит границей, отделяющей область Японского моря (сектор А) от сухопутной части без побережья Японского желоба (сектор Б). Для каждого из этих секторов построена схема распределения землетрясений: по вертикальной оси отложена широта, по горизонтальной — время. Данные взяты из каталогов JMA. В секторе А сейсмическая активность в зоне между 40 и 42° с.ш. примерно с середины 1978 г. понизилась. Это отмечено штриховой линией, означающей появление описанной выше бреши. В секторе Б активность в тех же широтах и примерно в то же время, по-видимому, наоборот, немного возросла. Рис. 14.6, а показывает, что в райо-

не, граничащем с сейсмической брешью с юга, намечается тенденция к постепенной миграции сейсмической активности на север перед сильным землетрясением. Вспарывание разрыва в очаге главного толчка также развивалось с юга на север, а самый сильный афтершок ($M=7,1$) произошел через 26 сут после главного толчка на северном окончании этого разрыва. Значит, в течение всего периода до и после главного толчка существовала тенденция к миграции землетрясений с юга на север.

Университеты Тохоку и Хиросаки опубликовали сведения о пространственно-временном распределении землетрясений в пределах очаговой области Япономорского землетрясения и ее окрестностях начиная с 1976 г. Они были получены на основе данных их сейсмической наблюдательной сети в округе Тохоку [17]. Чувствительность этих наблюдений была намного выше, чем у JMA. Данная сейсмическая сеть лучше выделяет более слабые землетрясения, происходящие вблизи суши (включая очаговую область Япономорского землетрясения), но не покрывает области, находящиеся далеко в море. На основе полученной информации был сделан вывод, что существенных долгосрочных вариаций сейсмической активности перед Япономорским землетрясением не отмечалось. Здесь эти данные пересматриваются с точки зрения излагаемых представлений.

На рис. 14.7 показано пространственно-временное распределение землетрясений ($M \geq 3,0$) в очаговой области. На верхней диаграмме по вертикальной оси отложена широта, по горизонтальной — время. Согласно этой схеме, сейсмичность в очаговой области первого толчка этого землетрясения (район А на данном рисунке) заметно затихла примерно с середины 1978 г. и до возникновения серии форшоков непосредственно перед главным толчком. Нижняя диаграмма характеризует временные изменения сейсмической активности в очаговой области (в районе А). Можно видеть, что сейсмическое затишье началось примерно в середине 1978 г.

Итак, если обратиться к сравнительно сильным землетрясениям ($M \geq 3,5 \div 4$), то представляется, что примерно в середине 1978 г. в Японском море у берегов префектур Акита и Аомори появилась сейсмическая брешь второго рода и что Япономорское землетрясение произошло внутри этой бреши. Расхождение в размерах сейсмической бреши, обнаруживаемое при анализе материалов JMA или ISC и Университета Тохоку, может быть связано с различием пороговых уровней магнитуды и неполнотой данных. Ранее отмечалось, что размеры сейсмических брешей второго рода иногда различаются в зависимости от выбранного порогового уровня магнитуды, как, например, в случае землетрясения Токати-оки 1952 г.

Следовательно, мы делаем вывод, что очаговая область Япономорского землетрясения была сейсмически активной при-

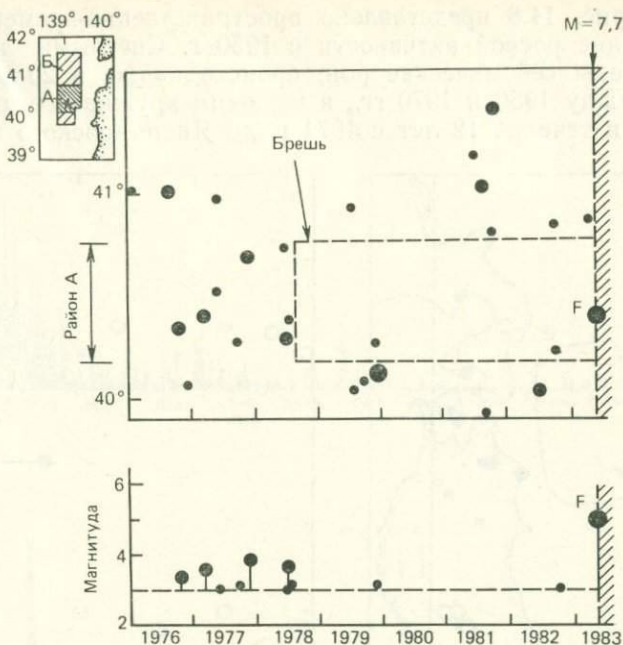


Рис. 14.7. (Вверху) Пространственно-временное распределение мелкофокусных землетрясений ($M \geq 3,0$) в очаговой области Япономорского землетрясения, показанной штриховкой на карте слева. Землетрясения нанесены на диаграмму, где по вертикальной оси отложена широта. Буквой *F* обозначен форшок; главный толчок произошел примерно в то же время. Видно ослабление сейсмической активности в районе *A* с середины 1978 г. Район *A* был очаговой областью первого импульса главного толчка. (Внизу) Временные изменения уровня сейсмической активности в районе *A* (т. е. в районе эпицентра главного толчка): зависимость магнитуды от времени. График воспроизводится с рис. 3 из публикации университетов Тохоку и Хиросаки [17], но показаны только сравнительно сильные землетрясения ($M \geq 3,0$). (Из работы Моги [6].)

мерно до середины 1978 г., а затем активность заметно понизилась. Если рассматривать сравнительно сильные землетрясения ($M \geq 4$), то сейсмическая брешь в пределах очаговой области Япономорского землетрясения и ее окрестностей появилась, вероятно, приблизительно в середине 1978 г.

14.2.2.2. Рои землетрясений. Как уже говорилось, активные рои землетрясений, происходившие начиная с сентября 1978 г. на площади от северной части округа Тохоку до юго-западного Хоккайдо, включая рой землетрясений Ивасаки, привлекли к себе внимание. Однако вопрос состоит в том, была ли эта активность аномальной для данного района и каковы были ее характеристики.

На рис. 14.8 представлено пространственно-временное распределение роевой активности с 1950 г. Светлыми кружками обозначены сейсмические рои, происходившие в 20-летний период между 1950 и 1970 гг., а черными кружками — рои, отмеченные в течение 12 лет с 1971 г. до Япономорского землетря-

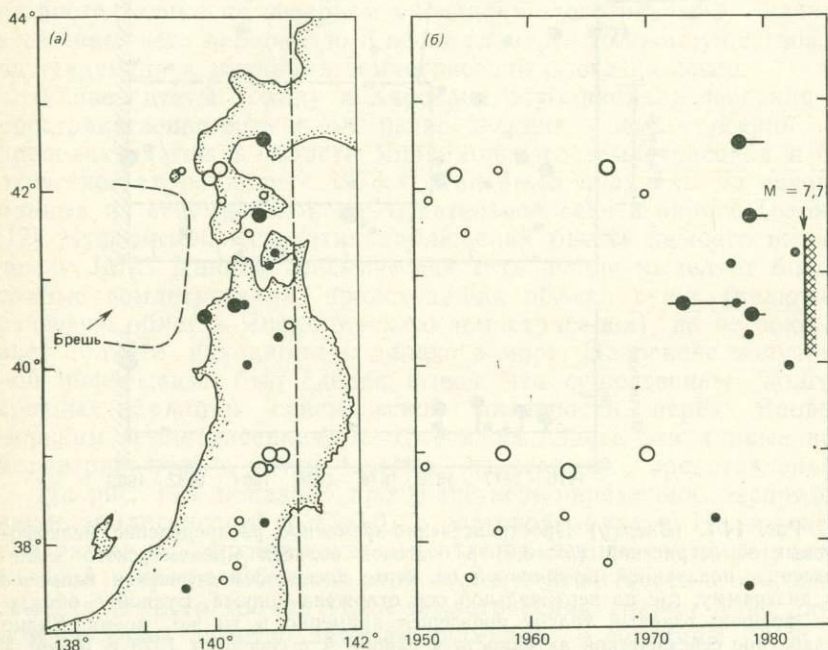


Рис. 14.8. (а) Места сейсмических роев в северной Японии. Светлые кружки — 1950—1971 гг.; черные кружки — 1972 г. — апрель 1983 г; прерывистая кривая — контур сейсмической брешни. (б) Пространственно-временное распределение роев землетрясений. Обозначения те же, что на схеме (а). Горизонтальные черточки указывают продолжительность роевой активности. Вертикальной чертой показана очаговая область Япономорского землетрясения 1983 г. Данные взяты из [8, 11, 18] и каталога JMA. (Из работы Моти [6].)

сения; крупные кружки относятся к крупномасштабной активности. Я свел воедино данные о роях землетрясений из работ [8, 11, 18] и из каталога JMA, руководствуясь одними и теми же критериями. На рисунке отмечена также деятельность вулкана Усу (на Хоккайдо), извержение которого впервые за 40 лет в августе 1977 г. сопровождалось высокой сейсмической активностью.

Пространственное распределение, показанное на рис. 14.8, а, говорит о том, что наиболее поздние проявления активности были приурочены к территории, близкой к сейсмической брешни,

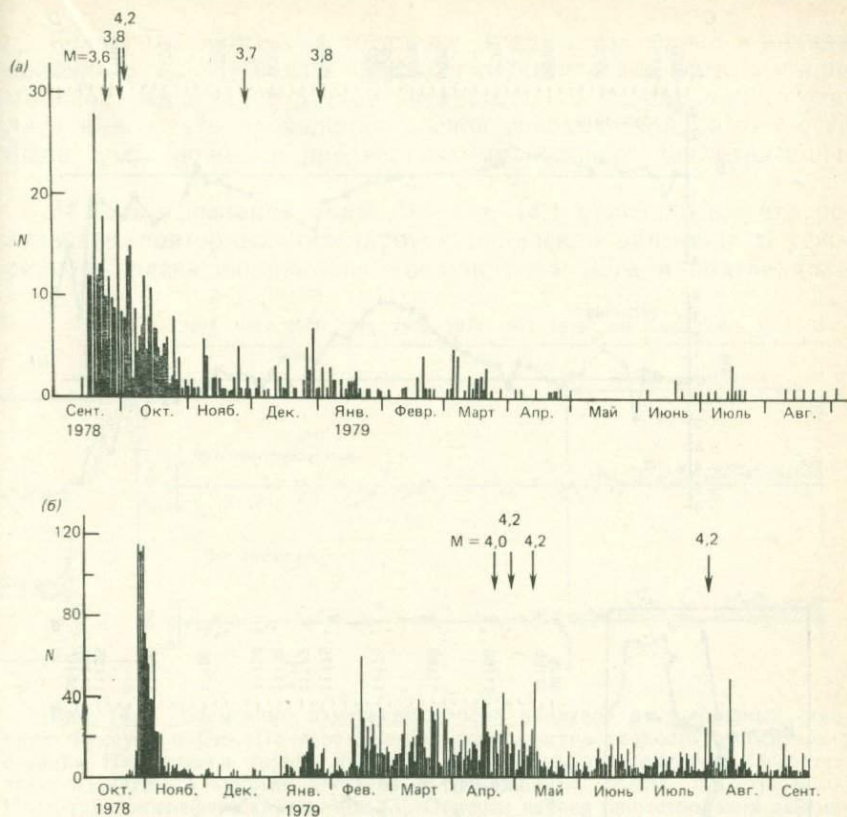


Рис. 14.9. Временные вариации суточного числа землетрясений в значительных сейсмических роях. (а) Рой землетрясений Ивасаки (западное побережье преф. Аомори); данные из [11] и каталога JMA. (б) Рой землетрясений Хакодате (юга-западное побережье Хоккайдо); данные из [7] и каталога JMA. (Из работы Могн [6].)

которая обведена прерывистой линией. На рис. 14.8, б по вертикальной оси отложена широта местности, по горизонтальной — время; диаграмма представляет собой временное и пространственное распределение роев землетрясений. Показаны также положение очаговой области и время Япономорского землетрясения. Заслуживает внимания тот факт, что за несколько лет до этого землетрясения активность сейсмических роев вокруг сейсмической брешы чрезвычайно усилилась, а также то, что в 1978 г., когда появилась сейсмическая бреша, одновременно начались рои землетрясений Ивасаки, Хакодате и Таго. Рои Ивасаки и Хакодате включали в себя особенно много ощутимых землетрясений, и в этой области сейсмическая активность за-

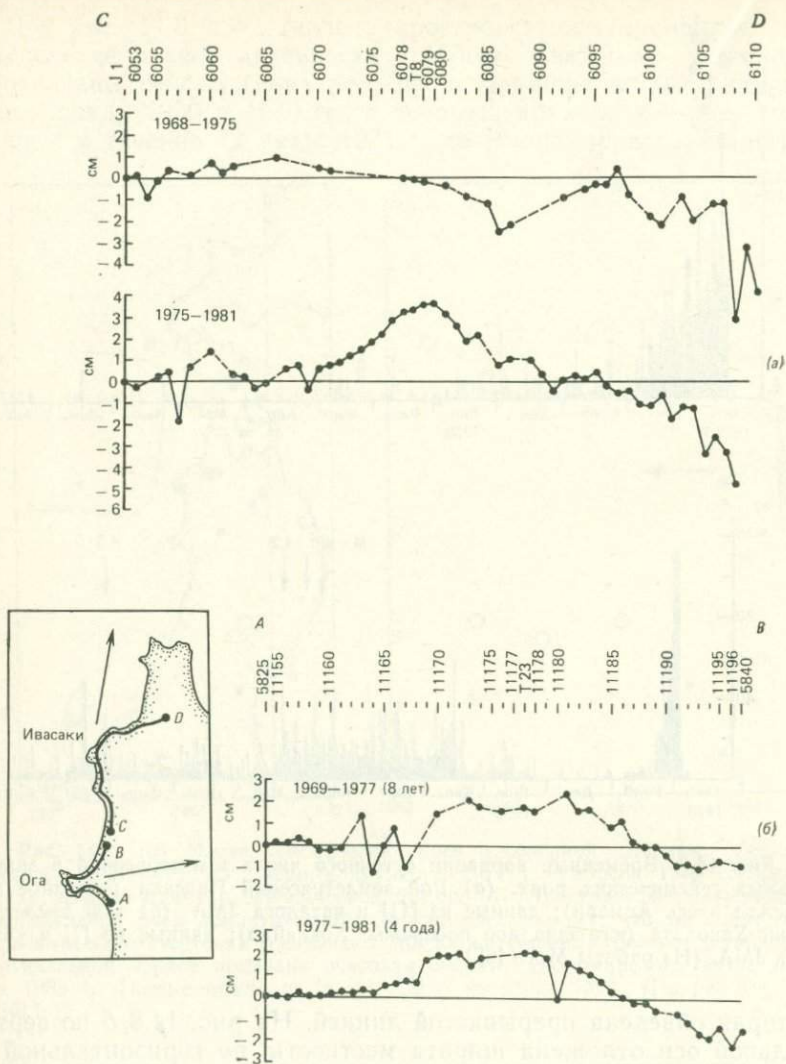


Рис. 14.10. (а) Движения коры по данным нивелировок вдоль западного побережья района Ивасаки (северо-западный Хонсю) [1]. (б) Движения коры по данным нивелировок вдоль побережья полуострова Ога [2].

служивает пристального внимания. Временные вариации этих проявлений активности показаны на рис. 14.9. В разд. 5.7 подчеркивалось, что эта роевая активность, возможно, чувствительна к напряженному состоянию коры (или к ее деформации). Поэтому усиление активности в такой области может говорить о возрастании напряжений (или деформации) в коре.

Если приблизительно тогда же, когда на соседней площади появилась сейсмическая брешь, восточнее стало заметно аномальное возрастание роевой активности, то отсюда можно сделать вывод, что проявления роевой сейсмической активности были долгосрочными предвестниками сильного землетрясения.

14.2.2.3. Движения коры. В разд. 14.1 отмечалось, что результаты повторных нивелировок привлекли внимание к ускоренному развитию наклона полуострова Ога и подтвердили



Рис. 14.11. Временные изменения уровня приливов на приливных станциях Фукаура и Ога. По вертикальной оси нанесена разность относительно станции Недзугасеки (преф. Ямагата). Положительные значения соответствуют поднятию в пунктах Фукаура и Ога. Данные взяты из материалов Института географических съемок [3]. Отмечен период существования сейсмической брешы.

поднятию территории от Фукауры до Ивасаки. Эти результаты показаны на рис. 14.10 [1]. Рис. 14.10, а отражает изменения отметок реперов нивелирного хода, проходящего через Фукауру и Ивасаки. С 1968 по 1975 г. заметных изменений не было (за исключением полосы проседания непрочных грунтов у северного конца хода), а между 1975 и 1981 гг. произошло локальное поднятие на 3—4 см. То место, где возникло это поднятие, соответствует участку небольшого отклонения хода на запад, и одно из возможных объяснений этого — развитие наклона, при котором приподнятой оказалась западная часть района.

На рис. 14.10, б показано движение реперов нивелирного хода, проложенного вдоль побережья полуострова Ога. Форма участков возмущения и величина изменения высот за 8 лет между 1969 и 1977 гг. и за 4 года между 1977 и 1981 гг. почти идентичны [2]. Это означает, что возмущение данного участка продолжалось: происходил постепенный наклон полуострова Ога в северо-западном направлении, но при этом скорость дви-

жения в период 1977—1981 гг. удвоилась. По материалам повторных нивелировок вдоль побережья Японского моря можно прийти к выводу о том, что аномальные движения развивались уже в 1975 (или 1977) году, но по этим данным нельзя установить, когда указанные движения начались, и необходимо обратиться к результатам непрерывных наблюдений.

На рис. 14.11 представлены временные изменения уровня приливов на приливных станциях Фукаура и Ога [3]. В обоих случаях показана разность по отношению к данным станции Недзугасеки (также на побережье Японского моря); положи-

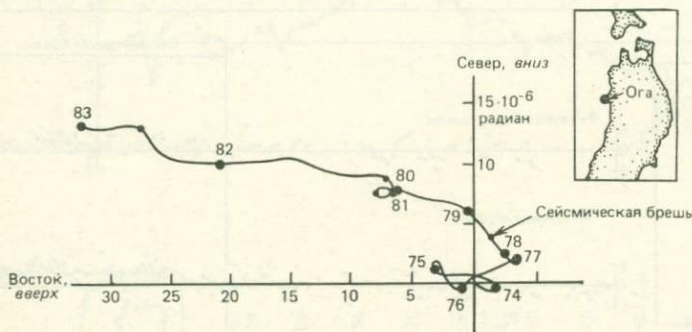


Рис. 14.12. Траектория векторов наклона по наблюдениям с помощью водотрубных наклономеров на обсерватории движений земной коры в Ога. Данные взяты из материалов Университета Тохоку [16]. Указано время появления сейсмической брешы.

тельные значения соответствуют поднятию. Поскольку результаты приливных наблюдений включают значительные короткопериодные движения, вызванные погодными условиями и другими факторами, детальный анализ невозможен, но с точки зрения долгосрочных изменений представляется, что за несколько лет перед 1983 г. как Фукаура, так и Ога поднялись приблизительно на 5 см. На рисунке отмечено также время существования сейсмической брешы, появившейся в середине 1978 г., и, по-видимому, мы можем считать с полной определенностью, что поднятие началось в это же время.

На рис. 14.12 изображена траектория вектора наклона по наблюдениям с помощью водотрубных наклономеров на обсерватории движений земной коры в Ога [16]. С 1974 г. до начала 1978 г. почти никаких систематических изменений не отмечалось, но с первых месяцев 1978 г. стал последовательно развиваться наклон с поднятием восточной стороны. Он замедлился в 1980 г., но с 1981 г. скорость изменения наклона стала даже больше, чем раньше, а затем произошло сильное землетрясение. Эта тенденция к увеличению наклона за счет поднятия восточ-

ной части прекратилась после землетрясения. Заметим, что указанная тенденция возникла в 1978 г., когда появилась сейсмическая брешь, и существовала до начала 1983 г. (приблизительно до Япономорского землетрясения). Причина того, что этот наклон не совпадает по направлению с наклоном полуострова Ога в целом (с поднятием северо-западной части), установлен-

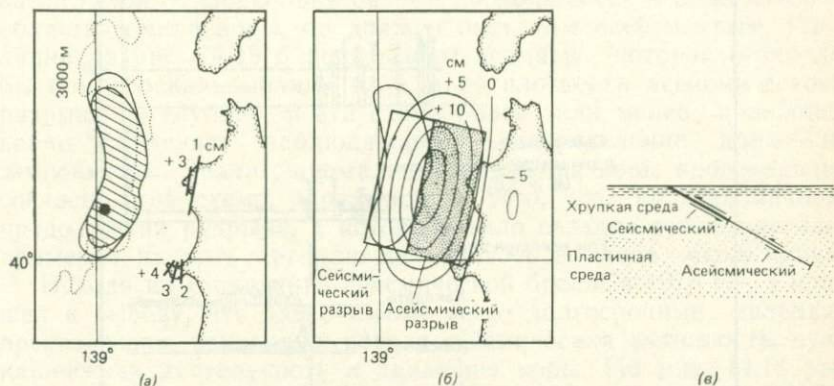


Рис. 14.13. Объяснение предшествующих землетрясению движений земной коры гипотетическим проскальзыванием по более глубокому асейсмическому разрыву, предворяющим сейсмическое вспарывание. (а) Наблюдавшееся поднятие коры или ее наклон вдоль западного побережья северо-западного Хонсю и очаговая область Япономорского землетрясения 1983 г. (б) Горизонтальное сечение области разрыва в очаге землетрясения и развивавшегося ранее асейсмического разрыва. Изолиниями показана вычисленная величина смещения коры, связанного с подвижкой по асейсмическому разрыву. (в) Поперечный разрез через очаговую область и предполагаемое движение по асейсмическому разрыву перед землетрясением. Положение сейсмического разрыва дано по предварительным построениям Симадзак и Мори [13]. (Из работ Моги [5, 6].)

ным в результате нивелировок, состоит, возможно, в локальном блоковом движении района наклономерной обсерватории.

Совместный анализ данных нивелирных, приливных и наклономерных наблюдений показывает, что область, обращенная на запад к Японскому морю поблизости от сейсмической брешы, перед землетрясением поднималась и начало (или ускорение) этого движения грубо совпадает с возникновением сейсмической брешы. В свете такой пространственно-временной зависимости следует считать эти движения частью комплекса долгосрочных предвестников Япономорского землетрясения.

Итак, возникает вопрос о механизме, который вызывает движения коры, предворяющие землетрясения. Рассмотрим здесь идею о том, что этот механизм можно объяснить асейсмическим скольжением по разрыву в глубоких недрах перед землетрясением [5]. (Тада [15] также давал подобное объяснение.)

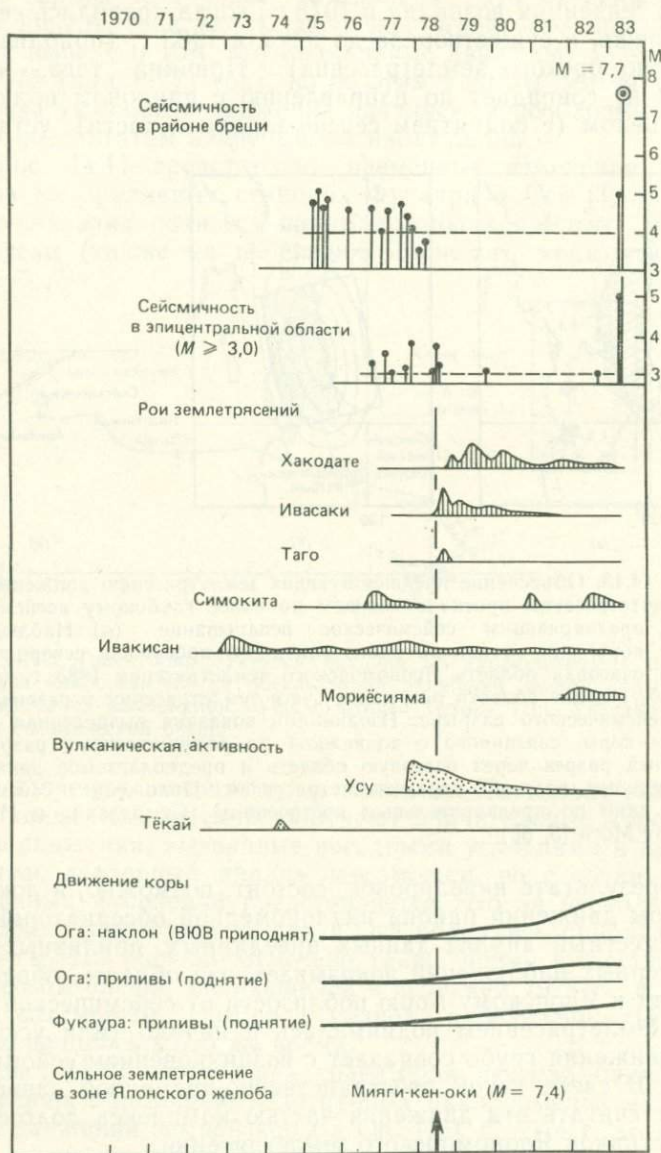


Рис. 14.14. Сводка явлений-предвестников, рассмотренных в тексте. Различные явления увязаны по времени [6].

На рис. 14.13, *а* сопоставляются область афтершоков Япономорского землетрясения и участок предшествовавших ему движений коры, обнаруженных посредством нивелировок. Схемы (*б*) и (*в*) показывают план и разрез области разрыва, связанного с очагом землетрясения, по предварительным построениям Симадзаки и Мори [13], а также продолжение плоскости разрыва на глубину. Поскольку разрыв продолжается в пластической области земной коры, он должен быть там асейсмичным. Изолинии на рис. 14.13, *б* показывают поднятие, которое возникло бы при проскальзывании на 1 м по плоскости асейсмического разрыва на глубине, и эта схема более или менее правдоподобно объясняет наблюдавшееся распределение движений земной коры. Значит, аномальные движения коры происходили, согласно этой схеме, в результате того, что на асейсмичном продолжении разрыва, с которым было связано землетрясение, примерно на пять лет раньше началось плавное скольжение.

Исходя из «появления сейсмической брешы в 1978 г.», я пришел к выводу, что здесь имели место долгосрочные явления-предвестники, такие, как рёвая сейсмическая активность, вулканическая деятельность и движения коры. На рис. 14.14 эти явления сопоставлены по времени (время нанесено по горизонтальной оси). Вверху на основе данных ЖМА показано изменение сейсмической активности в пределах брешы во времени. До 1978 г. уровень сейсмичности был высоким, часто возникали землетрясения с магнитудой 4 и выше. На протяжении следующих 5 лет область была совершенно неактивной, а затем стали происходить землетрясения (в том числе с магнитудой около 5), завершившиеся Япономорским землетрясением ($M=7,7$). Ниже показан подобный процесс изменения сейсмической активности в эпицентральной области по материалам Университета Тохоку. Характер этого процесса очень похож на то, о чем сообщали Отаке и др. [9] в случае землетрясения Оахака (Мексика, 1978 г., $M=7,6$). Различные изменения, такие, как рои землетрясений, наблюдались тогда же, когда появилась сейсмическая брешь. Эти результаты предвещают хорошие перспективы прогноза будущих землетрясений. Однако я должен подчеркнуть, что никаких краткосрочных предвестников, кроме форшоков, не наблюдалось. Возможно, это было связано с тем, что землетрясение возникло слишком далеко от побережья.

Я отметил, что разные изменения происходили, как правило, около 1978 г., и следует обратить внимание на то, что в это же время в зоне Японского желоба, проходящего параллельно восточному побережью северного Хонсю, произошли землетрясения с $M=6,7$ (февраль 1978 г.) и $M=7,4$ (июнь 1978 г. — землетрясение Мяги-кен-оки). Можно предположить, что эти толчки привели к появлению долгосрочных предвестников Япономорского землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Geographical Survey Institute. Vertical movements in the northern part of Tohoku district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 27, 29—44 [in Japanese], 1982.
2. Geographical Survey Institute. Vertical movements in Tohoku district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 28, 53—58 [in Japanese], 1982.
3. Geographical Survey Institute. Vertical movements in Tohoku district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 31, 60—68 [in Japanese], 1984.
4. Hasegawa A., et al. (Tohoku University and Hirosaki University). 1983 Japan Sea earthquake (1). Seismic activity. Abstr., Seismol. Soc. Jpn., 1983, No. 2, p. 3 [in Japanese], 1983.
5. Mogi K. Long-term precursors of the 1983 Japan Sea earthquake. Rep. Earthquake Swarm Study Group, 1983, p. 5 [in Japanese], 1983.
6. Mogi K. Precursors of the 1983 Japan Sea earthquake. Earthquake Predict. Res. (in press), 1985.
7. Motoya Y. Report on seismic observation at Matsumae. Notes Res. Cent. Earthquake Predict. Hokkaido Univ., 5, 36—39 [in Japanese], 1979.
8. Motoya Y. On earthquake sequences in the Oshima peninsula, southwestern part of Hokkaido. Bull. Seismol. Soc. Jpn., 34, 105—121 [in Japanese], 1981.
9. Ohtake M., Matumoto T., Latham G. V. Evaluation of the forecast of the 1978 Oaxaca, southern Mexico earthquake based on a precursory seismic quiescence. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 53—61. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
10. Sato H., Sato T., Yamada N. Rupture process of the Japan Sea earthquake deduced from acceleration records. Abstr. Seismol. Soc. Jpn., 1983, No. 2, p. 18 [in Japanese], 1983.
11. Sato Tamao, Tanaka K., Sato H. Some features of recent seismic activity in the northern part of the Tohoku district. Sci. Rep. Hirosaki Univ., 27, 33—45 [in Japanese], 1981.
12. Sato, Toshiya, Horiuchi S., Hori S., Satoh T., Kusunose K., Murakami E., Tachibana K., Ishii H., Takagi A., Sato, Tamao, Hasegawa T. Study of Iwaski earthquake swarm in Aomori Prefecture (II) — seismic activity and crustal movement. Bull. Seismol. Soc. Jpn., 36, 63—75 [in Japanese], 1983.
13. Shimazaki K., Mori J. Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea earthquake. Mon. Meet. Earthquake Res. Inst., 1983.
14. Shimizu H., Nosako M., Mastuzawa Y., Yamamoto A., Hasegawa A., Takagi A. 1983 Japan Sea earthquake (3): special analysis of foreshocks and aftershocks. Abstr., Seismol. Soc. Jpn., 1983, No. 2, p. 5 [in Japanese], 1983.
15. Tada T. Vertical movements of the earth's crust related to the Japan Sea earthquake and its interpretation. Abstr., Seismol. Soc. Jpn., 1983, No. 2, p. 26 [in Japanese], 1983.
16. Tohoku University. Continuous observation of crustal movements before and after the central Japan Sea earthquake. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 31, 69—83 [in Japanese], 1984.
17. Tohoku University and Hirosaki University. Foreshock and aftershock activities of the 1983 central Japan Sea earthquake. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 31, 22—33 [in Japanese], 1984.
18. Ueki S., Tachibana K., Takagi A. Earthquake swarm activity in the Tohoku district and its specific features. Rep. Nat. Disaster Sci. Tohoku District, 16, 44—47 [in Japanese], 1980.

Часть IV

Стратегия предсказания землетрясений

Из всех рассмотренных до сих пор случаев следует, что никакого надежного метода прогноза землетрясений пока не разработано. В успешном предсказании времени возникновения Хайчэнского землетрясения в Китае в феврале 1975 г. решающим фактором были форшоки. Если такая высокая сейсмическая активность начинается в районе, который до того длительное время был неактивным, как, например район Дунбэй в Китае, то нетрудно прийти к выводу о необычности этого явления. Однако землетрясения, сопровождающиеся столь активными форшоками, составляют только мизерную часть всех землетрясений. Кроме того, в активных сейсмических поясах группы землетрясений — обычное явление. Однако в большинстве случаев это просто сейсмические рои, которые прекращаются, не приводя к возникновению сильного землетрясения.

Как подробно объяснялось в ч. II, обычно форшоки и рои землетрясений различить непросто. В этом смысле предсказать Хайчэнское землетрясение было легко: кроме форшоков оно предварялось также чрезвычайно резкими изменениями уровня грунтовых вод и геоэлектрического потенциала. В общем случае прогнозировать землетрясения по одним только форшокам трудно или даже вовсе невозможно. Таким образом, если в одном случае достигнут огромный успех, это вовсе не означает, что тот же метод окажется эффективным в других случаях — и это относится не только к форшокам. Характер проявления предвестников чрезвычайно сложен, и мы это рассмотрели на конкретных примерах. Следовательно, все, что можно сделать для того, чтобы предсказать землетрясение, — это извлечь полезную информацию из имеющихся разрозненных данных и, основываясь на ней, вынести обоснованное суждение. В этом случае обязательным условием получения возможно большего количества информации, необходимой для прогноза, являются активные наблюдения.

В качестве конкретных примеров того, как развиваются работы по прогнозу землетрясений в Японии, в ч. IV рассматриваются следующие два случая, различные по характеру, но в равной степени важные. Первый — исследования в районе Токай, где ожидается возникновение сильного землетрясения,

чреватого огромным ущербом; поэтому там создана система прогноза и предупреждения. Здесь будут изложены как история, так и современное состояние работ по прогнозу. Второй случай — исследования в районе Токио, где землетрясения происходят часто и где сконцентрировано огромное население и находится нервный центр страны. Естественно, существует большая общественная потребность в сейсмическом прогнозе для этой территории, но защитные меры исключительно трудны. Мы обсудим связанные с этим проблемы. В конце ч. IV на основе всего, что говорилось в этой книге, рассматривается вопрос о том, как следует развивать работы по прогнозу.

Глава 15. Предсказание землетрясения в районе Токай

15.1. Происхождение и развитие проблемы «Токайского землетрясения»

В настоящее время район Токай — единственное место, где осуществляется Закон о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений. Существует возможность, что в районе Токай произойдет сильнейшее землетрясение, и если это случится без предупреждения, то ущерб будет огромен; поэтому был разработан упомянутый закон как попытка предсказать это землетрясение и свести к минимуму его разрушительные последствия. Мы проанализируем, почему в этом районе ожидается сильнейшее землетрясение и каковы основания для указанного закона, предпосылкой которого является представление о том, что предсказать землетрясение возможно.

Моги [26] первым заявил (в 1969 г., в устном выступлении), что в районе Токай в будущем может произойти сильнейшее неглубокое землетрясение. Как упоминалось в разд. 4.1, Харада и Исава [12] определили в 1969 г. величину горизонтального смещения триангуляционных пунктов на Японских островах, сравнив материалы триангуляционных съемок первого класса, проведенных в 1883—1909 и 1948—1967 гг. Моги интерпретировал полученные результаты с точки зрения тектоники плит и показал, как распределена накопившаяся на Японских островах деформация. Согласно его гипотезе, если векторы перемещения триангуляционных пунктов разложить на составляющие, перпендикулярные и параллельные прогибу Нанкай или Японскому желобу (т. е. границам плит, на которых развивается субдукция), то при сравнении величин перпендикулярных составляющих окажется, что одни районы смещены к суше, а другие, наоборот, — в сторону моря. Районы, переместившиеся в сторону

моря, — это те места, где деформация сжатия высвободилась посредством отдачи при сильнейшем землетрясении, возникшем в результате подвижки надвигового типа в зоне желоба, а районы, заметно сдвинувшиеся в направлении суши, — это, напротив, участки, где накопилась деформация сжатия, и их

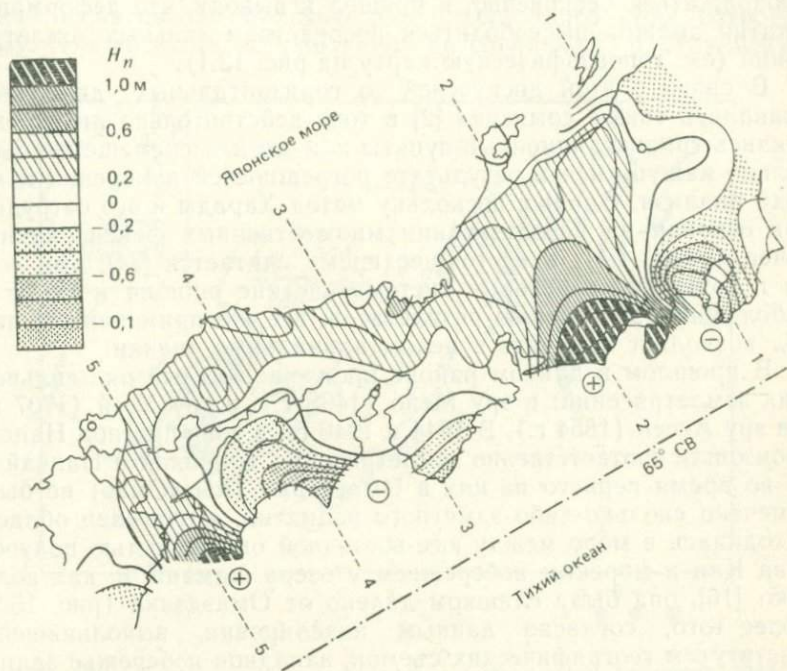


Рис. 15.1. Пространственное распределение составляющих вектора горизонтального смещения, направленных под прямым углом к оси прогиба Нанкай (штрихпунктирная линия), по данным Харады и Исавы [12] об изменении положения триангуляционных пунктов сетей первого класса (рис. 4.2). Знаком «+» обозначено смещение от желоба к суше, знаком «-» — от суши в направлении желоба. (Из работы Могои [26].)

можно считать потенциальными очаговыми зонами сильнейших землетрясений.

Рисунок 15.1 иллюстрирует распределение величины составляющих векторов смещения, перпендикулярных к прогибу Нанкай. Обратив внимание на то, что горизонтальные подвижки особенно значительны на площади от полуострова Идзу до района Токай, я высказал предположение о возможности возникновения сильнейшего землетрясения в районе Токай. В то время я не указывал точно ожидаемую очаговую область, но данный рисунок позволял считать, что это будет район Токай, включая залив Суруга. Средства массовой информации

также сообщили об этой гипотезе под заголовками «Сильное землетрясение в заливе Суруга и Энсю-нада (в море Энсю)». Такое объявление вызвало возражение, что залив Суруга — это место столкновения плит и сильнейшего землетрясения там не будет. Но поскольку такое значительное смещение не может продолжаться бесконечно, я пришел к выводу, что деформация сжатия должна высвободиться посредством сильных землетрясений (см. топографическую карту на рис. 13.1).

В связи с этой дискуссией о горизонтальных движениях появились также сомнения [2] в том, действительно ли переместились триангуляционные пункты или же их перемещение было только кажущимся в результате погрешностей измерения и метода анализа. Однако, поскольку метод Харады и его сотрудников основан на использовании множественных фиксированных точек (разд. 4.1), в настоящее время считается [34], что, если он и содержит некоторые систематические ошибки и ведет к небольшому завышению результатов, все же примененный подход позволяет получить в целом правильные оценки.

В прошлом в данном районе произошел целый ряд сильнейших землетрясений: в эру Мейо (1498 г.), в эру Хозэй (1707 г.) и в эру Ансей (1854 г.). В 1944 и 1946 гг. в зоне прогиба Нанкай произошли соответственно землетрясения Тонанкай и Нанкайдо, но во время первого из них в Омаэдзаки (мыс Омаэ) не было отмечено сколько-либо заметного поднятия, а очаговая область находилась в море между юго-восточной оконечностью полуострова Кии и морским побережьем у озера Хамана, и, как полагают [16], она была слишком далеко от Омаэдзаки (рис. 15.2). Более того, согласно данным нивелировки, выполнявшейся Институтом географических съемок, западное побережье залива Суруга продолжает развиваться на протяжении нескольких десятилетий как ненарушенная зона погружения [3]. На основании этих данных 28 ноября 1969 г. на пятом собрании Координационного комитета по предсказанию землетрясений район Токай был выделен для особого наблюдения.

В дальнейшем выяснилось, что горизонтальное расстояние между полуостровом Идзу и западным побережьем залива Суруга (в этом промежутке проходит ось прогиба Суруга) с конца прошлого века непрерывно сокращается. Ввиду того что у берегов полуострова Немуро, т. е. в области, находящейся, как считается, в сходной ситуации, действительно произошло землетрясение в 1973 г., а на совещании 28 февраля 1974 г. было сделано сообщение о «сейсмической бреша в Энсю-нада» [36], Координационный комитет по предсказанию землетрясений объявил район Токай районом интенсивного наблюдения, и было решено усилить там наблюдения различного типа.

Однако указание на то, что существует брешь низкой сейсмической активности в морской области Энсю-нада — далеко от

берегов округа Токай, — послужившее одним из оснований для этого решения, было неправильным. Дело в том, что большая часть «сейсмической брешы Энсю-нада» находилась в то время за пределами досягаемости сейсмической сети, и это была просто кажущаяся брешь, окруженная сухопутной областью района Токай и активной областью вдоль восточного края островов Идзу. Эта «брешь» также явно не совпадала с «Токайским

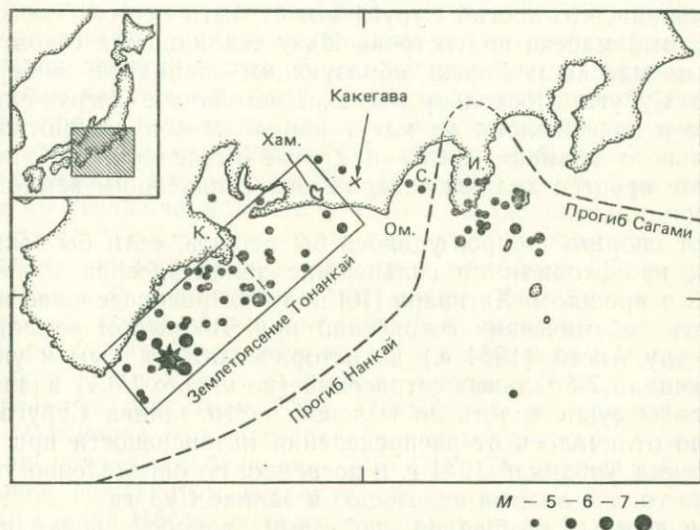


Рис. 15.2. Модель очаговой области землетрясения Тонанкай 1944 г. ($M=8,1$), построенная на основе данных нивелирования [16] и распределения афтершоков этого землетрясения [36]. К. — п-ов Кии, Хам. — оз. Хамана, Ом. — Омаэдзаки, С. — зал. Суруга, И. — п-ов Идзу.

районом», впервые намеченным автором. Тем не менее, несмотря на то, что для «сейсмической брешы в Энсю-нада» не было оснований, это, по-видимому, помогло сформироваться идее о том, что Энсю-нада может стать очаговой областью «Токайского землетрясения».

Если принять во внимание данные о движениях коры и существовании участка, нарушенного землетрясением Тонанкай 1944 г., то нет оснований утверждать, что район Энсю-нада будет главной гипоцентральной областью. Как отмечалось в начале этой главы, вопрос о том, происходит ли в действительности субдукция плиты вдоль прогиба Суруга и приведет ли она к упругой отдаче, когда деформация достигнет предела, породив сильнейшее землетрясение, существовал все время начиная с того момента, когда впервые было указано на возможность

сильнейшего землетрясения в данном районе. Дело в том, что прогиб Суруга несколько отличается от типичных зон субдукции, таких, как Японский желоб и прогиб Нанкай. Северная половина прогиба Суруга имеет более или менее V-образную форму с крутыми бортами и массивами суши с обеих сторон. Никаких топографических признаков, характерных для зон субдукции, на северном (сухопутном) продолжении прогиба не наблюдается. Поэтому некоторые исследователи придерживались мнения, что прогиб Суруга может быть местом, где континентальный массив полуострова Идзу сталкивается с континентальным массивом Хонсю, образующим западное побережье залива Суруга. Поскольку, однако, устойчивое погружение и сжатие в зоне желоба не могут продолжаться на протяжении длительного времени, автор и другие исследователи считали, что этот процесс должен завершиться сильнейшим землетрясением.

Этот спорный вопрос удалось бы решить, если бы было известно, происходили ли сильнейшие землетрясения в прогибе Суруга в прошлом. Хагивара [10] получил распределение интенсивности сейсмических сотрясений при Токайском землетрясении в эру Ансей (1854 г.) по историческим данным и указал, что площадь 7-балльных сотрясений (по шкале JMA) вдавалась в пределы суши вплоть до тыловой части залива Суруга. Это заметно отличалось от распределения интенсивности при землетрясении Тонанкай 1944 г. и косвенно, но определенно указывало на то, что разрыв произошел в заливе Суруга.

Два важных сообщения по этому вопросу появились в 1976 г. На основании старых документов Хатори [13] определил район возникновения цунами при Токайском землетрясении, происшедшем в эру Ансей (1854 г.), и показал, что этот район захватывал залив Суруга. Затем, также на основании старых документов, Исибаси [17] указал, что во время этого землетрясения, по-видимому, произошло поднятие на западном берегу залива Суруга. Собрав данные об интенсивности сотрясений, цунами и прошлых стихийных бедствиях, он заключил, что Токайское землетрясение 1854 г. было вызвано подвижкой типа надвига и что его очаговая область, вероятно, достигала тыловой части залива Суруга. Исходя из этого, он заключил, что предстоящее «Токайское землетрясение» произойдет не в Энсюнада, а в заливе Суруга, и представил это как «гипотезу о землетрясении в заливе Суруга».

Предлагая ясную гипотезу об очаговой области, Исибаси указывал также, что в случае такого сильнейшего землетрясения Токайской зоне грозят тяжелые разрушения и что, если землетрясение уже назревает, необходимо принять немедленные меры для его прогноза. Эта «гипотеза о землетрясении в заливе Суруга» была подхвачена средствами массовой инфор-

мации, и после рассмотрения ее на ноябрьском заседании Координационного комитета по предсказанию землетрясений было достигнуто согласие о необходимости активно развивать наблюдения в указанном районе. Подчеркивалось, однако, что «результаты наблюдений, выполненных до сего времени, не показали ничего такого, что можно было бы считать предвестником землетрясения».

Гипотеза Исибаси произвела сильное впечатление на жителей района Токай, центром которого является преф. Сидзуока, и в результате усилились призывы к быстрому осуществлению прогноза землетрясения. В это время было высказано мнение, что если наблюдения будут усилены и регулярный мониторинг будет продолжаться, то предсказание сильнейшего землетрясения — типа гипотетического «Токайского события» — возможно. Предложение, внесенное в Геодезическом совете при министерстве просвещения в декабре 1976 г., и решение, принятое в апреле следующего года главным управлением по развитию прогноза землетрясений, привели к решению: 1) усилить наблюдения, 2) установить эффективную систему мониторинга, 3) создать организацию для оценки обстановки.

В результате было решено, что все данные о землетрясениях, движениях коры, приливах и грунтовых водах, непрерывно получаемые агенством ЖМА, Институтом географических съемок, Национальным исследовательским центром по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP), Геологической службой Японии, Институтом исследования землетрясений и Университетом города Нагоя, должны передаваться по телеметрии в одно помещение в ЖМА (Токио), где и подвергаться круглосуточной оперативной обработке. Кроме того, в составе Координационного комитета по предсказанию землетрясений был учрежден Комитет по оценке сейсмической опасности района Токай, а руководителем нового комитета был назначен председатель Координационного комитета профессор в отставке Т. Хагивара из Токийского университета. Комитет по оценке был уполномочен принимать решения на основе долгосрочного прогноза.

Поскольку для принятия эффективных мер по действительному предотвращению катастрофических последствий землетрясения были необходимы юридические основания, был разработан Закон о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений, который и был введен в действие 14 декабря 1978 г. Сущность закона состояла в том, чтобы 1) указывать «площади для принятия усиленных мер по предотвращению ущерба от землетрясений» в тех местах, которым грозят сильнейшее землетрясение и соответственно большие разрушения; 2) усиливать наблюдения на этих площадях; 3) издавать предупреждения, если при наблюдениях обнаружатся аномальные явления; 4) принимать экстренные меры для передачи информации и предотвращения

бедствий после землетрясения. Закон был основан на представлении о возможности предсказаний в результате непрерывных наблюдений.

По закону генеральный директор ЖМА должен докладывать сведения, связанные с прогнозом землетрясений, премьер-министру, но по существующей практике (1984 г.) Комитет по оценке сейсмической опасности, составленный из университетских профессоров, принимает решения после консультации с сейсмологическим отделом ЖМА. В настоящее время (1984 г.) в состав комитета входят профессора Т. Асада (председатель), Т. Рикитаке, К. Моги, К. Касахара, Т. Усами и Т. Уцу. Таким образом, работы по прогнозу сильного землетрясения класса $M \sim 8$, ожидаемого в районе Токай, вступили в стадию практического применения.

В связи с выходом сейсмического прогноза в область практического осуществления появились разнообразные проблемы, и мы рассмотрим их в этой главе, но позвольте мне упомянуть здесь особо вопрос о социальном воздействии прогноза землетрясений. Существует опасение, что, если действительно будет выпущено сообщение с предсказанием землетрясения, среди населения возникнет паника. Этот вопрос поднимается в основном социологами, а не людьми, ответственными за исследования по прогнозу землетрясений и наблюдения. Согласно этой точке зрения, формулировать закон о прогнозе землетрясений и практически использовать сделанные предсказания не следует до тех пор, пока не будут полностью исследованы социальные последствия прогноза и соответствующие контрмеры в случае выпуска официальных прогнозных сообщений. Общественная реакция на прогноз землетрясений в настоящий момент крайне чувствительна, и в случае выпуска такого предупреждения реакция может быть непредсказуемой. Во всяком случае, очевидно, что почти никаких исследований по этому вопросу не проводилось. Необходимо быстро наверстать упущенное, и это в последнее время активно делается.

Однако, если весьма вероятно, что предсказание оправдается, едва ли правильно откладывать его практическое применение до тех пор, пока данный вопрос будет всесторонне изучен. Конечно, паника, вызванная выпуском прогноза, может принести заметный ущерб, и если последствия землетрясения окажутся незначительными, то ущерб от прогноза может превзойти ущерб от самого землетрясения. Но ущерб будет гораздо меньше потерь, которые возникнут, если внезапно, без предупреждения, разразится сильнейшее землетрясение. Мы бы долго сожалели, если бы наблюдательная система для предсказания была готова, но не была использована для практического предсказания сильнейшего землетрясения. Исследования, проводимые социологами, и разрабатываемые ими контрмеры имеют

важное значение, и они должны активно развиваться, но было бы неправильно откладывать практическое использование прогноза землетрясений только потому, что эти контрмеры пока не адекватны. Никто не знает, когда может разразиться землетрясение, и это не зависит от состояния готовности наших контрмер.

15.2. Возможность предсказания Токайского землетрясения

Защитные меры в районе Токай основаны на предпосылке, что имеются некоторые возможности предсказания землетрясения. Если в этом отношении нет определенных перспектив, не стоит разрабатывать законодательство вроде Закона о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений и принимать контрмеры против их разрушительных последствий. Контрмеры основаны на предпосылке о возможности предсказания вне зависимости от того, насколько очевидно, что существует серьезная угроза сильнейшего землетрясения на данной площади. Иначе следовало бы разрабатывать меры против неожиданных землетрясений. Если нет больших возможностей для предсказания землетрясения, то вся серия контрмер — просто картонный домик. Тем не менее до сих пор получено чрезвычайно мало сведений о явлениях — предвестниках сильнейших землетрясений в зоне субдукции и совершенно нет примеров, когда бы с необходимой для практики точностью было предсказано время землетрясения порядка суток. Таким образом, возникает вопрос о том, каковы основания для учреждения органа по оценке сейсмической опасности и какие защитные меры против землетрясений можно заблаговременно разрабатывать в предвидении будущих достижений в сейсмическом прогнозе. В этом разделе рассматриваются факторы, позволяющие считать, что возможность прогноза Токайского землетрясения существует.

Как отмечалось в гл. 5, в одних областях землетрясения почти всегда сопровождаются форшоками, однако в других форшоки почти никогда не наблюдаются. Кроме того, в ч. I подчеркивалось различие между землетрясениями в центральной Калифорнии и на полуострове Идзу. Характер появления предвестников имеет свои индивидуальные особенности у каждого землетрясения. Они определяются такими механическими характеристиками, как конфигурация сейсмического разрыва, степень неоднородности в распределении прочности по плоскости разрыва и тип скольжения. В связи с этим предвестники сильно меняются от района к району и проявляют тенденцию повторяться на одном и том же разломе. Я утверждаю это на протяжении всей книги. Поэтому предыдущее землетрясение в определенной области следует рассматривать как важнейшее

указание на то, можно ли ожидать в данной области появления предвестников землетрясений и каких именно.

Конечно, даже если землетрясения неоднократно происходили в одном и том же месте, они не обязательно похожи друг на друга, но есть много случаев, когда обнаруживается поразительная тенденция сходства землетрясений в одной и той же местности. В экстремальной форме это утверждение означает, что никакая информация о землетрясениях в других районах и никакой анализ этой информации, особенно о землетрясениях в районах с иным тектоническим строением, не окажут большой помощи в выявлении предвестников Токайского землетрясения. (Естественно, если бы существовал определенный предвестник, наблюдаемый при всех землетрясениях, этот вывод был бы неправомерен, но в настоящее время такой предвестник неизвестен.)

Таким образом, вопрос сводится к тому, какая ситуация предшествовала предыдущему землетрясению в этом районе, который считается сейчас возможной очаговой областью будущего Токайского землетрясения. Предыдущее землетрясение произошло в эру Ансей в 1854 г., но тогда никаких инструментальных наблюдений не проводилось и нет почти никаких надежных сведений о явлениях, предшествовавших этому событию. Это значит, что необходимой информации нет. Однако в соседнем районе, прилегающем к району Токай с запада, произошло землетрясение Тонанкай 1944 г., и его можно считать «родственным» землетрясением, возникшим в зоне прогибов Нанкай и Суруга. Информация об этом землетрясении должна нам сильно помочь (вероятно, сейчас нет данных, которые могли бы оказать более действенную помощь). К счастью, как показали измерения, этому событию явно предшествовали движения земной коры.

Землетрясение Тонанкай произошло 7 декабря 1944 г. в 1 ч 35 мин дня. Как раз в это время топографическая служба армии (ныне — Институт географических съемок) проводила нивелировку в окрестностях города Какегава в преф. Сидзуока, и были отмечены довольно большие вертикальные смещения коры перед землетрясением. Измерения выполнялись там в это время не случайно. Профессор А. Имамура, работавший тогда в Токийском университете, высказал предположение, что в ближайшем будущем там произойдет новое сильнейшее землетрясение. Он исходил из того, что землетрясения в зоне прогиба Нанкай возникают через более или менее регулярные промежутки времени порядка 100—150 лет и уже прошло 90 лет со времени предыдущего Токайского землетрясения в эру Ансей (1854 г.). Поэтому он обратился с просьбой о том, чтобы топографическая служба армии провела геодезические измерения [15].

Исходя из тех же соображений, Имамура призывал к активному развитию сейсмических наблюдений в районе Нанкайдо. Он установил за свой счет наблюдательную сейсмологическую сеть из нескольких станций с центром в пункте Вакаяма на полуострове Кию, но был вынужден, когда иссякли средства, прекратить свои наблюдения — как раз перед землетрясением Тонанкай. Можно только восхищаться, как настойчиво и продуманно двигался Имамура к решению поставленной задачи,

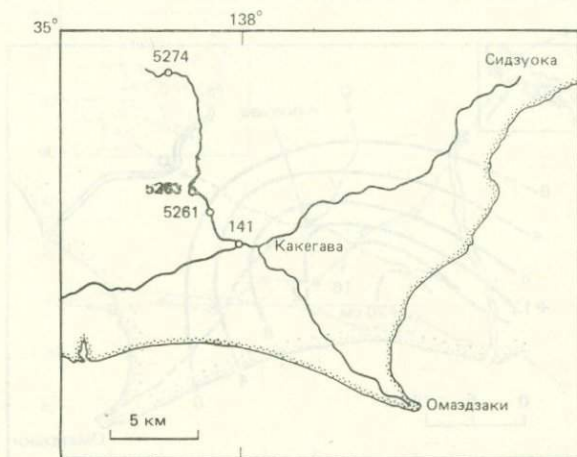


Рис. 15.3. Нивелирные профили в районе Токай, в том числе профиль Микира — Какегава — Омаэдзакэ. Указаны номера некоторых реперов.

обращая главное внимание на повторяемость сильнейших землетрясений.

Вернемся к результатам нивелирования у Какегавы. Проводя эти измерения, Имамура построил новый нивелирный профиль между пунктами Какегава и Омаэдзакэ (рис. 15.3), и это также был абсолютно правильный шаг. Измерения были выполнены непосредственно перед землетрясением и сразу же после него, и в результате была определена амплитуда движений коры в этом районе во время Тонанкайского землетрясения (рис. 15.4). Рисунок показывает, что площадь, захваченная движениями коры, не достигала Омаэдзакэ, и это является сейчас одним из важных доводов в пользу того, что «Токайское землетрясение» произойдет в зоне прогиба Суруга.

Имамура [15] собрал воедино результаты измерений, проведенных в период землетрясения, и показал, что со времени первых измерений, сделанных в 1903 г., до момента, непосредственно предшествовавшего землетрясению Тонанкай 1944 г., южная часть района (обращенная к прогибу Нанкай) непрерывно опу-

калась, но это движение сменилось во время землетрясения на обратное и возникло четко выраженное поднятие. В 1970 г. Сато [33] тщательно проконтролировал материалы этих измерений и пришел к тем же результатам. На рис. 15.5 приведен вариант интерпретации Сато движений точек нивелирного профиля, проходящего от Какегавы до Микуры, между мартом 1934 г. и моментом, непосредственно предшествовавшим землетрясению Тонанкай, а также сразу после него. В северной части профиля смещения были небольшими, но вблизи Какегавы как

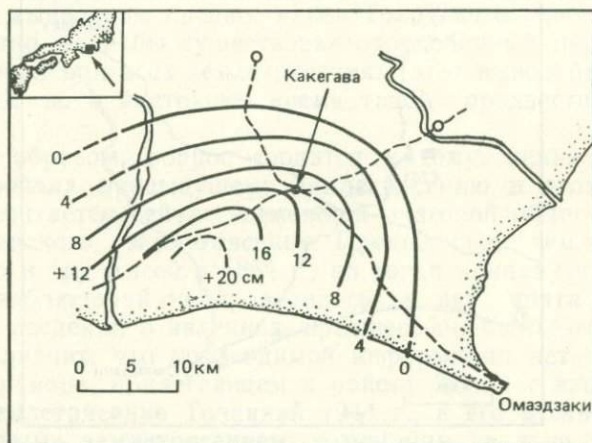


Рис. 15.4. Вертикальные движения земной поверхности вблизи Какегавы во время землетрясения Тонанкай (1944 г., $M=8,1$) [4].

длительное прогибание перед землетрясением, так и резкое поднятие во время землетрясения имели большую величину. Фактически днем накануне землетрясения и утром в день землетрясения повторные измерения (прямой и обратной ход) проводились между реперами 5259 и 5260 (рис. 15.6).

Позвольте мне объяснить здесь читателям-неспециалистам, как производится нивелирная съемка, на примере нивелирного хода, пройденного из Какегавы в север-северо-западном направлении и проходящего через Микуру. Как показано на рис. 15.6, реперы 5259, 5260, 5261 и 5262 установлены с интервалом 2 км. Фиксированные пункты А и Б (показаны на схеме нивелирного хода черными точками) разделяют каждый двухкилометровый интервал на три отрезка. Это временные пункты, устанавливаемые только для рядовых операций. Каждая из этих частей в свою очередь делится на восемь частей, и все они подвергаются измерению. На следующий день или через несколько дней измерения повторяются в обратном направлении,

с тем чтобы проверить, что значения, измеренные на каждом отрезке (с горизонтальным расстоянием ~ 700 м) между фиксированными точками А и Б и между реперами, не отличаются значимым образом от предыдущих измерений. Иными словами, измерения на одном и том же отрезке выполняются дважды (или более) с интервалом в один или несколько дней. Чтобы упростить дальнейшее описание, я обозначил отрезки

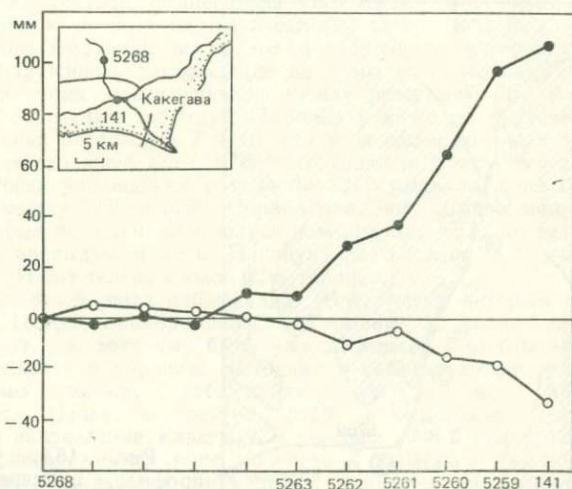


Рис. 15.5. Вертикальные движения в точках профиля (идущего примерно в север-северо-западном направлении) от Какегавы (на графике — справа) до Микуры. Светлыми кружками обозначены изменения с марта 1934 г. до периода (ноябрь 1944 г.) непосредственно перед землетрясением Тонанкай; черными кружками показаны изменения между периодами непосредственно перед землетрясением Тонанкай и сразу же после него [33].

между реперами 5259 и 5262 номерами от 1 до 9 (рис. 15.6).

Случайно оказалось, что на отрезках между реперами 5259 и 5260 измерения выполнялись накануне и в день землетрясения. Сато [33] обратил внимание на то, что на отрезках 2 и 3 были обнаружены различия величиной 4,3 и 4,8 мм (на 700 м), и отметил, что это, вероятно, было признаком коровых движений, предвративших землетрясение Тонанкай. Чтобы убедиться в том, что эти изменения имеют указанный смысл, Сато [35] сравнил различия в значениях между двумя измерениями на прямом и обратном ходах для других отрезков, где, как полагают, землетрясение не сказалось столь сильно. Тщательно проанализировав ошибки измерений, он пришел к выводу, что расхождения более чем на 4 мм исключительно редки и что они, вероятно, имели смысл предвестников. Вывод Сато очень ва-

жен. Он показывает, что если учесть упомянутую выше региональную приуроченность явлений-предвестников, то коровые движения как предвестники можно ожидать и перед «Токайским землетрясением».

Делая следующий шаг, необходимо, однако, сказать, что чрезвычайно важно для предсказания времени возникновения

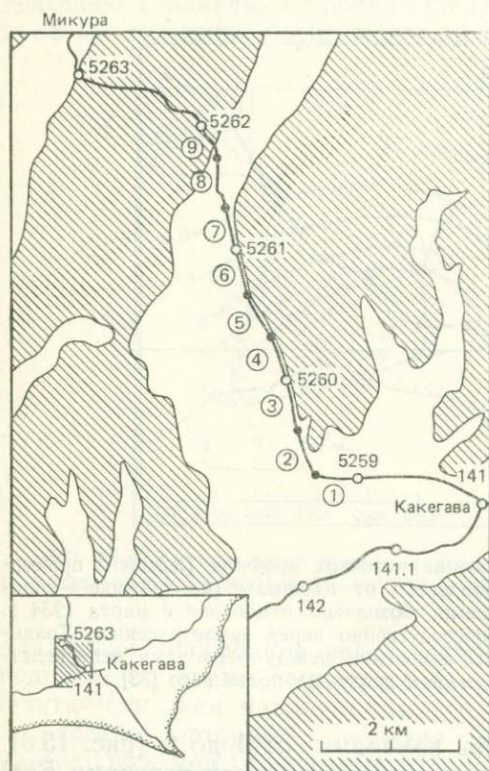


Рис. 15.6. Нивелирный профиль, промеренный непосредственно перед землетрясением Тонанкай 1944 г. и сразу же после него, между пунктами Какегавы и Микура [30]. Кружками обозначены реперы сети первого класса (указаны их номера), точками—фиксированные пункты, временно установленные в ходе нивелировки. Описание изменений на отрезках 1—9 см. в тексте.

«Токайского землетрясения» было бы знать временной аспект этих похожих на предвестники движений коры. Ошибки измерений, оцененные Сато, имеют довольно большой разброс: случаи расхождений на 2—4 мм (на 700 м) составляют до 20% от общего числа измерений, и, по-видимому, более детальное изучение невозможно. Даже когда речь шла об изменениях на 4 мм и больше, некоторые специалисты придерживались мнения, что ошибки такого размера могли быть вызваны сильным ветром, дувшим в то время. Я изучил этот спорный вопрос еще раз и пришел к заключению, что изменения перед землетрясением практически несомненны. Мне удалось выявить временные из-

менения в ходе этих коровых движений предвестникового типа. Поэтому я хочу объяснить свои выводы [30].

Перед тем как рассматривать этот вопрос, приведем здесь главные моменты данного Косиямой [22] детального описания ситуации во время измерений; Косияма лично участвовал в измерениях.

«Измерения были вскоре закончены, повторных не проводилось, и наблюдатель — ветеран с 20-летним стажем [Т.]*) Кавамото — был рад за меня. Наступил уже декабрь, температура по утрам была примерно 5—7°C, и каждый день в дневные часы дул сильный ветер. Дела шли хорошо, но вечером шестого [декабря], когда мы обрабатывали материалы наблюдений за день, обнаружилось расхождение на 3 мм по сравнению со значениями, полученными тремя днями раньше между реперами 5261 и 5262 [около 800 м] (см. отдельную таблицу). [Таблица в книге не приведена.]

Наблюдения начались в 7 ч 10 мин утра седьмого числа (ясная погода, свежий северо-западный бриз, 6°C). Продолжали с того места, где кончили накануне; когда наблюдения с репером 5262 были закончены, мы перешли на отрезок между 5260 и 5259. Обрабатывая, как обычно, полученные утром значения, я был поражен: получались невероятные числа по сравнению с тем, что было в предыдущий день. Накануне расхождение в 3 мм появилось у репера 5261. И вот теперь снова. (См. таблицу.)

Я был уверен в своих наблюдениях. Инструмент, которым я пользовался, был «Карл Сейсс», приобретенный в Германии в конце периода Тайсё (1912—1926 гг.), и, хотя ему было уже 20 лет, он был тщательно отрегулирован, содержался в хорошем состоянии и работал вполне исправно. После полудня мы начали наблюдения, так и не найдя причину расхождения. Начав с репера 5259 и выполнив наблюдения на 7 пунктах в направлении Какегавы, я перешел на 8-й пункт. Передняя рейка стояла на фиксированной точке, но когда я попытался, как обычно, вывести уровень, чтобы произвести наблюдения, используя инструмент, установленный Кавамото, пузырек в уровне не переставал двигаться. Я находился на прямой дороге среди рисовых полей, дул сильный боковой ветер. Заслонившись от него с помощью геодезического зонта, я снова настроил инструмент и попытался сделать другие измерения, но движение уровня стало еще сильнее.

Вскоре началось сильнейшее землетрясение (землетрясение Тонанкай), и тотчас же я увидел, как дорога стала вздыматься волнами».

Как показывает рис. 15.4, окрестности Какегавы были одним из районов, где во время землетрясения Тонанкай происходили значительные движения коры, и приведенное описание живо изображает возбужденное состояние тех, кто испытал движение почвы, производя там измерения как раз в это время. Конечно, дул довольно сильный ветер, но, как видно из рис. 15.7, по-видимому, он не был особенно сильным перед самым землетрясением. Абсолютно исключено, что систематические движения уровня, описанные ниже, были результатом сильных ветров.

Значения, полученные для некоторых отрезков (см. рис. 15.6) до и после землетрясения, приводятся в конце воспоминаний Косиямы. Хотя эта линия профиля проходит по прямой, идущей практически в север-северо-западном направлении (от отрезка 2

*) Вставки в квадратных скобках введены автором (К. Моги).— *Прим. перев.*

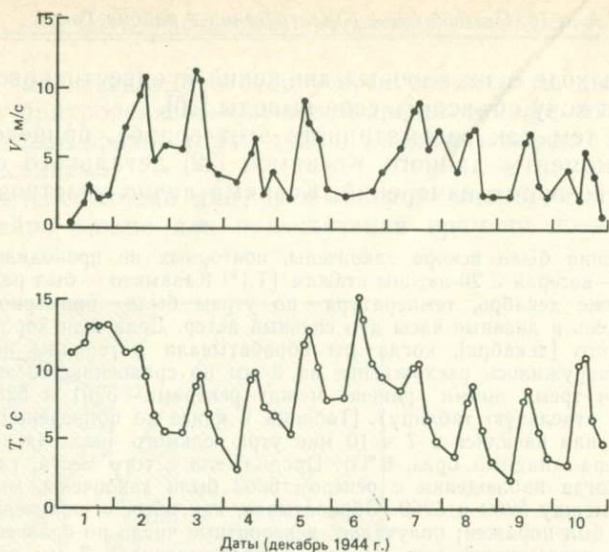


Рис. 15.7. Скорость ветра (верхний график) и температура воздуха (нижний график) на метеостанции Хамамацу (близ Какегавы) в период проведения нивелирной съемки до и после землетрясения Тонанкай. (Из материалов метеостанции Хамамацу.)

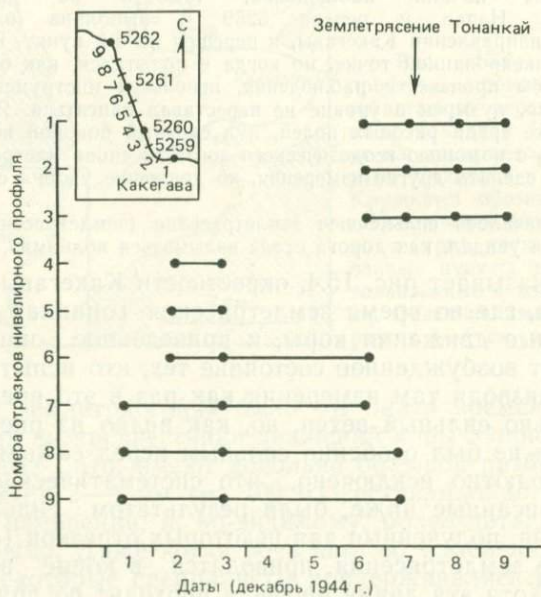


Рис. 15.8. Время (черные точки), когда проводилась нивелировка на отрезках 1—9, обозначенных на рис. 15.6 [30]. Нивелировка на каждом отрезке была выполнена 2—4 раза за период с 1 по 9 декабря 1944 г. (По данным Института географических съемок.)

к отрезку 9), период наблюдения различен, так что если эти значения скомбинировать, то можно оценить временной ход движений коры перед сильнейшим землетрясением.

Пересмотр полевых журналов, заполненных в то время и хранящихся поныне в Институте географических съемок, показывает, что повторные измерения были проведены на всех отрезках от 1 до 9 (рис. 15.8). На некоторых отрезках измерения проводились трижды с 1 декабря до момента, непосредственно предшествовавшего землетрясению.

На рис. 15.9 приведена кривая вертикального смещения для отрезков 2 и 3, на которых измерения выполнялись в общей сложности четыре раза — непосредственно до и после землетрясения. По вертикальной оси отложена величина поднятия южного конца каждого 700-метрового отрезка горизонтального проложения. (В отличие от других отрезков 1 ориентирован по широте, поэтому для сравнения показано только изменение после землетрясения.) Рисунок наглядно показывает, что перед землетрясением началось явное поднятие на южной стороне; во время землетрясения произошло резкое сильное поднятие, а сразу же после толчка началось опускание. Заметим, что результаты совершенно независимых измерений на отрезках 2 и 3 чрезвычайно хорошо сходятся. Эти результаты позволяют уверенно считать, что измерения, проведенные в этой местности с плоским рельефом, весьма точны, а значит, данные об изменениях перед землетрясением вполне надежны.

На рис. 15.10 показаны расхождения результатов повторных измерений на отрезках профиля между реперами 5259 и 5265 (номера реперов нанесены по горизонтальной оси). График (а) иллюстрирует ситуацию непосредственно перед землетрясением, а (б) — в предшествующий период. По вертикальной оси отло-

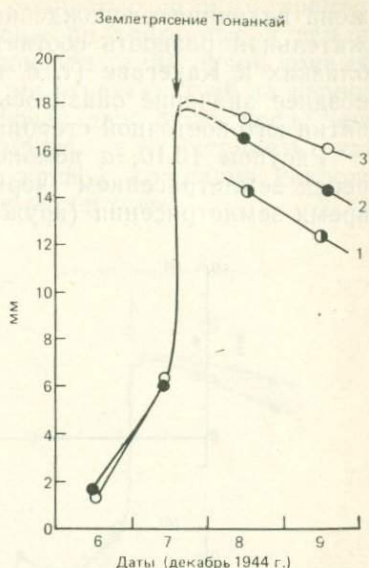


Рис. 15.9. Относительное вертикальное смещение непосредственно до и после землетрясения на смежных отрезках 2 (черные кружки) и 3 (темные кружки) [30]. По вертикальной оси отложена величина поднятия юго-восточного конца каждого отрезка. Для отрезка 1 (светлые кружки) показано только изменение после землетрясения (поднятие стороны, близкой к Какегаве, считается положительным). (По данным Института географических съемок.)

жена величина расхождения между двумя измерениями: положительная разность соответствует случаям, когда на точках, близких к Какегаве (т. е. на южном отрезке профиля), более позднее значение оказалось выше. Это свидетельствует о поднятии юго-восточной стороны.

Рисунок 15.10, а демонстрирует ситуацию непосредственно перед землетрясением (черные кружки) и приблизительно во время землетрясения (кружки с точкой). Все значения положи-

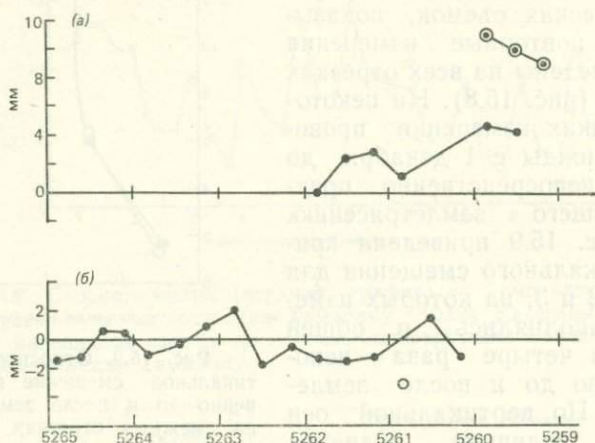


Рис. 15.10. Расхождения при повторных измерениях на каждом отрезке между реперами 5259 и 5265 [30]. Положительный знак приписывается случаям, когда сторона, ближняя к Какегаве, показывала при более поздних наблюдениях большие отметки (т. е. случаям, когда юго-восточная сторона поднималась). По горизонтальной оси нижнего графика обозначены номера реперов. (а) 3—7 декабря 1944 г.: за 1—4 дня до землетрясения (черные кружки) и сразу же после него (кружки с точкой). (б) 24 ноября—3 декабря 1944 г., т. е. более чем за 4 сут до землетрясения. (По данным Института географических съемок.)

тельны и весьма велики, и это говорит о том, что перед землетрясением южная сторона поднималась и что поднятие усилилось во время землетрясения. С другой стороны, при взгляде на график (б), показывающий предшествующий период, становится ясно, что значения колебались вверх и вниз около 0 и не имели определенного направления изменений. Кроме того, сами расхождения почти никогда не выходили за пределы $\pm 1,5$ мм, за исключением отрезка между реперами 5262 и 5263. Если учесть, что между этими реперами нивелирный ход резко меняет направление и представляет собой горный перевал с чрезвычайно пересеченным рельефом, то становится очевидным, что на плоских местах измерения проведены весьма точно.

Из всех приведенных выше результатов можно заключить,

что, по-видимому, можно оценить с точностью до суток временные изменения наклона этого района, приуроченные к землетрясению Тонанкай. На рис. 15.11 показан узкий пучок кривых, содержащий результаты измерений на отрезках 2—8 за период с 1 по 9 декабря 1944 г. (т. е. включая двое суток после землетрясения). Этот график вполне можно рассматривать как более или менее точное отражение кривой изменения наклона для данного района. Подытожим эти результаты.

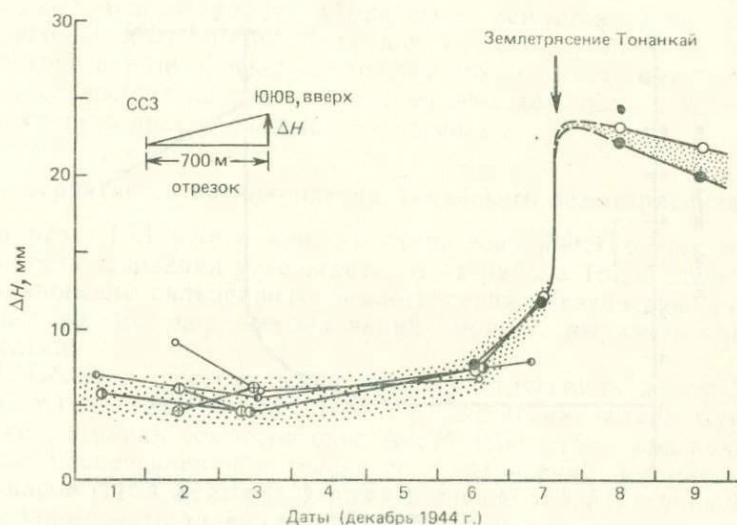


Рис. 15.11. Временные изменения деформации коры вблизи Какегавы до и после землетрясения Тонанкай, вычисленные по результатам повторной съемки на коротких нивелирных ходах. Кривая получена путем комбинирования кривых деформации для отдельных отрезков (от 2 до 8), обозначенных разными символами. Положительные значения на вертикальной оси соответствуют поднятию юго-восточной стороны каждого отрезка [30].

1. Как можно видеть и на рис. 15.10, за 3—4 дня до землетрясения еще не наблюдалось никакой заметной тенденции к поднятию. Поднятие началось примерно за двое суток до землетрясения.

2. Явно аномальная деформация коры (изменение наклона вследствие поднятия южной стороны, обращенной к прогибу) возникла за 2—3 дня до землетрясения и постепенно ускорялась. Согласно воспоминаниям Косиямы [22], наибольшей скорости она достигла за 1—2 ч до главного толчка.

3. Величина предваряющих движений коры была меньше, чем подвижка во время главного толчка (косейсмическое изменение), но в районе Какегавы она была столь значительной, что была очень хорошо заметна.

Из рис. 15.11 видно, что кривая деформации соответствует кажущемуся наклону вдоль профиля север-северо-западного простираения, но истинную величину и направление наклона можно определить, используя данные о возмущении на отрезке 1, идущем в широтном направлении. Движения во время землетрясения и сразу же после него были там примерно того же масштаба, что и на отрезках 2 и 3. Поэтому, хотя никаких особых изменений на отрезке 1 не было отмечено, можно счи-

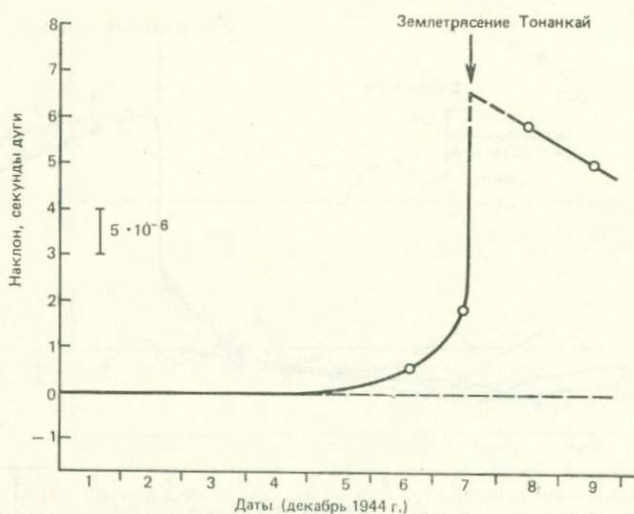


Рис. 15.12. Временные изменения наклона земной поверхности вблизи Какегавы, установленные по величине вертикального смещения вдоль нивелирного хода от репера 5259 до репера 5260 (отрезки 1, 2 и 3) [30].

тать, что предваряющий наклон поверхности возник в результате поднятия на юге, но во время землетрясения приподнялась местность на юго-востоке. На рис. 15.12 представлено изменение величины наклона во времени. Если наклон или предваряющие землетрясение изменения в деформации будут такой же величины, то с помощью нынешней наблюдательной сети в районе Токай их вполне можно будет выделить и проследить. Как отмечалось в начале раздела, результаты, полученные для землетрясения Тонанкай, рассматриваются как, вероятно, самое сильное основание для оценки времени «Токайского землетрясения».

Было почти чудом, что измерения непосредственно перед землетрясением и после него проводились в таком важном месте, как район Какегавы, оказавшийся на северо-восточном краю очаговой области Тонанкайского землетрясения. И конечно, никто не ожидал, что результаты этих измерений, на первый

взгляд совершенно неинтересные, приобретут такое жизненно важное значение 40 лет спустя. Я все больше убеждаюсь в необходимости оставлять для грядущих поколений все исходные данные и все больше восхищаюсь острой проницательностью профессора Имамуры.

Имеется также сообщение о колодцах вдоль тихоокеанского побережья, высохших или замутившихся перед землетрясением Нанкайдо [21]. Таким образом, можно сказать, что вполне возможно прогнозировать «Токайское землетрясение» путем наблюдения явлений-предвестников. Однако, учитывая то, что землетрясение не произойдет точно в том же месте и что землетрясения вообще не повторяются во всех деталях, я хотел бы предостеречь против излишнего оптимизма.

15.3. Вероятность возникновения Токайского землетрясения

В разд. 15.1 уже в какой-то мере говорилось о том, какие у нас есть основания утверждать, что в районе Токай возможно возникновение сильнейшего землетрясения. Результаты выполненных до сих пор исследований можно выразить двумя пунктами:

1. Области, пострадавшие при землетрясениях в эру Хозэй (1707 г.) и в эру Ансей (1854 г.), достигали залива Суруга. Я уже упоминал землетрясение Ансей 1854 г., но, как показал анализ распределения интенсивности сотрясений, выполненный Хагиварой [11] и Усами [40], даже в случае землетрясения Хозэй очаговая область далеко вдавалась в залив — так же, как и при землетрясении Ансей [18], — или по крайней мере захватывала залив дальше Омаэдзаки. Таким образом, вдоль прогиба Суруга, возможно, проходит крупный разлом, на котором со времени землетрясения Ансей 1854 г. в течение 130 лет не было сильных землетрясений. Землетрясения Канто 1923 г. и Тонанкай 1944 г. высвободили энергию деформации на площадях, примыкающих к данному району с востока и запада, но энергия в промежуточной области еще не высвобождена. Таким образом, район Токай представляет собой сейсмическую брешь первого рода (гл. 5). На рис. 15.13 показано расположение очаговых областей сильнейших землетрясений, происходивших в зоне прогибов Нанкай и Сагами в эры Генроку (1703 г.), Хозэй (1707 г.), Ансей (1854 г.) и Сёва (1923, 1944 и 1946 гг.), а также только что упомянутая сейсмическая брешь. Существует вероятность возникновения землетрясения, очаговая область которого заполнит эту брешь.

2. По данным нивелирных и триангуляционных съемок с 1880—1900 гг. западное побережье залива Суруга опустилось на 40 см и расстояние от полуострова Идзу до западного берега залива Суруга, между которыми зажат прогиб Суруга, начиная

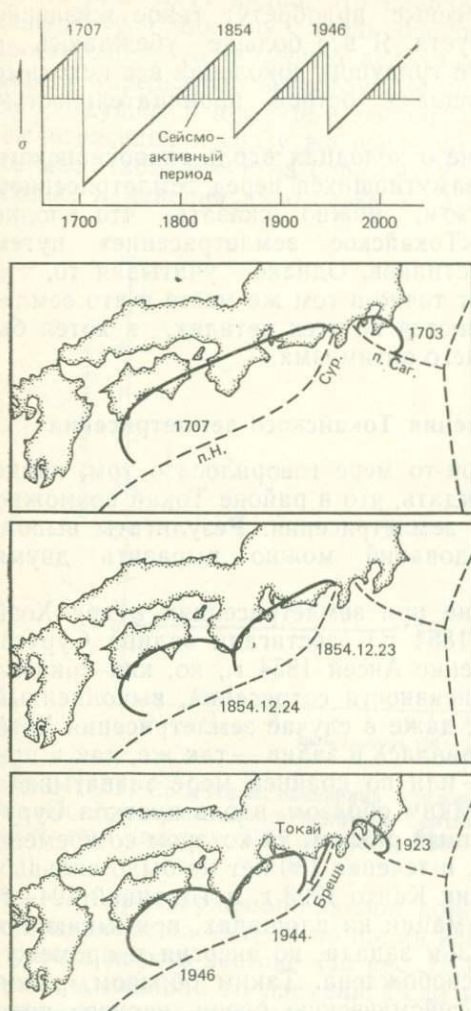


Рис. 15.13. Очаговые области трех групп сильнейших землетрясений (1703 и 1707 г.; 1854; 1923, 1944 и 1946 гг.), происшедших в зоне прогиба Нанкай (п. Н.) и прогиба Сагами (п. Саг.). Расположение этих очаговых областей показывает, что район Токай образует сейсмическую брешь первого рода. Сур.—прогиб Суруга. Верхняя диаграмма показывает изменения напряжения σ в земной коре западной Японии [29].

с 1880-х годов сократилось на 80—90 см. Вертикальные смещения за период между 1900 и 1973 гг. показаны на рис. 15.14, а на рис. 15.15 представлены изменения (с 1884 по 1973 г.) расстояний между триангуляционными пунктами по обе стороны прогиба Суруга [4, 6].

По-видимому, это опускание и горизонтальное сжатие развивались более или менее равномерно. Рис. 15.16 иллюстрирует вертикальное смещение пункта Омаэдзакки, обнаруженное нивелированием, в предположении, что высота пункта Какэгава оставалась неизменной с 1962 г. [9]. Значения, полученные при измерениях в последние годы, делают кривую несколько зигзагообразной, но если учесть ошибки измерений, то можно, вероятно, сказать, что опускание Омаэдзакки происходит по-прежнему равномерно. Однако, судя по этой кривой, скорость прогибания в 1973—1976 гг. возросла, а затем понизилась. Кроме того, разность уровней приливов между станциями Омаэдзакки и Утиура (далеко во внутренней части залива Суруга) показывает, что Омаэдзакки определенно опускается. В обоих случаях — брать ли движения относитель-

но Какегавы или относительно Утиуры — необходимы дальнейшие исследования, чтобы установить, связаны ли изменения градиента этой кривой с колебаниями скорости опускания района Омаэдзаки. Цумура [37] предложил метод определения вертикального смещения суши по записям мареографов (разд. 5.2.2), и с помощью этого метода получается, что Омаэдзаки продолжает погружаться более или менее устойчиво в течение всего периода наблюдений примерно так же, как Симидзу, но в Омаэдзаки скорость опускания, по-видимому, несколько возросла [20] (рис. 15.17).

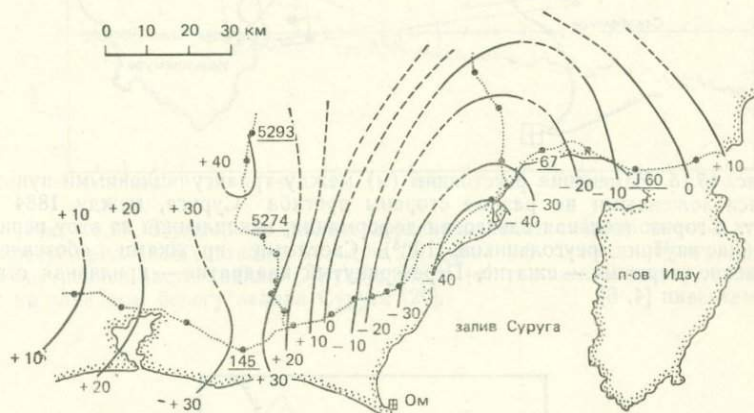


Рис. 15.14. Вертикальные движения земной поверхности (см) в районе Токай между 1900 и 1973 гг. Ом — приливная станция Омаэдзаки [5].

Рис. 15.18 показывает вековые изменения расстояний между пунктом Дарумаяма на полуострове Идзу и пунктами Рюсодзан и Мурамацу-мура на западном берегу залива Суруга. Эти расстояния с 1890 г. сокращались линейно [7].

То обстоятельство, что упомянутые выше движения — опускание западного борта прогиба Суруга и сокращение горизонтального расстояния поперек прогиба — продолжают уже длительное время, указывает на непрерывное накопление энергии упругой деформации в этом районе. Это не может длиться вечно. В какой-то момент будет достигнут предел, и напряжение (или деформация) высвободится посредством резкой подвижки по разрыву, т. е. землетрясения.

Если принять теперь, что относительно возможности возникновения сильнейшего землетрясения в этом районе сомнений нет, то надо еще решить вопрос, произойдет ли «Токайское землетрясение» независимо от других событий или же оно случится после следующего землетрясения в зоне Тонанкай — Нанкайдо. Этот вопрос возник сразу же, как была впервые выска-

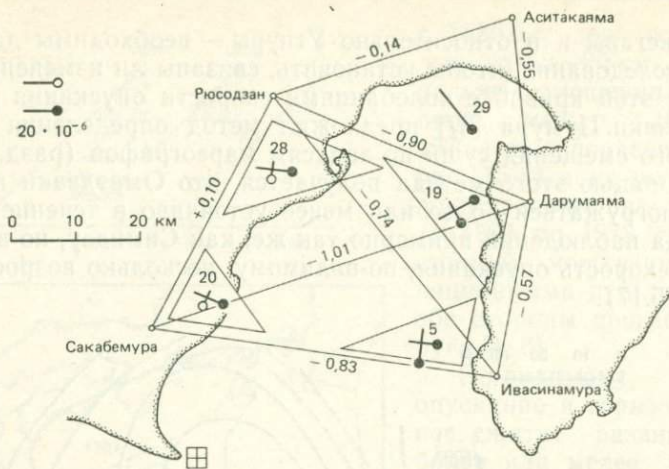


Рис. 15.15. Изменения расстояний (м) между триангуляционными пунктами, расположенными по разные стороны прогиба Суруга, между 1884 и 1973 гг. и горизонтальная сдвиговая деформация, накопленная за этот период (значения внутри треугольников, 10^{-6}). Светлыми кружками обозначено растяжение, черными — сжатие. Перечеркнутый квадратик — приливная станция Омаэдзакки [4, 6].

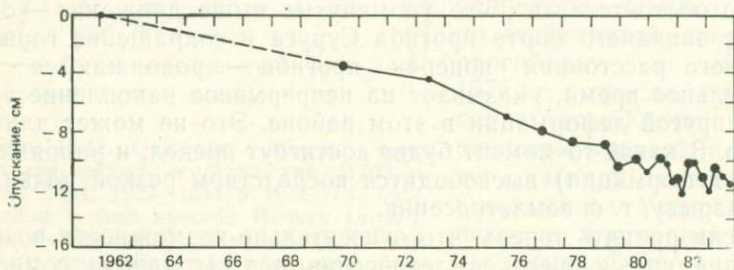
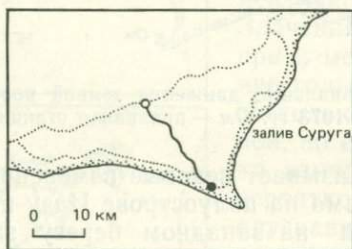


Рис. 15.16. Вертикальное движение пункта Омаэдзакки относительно пункта Какагавы с 1962 г. по данным нивелирных съемок. На карте сверху показан нивелирный ход от Какагавы (светлый кружок, репер 140.1) до Омаэдзакки (черный кружок, репер 2595) [9].

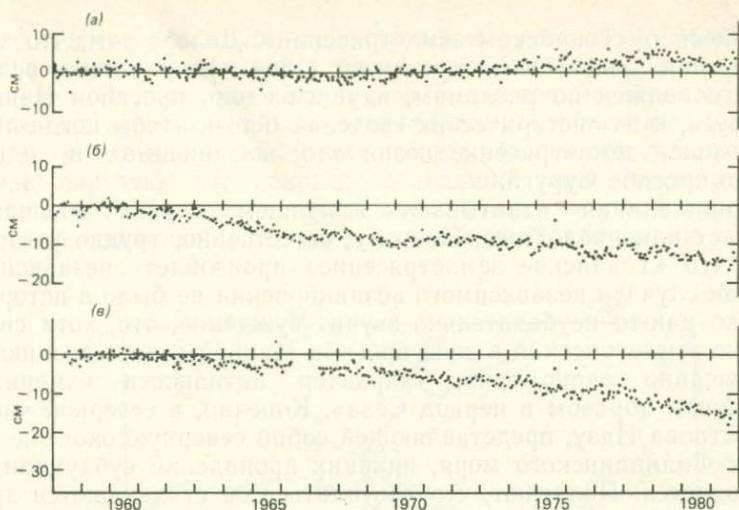


Рис. 15.17. Пример выделения вертикальных движений земной коры по записям приливных станций методом Цумуры. (а) Станция Утиура (далеко во внутренней части залива Суруга); (б) и (в) станции Симидзу и Омаэдзакки на западном берегу залива Суруга [20].

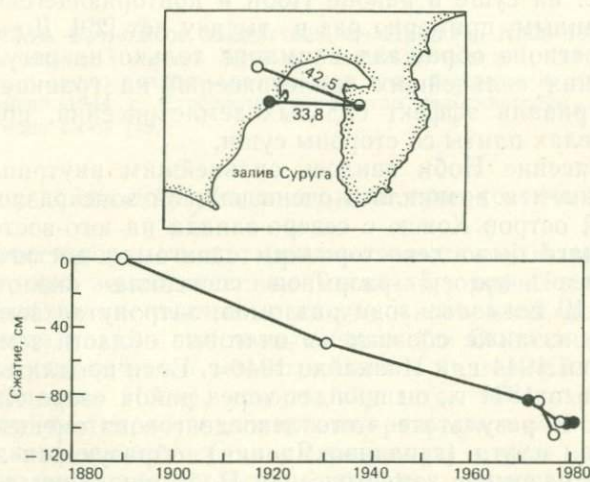


Рис. 15.18. Временные изменения горизонтального расстояния между Дарумаймой (черно-белый кружок) на п-ове Идзу и западным берегом залива Суруга: пунктами Рюсодзан (светлые кружки) и Мурамацу-мура (черные кружки). Расстояния на карте указаны в километрах [7].

зана идея о «Токайском землетрясении». Дело в том, что землетрясения Хоэй (1707 г.) и Ансей (1854 г.) произошли вследствие подвижек по разломам, идущим вдоль прогибов Нанкай и Суруга, и нет исторических сведений о том, чтобы когда-либо сильнейшее землетрясение возникало независимо — в одном только прогибе Суруга.

Наши знания охватывают в лучшем случае последние 1000 лет или около того. Поэтому, естественно, трудно утверждать, что «Токайское землетрясение» произойдет независимо, так как случаев независимого возникновения не было в истории. Однако как-то неубедительно звучит суждение, что, хотя сильнейшие землетрясения в зоне прогиба Нанкай всегда возникали чрезвычайно закономерно, «характер активности изменился случайным образом в период Сёва». Конечно, в северной части полуострова Идзу, представляющей собой северную оконечность плиты Филиппинского моря, никаких проявлений субдукции не наблюдается. Полагают, что две плиты там сталкиваются друг с другом. Поэтому не исключено, что в северной части прогиба Нанкай (т. е. в зоне прогиба Суруга) скорость субдукции относительно мала по сравнению с юго-западной частью прогиба Нанкай и там было мало сильнейших землетрясений.

Тем не менее необходимо объяснить, почему ситуация изменилась во время землетрясения Сёва. Эта проблема давно уже не давала мне покоя. Наконец, я подумал, что это могло быть следствием сильнейшего землетрясения ($M=8,4$), происшедшего в 1891 г. на суше в районе Ноби и повторяющегося, по некоторым данным, примерно раз в тысячу лет [29]. До этого мы в данном регионе обращали внимание только на регулярность возникновения сильнейших землетрясений на границе плит и не рассматривали эффект сильных землетрясений, происходящих в пределах плиты со стороны суши.

Землетрясение Ноби явилось сильнейшим внутриплитовым землетрясением и возникло в очень важной зоне разломов, пересекающей остров Хонсю с северо-запада на юго-восток. Смещение в очаге было левосторонним сдвигом и достигало 8 м, а длина всей полосы разрывов составила около 80 км. На рис. 15.19 показана зона разломов, затронутая землетрясением Ноби, а также обозначены очаговые области землетрясений Тонанкай 1944 г. и Нанкайдо 1946 г. Если продлить сейсмический разрыв 1891 г., он пройдет через район озера Хамана — Омаэдзаки. В результате этого левосдвигового смещения континентальная плита (западная Япония), образующая западное крыло зоны разрывов землетрясения Ноби, продвинулась к желобу, что вызвало увеличение деформации в зоне прогиба Нанкай, тогда как на восточном крыле континентальная плита сместилась в северо-западном направлении, в результате чего произошло некоторое ослабление деформации на границе плит.

Вопрос о том, было ли это ослабление достаточно большим, чтобы иметь практические последствия, требует дальнейшего изучения. Но, как отмечалось в гл. 5, это весьма вероятно, если вспомнить, что сильнейшие землетрясения оказывают воздействие на удивительно большую площадь. Таким образом, я предлагаю считать, что разрыв, возникший при землетрясении Тонанкай 1944 г., начинался у южной оконечности полуострова Кии и развивался в северо-восточном направлении, но остано-

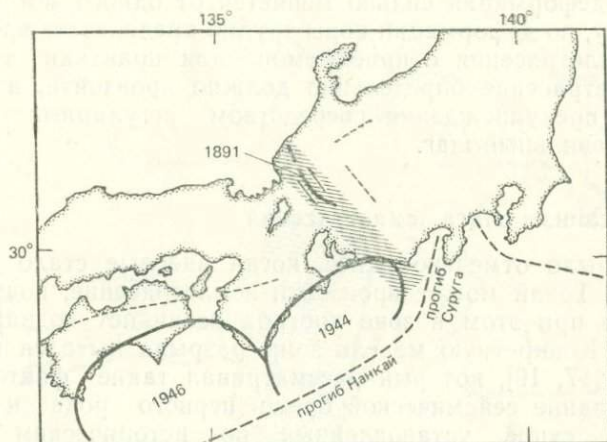


Рис. 15.19. Возможное воздействие землетрясения Ноби 1891 г. ($M=8,4$) на землетрясение Тонанкай 1944 г. Рисунок объясняет, как землетрясение Ноби 1891 г. могло повлиять на развитие зоны вспарывания при землетрясении Тонанкай 1944 г. Стрелками обозначено левосдвиговое смещение при землетрясении Ноби [29].

вился, не дойдя до Омаэдзаки, и не смог достичь прогиба Суруга.

Короче говоря, те, кто придерживаются этой точки зрения, считают, что землетрясение Тонанкай, происшедшее в эру Сёва, было единственным в документированной истории событием, когда разрыв остановился западнее Омаэдзаки из-за воздействия сильнейшего землетрясения с очагом в области суши (землетрясения Ноби), которое случается только раз в тысячу лет. Если это так, то возникновение разрыва в очаговой области «Токайского землетрясения», ожидаемого в зоне прогиба Суруга, несколько задержалось благодаря землетрясению Ноби. Но как только уровень напряжений при постоянном увеличении деформации достигнет предельной величины, вполне возможно, что совершенно независимо произойдет сильнейшее землетрясение.

В гл. 2 говорилось о том, как возникают землетрясения, когда достигается предельное напряжение, но поскольку на практике трудно узнать как предельное для коры напряжение, так и современный уровень напряжений, то обычно рассматриваются изменения деформации коры (разд. 4.1). Представляется, что величина деформации, накапливающейся в этом районе после землетрясения 1854 г., постепенно приближается к среднему пределу приращения деформации, характерному для большинства землетрясений прошлого [32]. Ввиду того что предельная деформация сильно меняется от одного землетрясения к другому, по деформации коры трудно предсказать время будущего землетрясения с приемлемой для практики точностью. Но землетрясение определенно должно произойти, и создание системы предупреждения посредством регулярных наблюдений — правильный шаг.

15.4. Механизм очага землетрясения

Как было отмечено ранее, когда впервые стало ясно, что в районе Токай может произойти землетрясение, подразумевалось, что при этом в зоне прогиба возникнет подвижка типа надвига. Конкретную модель зоны разрыва пытался построить Исибаси [17, 19], который рассматривал такие факторы, как существование сейсмической бреши первого рода и эпизодов поднятия суши, установленных по историческим данным. По предположению Исибаси, имеется взброс, плоскость которого падает от прогиба Суруга на запад по углом $\sim 34^\circ$, ширина зоны взброса 70 км, длина 115 км. Впоследствии комитет по выбору областей для принятия усиленных мер, учрежденный во исполнение Закона о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений, использовал гипотезу о таком разрыве в качестве модели очага «Токайского землетрясения», лишь немного изменив модель Исибаси: наклон $\sim 20^\circ$ на запад, ширина 50 км и длина 100 км. Этот разрыв идет от точки, где прогиб Нанкай меняет направление и переходит в прогиб Суруга, и почти достигает конца залива Суруга (рис. 15.20). Конечно, нет никаких конкретных оснований, которые позволили бы судить о том, с какого места в следующий раз начнется вспарывание плоскости разрыва. Но поскольку уже было несколько случаев, когда разрыв в очаге нового землетрясения начинался у края очаговой области соседнего сильнеешего землетрясения, считается весьма вероятным, что новое землетрясение начнется на юго-западе, т. е. у границы с восточной частью очаговой области землетрясения Тонанкай.

Модель разрыва такого рода основана на представлении о субдукции плиты Филиппинского моря в зоне прогиба Суруга. Эта плита, на которой располагается полуостров Идзу, находится

ся к востоку от прогиба и погружается под Евразийскую плиту, расположенную к западу.

Однако, как было сказано, некоторые ученые полагали, что прогиб Суруга является границей столкновения двух плит. Основанием для этого были крутой V-образный подводный рельеф северной половины прогиба Суруга и топографические особенности продолжения прогиба на суше. Исходя из резуль-

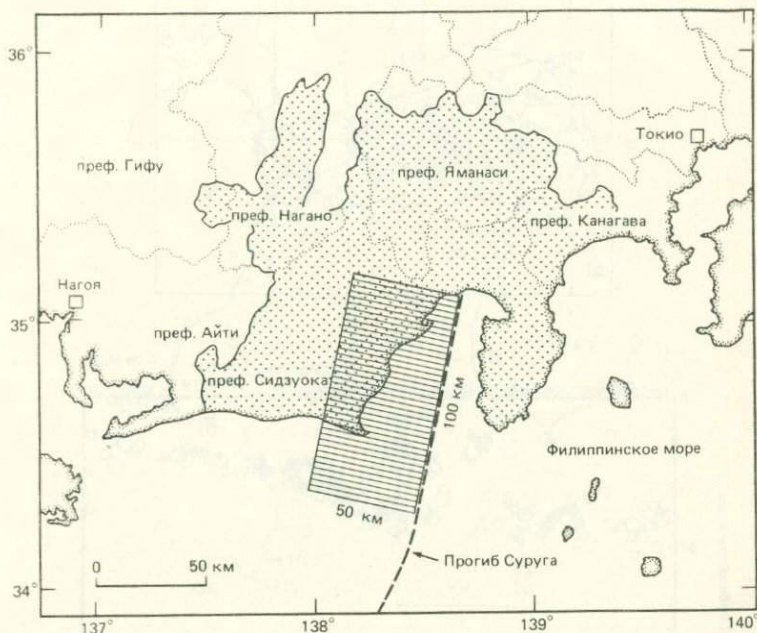


Рис. 15.20. Модель разрыва в очаге землетрясения, ожидаемого в районе Токай, и область, выделенная для усиленных наблюдений (покрыта крестом).

татов изучения этого сухопутного продолжения прогиба, Цунейси и др. [38] также высказали предположение, что прогиб Суруга не является зоной субдукции, а представляет собой левосторонний сдвиг вдоль оси прогиба, идущей приблизительно в меридиональном направлении, и что активно движется, вероятно, континентальный массив Идзу, смещающийся к северу относительно западного берега залива Суруга.

Тем не менее имеются некоторые данные, позволяющие предполагать существование субдукции в прогибе Суруга. Обычно для доказательства субдукции используют различные методы, такие, как прослеживание пограничной плоскости посредством сейсмической разведки (сейсмическое профилирование и др.) или поиски сейсмофокальной зоны вдоль границы

плит. Например, в случае Японского желоба можно проследить наклонную сейсмофокальную плоскость (зону Вадати—Бень-оффа), которая постепенно погружается к западу от оси желоба, а сейсмическое профилирование прекрасно показывает, как пограничная плоскость океанической и континентальной плит

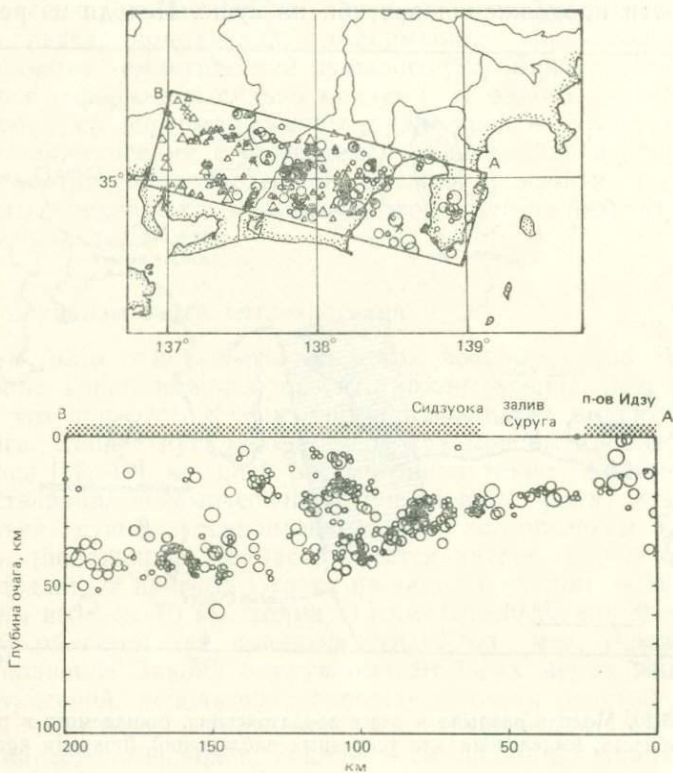


Рис. 15.21. Вертикальный разрез (нижняя схема), показывающий распределение землетрясений в запад-северо-западном направлении поперек залива Суруга. На верхней схеме — распределение тех же землетрясений по горизонтали. (Из частного сообщения М. Исиды, 1982 г.)

полого погружается с удалением от оси желоба, так что практически не остается сомнений относительно движения типа субдукции.

Итак, что же известно о прогибе Суруга? Прежде всего надо обратиться к сейсмической активности, но сейсмическая активность в этом районе невысока, и здесь нет таких частых ее проявлений, как в зоне Японского желоба. Поэтому было признано, что трудно утверждать существование субдукции

плиты Филиппинского моря исходя из данных о распределении очагов землетрясений [1]. Однако М. Исида (частное сообщение, 1982 г.) проанализировал материалы сети наблюдения микроземлетрясений, принадлежащей Национальному исследовательскому центру по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP), и получил результаты, приведенные на рис. 15.21. Это профиль через прогиб Суруга. Со стороны полуострова

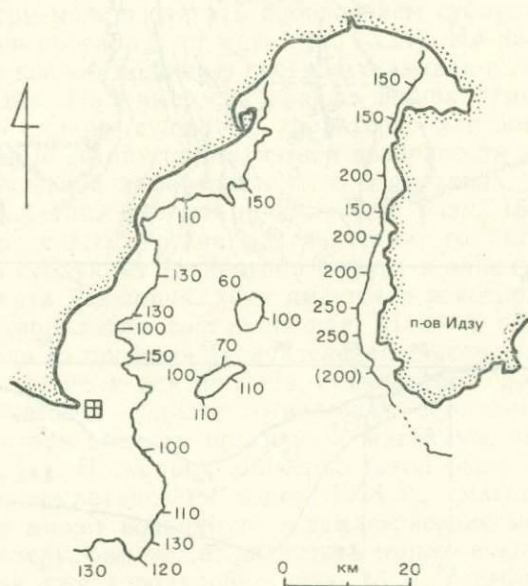


Рис. 15.22. Глубина кромки шельфа вдоль побережья залива Суруга (в метрах). Перечеркнутый квадратик на рис. 15.22—15.27 — Омаэдзаки [25].

Идзу землетрясений с очагами глубже 20 км нет, а в западном направлении глубина очагов медленно возрастает, что позволяет предполагать наличие зоны субдукции. Наклон составляет около 20° .

При изучении подводного рельефа залива Суруга внимание А. Могги и Сакураи [25] привлекла глубина плоской поверхности у внешнего края шельфа, и они указали на возможность субдукции. Эта плоскость сформировалась, как предполагается, приблизительно 18 тыс. лет назад, в вюрмскую ледниковую эпоху, и во всем мире она обычно располагается на глубине 140 ± 20 м. Однако, как показано на рис. 15.22, если западная сторона залива Суруга имеет приблизительно нормальную глубину, то со стороны полуострова Идзу плоская поверхность на востоке залива характеризуется явно повышенными значениями

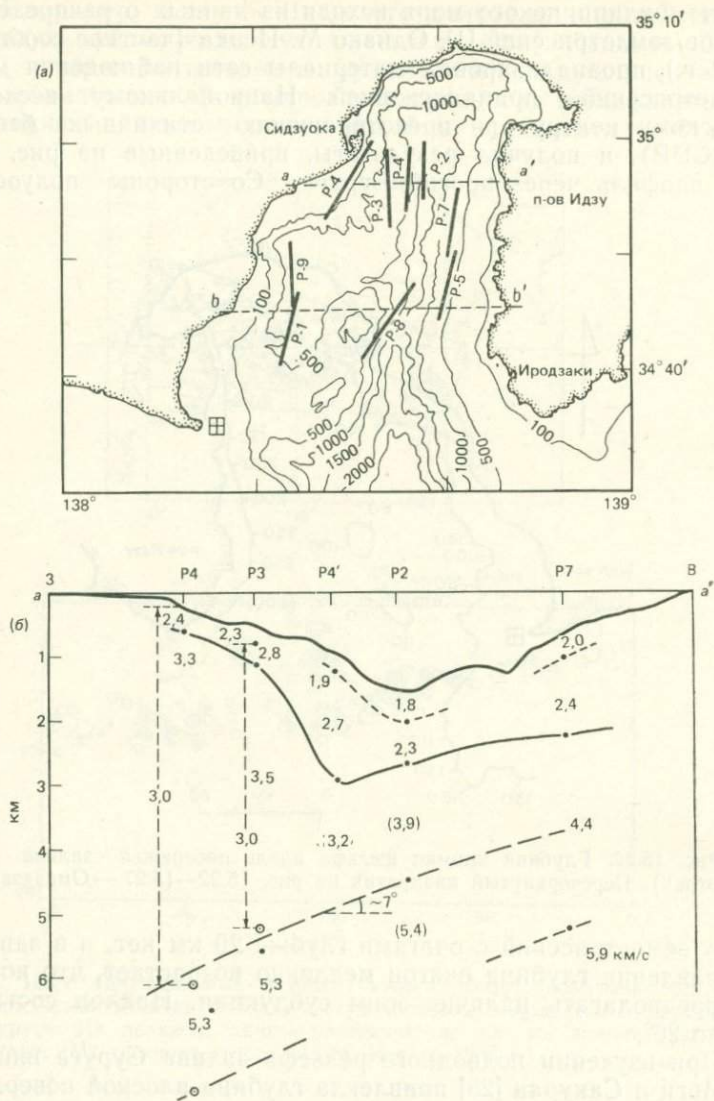


Рис. 15.23. Широтный скоростной разрез через залив Суруга, полученный сейсморазведкой с использованием пневмопушек [31].

глубины: 200—250 м. Следовательно, западное подножие полуострова Идзу за последние 18 тыс. лет опустилось на 50—100 м. Это можно объяснить направленным на запад движением типа субдукции плиты Филиппинского моря, находящейся к востоку от района прогиба.

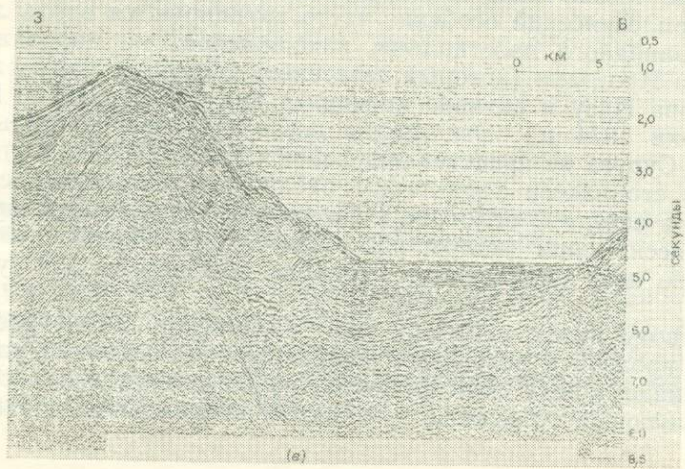
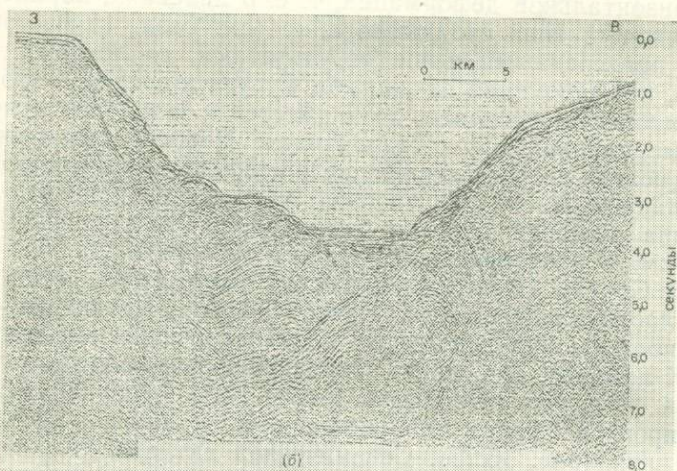
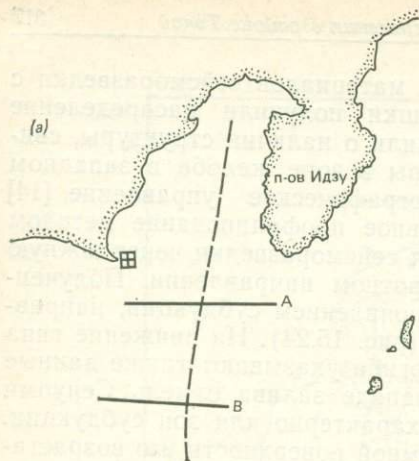
Мураути и др. [31] на основе материалов сейсморазведки с применением пневматической пушки получили распределение скоростей в земной коре и сообщили о наличии структуры, свидетельствующей о субдукции коры в зоне желоба в западном направлении (рис. 15.23). Гидрографическое управление [14] также использовало многоканальное профилирование методом отраженных волн для проведения сейсморазведки через южную половину прогиба Суруга в широтном направлении. Полученную структуру можно считать проявлением субдукции, направленной от оси прогиба к западу (рис. 15.24). На движение типа субдукции в южной половине прогиба указывают также данные о рельефе дна. Например, на западе залива отмель Сенуоми наклонена в сторону суши, что характерно для зон субдукции.

Если данные об опускании земной поверхности и о возрастании горизонтальной деформации, т. е. о явлениях, характерных для движений типа субдукции плит (см. разд. 15.3), сопоставить с приведенными выше результатами, то логично будет считать, что субдукция от прогиба Суруга к западу — это главная компонента движения, хотя имеется и некоторая левосдвиговая меридиональная составляющая. Наклон плоскости субдукции исходя из профиля распределения очагов землетрясений, перпендикулярного к оси прогиба, оценивается примерно в 20° .

Длина очаговой области ожидаемого землетрясения будет ~ 100 км, и эта область протянется максимум на всю длину прогиба Суруга. Поскольку примерно такой была длина очаговой области землетрясения Канто 1923 г., магнитуда будет ~ 8 . Вполне может возникнуть и землетрясение меньшего размера. К примеру, оно может захватить только южную половину прогиба. Как уже говорилось (разд. 13.3), северная и южная части прогиба Суруга отличаются друг от друга в нескольких отношениях (рис. 15.25). Сейсмическая активность в северной половине чрезвычайно низка, в южной — немного выше. Очаги микроземлетрясений особенно часто группируются вдоль линии северо-западного простирания, находящейся на продолжении разлома Иродзаки (который пересекает южную оконечность полуострова Идзу и активно проявился при землетрясении Идзуханто-оки 1974 г.). Эти факты позволяют предполагать, что прогиб Суруга не представляет собой единого целого и что для разных его частей характерны различные тектонические движения: в северной половине к прогибу непосредственно примыкает массив суши (полуостров Идзу), а в южной половине довольно ясно проявляются типичные особенности зон субдукции.

Подводя итоги, скажем, что «Токайское землетрясение» может произойти вследствие подвижки типа пологого надвига по границе между плитой Филиппинского моря (на востоке), испытывающей субдукцию в западном направлении от оси про-

Рис. 15.24. Профиль наблюдений при многоканальном сейсмическом профилировании методом отраженных волн через прогиб Суруга (штриховая линия). (а) Положение линий измерений А и В; (б) профиль А; (в) профиль В [14].



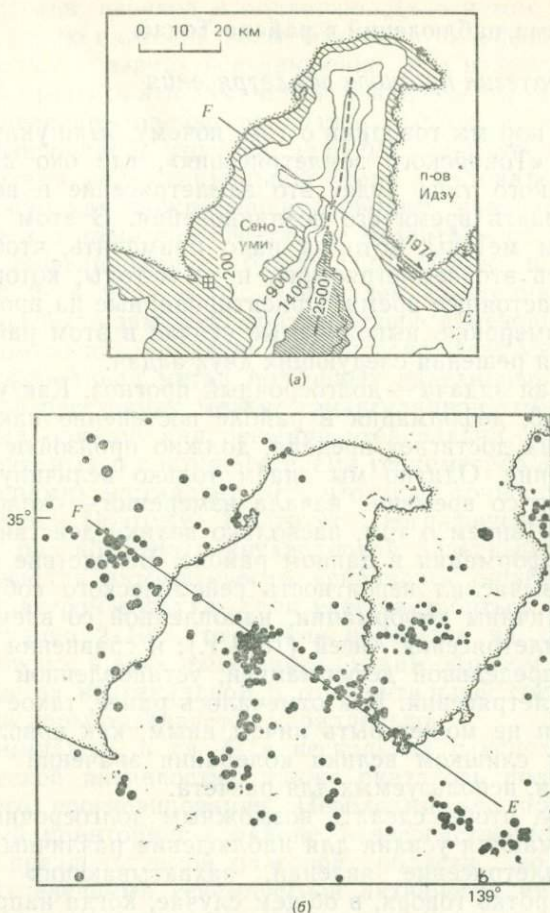


Рис. 15.25. Рельеф дна залива Суруга и распределение эпицентров микроземлетрясений в районе залива. (а) Подводный рельеф и положение гипотетически активной тектонической линии *EF* на продолжении разрыва в очаге землетрясения Идзу-ханто-оки 1974 г.; штриховая линия — ось прогиба Суруга; глубины даны в метрах [27]. (б) Распределение эпицентров микроземлетрясений (февраль 1982 г. — апрель 1983 г.); сгущение эпицентров наблюдается вдоль линии *EF* и южной половины оси прогиба Суруга [24].

гиба Суруга, и Евразийской плитой (на западе). Это означает, что при максимально возможном землетрясении очаговая область протянется вдоль прогиба Суруга на длину ~ 100 км и что вполне вероятно также, что разрыв не захватит всю эту площадь, а разовьется только частично — в южной половине прогиба.

15.5. Система наблюдений в районе Токай

15.5.1. Стратегия прогноза землетрясения

До сих пор мы говорили о том, почему было указано на возможность «Токайского землетрясения», где оно должно произойти, какого типа будет это землетрясение и возможно ли прогнозировать время его возникновения. В этом разделе мы рассмотрим методы, которые надо применить, чтобы успешно предсказать это землетрясение, и те методы, которые используются в настоящее время. Ориентированные на прогноз наблюдения и измерения, выполняемые сейчас в этом районе, производятся для решения следующих двух задач.

1. Первая задача — долгосрочный прогноз. Как указывалось в разд. 15.3, деформация в районе постепенно накапливается, и, когда она достигнет предела, должно произойти сильнейшее землетрясение. Однако мы знаем только величину изменения деформации со времени начала измерений — около 1900 г. — и ничего не знаем о том, насколько велика действительно предельная деформация в данном районе. Вследствие этого Рикитакэ [32] вычислил вероятность сейсмического события путем оценки величины деформации, накопленной со времени предыдущего землетрясения Ансей (1854 г.), и сравнения полученной оценки с предельной деформацией, установленной для многих других землетрясений. Как отмечалось ранее, такое вычисление вероятности не может быть ничем иным, как приблизительной прикидкой: слишком велики колебания значений предельной деформации, используемых для расчета.

Поэтому, чтобы сделать возможным долгосрочный прогноз, предпринимаются усилия для наблюдения различных предваряющих землетрясение явлений, захватывающих длительный период. Коротко говоря, в общем случае, когда напряжения достигают предельного уровня, в развитии движений коры происходят какие-то изменения, которые отражаются в сейсмической активности обширной области. Значит, существует возможность наблюдать такие изменения и в районе Токай и предсказать там время готовящегося землетрясения. Работы, направленные к этой цели, не прекращаются. Основой их служит метод наблюдения аномальных деформаций в коре.

Как говорилось в разд. 15.3, западное побережье залива Суруга продолжает постепенно опускаться, и всякие изменения, наблюдаемые в ходе этого опускания, должны рассматриваться как своего рода сигнал. Предполагается, что сильнейшее землетрясение произойдет вследствие субдукции в зоне залива Суруга, поэтому наиболее вероятным предвещающим землетрясением движением коры в западной прибрежной части пролива должно быть уменьшение скорости опускания поверхности

или же, напротив, переход к поднятию. Дело в том, что благодаря размягчению очаговой зоны будущего сильнейшего землетрясения должно развиваться движение типа взброса. Если бы можно было заметить эти изменения, появилась бы возможность еще более целенаправленно проводить работы по краткосрочному прогнозированию, что облегчило бы принятие антисейсмических защитных мер в социальной сфере. Следовательно, чрезвычайно важно как можно чаще проводить нивелирования в этом районе и непрерывно следить за развитием опускания поверхности. Нивелирование между Омаэдзаки и Какегавой выполняется 2—4 раза в год. Опыт землетрясения Тонанкай 1944 г. (когда было замечено краткосрочное изменение) и более позднего аномального поднятия полуострова Идзу уже показал, насколько эффективен метод повторных нивелировок.

Измерение расстояния между триангуляционными пунктами также весьма полезно для решения этой задачи. Однако точность применяемых в настоящее время геодиметров (с одноволновыми лазерами) составляет 10^{-6} , что ниже точности нивелирных измерений. Поэтому Институт географических съемок продолжает разрабатывать двухволновой лазерный геодиметр, который позволит автоматически исправлять ошибки, связанные с температурой воздуха. Если удастся добиться ожидаемой точности порядка $2 \cdot 10^{-7}$, то можно надеяться на дальнейший быстрый прогресс в этих измерениях. Таким образом, непрерывное слежение за вертикальной и горизонтальной составляющими движений коры развивается параллельно.

Как упоминалось в гл. 5, в нескольких случаях слежение за сейсмической активностью также оказалось полезным для долгосрочного прогнозирования. Необходимо не просто вести ограниченный мониторинг в районе, непосредственно окружающем центр предполагаемой очаговой области, но и следить также за изменениями сейсмической активности на обширной площади в его окрестностях. Диаграмма 9 на рис. 16.7 дает распределение относительно сильных землетрясений ($M \geq 6,0$), происходивших в центральной Японии с 1969 г., и, как отметили Учу [41] и Моги [28], значительная активность приурочена к поясу северо-западного простираения, проходящему через район Токай. В этом смысле заслуживает внимания и недавняя последовательность сейсмических событий на полуострове Идзу.

Однако по одним только этим данным трудно судить о том, являются ли отмеченные землетрясения действительно проявлениями некой предваряющей активности, сопровождающей нарастание напряжений в районе Токай. При землетрясении Канто 1923 г. очаговая область была спокойной и отмечалась значительная активность по периферии (т. е. проявилось кольцеобразное распределение). Во всяком случае, одним из видов анализируемых данных должно быть распределение сейсмиче-

ской активности на большой площади; на сбор этих данных надо направлять особое внимание. Можно надеяться, что проводимые сейчас наблюдения микроземлетрясений будут полезны не только для выявления форшоков непосредственно перед сильным толчком, но и для изучения тонких изменений сейсмической активности района в течение длительного времени.

Наблюдение долгосрочных явлений-предвестников имеет большое значение, но здесь необходимо добавить несколько предостережений. Имеется много неопределенностей в том, сопровождаются ли сильнейшие землетрясения четкими долгосрочными предшествующими явлениями. Даже когда после землетрясения оказывается возможным говорить, что то или иное явление было долгосрочным предвестником, распознать это перед землетрясением — в большинстве случаев нелегкая задача. И даже если бы удалось установить, что данное явление предвещает землетрясение, то и в таком случае чрезвычайно трудно предсказать в практическом смысле, когда это землетрясение произойдет. Пока еще можно лишь сказать, что практический прогноз землетрясений может быть осуществлен в первую очередь в результате непрерывного слежения за развитием предшествующих явлений непосредственно перед землетрясением.

2. Естественно, вторая задача различных наблюдений, выполняемых в районе Токай, — следить за явлениями, непосредственно предвещающими землетрясение. Если такие предвестники удастся наблюдать, возникнет вопрос, сколько времени пройдет до возникновения главного толчка. Этот интервал, вероятно, будет различным в зависимости от природы явления. Но, как отмечено в разд. 15.2, тот факт, что явно выраженные движения коры начались за 2—3 дня до землетрясения Тонанкай, является, по-видимому, важным доводом для решения этого вопроса, поскольку Токайское землетрясение, вероятно, будет того же типа, что и то, которое было в соседней области.

Подводя итог, укажем, что очень желательно наблюдать долгосрочные предвестники и одновременно работать над краткосрочным прогнозом. Возможно, однако, что землетрясение произойдет внезапно, без долгосрочных предвестников. Поэтому существенное значение имеют ежедневное слежение за обстановкой и быстрая реакция на результаты этого слежения.

15.5.2. Система наблюдений и принятие решений

Имея в виду перечисленные выше задачи, разделим работы по мониторингу в связи с Токайским землетрясением на следующие две категории.

1. Первая — измерения и наблюдения, ориентированные на долгосрочный прогноз. Институт географических съемок развернул сеть нивелирных ходов и триангуляционных (трилатерационных) пунктов, показанную на рис. 15.26 и 15.27, и провел

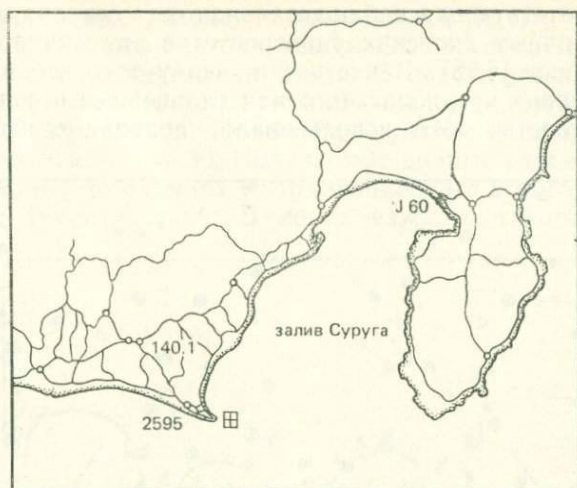


Рис. 15.26. Сеть нивелирных ходов в районе Токай.

на ней повторные измерения. В частности, как упоминалось ранее, выполнены повторные нивелировки между Омаэдзак и Какэгавай, а также измерения расстояний между пунктами Дарумаяма (п-ов Идзу) и Сакасита-мура (преф. Сидзуока) по разные стороны залива Суруга.

Сейсмические наблюдения — также важный элемент комплекса наблюдений, выполняемых с целью долгосрочного прогно-

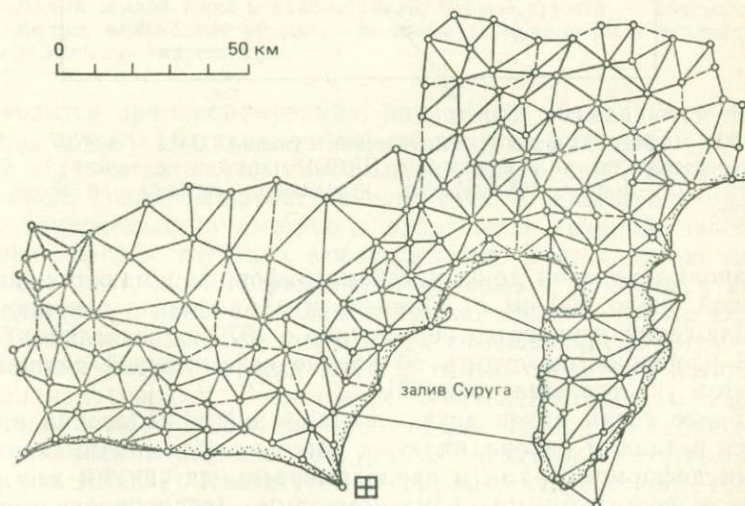


Рис. 15.27. Сеть пунктов триангуляции (трилатерации) в районе Токай.

за, и соответствующая наблюдательная сеть создана под эгидой JMA, различных японских университетов и научного центра NRCDP (рис. 15.28). В частности, ввиду того что «Токайское землетрясение» предполагается как сильнейшее в зоне прогиба Суруга, агентство JMA использовало подводные кабели для

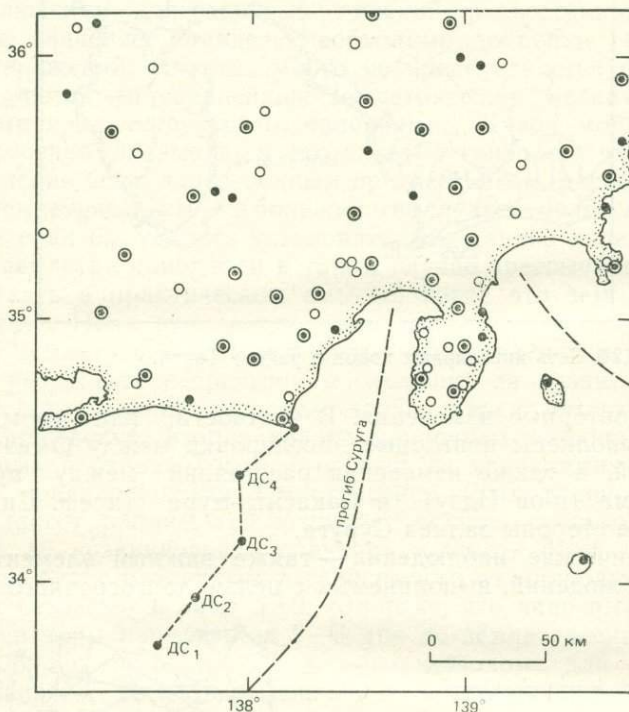


Рис. 15.28. Размещение сейсмических станций JMA (черные кружки), университетов (светлые кружки) и NRCDP (кружки с точкой) в районе Токай. ДС — донные сейсмографы, передающие сигналы по подводному кабелю.

установки четырех донных сейсмографов, занимающих полосу длиной около 100 км от Омаэдзаки параллельно оси прогиба. Наблюдения проводятся непрерывно с 1979 г., позволяя с большой уверенностью судить об уровне сейсмической активности на этом участке акватории [23].

Более сотни видов других наблюдений и измерений проводится в данном районе, включая работу с объемными скважинными деформометрами и наклономерами, датчиками деформации и водотрубными наклономерами (гидронивелирами) в штольнях, измерения уровня и температуры грунтовых вод,

содержания в них радона, температуры и дебита термальных источников, полного вектора геомагнитного поля и электрического сопротивления горных пород. В некоторых наблюдениях используется система непрерывной записи, в других — система периодических замеров. Положение пунктов наблюдений показано на рис. 15.29 и 15.30. Получаемые данные рассматриваются на регулярных заседаниях Координационного комитета по предсказанию землетрясений. В конце каждого такого заседания

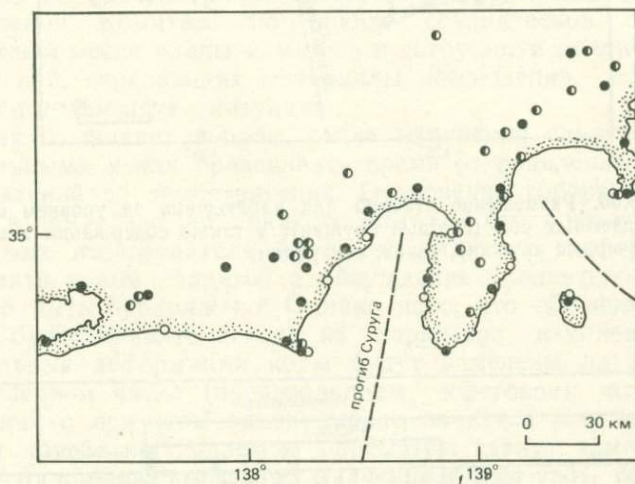


Рис. 15.29. Размещение обсерваторий для непрерывного наблюдения за движениями земной коры в районе Токай. Черные кружки — объемные деформометры, черно-белые кружки — линейные деформометры и наклонометры, светлые кружки — мареографы.

проводится пресс-конференция, на которой объявляются сведения о текущей обстановке и перспективы на будущее.

2. Другая категория непрерывных наблюдений, проводимых в районе Токай, включает круглосуточный мониторинг различных измеряемых параметров и наблюдение явлений, непосредственно предшествующих землетрясению. С этой целью значительное число данных различных измерений, описанных выше, передается по каналам телеметрической связи в JMA в Отамати, Токио, и собирается там в одном помещении, где сотрудники Сейсмологического отдела днем и ночью следят за возникающими изменениями. Размещение пунктов постоянного мониторинга на январь 1982 г. показано на рис. 15.31. Эти наблюдения выполняются в порядке сотрудничества между агентством JMA, центром NRCDP, Институтом географических съемок, Геологической службой Японии, Институтом исследования землетрясений и Университетом города Нагоя.

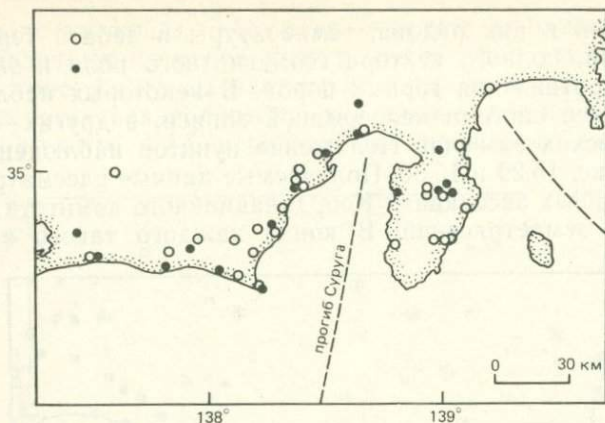


Рис. 15.30. Размещение станций для наблюдения за уровнем и температурой подземных вод (светлые кружки), а также содержания химических элементов (черные кружки), таких, как радон.

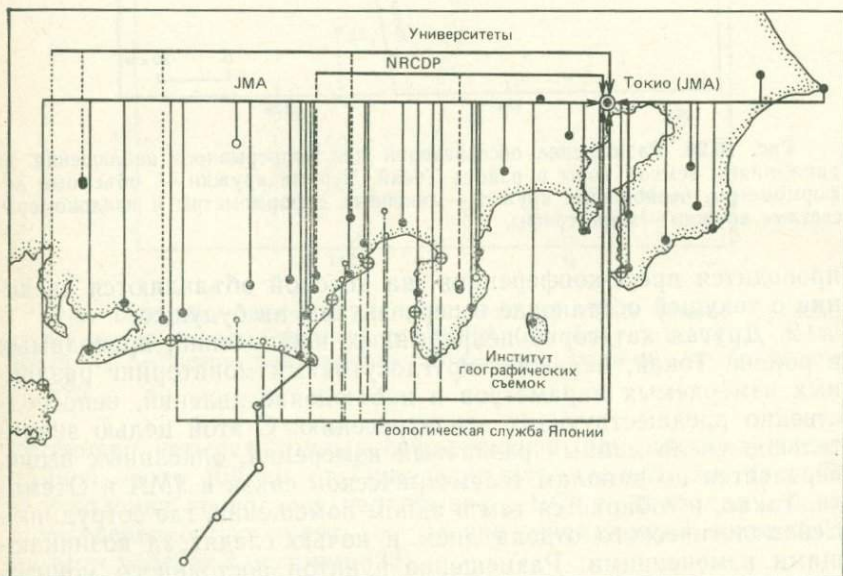


Рис. 15.31. Размещение наблюдательной системы для круглосуточного мониторинга предвестников землетрясений в районе Токай и система передачи информации. Светлые крупные кружки — сейсмические станции, мелкие — станции слежения за подземными водами, черные кружки — обсерватории движений коры, перечеркнутые кружки — мареографы.

Если в измеряемых параметрах обнаруживаются изменения, превышающие определенный уровень, генеральный директор агентства ЖМА должен связаться с председателем Комитета по оценке сейсмической опасности, чтобы тот назначил собрание этого комитета, и шесть членов комитета должны немедленно собраться, изучить материалы наблюдений и решить, свидетельствуют ли они о возникновении явлений, непосредственно предвещающих сильнейшее землетрясение. До сих пор (1984 г.) не было ни одного такого экстренного совещания со времени учреждения Комитета по оценке сейсмической опасности, но каждый месяц члены комитета и сотрудники различных подразделений, передающих материалы наблюдений, собираются вместе и анализируют ситуацию.

Итак, возникает вопрос, какие изменения следует считать аномальными и как предсказать время от появления аномальных явлений до землетрясения. Откровенно говоря, это нечто такое, в чем у нас нет никакого опыта, и ответ на этот вопрос у каждого исследователя будет свой, так что необходимо накапливать новые данные, а обсуждение поднятого вопроса должно быть продолжено. Однако ясно, что обоснованное решение будет принято исходя из характера изменений, когда аномальные деформации коры будут замечены на некотором определенном числе (превышающем пороговое) пунктов наблюдений и при этом одновременно начнутся рои землетрясений, а другие наблюдаемые параметры станут заметно отличаться от своих нормальных значений. Как уже говорилось, в этом случае важную роль сыграет пример землетрясения То-нанкай 1944 г., когда за 2—3 дня до землетрясения в районе Какегавы был отмечен наклон на 10^{-6} рад, который постепенно нарастал, перейдя в конце концов в землетрясение. Однако ввиду того, что, как было сказано в начале этой книги, явления разрушения носят по существу случайный характер, не исключено появление флуктуаций, таких, как зачаточные деформации типа предвестников, которые могут на некоторое время замедляться. Все, что можно здесь сделать, — это постараться дать как можно более обоснованный прогноз, не упуская из виду возможность таких флуктуаций.

Современные наблюдения и измерения в районе Токай включают главным образом как измерения, проводимые на больших расстояниях (или на большой площади) и в течение длительного времени, примером чего могут служить нивелирные съемки, которые выполняются 2—4 раза в год, так и непрерывные наблюдения с приборами, измеряющими деформацию коры, на специальных обсерваториях, которые могут считаться в определенной мере точечными. Если учесть (см. разд. 15.2), что уже удавалось наблюдать деформации коры, предшествующие землетрясению, с помощью почти ежедневных нивелировок на

коротких ходах (около 700 м), то я думаю, что другой важный метод мог бы заключаться в том, чтобы выбрать подходящие места и проводить там деформационные наблюдения на приборах с непрерывной записью или с ежедневными замерами. Можно было бы включить в комплекс таких работ и непрерывные наблюдения с помощью уже имеющихся длинных (330 м) водотрубных наклономеров Института географических съемок [8] в районе Омаэдзаки и ежедневные измерения с помощью геодиметров сравнительно коротких отрезков [39] по обе стороны разлома Фудзикава, представляющего собой продолжение прогиба Суруга на суше.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aoki H.* Deep seismic zone on the west of Suruga Bay, central Japan. Proc. Earthquake Predict. Res. Symp., 1980, pp. 97—102 [in Japanese], 1980.
2. *Fujita N.* Horizontal displacement vectors in Kanto and Chubu districts. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 10, 64—67 [in Japanese], 1973.
3. Geographical Survey Institute. Vertical displacements of the earth's crust in the Tokai district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 49—53 [in Japanese], 1970.
4. Geographical Survey Institute. Crustal movements in the Tokai district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 18, 75—80 [in Japanese], 1977.
5. Geographical Survey Institute. Crustal movements in the Tokai district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 19, 96—98 [in Japanese], 1978.
6. Geographical Survey Institute. Changes in horizontal strains around Suruga Bay in these 90 years. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 23, 177 [in Japanese], 1980.
7. Geographical Survey Institute. Crustal movements in the Tokai district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 25, 213—222 [in Japanese], 1981.
8. Geographical Survey Institute. Vertical movement in the Tokai district. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 28, 220—227 [in Japanese], 1982.
9. Geographical Survey Institute. Vertical movement in the Tokai region. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 31, 303—315 [in Japanese], 1984.
10. *Hagiwara T.* Distribution of seismic intensity of the Tokai earthquake of 1854. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 3, 51—52 [in Japanese], 1970.
11. *Hagiwara T.* Distribution of seismic intensity of the great earthquakes in 1854 and 1707. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 12, 143—145 [in Japanese], 1974.
12. *Harada K., Isawa N.* Horizontal deformation of the crust in Japan — result obtained by multiple fixed stations. J. Geodet. Soc. Jpn., 14, 101—105 [in Japanese], 1969.
13. *Hatori T.* Documents of tsunami and crustal deformation in Tokai district associated with the Ansei earthquake of Dec. 23, 1854. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 51, 13—28 [in Japanese], 1976.
14. Hydrographic Department, Marine Safety Agency. Multichannel seismic reflection profiling in the Sagami Trough and the southern Suruga Trough area (1). Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 26, 212—215 [in Japanese], 1981.
15. *Imamura A.* Land deformations associated with the recent Tokaido earthquake. Proc. Jpn. Acad., 21, 193—196, 1945.
16. *Inouchi N., Sato H.* Vertical Crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944. Bull. Geogr. Surv. Inst. Jpn., 21, 10—18, 1975.
17. *Ishibashi K.* Re-examination of a great earthquake expected in the Tokai

- district: possibility of the "Suruga Bay earthquake". *Abstr., Seismol. Soc. Jpn.*, 1976, No. 2, pp. 30—34 [in Japanese], 1976.
18. *Ishibashi K.* Did the rupture zone of the 1707 Hoei earthquake not extend to deep Suruga Bay? *Rep. Subcomm. Tokai District, Coord. Comm. Earthquake Predict.*, pp. 69—78 [in Japanese], 1977.
 19. *Ishibashi K.* Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 297—332. *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, 1981.
 20. *Kato T., Tsumura K.* Vertical land movement in Japan as deduced from tidal record (1951—1978). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 54, 559—628 [in Japanese], 1979.
 21. *Komukai R.* "Report on the 1946 Great Nankai Earthquake" (Volume on Terrestrial Upheaval and Damage, supplement to Suiro Yoho). *Hydrographic Department, Tokyo* [in Japanese], 1948.
 22. *Koshiyama T.* Retrospect of the 1944 Tonankai earthquake. *Geogr. Surv. Inst. J., Suppl. No. 100*, pp. 7—8 [in Japanese], 1976.
 23. *Meteorological Research Institute, JMA.* Permanent ocean-bottom seismograph observation system. *Tech. Rep. Meteorol. Res. Inst.*, 4, 232 [in Japanese], 1980.
 24. *Mobile Observation Party of Microearthquakes.* *Earthquake Res. Inst., University of Tokyo, Tokyo* (private message), 1984.
 25. *Mogi A., Sakurai M.* A study on the deep shelf break of the west coast of Izu Peninsula — suggesting Suruga Trough to be a subduction zone. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1980, pp. 117—121 [in Japanese], 1980.
 26. *Mogi K.* Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1). *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 48, 413—430, 1970.
 27. *Mogi K.* An interpretation of the recent tectonic activity in the Izu—Tokai district. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo* 52, 315—331 [in Japanese], 1977.
 28. *Mogi K.* A feature of recent seismic activity in the Kanto — Tokai district. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, 21, 91—92 [in Japanese], 1979.
 29. *Mogi K.* Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 43—51. *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, 1981.
 30. *Mogi K.* Temporal variation of the precursory crustal deformation just prior to the 1944 Tonankai earthquake. *J. Seismol. Soc. Jpn.* (2), 35, 145—148 [in Japanese], 1982.
 31. *Murauchi S., Asanuma T., Kinoshita H., Nishizawa A., Yamamoto K., Tachibana S., Yoshino K., Takahashi K., Adachi I., Naito Y., Onai K.* "Report of Research on Earthquake Tectonics for the Northern Tip of the Philippine Sea Plate", pp. 53—73. *Science and Technology Agency, Research Coordination Bureau, Tokyo* [in Japanese], 1982.
 32. *Rikitake T.* Probability of a great earthquake to recur off the Pacific coast of central Japan. *Tectonophysics*, 42, T43—T51, 1977.
 33. *Sato H.* Crustal movements accompanying the Tonankai earthquake in 1944. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, 15, 177—180 [in Japanese], 1970.
 34. *Sato H.* Crustal movement in the Tokai district observed by geodetic surveys. *Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, 1, 19—27 [in Japanese], 1977.
 35. *Sato H.* Some precursors prior to recent great earthquakes along the Nankai trough. *J. Phys. Earth* 25, Suppl., S115—S121, 1977.
 36. *Sekiya H., Tokunaga K.* On the seismicity near the Sea of Enshu. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, 11, 96—101 [in Japanese], 1974.
 37. *Tsumura K.* Investigation of mean sea level and its variation along the coast of Japan (part 2) — changes in ground level at various places in

- Japan as deduced from tidal data and earthquake prediction. *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **16**, 239—275, 1970.
38. *Tsuneishi Y., Shiosaka K.* Fujikawa fault and Tokai earthquake. *Appl. Geol.*, **22**, 52—66 [in Japanese], 1981.
39. *Tsuneishi Y., Shiosaka K.* Daily monitoring of the Fujikawa fault towards the goal of predicting the Tokai earthquake immediately before it occurs. *Abstr., Seismol. Soc. Jpn.*, 1982, No. 1, p. 177 [in Japanese], 1982.
40. *Usami T.* Intensity distribution of the Hoei (1707) and the Ansei (1854) earthquakes. *Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict.*, **17**, 84—88 [in Japanese], 1977.
41. *Utsu T.* Possibility of a great earthquake in the Tokai district, central Japan. *J. Phys. Earth*, **25**, Suppl., S219—S230, 1977.

Глава 16. Проблема предсказания землетрясений в районе Токио

16.1. Важность и особые трудности прогноза землетрясений в районе Токио

В Токио, столице Японии, и его окрестностях сосредоточено огромное население (около 30 млн. человек — примерно четверть всего населения Японии). Здесь находятся и главные организации японского общества — как политические, так и экономические. В то же время это район, в котором землетрясения происходят часто и который в прошлом уже не раз переживал крупные сейсмические катастрофы. Это не обязательно означает, что району Токио угрожает значительное землетрясение в ближайшем будущем, но совсем не будет неожиданным, если землетрясение средней силы произойдет там в любое время. Сейсмический прогноз для Токийского района представляет собой сложную проблему, но, поскольку она является важнейшей темой в программе прогноза землетрясений в Японии, я хотел бы несколько подробнее остановиться на нынешней обстановке и будущих защитных мерах.

На рис. 16.1 представлена карта Японских островов, показывающая распространение низменностей с высотами менее 100 м над уровнем моря; можно считать, что она дает распределение равнин и горных районов. Японские острова — гористый архипелаг, и горные районы в Японии занимают больший процент территории, чем в Европе и Северной Америке. Я обращаю внимание читателя прежде всего на крупные размеры равнины Канто, где расположен город Токио. На юге района Канто находится прекрасная гавань — Токийский залив, — удачно размещившаяся примерно в центре Японских островов, и очевидно, что по географическому положению это исключительно важный район. Вполне понятно, почему примерно 400 лет назад сёгунат выбрал Эдо (Токио) в качестве нового политического центра.

Пока японский народ живет на Японских островах, в этом районе всегда будет сохраняться огромное население, и сколько-нибудь значительное уменьшение политической и экономической роли этого района просто немыслимо.

Обратимся теперь к рис. 16.2. На нем показано распределение эпицентров мелкофокусных (< 80 км) землетрясений ($M \geq 6,0$), которые произошли на Японских островах и вокруг них за последнее столетие; крупными кружками обозначены

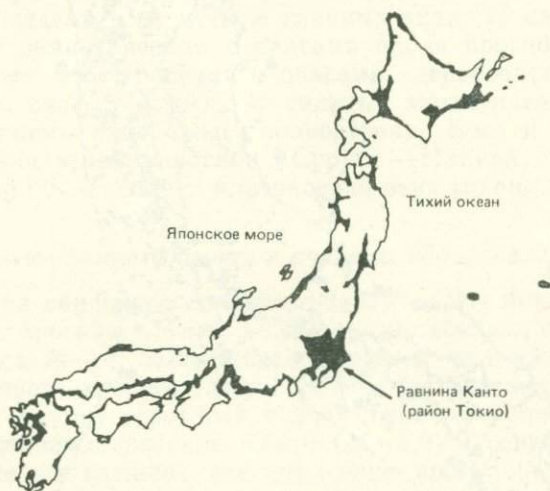


Рис. 16.1. Равнины (показаны черным) и гористые области на Японских островах.

землетрясения с магнитудой 7,0 и выше. Если таким образом рассмотреть длительный период порядка 100 лет, то можно считать, что на этом рисунке отражены основные особенности долгосрочной сейсмической активности Японских островов. (Данные о состоянии сейсмической активности в пределах суши за более длительный период меняют картину, но общий характер распределения сейсмичности лучше виден именно на этом рисунке.) Прерывистыми линиями показаны оси желобов и прогибов, представляющих собой также границы плит. Вдоль Японского и Курильского желобов тянется чрезвычайно активный в сейсмическом отношении пояс; его активность обусловлена субдукцией Тихоокеанской плиты в западном направлении под Японские острова у этих желобов. К счастью, сейсмический пояс проходит на некотором расстоянии от суши: он занимает акваторию у побережья Токати на Хоккайдо, прослеживается далее против берегов района Санрику в округе Тохоку и продолжается в море у побережья префектур Мияги и Фукусима.

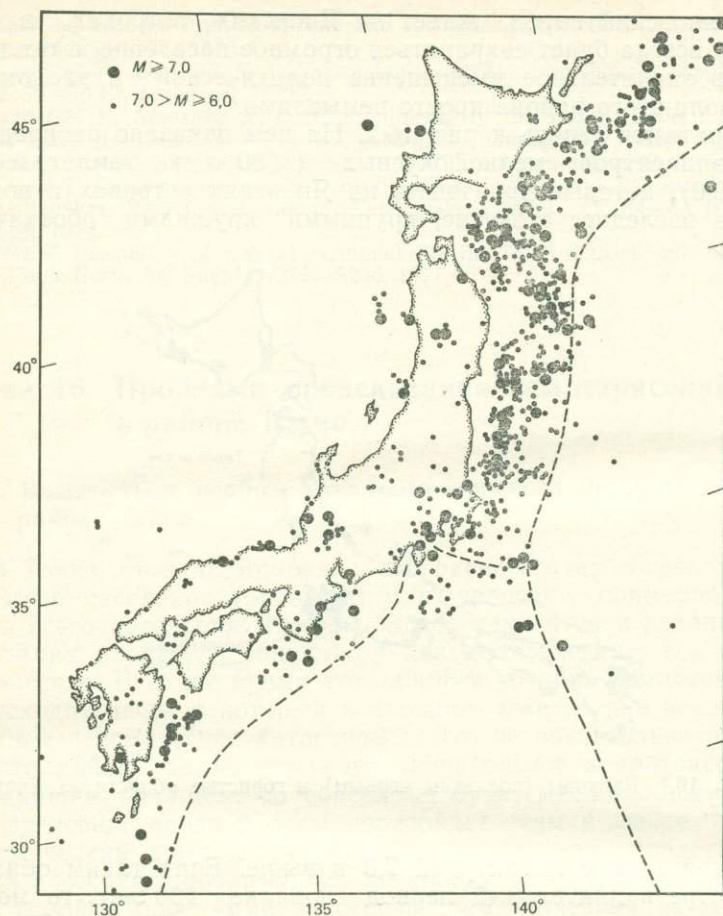


Рис. 16.2. Распределение эпицентров мелкофокусных (< 80 км) землетрясений ($M > 6,0$), происходивших на Японских островах и вокруг них в последнее столетие (1885—1979 гг.) [13]. (По данным из работы Уцу [20] и из каталога Японского метеорологического агентства.)

Но по мере приближения к расположенному южнее округу Канто этот пояс постепенно проникает в пределы суши и проходит прямо под районом Токио. Прогиб Сагами образует границу между плитой Филиппинского моря и Евразийской плитой, и первая здесь пододвигается под вторую. Таким образом, весь район Токио — единственное в своем роде место, где Тихоокеанская плита сталкивается с плитой Филиппинского моря, здесь они скользят друг относительно друга и пододвигаются под Евразийскую плиту с востока и юго-востока соответ-

венно. Следовательно, по иронии судьбы Токийский район, обладающий лучшими в Японии географическими условиями и являющийся местом сосредоточения всевозможной деятельности японского общества, является самым сейсмоактивным районом суши, так как Тихоокеанский пояс, самый активный сейсмический пояс Земли, проходя в других местах на расстоянии от берега, здесь заходит на сушу.

Существует угроза различного рода землетрясений, способных стать причиной бедствия в Токийском районе, но в целом их можно разделить на четыре главных типа: 1) сильные мелкофокусные землетрясения с очагами вдоль прогиба Сагами, 2) умеренные землетрясения с очагами непосредственно под Токио и его окрестностями, 3) сильные землетрясения в море у юго-восточного побережья полуострова Босо и 4) сильные землетрясения в зоне прогиба Суруга—Наккай. Попробуем дать простое объяснение землетрясений этих типов.

16.1.1. Сильные землетрясения с очагами вдоль прогиба Сагами

Благодаря движению на северо-запад плиты Филиппинского моря в зоне прогиба Сагами неоднократно возникали землетрясения класса $M \sim 8$, вызванные резкими подвижками типа правостороннего взбросо-сдвига. Эти землетрясения причиняли Токийскому району огромный ущерб. Типичным примером служит Великое землетрясение Канто ($M=8,0$) 1 сентября 1923 г. Предыдущее сильнейшее землетрясение произошло в 1703 г. По имеющимся оценкам очаговая область этого землетрясения протягивалась дальше, чем в случае землетрясения 1923 г., и достигала юго-восточной оконечности полуострова Босо, а магнитуда тоже была выше, чем в 1923 г. [11]. Эти оценки основаны на данных о поднятии побережья во время землетрясений. На рис. 16.3, б, в представлено распределение величины поднятия при землетрясениях 1703 и 1923 гг. [11]; выяснено, что оконечность и другие части полуострова Босо испытали в этих случаях поднятие на 2—4 м. На рис. 16.3, г нанесены современные высотные отметки морской террасы Нума, образованной 6 тыс. лет назад. Распределение районов поднятия поверхности Нума хорошо согласуется с расположением участков наибольшего поднятия при землетрясениях 1703 и 1923 гг.; предполагается, что поднятие морской террасы произошло в результате неоднократного повторения таких сильнейших землетрясений.

На рис. 16.4 показан предполагаемый временной ход процесса поднятия за последние 6 тыс. лет [14]. Наката и его сотрудники вывели свое заключение о ходе процесса поднятия в районе южного окончания полуострова Босо из возраста и современного высотного положения образцов грунта, отложившегося, по-видимому, вблизи береговой линии. По мнению этих

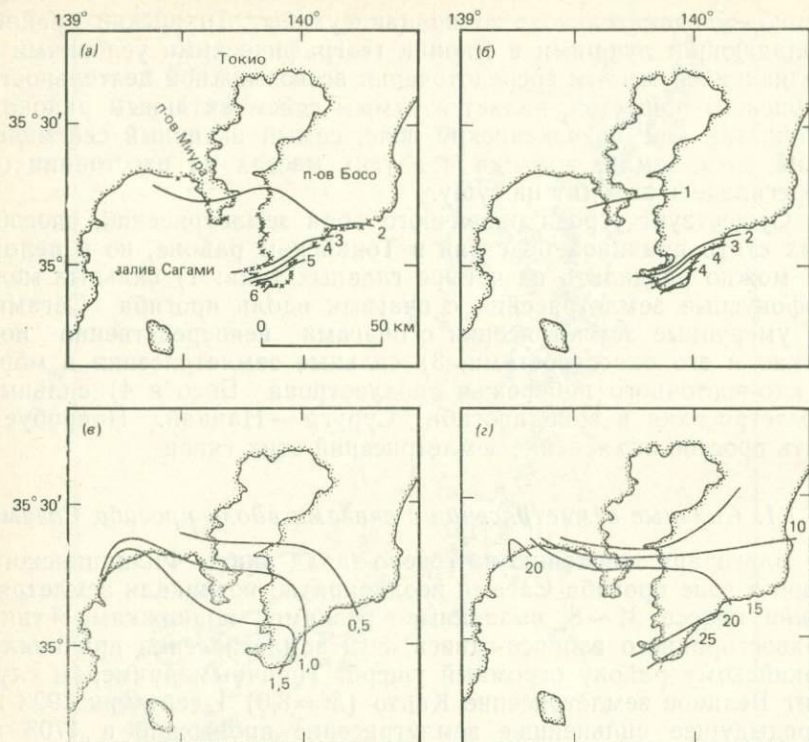


Рис. 16.3. Величина поднятия (в метрах) при различных землетрясениях, происходивших вдоль побережья южного Канто, и распределение высотных отметок поверхности Нума (морской террасы, образовавшейся около 6 тыс. лет назад). (а) Современные отметки береговой линии, поднявшейся в результате землетрясения Канто в эру Генроку (1703 г.). (б) Распределение величины прибрежного поднятия, связанного с землетрясением Канто в эру Генроку (1703 г.). (в) Величина поднятия побережья при землетрясении Канто в эру Тайсё (1923 г.). (г) Распределение высот (над уровнем моря) поверхности Нума. (Из работы Мацуды и др. [11, рис. 3—5, 9]. © 1978 by the Geological Society of America, Inc.)

исследователей, импульсы поднятия на несколько метров, захватывавшие большую площадь, повторялись за последние 6 тыс. лет четырежды с интервалами от 1,5 до 2,6 тыс. лет. Мацуда [10] считает, что землетрясения 1703 и 1923 гг. нельзя рассматривать как явления такого же масштаба; по его мнению, их суммарное действие соответствует одному крупному возмущению. Во всяком случае, интервал повторяемости землетрясений в зоне прогиба Сагами весьма велик, и трудно поверить, что сейчас снова назревает сильнейшее землетрясение, способное соперничать с землетрясением Канто. Однако Мацуда сопоставил амплитуды поднятия во время землетрясений 1703 и

1923 г. с величиной поднятия поверхности Нума, и, поскольку поднятие прибрежного района залива Сагами слишком мало по сравнению с последней величиной, он указал на то, что в данном районе может произойти новое землетрясение.

Однако следует заметить, что оценки, основанные на таких геологических методах, годятся, вероятно, только для землетрясений класса $M \sim 8$, оставляющих четкие следы в облике береговой линии, и возраст фиксируемых дислокаций определяется с точностью порядка несколько сотен лет. Возможно,

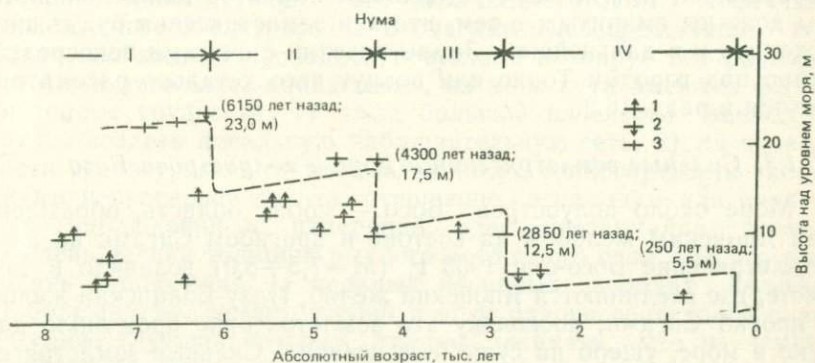


Рис. 16.4. Временной ход поднятия юго-восточного побережья п-ова Босо. Обозначения: 1, 2, 3 — образцы грунта, отложенного, вероятно, ниже, выше и вблизи береговой линии соответственно. В скобках указано время землетрясений и относительный уровень моря. (Из работы Накаты и др. [14].)

что землетрясения с магнитудой 7—7,5, после которых не остается столь заметных нарушений поверхности, происходят чаще. Упомянутый выше метод анализа к ним не подходит.

В разд. 16.3 говорится о защитных мерах в этом районе, включающих усилия всех организаций по дальнейшему развитию различных видов наблюдений, уже выполняемых в настоящее время.

16.1.2. Умеренные землетрясения с очагами непосредственно под Токио и его окрестностями

В прошлом средние по силе землетрясения ($M=6,5 \div 7$) неоднократно происходили в пределах Токио и вокруг него — например, землетрясения Эдо 1855 г. и Токийское 1894 г. Как уже отмечалось, территория, занимаемая городом Токио, преф. Тиба и южной частью преф. Ибараки, — это аномальная область, где плиты Тихоокеанская и Филиппинского моря сталкиваются и обе пододвигаются под Евразийскую плиту. Здесь на глубинах 40—80 км регулярно возникают очаги землетрясений с

магнитудой около 6. Движение этих плит приводит к разрушительным землетрясениям ($M=6,5\div 7$) на их границе или в окружающих районах концентрации напряжений, и толчки причиняют большой ущерб району Токио. Как отмечается в разд. 16.2, такие толчки часто имеют характер периферической активности, предвещающей сильные землетрясения в соседней зоне прогиба Сагами. Ввиду возросшей уязвимости современных крупных городов в смысле их способности противостоять землетрясениям толчки такого типа могут вызывать серьезные разрушения, и, учитывая устойчивый характер движения плит, мы должны смириться с тем, что эти землетрясения будут происходить и в дальнейшем. Землетрясения с очагами непосредственно под городом Токио или вокруг него детально рассматриваются в разд. 16.2.

16.1.3. Сильные землетрясения в море у полуострова Босо

Море около полуострова Босо — особая область, обрамленная Японским желобом на востоке и прогибом Сагами на юге. Землетрясение Босо-оки 1953 г. ($M=7,5\div 8,0$) возникло в том месте, где соединяются Японский желоб, Идзу-Бонинский желоб и прогиб Сагами; поскольку это землетрясение произошло далеко в море, ущерб на суше был невелик. Сильные землетрясения происходили у берегов полуострова Босо и раньше, в частности в 1605 и 1909 гг., но неясно, возникали ли они в зоне прогиба Сагами, или вдоль Японского желоба, или в месте их пересечения. Ввиду того что очаговая зона землетрясения Канто 1703 г. протягивалась в море от южной оконечности полуострова Босо, а при землетрясении Канто 1923 г. разрыв не пошел так далеко, некоторые исследователи допускают, что очаг следующего сильнейшего землетрясения будет располагаться в этом районе.

Участок моря у полуострова Босо — это место, где очаги сильных землетрясений несомненно возникают, но точное положение очагов прошлых землетрясений неизвестно, а данные об интервале их повторения весьма скудны. Поэтому на современном этапе трудно предположить или предсказать вероятное место и время следующего землетрясения. Необходимо развивать всесторонние наблюдения на берегу и на дне моря и следить за тектонической активностью данного региона. Тогда мы сможем лучше понять особенности сейсмической активности в этой области.

16.1.4. Сильные землетрясения в прогибах Суруга и Нанкай

Как отмечалось ранее, есть опасение, что в зоне прогиба Суруга может произойти землетрясение класса $M\sim 8$, и если это действительно случится, то возможно, что район Токио ис-

пытает сейсмические сотрясения интенсивностью порядка 5 баллов (по шкале JMA). Однако, как указывалось в предыдущей главе, серьезные меры, ориентированные на прогноз землетрясений этого типа, уже разработаны.

Как показывает все сказанное выше, главной проблемой в настоящее время являются умеренные по магнитуде землетрясения, возникающие непосредственно под городом Токио и его окрестностями. Я вынужден признать, что нынешние меры по прогнозу землетрясений этого типа недостаточны. Хотя для предсказания землетрясений с очагами непосредственно под Токио необходимо проводить в столице и вокруг нее разнообразные и детальные наблюдения, на этом пути имеются многочисленные трудности: 1) из-за большой плотности населения трудно создать идеальную наблюдательную сеть; 2) на поверхности велик уровень шумов, связанных с транспортными вибрациями и просадкой грунта; отношение сигнал/шум для различных наблюдений и измерений здесь чрезвычайно плохое; 3) очень велика толщина рыхлого осадочного слоя, так что проводить наблюдения на прочных коренных породах нелегко; 4) большинство землетрясений в этом районе происходит сравнительно глубоко, поэтому трудно ожидать, что на земной поверхности будут происходить какие-либо изменения типа предвестников. Таким образом, данный район характеризуется чрезвычайно неблагоприятными условиями для наблюдений и измерений, направленных на прогноз землетрясений.

Поскольку для прогноза землетрясения необходимо улавливать слабые предшествующие возмущения, возникающие глубоко под поверхностью Земли, такие условия означают, что с помощью стандартных методов наблюдения, применяемых в настоящее время в других районах (например, в районе Токай), добиться поставленной цели трудно. Значит, для преодоления этих трудностей нужны особые меры. С целью разработки таких мер Национальный исследовательский центр по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP) проводит на трех участках в пределах района Токио наблюдения в скважинах глубиной ~3000 м (см. разд. 16.3). Считается, что в данном районе такие глубинные измерения в скважинах ничем нельзя заменить, но главное препятствие заключается в том, что стоимость этих работ гораздо выше, чем в случае обычных наблюдений. Кроме того, поскольку землетрясения, которые являются здесь объектом наблюдения, относятся к категории умеренных ($M \sim 7$), для обнаружения их предвестников требуется очень частая сеть с множеством точек наблюдения.

Есть мнение, что попытки прогнозировать землетрясения с очагами прямо под территорией Токио при таких огромных затратах — невыгодное предприятие. Конечно, вполне возмож-

но, что одно землетрясение с магнитудой 7 и не причинит слишком большого ущерба. Однако в далекой перспективе, учитывая, что люди будут и дальше жить в этом районе, мы должны ясно понимать, что землетрясения, несущие с собой роковые бедствия, будут происходить здесь неоднократно. Как уже несколько раз подчеркивалось в этой книге, характер возникновения предвестников индивидуален для каждого землетрясения. Поэтому каждый новый случай наблюдения явлений, которые предшествовали землетрясениям, возникшим непосредственно под Токио, способствует лучшему прогнозу будущих землетрясений этого района. Естественно, если речь идет о такой важной площади, как район Токио, где сконцентрированы все виды человеческой деятельности, к прогнозу землетрясений надо относиться чрезвычайно осторожно. Пока в этом районе не реализуется процесс повторных наблюдений возможных явлений-предвестников (оставим в стороне возможность открытия в будущем какого-то нового метода, применимого повсюду), продвинуться к практическому прогнозу невозможно.

Наблюдения того или иного предвестника полезны не только для предсказания готовящегося землетрясения, но и для прогноза всех землетрясений, которые произойдут там в будущем. В настоящее время нет ни одного примера таких наблюдений для землетрясений с очагами под Токийским районом. Следовательно, вопрос не в том, насколько вкладываемые сейчас средства соответствуют стоимости защитных мер против одного только ближайшего землетрясения. Ввиду того что эти затраты идут на постановку работ, результаты которых будут полезны всегда, такие затраты — чрезвычайно эффективное вложение капитала.

Естественно, специальные наблюдения в Токийском районе проводятся и сейчас, но я сомневаюсь, позволит ли нынешний уровень принимаемых мер подойти когда-нибудь к практическому прогнозу землетрясений в Токио. Я думаю, что, если наблюдения не будут коренным образом усилены, район Токио станет в будущем своего рода «брешью» в системе сейсмического прогноза. Рискую утверждать, что без принятия должных мер для прогноза землетрясений в зоне Токио развить прогнозные работы в Японии невозможно. Это жизненно важная проблема, от которой не уйти.

16.2. Долгосрочные вариации сейсмической активности в Токийском районе

Как уже говорилось, район Токио часто терпел большой ущерб от землетрясений. Поэтому давайте посмотрим на временные вариации сейсмической активности. На рис. 16.5 приведена хронологическая таблица землетрясений, при которых

колебания в Токио (Эдо) достигали 5 баллов и выше (по шкале JMA). Землетрясение Мяги-кен-оки 1978 г. имело в Сендае интенсивность 5 баллов и, как отмечалось в гл. 11, показало, что современные крупные города терпят значительный ущерб даже при сотрясениях такой интенсивности. Рис. 16.5 охватывает приблизительно 400-летний период достаточно надежно документированной истории со времени установления правительства Эдо. Выше уже отмечалось, что землетрясения, вызывающие в этом районе колебания грунта с интенсивностью 5 баллов и выше, относятся к различным типам и возникают в разных местах. Следовательно, правильный метод анализа бу-

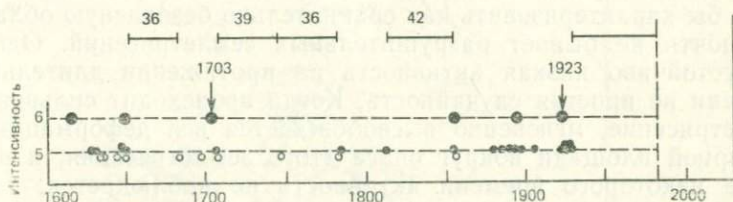


Рис. 16.5. Землетрясения, при которых в Токио (Эдо) сильные сотрясения достигали интенсивности 5—6 баллов по шкале Японского метеорологического агентства, в зависимости от времени. Черные кружки — землетрясения с интенсивностью более 5; светлые кружки — землетрясения, возможно имевшие интенсивность 5 или ниже. Горизонтальные отрезки указывают на продолжительность периодов (в годах), когда землетрясений силой 5 баллов или выше не происходило. (По данным из работы Усами [19].)

дет состоять в том, чтобы оценить цикл повторяемости каждого типа землетрясений в отдельности, а затем на этой основе оценить временные вариации числа землетрясений, при которых сила колебаний грунта в Токио была 5 баллов или выше.

Кавасуми [8] не производил такой классификации, но выдвинул гипотезу о 69-летнем цикле, опираясь при этом на исторические данные об ощущавшихся в Токио толчках интенсивностью 5 и выше (Кавасуми анализировал обстановку в районе Камакуры на полуострове Миура). Если рассматривать длительный период, то можно считать, что землетрясения каждого типа происходят более или менее регулярно и что их совокупность также имеет стационарные характеристики. Поэтому гипотеза Кавасуми заслуживает одобрения в том смысле, что путем своей обработки данных он получил простое эмпирическое правило для сейсмичности района Токио; важное значение также имеет его замечание, что Токио особенно часто страдал от сильных землетрясений. Он заслуживает похвалы и за то, что благодаря его работе стала ясна необходимость срочных мер против землетрясений в области, окружающей Токио, и это побудило власти вплотную заняться данной проблемой. Однако

это не означает, что землетрясения в районе Токио повторяются каждые 69 лет.

На рис. 16.5 следует прежде всего обратить внимание на то, что в течение нескольких десятилетий перед сильнейшими землетрясениями Канто 1703 и 1923 гг. активность была особенно высокой. В эти периоды землетрясения с активностью 5 баллов и выше происходили очень часто, а самый долгий период, когда таких землетрясений не было, составлял около 40 лет.

С точки зрения этой тенденции, проявляющейся с 1600 г., продолжительность периода спокойствия после землетрясения 1923 г. можно было бы назвать аномально большой. Если рассматривать период с 1923 г., то Токио и его окрестности надо было бы характеризовать как сравнительно безопасную область, где почти не бывает разрушительных землетрясений. Однако эта устойчиво низкая активность на протяжении длительного времени не простая случайность. Когда происходит сильнейшее землетрясение, мгновенно высвобождается вся деформация на обширной площади вокруг очага этого землетрясения, и в течение некоторого времени активность не наблюдается; таков общий характер изменения сейсмической активности.

В 1923 г. в зоне прогиба Сагами произошло землетрясение Канто ($M=8$). По имеющимся оценкам разрыв в очаге этого землетрясения протягивался примерно на 100 км вдоль прогиба Сагами и был круто наклонен на северо-восток; его нижний край располагался под южной частью Токио [6]. После этого сильнейшего землетрясения отмечалась афтершоковая деятельность, но, как только она прекратилась, для этой области наступил неактивный период. Длительный период спокойствия существовал и после сильнейшего землетрясения 1703 г., также происшедшего в зоне прогиба Сагами. Поэтому вполне вероятно, что нынешний период низкой активности представляет собой следствие землетрясения Канто, причинившего Токийскому району беспрецедентно тяжелый ущерб. Судя по рис. 16.5, трудно считать, что данный период затишья будет продолжаться и дальше. Например, если землетрясений с интенсивностью 5 баллов не будет до 2030 г., неактивный период растянется уже на целое столетие, а это можно считать совсем маловероятным. Годы без землетрясений были до сих пор периодом спокойствия, уравнивающим землетрясение Канто. Но с течением времени этот «запас», по-видимому, все уменьшается, и область должна возвращаться к своему нормальному состоянию, при котором землетрясения происходят чаще.

Однако последние 400 лет были аномально активным периодом, о чем свидетельствуют два землетрясения Канто (1703 и 1923 гг.), относящиеся к тем, которые возникают раз в 1000 лет или реже [14]. Поэтому можно допустить и оптимистическое представление, что нынешний спокойный период продлится еще

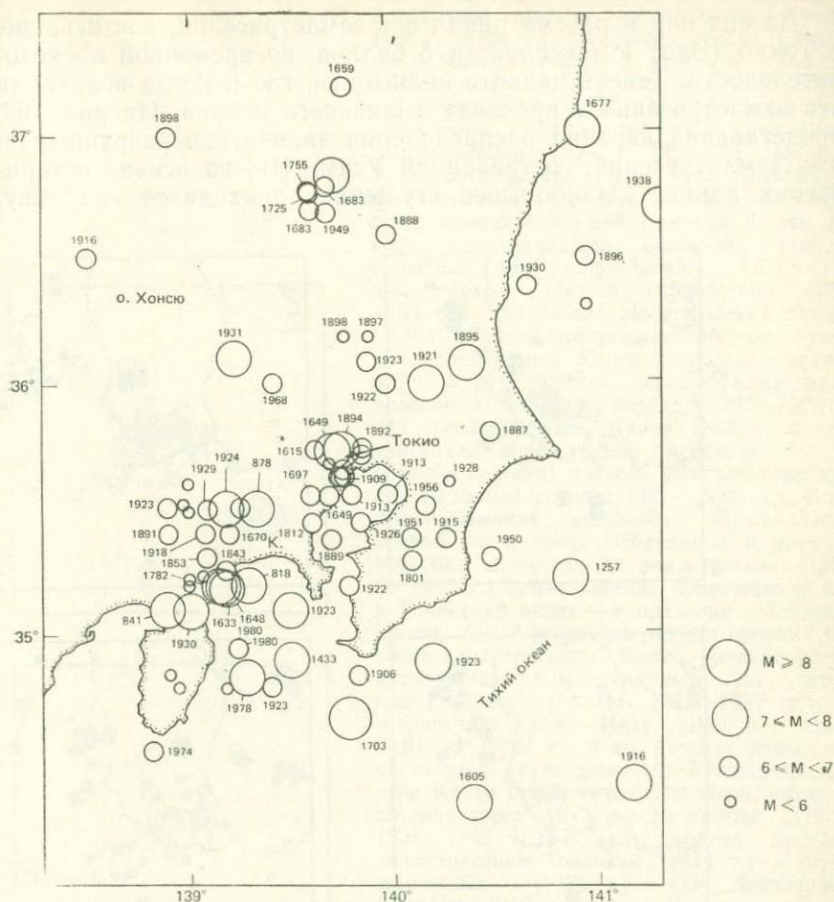


Рис. 16.6. Распределение эпицентров землетрясений, вызвавших разрушения в округе Канто (без учета землетрясений района Токай и других землетрясений, возникших вне рамки рисунка). К. — преф. Канагава. (Из работы [19] с уточнениями и упрощениями.)

некоторое время. Но никаких исторических данных, которые подтверждали бы возможность таких длительных изменений сейсмического режима в этой области, не имеется, а современная геологическая изученность не дает сведений о землетрясениях с магнитудой ниже 8. Судя по высокому уровню и регулярному характеру сейсмической активности в зонах других желобов (см. рис. 16.2), логично считать, что землетрясения происходят в зоне Токио все-таки часто, и с этой точки зрения необходимо сделать все возможное, чтобы предотвратить бедственные последствия будущих землетрясений.

До сих пор я рассматривал все землетрясения, достигавшие в Токио (Эдо) интенсивности 5 баллов, во временной последовательности. Теперь давайте посмотрим, где и когда возникали эти землетрясения в пределах Токийского района. На рис. 16.6 представлена картина распределения эпицентров разрушительных землетрясений, составленная Усами [19] на основе исторических данных. Наибольшее сгущение приходится на зону,

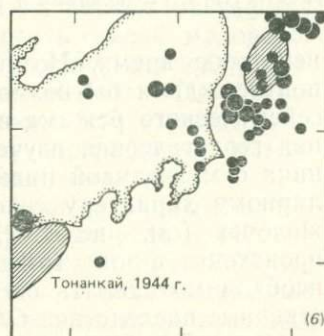
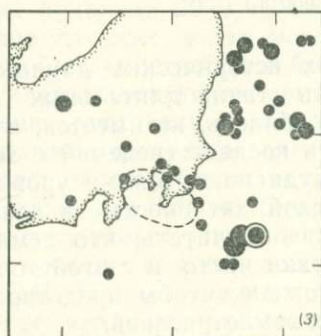
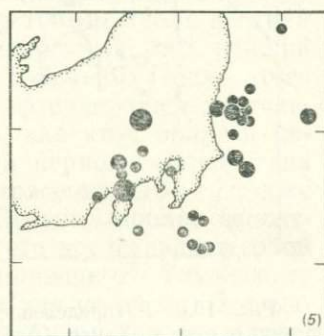
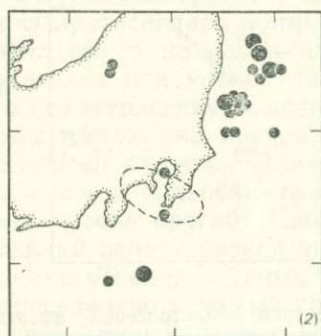
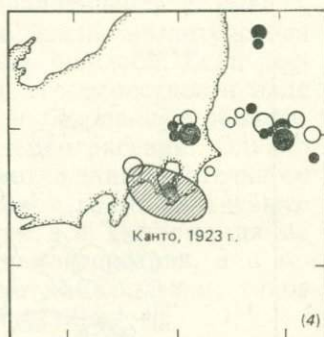
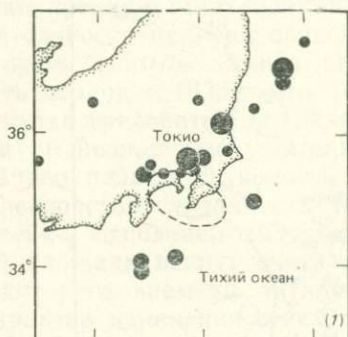
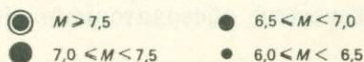
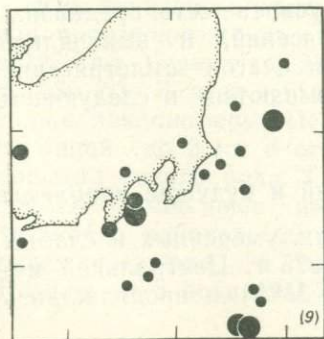
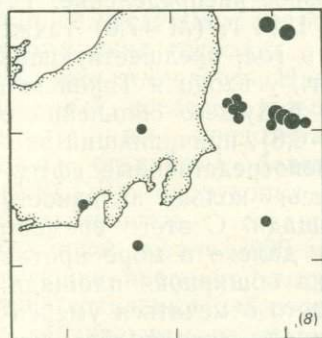
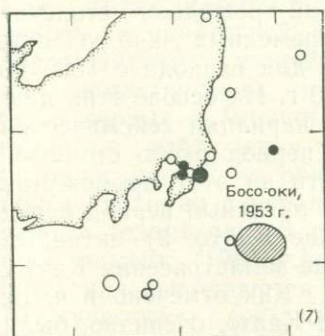


Рис. 16.7. Временные вариации сейсмической активности в пределах и окрестностях Токийского района за последнее столетие (1885—1983 гг.). Сейсмологические данные — из работы Уцу [20] и каталога Японского метеорологического агентства с дополнениями из работы Моги [12]. (1) 11-летний период активности (1885—1895 гг.), включающий землетрясение 1894 г. ($M=7,0$) на севере Токийского залива. Видно, что очаговая зона будущего землетрясения Канто в этот период представляет собой сейсмическую брешь, а вокруг нее активность повышена (типичное кольцеобразное распределение). (2) 11-летний период общего спокойствия (1896—1906 гг.). (3) После землетрясения Босо-оки 1909 г. область вокруг очаговой зоны будущего землетрясения Канто становится активной и вновь распознается кольцеобразное распределение (14-летний период: 1907—1920 гг.). (4) Землетрясение Канто 1923 г. и землетрясения, происшедшие незадолго до него (черные кружки) и после него (светлые кружки) (4-летний период: 1921—1924 гг.). В частности, высокая активность проявлялась в южной части преф. Ибараки и в море у ее берегов, а за год до землетрясения Канто (в 1922 г.) землетрясение произошло у входа в Токийский залив — в пределах сейсмической брешки. (5) Афтершоки, происшедшие сразу после землетрясения Канто, прекратились, но активность распространилась на окружающие области (13 лет: 1925—1937 гг.). Землетрясения Кита—Идзу (1930 г.), Ниси—Сайтама (1931 г.) и др. рассматриваются как часть этой активности. (6) Южная часть округа Канто стала очень спокойной, активность сосредоточена на северо-востоке (12 лет: 1938—1949 гг.). В этот период произошли землетрясения Тонанкай (1944 г.) и Фукусима-кен-оки (1938 г.). (7) Землетрясение Босо-оки 1953 г. и землетрясения, происшедшие незадолго до него (черные кружки) и после него (светлые кружки) (7 лет: 1950—1956 гг.). Близко по времени к землетрясению Босо-оки заметная активность проявлялась и на самом п-ове Босо. (8) 12-летний период общего спокойствия (1957—1968 гг.). (9) Землетрясения с $M \sim 7$, происшедшие последовательно в районе Хатидзэдымы (1972 г.), вокруг полуострова Идзу (1974, 1978, 1980 гг.) и в центре преф. Гифу (1969 г.) (15 лет: 1969—1983 гг.). Эти землетрясения выстраиваются в полосу примерно северо-западного простирания (соответствующего направлению движения плит), проходящую через район Токай. Произошли также землетрясение Ибараки-кен-оки и извержение вулкана Миякедзима.



включающую прогиб Сагами, его северо-западное продолжение и западную часть преф. Канагава. Карта показывает также, что очаги нескольких землетрясений располагались прямо под Токио. Конечно, исторические данные неизбежно страдают неполнотой, а данные 400-летней давности ограничиваются сведениями о разрушениях крупных мавзолеев и храмов. Поэтому, анализируя этот рисунок, надо иметь в виду, что по мере приближения к настоящему времени количество сведений о землетрясениях растет.

Магнитуды и эпицентры землетрясений прошедшего столетия определялись с помощью данных современных наблюдений. В работе Уцу [20] приводится таблица для периода с 1885 по 1925 г., а сводка JMA начинается с 1926 г. На основе этих данных на рис. 16.7 показаны временные вариации сейсмической активности в Токио и вокруг него за период около столетия. Кратко суммируя данные об активности за этот промежуток времени, выделим следующие этапы: 1) активный период перед землетрясением Канто, 2) землетрясение Канто, 3) активный период, последующий собой следствие землетрясения Канто, и 4) последующий неактивный период. Как отмечено в ч. II, данная очаговая зона до землетрясения Канто, очевидно, была неактивной, но окружающая область отличалась повышенной активностью, что создавало кольцеобразное распределение. Таким образом, Токийское землетрясение 1894 г. ($M=7,0$) также было частью этой активности. Однако в год, предшествующий землетрясению Канто, 26 апреля 1922 г., у входа в Токийский залив, т. е. в пределах очаговой зоны будущего сильнейшего землетрясения, произошел форшок ($M=6,8$), причинивший значительный ущерб в Июкогаме. Когда непосредственные афтершоки землетрясения Канто прекратились, кольцо активности распространилось на окружающие площади. С этого времени помимо землетрясения, происшедшего далеко в море против берегов полуострова Босо (1953 г.), на обширной площади, включающей полуостров Идзу, стали часто отмечаться умеренные землетрясения. В районе Токио, однако, сохранялась аномально спокойная обстановка.

В последние годы была значительно усилена сеть, предназначенная для наблюдения микроземлетрясений, и выяснились особенности трехмерного распределения очагов землетрясений в районе Токио. Эти результаты описываются в следующем разделе.

16.3. Современное состояние наблюдений и будущие проблемы

Систематические наблюдения сильных, умеренных и слабых землетрясений начали проводиться в 1875 г. Центральной метеорологической обсерваторией (ныне JMA) и продолжались

затем как составная часть обшегоосударственного комплекса наблюдений, но надежная сводка главных землетрясений имеется только для периода с 1885 г. Ныне определяются и публикуются сведения о положении гипоцентра, магнитуде, а также других параметрах землетрясений класса $M \sim 3$ и выше.

Регулярные наблюдения микроземлетрясений с использованием телеметрии стали проводить после создания телеметрической сети (передающей сигналы по радио) в середине 1960-х годов. Работы проводились обсерваторией Додайра Института исследования землетрясений, и это были первые в Японии регулярные наблюдения микроземлетрясений на обширной территории с использованием телеметрии. В текущий момент (1983 г.) наблюдения выполняются на 19 участках (рис. 16.8). В связи с сейсмическими наблюдениями в Токийском районе заслуживает особого упоминания тот факт, что, как уже отмечалось, Национальный исследовательский центр по предотвращению стихийных бедствий (NRCDP) оборудовал наблюдательные скважины глубиной около 3000 м и успешно проводит высокочувствительные наблюдения на площади вокруг Токио, где поверхностным работам мешает огромное количество искусственных колебаний разного рода.

Как показано на рис. 16.8, глубинные скважинные наблюдения производятся на трех участках в Ивацуки (3510 м, с 1973 г.), Симосе (2316 м, с 1978 г.) и Футю (2768 м, с 1980 г.). В этих наблюдательных скважинах установлены также наклономеры. Исследования с использованием скважин глубиной до 3 км в столичном городе — это первая в мире попытка такого рода. С помощью телеметрии научный центр NRCDP выполняет наблюдения на обширной территории (в 1984 г. работало 69 станций) в районах Канто и Токай, включая сюда и глубинные скважинные наблюдения. На рис. 16.8 показаны сейсмические станции, действующие в

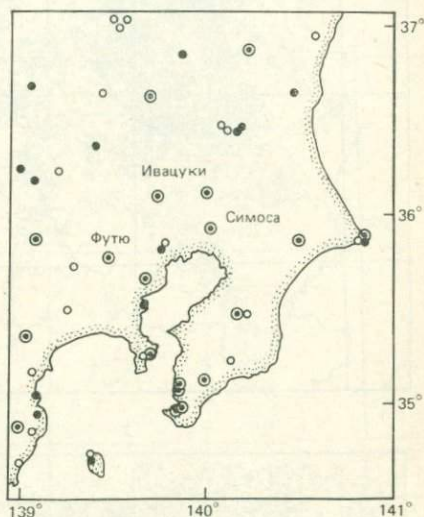


Рис. 16.8. Размещение сейсмических станций в районе Токио и вокруг него. Черные кружки — станции JMA; кружки с точкой — станции NRCDP; светлые кружки — станции, принадлежащие университетам.

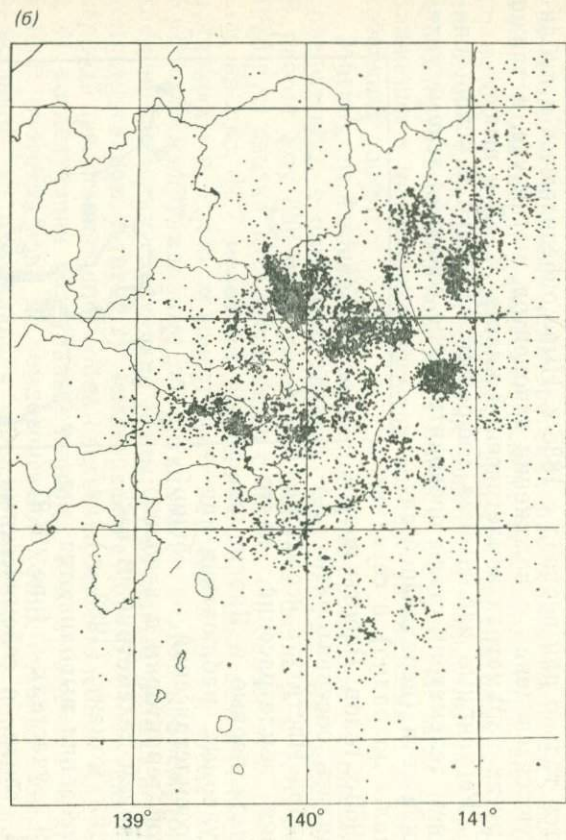
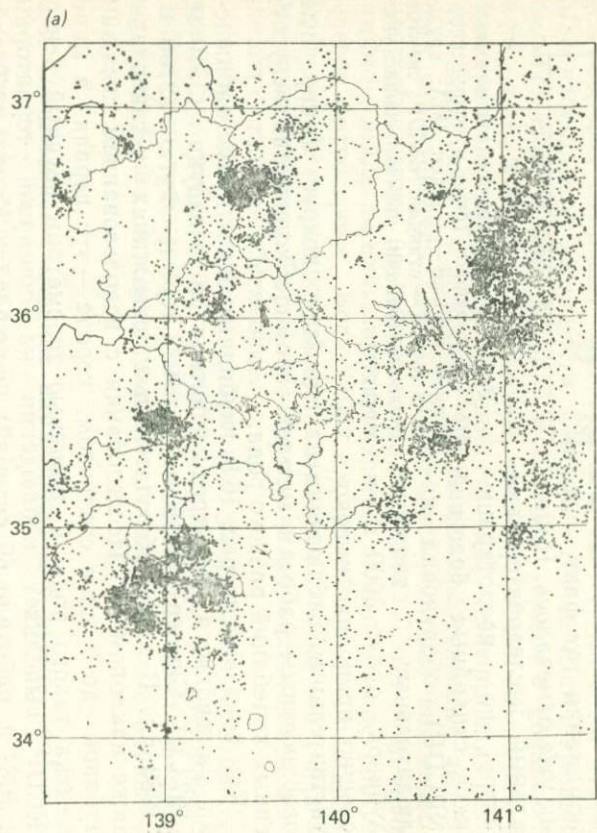
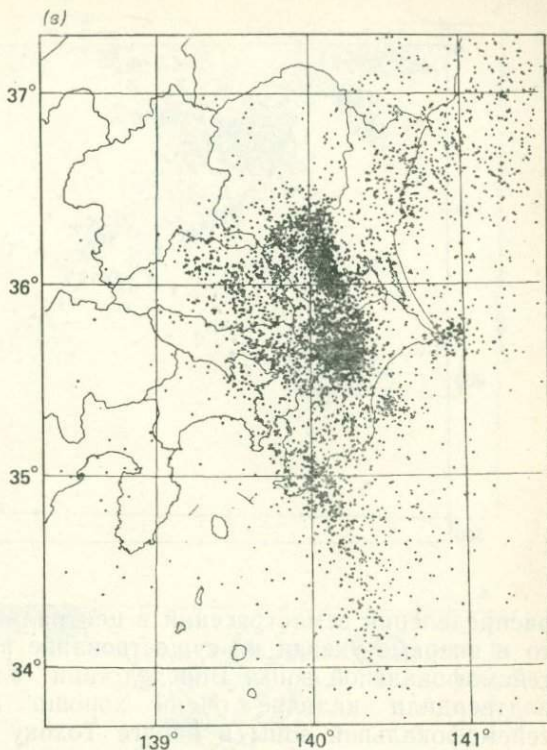
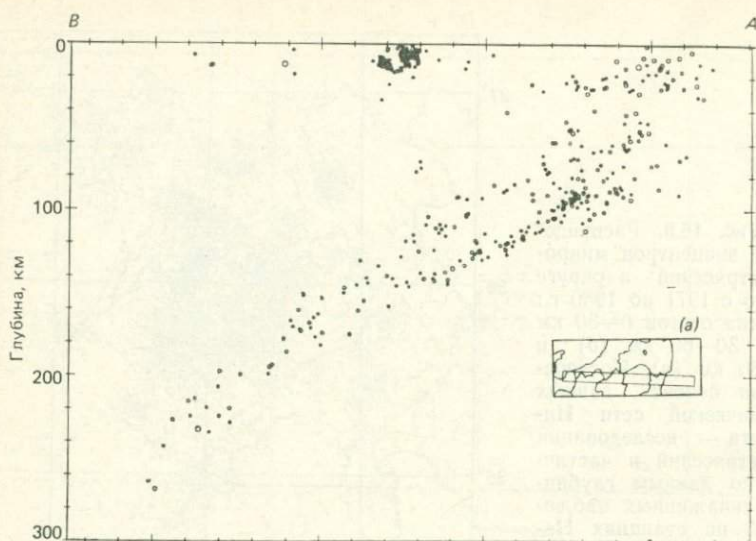


Рис. 16.9. Распределение эпицентров микроземлетрясений в округе Канто с 1971 по 1980 г.: глубина очагов 0—30 км (а), 30—60 км (б) и 60—80 км (в). Построено на основе данных сейсмической сети Института исследования землетрясений и частично по данным глубинных скважинных наблюдений на станциях Национального исследовательского центра по предотвращению стихийных бедствий. (По материалам Института исследования землетрясений [1] с изменениями.)



районе Токио, в том числе станции агентства JMA и Института исследования землетрясений. В результате проведенных работ выяснились детали распределения очагов микроземлетрясений в районе Канто.

На основе данных, полученных от сейсмической сети Института исследования землетрясений (ERI), и некоторых данных глубинных скважинных наблюдений на станциях NRCDP сотрудники ERI получили распределение микроземлетрясений для периода 1971—1980 гг. Основные результаты этих исследований показаны на рис. 16.9 и 16.10. На рис. 16.9, а дается распределение (в плане) мелкофокусных землетрясений с гипоцентрами на глубинах менее 30 км, на схеме (б) — такое же распределение для гипоцентров с глубинами 30—60 км, а на схеме (в) — для несколько более глубоких землетрясений (60—90 км). На диаграммах (а)—(в) рис. 16.10 показаны некоторые вертикальные разрезы. Разрез (а) пересекает северную часть округа Канто в широтном направлении, и на нем видна раздвоенная сейсмофокальная зона, устойчиво погружающаяся с востока на запад. Цумура [17] построил поперечное сечение



распределения землетрясений в центральной части округа Канто и впервые указал на существование раздвоенной глубинной сейсмофокальной зоны. Впоследствии Умино и Хасегава [18] подтвердили наличие очень хорошо выраженной двойной сейсмофокальной зоны в округе Тохоку и обнаружили, что землетрясения с очагами на верхней поверхности этой зоны возникают вследствие сжатия в направлении сейсмофокальной плоскости, а очаги, приуроченные к нижней поверхности, — вследствие растяжения. На таком разрезе хорошо видно, как Тихоокеанская плита пододвигается под Евразийскую плиту.

Широтный разрез через Тибу и Токио (рис. 16.10, б) отличается от разреза, показанного на рис. 16.10, а, тем, что помимо сейсмофокальной плоскости, погружающейся с востока на запад, здесь имеется другая сейсмическая плоскость, глубина которой увеличивается с запада на восток; в том месте, где обе сейсмические зоны пересекаются, наблюдается аномальное сгущение гипоцентров. Эта область, которую можно было бы назвать гнездом землетрясений, располагается в районе Тибы и в юго-западной части преф. Ибараки. Рис. 16.10, в представляет собой разрез в восток-северо-восточном направлении от района Идзу до Токио и отражает субдукцию плиты в северном направлении от прогиба Сагами.

Распределения, показанные на рис. 16.9 и 16.10, позволяют увидеть, что Тихоокеанская плита испытывает субдукцию с востока на запад, а плита Филиппинского моря пододвигается с юга, и они сталкиваются прямо под районом Токио, где и

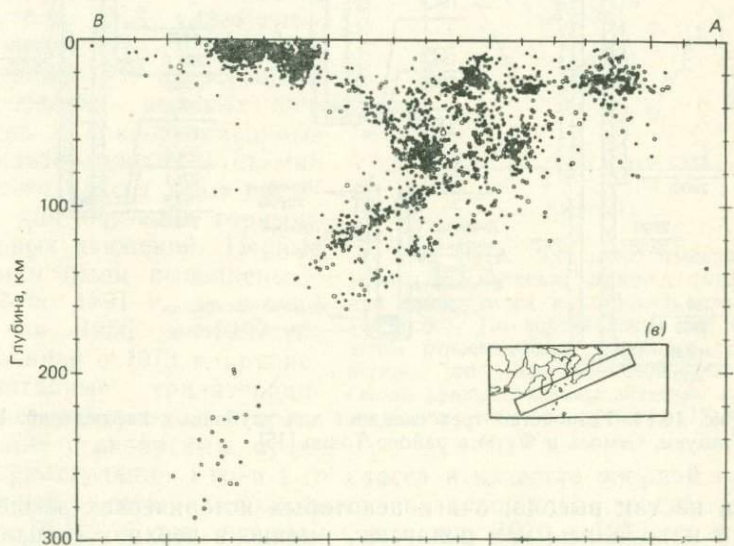
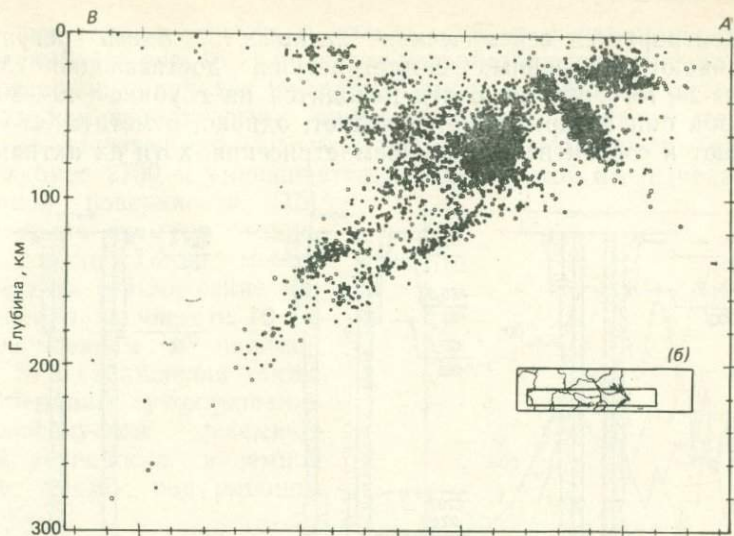


Рис. 16.10. Вертикальные разрезы распределения микроземлетрясений в округе Канто с 1 июня 1971 г. по 31 мая 1980 г. Источники данных те же, что для рис. 16.9. (а) Широтный разрез через северную часть округа Канто; (б) широтный разрез через центральную часть округа Канто; (в) разрез через южную часть округа Канто, ориентированный в северо-восточном направлении. (По материалам Института исследования землетрясений [1], с изменениями.)

концентрируется сейсмическая активность. Здесь регулярно возникают умеренные землетрясения, достигающие $M=6$, но из-за того, что их очаги находятся на глубине 40—80 км, ущерба они не причиняют. Следует, однако, отметить, что возникают и совсем неглубокие землетрясения, хотя их активность

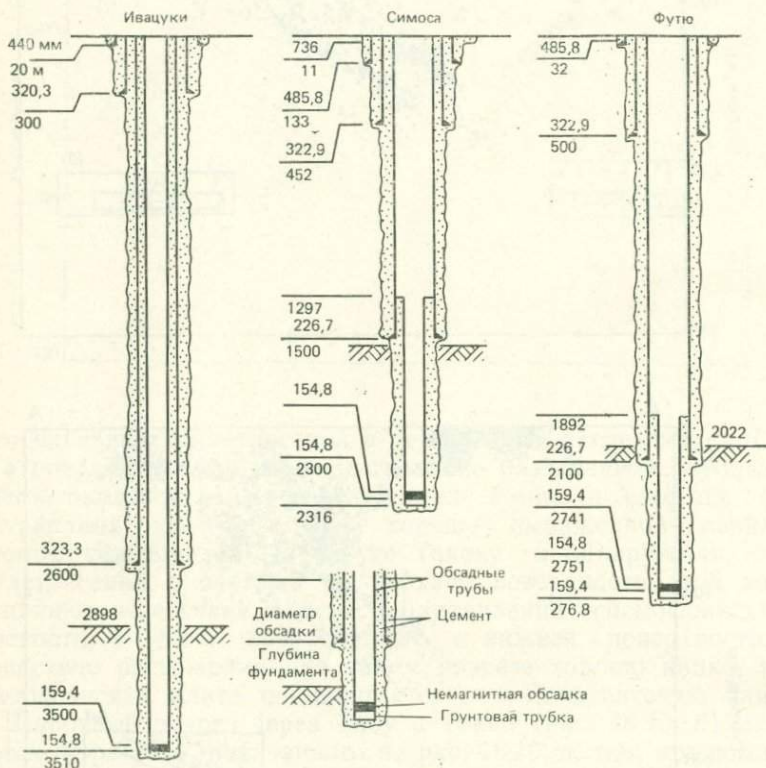


Рис. 16.11. Устройство трех скважин для глубинных наблюдений. Пункты Ивацуки, Симоса и Футью в районе Токио [15].

здесь не так высока; очаги некоторых исторических землетрясений находились, как полагают, именно в верхних горизонтах данной области. Даже в случае землетрясений с весьма глубокими очагами, если магнитуда их составляет около 7, интенсивность сотрясений на поверхности будет 5—6 баллов, и это может привести к большим разрушениям и потерям. Точность сейсмических наблюдений сейчас улучшилась, так что механизм и происхождение землетрясений, возникающих непосредственно под районом Токио, постепенно проясняются (см., например, [7]).

Здесь следует сказать о пользе глубоких скважинных наблюдений. На рис. 16.11 показано устройство трех наблюдательных скважин в пунктах Ивацуки, Симоса и Футю. На рис. 16.12 видно, как поверхностные шумы убывают с глубиной на различных частотах сейсмических волн. В Футю уровень шумов на глубине 2750 м уменьшается до одной сотой от значений на дневной поверхности [15].

Благодаря этому в столичном городе Токио можно проводить сейсмические наблюдения на частоте 10 Гц с увеличением в миллион раз. Эти наблюдения также подтвердили существование мелкофокусной сейсмической активности в земной коре прямо под районом Токио.

Одновременно Институт географических съемок, агентство JMA, университеты и центр NRCDP проводят измерения и непрерывные наблюдения коровых движений. Триангуляционные (трилатерационные) съемки первого класса дают сведения для изучения горизонтальных движений. Первые съемки были выполнены с 1882 по 1891 г., во второй раз — в 1956 и 1957 гг., а начиная с 1973 г. крупномасштабные трилатерационные измерения, использующие стандартные пункты триангуляции 1-го и 2-го класса в качестве опорной геодезической сети, выполняются в основном геодинтами (рис. 16.13). С того времени как между 1970 и 1973 гг. в южном Канто (вокруг залива Сагами) стали выполняться замеры изменений горизонтальной деформации, производятся раз в два года и измерения через залив Сагами.

На рис. 16.14 показаны движения (между съемками 1924—1926 и 1970—1973 гг.) со времени землетрясения Канто; амплитуда сжатия и растяжения составляет $(1-3) \cdot 10^{-5}$ [2]. Значит, горизонтальная деформация в этом районе после землетрясения Канто значительно возросла, но скорее всего в общую сумму

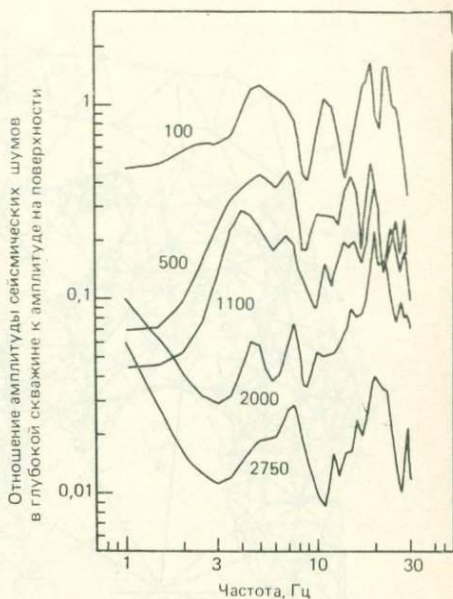


Рис. 16.12. Характер уменьшения уровня сейсмических шумов с глубиной при наблюдениях в глубокой скважине (в Футю). По вертикальной оси отложены относительные значения уровня шумов, по горизонтальной — частота. Около кривых указаны значения глубины (в метрах) от поверхности [15].

деформации входят и постсейсмические движения, происходившие непосредственно после этого землетрясения, так что трудно судить, назревает ли новое сейсмическое событие. Жизненно важное значение здесь будет в дальнейшем иметь прослеживание временных вариаций. Долгосрочные измерения базисных линий ромба со стороной 100 м, производящиеся на астрономи-

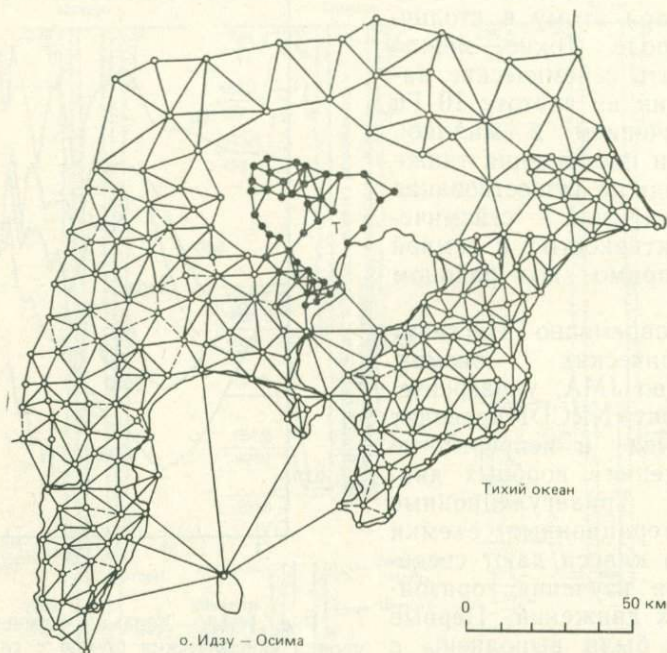


Рис. 16.13. Сеть триангуляционных (трилатерационных) пунктов первого и второго класса в районе Токио (Т).

ческой обсерватории Митака в Токио, предназначены для обнаружения временных вариаций горизонтальной деформации земной коры.

На графиках рис. 16.15 представлены временные изменения длины каждой стороны, сдвиговой и площадной деформации [3]. Привлекли к себе внимание изменения, происшедшие приблизительно во время землетрясения Канто, но в дальнейшем крупных изменений не было. Однако если взглянуть на графики линейной деформации в верхней части рисунка, можно заметить, что сжатие развивалось в северо-западном (*a* и *c*) и меридиональном (*e*) направлениях (значения показаны кружками), соответствующих направлению движения океанической плиты, но в широтном (*f*) и северо-восточном (*b* и *d*) направлениях

(значения показаны точками), т. е. под прямым углом к направлению движения плиты, заметных изменений не произошло. Такие наблюдения, выполняемые в одном и том же месте в течение длительного времени, — один из важнейших способов, позволяющих изучать временные изменения в развитии коровых движений данного района и любых аномальных явлений; про-

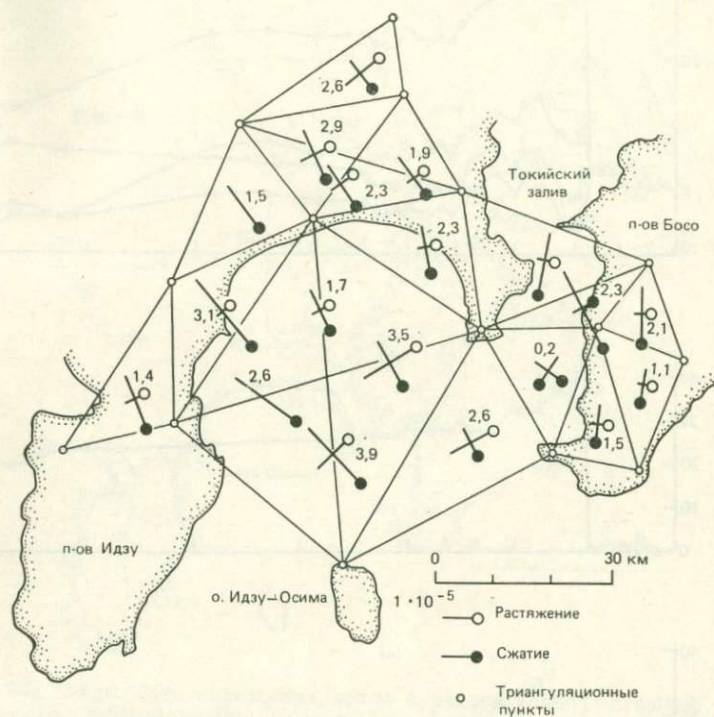


Рис. 16.14. Горизонтальная деформация в южной части округа Канто после сильнейшего землетрясения 1923 г. (в период между 1924—1926 и 1970—1973 гг.) [2].

должение наблюдений будет иметь большое значение. Горизонтальная деформация в меридиональном направлении при землетрясении Канто в районе Токио также имела характер растяжения, но в дальнейшем изменила свой знак, и в этом направлении стало развиваться сжатие. Измерение расстояний между верхними точками высотных зданий производится непрерывно с 1973 г. [4].

Первая нивелировка в окрестностях Токийского залива была выполнена в 1883 г. Затем, после землетрясения 1923 г., была проведена нивелирная съемка всей области Канто (в 1924—1927 гг.), а в 1930 г., после землетрясения Кита — Идзу, изме-

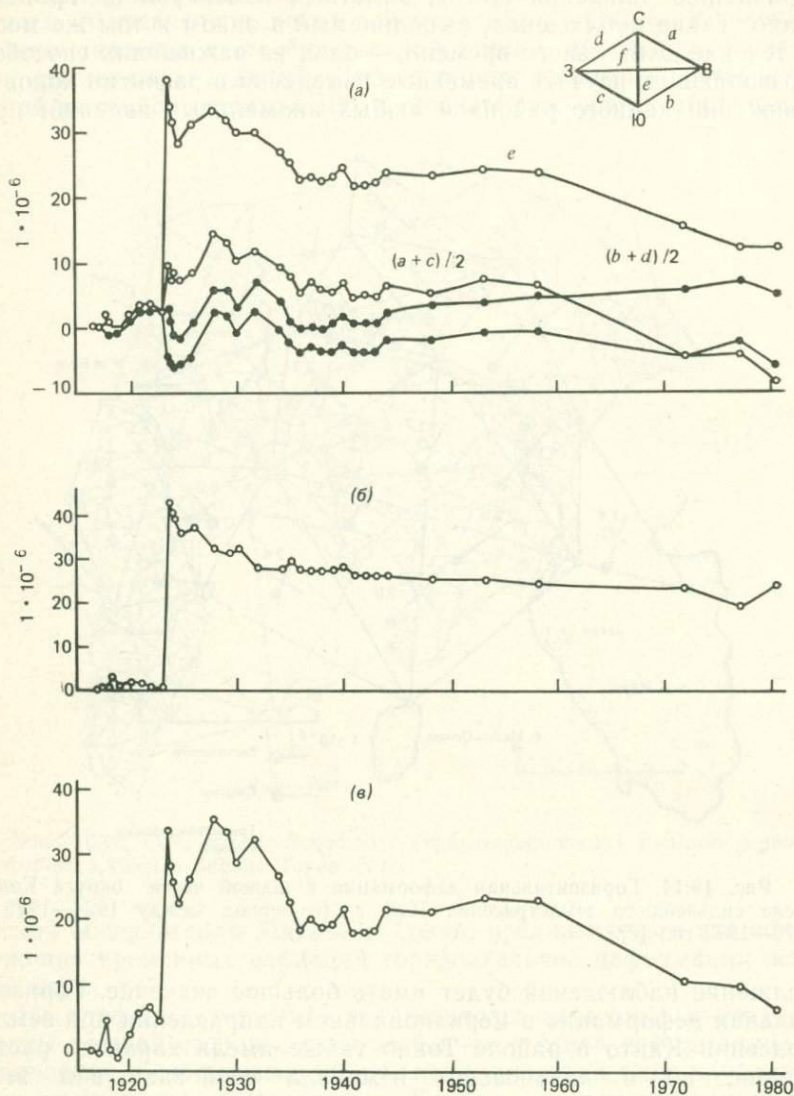


Рис. 16.15. Временные изменения горизонтальной деформации базисных линий ромба на обсерватории Митака в Токио. (а) Линейная деформация; (б) сдвиговая деформация; (е) дилатационная деформация [3].

рения производились на полуострове Идзу. Позднее повторные наблюдения концентрировались на полуостровах Босо и Миура. На рис. 16.16 показана сеть нивелирных ходов в этой области, включая полуостров Идзу. Как правило, съемки повторялись каждые 1—2 года, но в случае необходимости проводились и чаще. В Токио и его окрестностях происходят сильные верти-

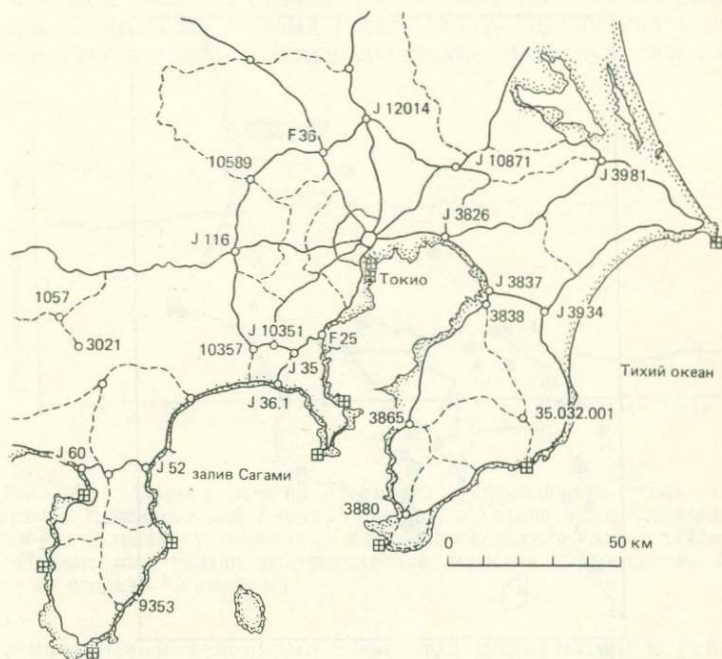


Рис. 16.16. Сеть нивелирных ходов в районе Токио. Сплошные линии — ходы сети первого класса; прерывистые линии — ходы сети второго класса. Перечеркнутые квадратки — приливные станции.

кальные движения, вызванные техногенной просадкой грунта, и получить сведения о действительных амплитудах движения коры трудно. В последнее время производятся точные измерения, для которых в качестве реперов используются бетонные сваи, вбитые на глубину до 10 м, но такие измерения здесь связаны с гораздо более трудоемкими работами, чем в других областях.

Для непрерывного наблюдения за движениями коры используются мареографы (на побережье), деформографы и наклонометры. Приливные наблюдения начались с открытием станции Абурацубо в 1894 г., а сейчас проводятся на 12 станциях. Расположение станций, на которых ведутся непрерывные наблюдения движений коры, показано на рис. 16.17. Эти работы вы-

полняют Институт исследования землетрясений (ERI), агентство JMA, научный центр NRCDP и Институт географических съемок (GSI), причем используются измерительные инструменты разных типов. Обсерватории ERI в Абурацубо и Нокогирияме относятся к типу подземных галерей-туннелей, и там установлены водотрубные наклонометры, кварцевые экстензометры и накло-

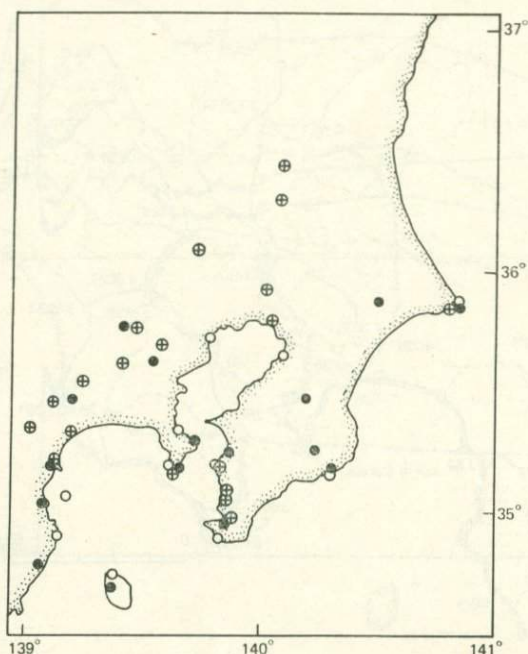


Рис. 16.17. Размещение обсерваторий для непрерывного наблюдения движений коры в районе Канто. Черные кружки — объемные деформографы, перечеркнутые кружки — экстензометры, наклонометры, светлые кружки — мареографы.

нометры типа горизонтального маятника. Центр NRCDP проводит наблюдения с наклонометрами скважинного типа в описанных выше глубоких наблюдательных скважинах. Агентство JMA развернуло наблюдательную сеть, состоящую из 15 объемных деформографов скважинного типа; станции этой сети размещены в южном Канто и входят в наблюдательную сеть района Токай.

На рис. 16.18 представлен пример записи объемного деформографа. Деформограф, установленный в Хатано, показал четкие изменения во время слабого роя землетрясений, происшедших 4 и 5 мая 1981 г. в море у полуострова Манадзуру [5]. Однако на других пунктах наблюдений, например в Югаваре,

никаких изменений такого рода в этом случае не отмечалось. Бывают также случаи, когда крупные изменения отмечаются в отсутствие каких-либо землетрясений, и это явление требует дальнейших исследований. Вместе с тем полученные до сих пор результаты наблюдений показывают, что дождевые осадки не оказывают на них, по-видимому, почти никакого влияния и что эти приборы — самые стабильные из всех имеющихся деформометров. В последнее время стали быстро накапливаться интересные данные, позволяющие предполагать тесную связь между

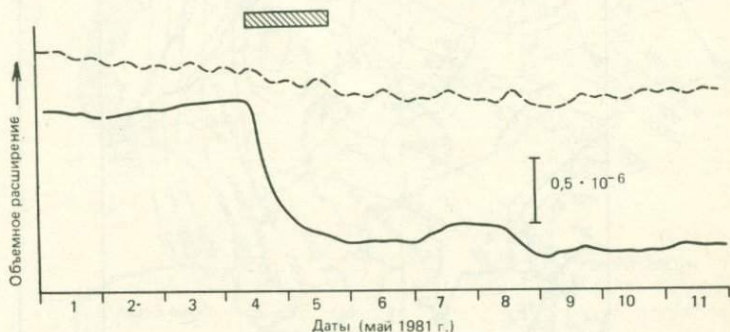


Рис. 16.18. Пример записей объемного деформографа типа Сакса — Эвертсона. Изменения деформации отмечены в Хатано в период, когда в море у п-ова Манадзуру (юго-запад Канто) происходили слабые сейсмические рои. Период роев указан заштрихованной полоской. Прерывистая линия — запись на станции Югавара [5].

ступенчатыми изменениями объемной деформации и сейсмической активностью.

Итак, я описал историю и современное состояние сейсмических наблюдений и работ по прослеживанию движений коры в районе Токио. Важность защитных мер против землетрясений на этой площади осознали уже давно, и здесь разрабатываются и внедряются в практику всевозможные прогрессивные методы, такие, как телеметрические сейсмические наблюдения с использованием глубоких буровых скважин и всесторонние наблюдения коровых движений с помощью подземных объемных деформографов. Однако достаточны ли нынешние меры для практического проведения прогноза землетрясений в данном районе — это другой вопрос.

На рис. 16.19 показано расположение в этом районе активных разломов и активных тектонических зон. При геологических съемках, проводившихся до сих пор, оказалось чрезвычайно трудно найти те активные разломы, с которыми, как полагают, связано возникновение землетрясений. Главная причина

состоит в том, что район покрыт слоем молодых осадочных отложений толщиной ~ 3000 м (рис. 16.20) [9]. Даже при мелкофокусных землетрясениях трудно ожидать, что подвижки в очаге оставят какие-либо следы на дневной поверхности; еще менее вероятно это при глубоких землетрясениях. Значит, метод прослеживания активных разломов, применяемый в других

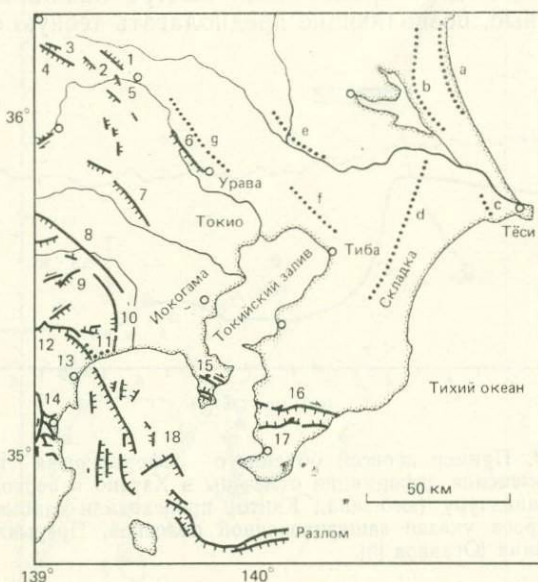


Рис. 16.19. Положение активных разломов и активных складок, установленные или предполагаемые в южной части округа Канто. По материалам исследовательской группы по активным разломам [16] и Токийского совета по предотвращению стихийных бедствий (1977 г.).

областях, здесь едва ли может помочь в предсказании места будущего землетрясения. Однако сведения о расположении активных разломов на глубине могли бы послужить основанием для выбора первоочередных мест будущих наблюдений. Поэтому необходимо развивать методы прослеживания глубинных разломов, в том числе проводить исследования с использованием бурения и таких геофизических методов, как сейсморазведка.

Обширная сеть сейсмических наблюдений, включающая упомянутые выше наблюдения в трех глубоких скважинах, в этой области уже создана, и, поскольку сейсмические наблюдения имеют высокую чувствительность, увеличение числа сейсмологических станций определенно позволит получить еще

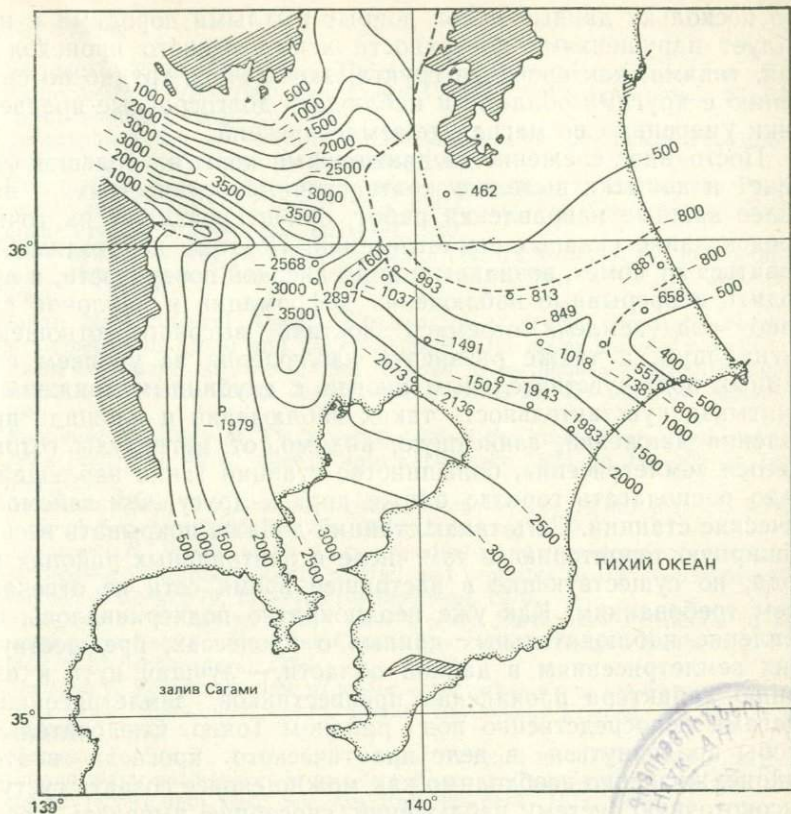


Рис. 16.20. Глубина залегания пород донеогенового фундамента в пределах равнины Канто. Кружками обозначены буровые скважины, достигшие фундамента (указана глубина в метрах) в районах с плоским рельефом. Штрихпунктирными линиями показаны участки, где глубина фундамента резко меняется (вероятно, разломы) [9].

более подробное представлено о том, как размещаются очаги землетрясений под столицей и ее окрестностями. Как я уже говорил, сейсмические наблюдения имеют важнейшее значение для прогноза землетрясений и существует предел числа землетрясений, предваряемых непосредственными предвестниками — форшоками.

Одними из важнейших предвестников, ожидаемых перед сильным землетрясением, являются деформация коры и различные сопровождающие ее явления. Мониторинг коровых движений осуществляется посредством повторных нивелировок и трилатерационных съемок, проводимых на большой площади.

Но поскольку данный район покрыт рыхлыми породами и изобилует нарушениями поверхности искусственного происхождения, такими, как просадка грунта, здесь очень трудно по сравнению с другими областями наблюдать долгосрочные предвестники умеренных по магнитуде землетрясений.

Постоянное слежение за движениями коры на большой глубине и попытки выделить краткосрочные предвестники — наиболее важные направления работ, ориентированных на точное предсказание сильных землетрясений. Поэтому необходимо изобрести от помех, возникающих на дневной поверхности, и проводить непрерывные наблюдения деформации и наклонов глубоко под землей, стремясь достичь высокого отношения сигнал/шум, а также развивать наблюдения за уровнем подземных вод, чувствительным иногда к глубинным движениям. Учитывая чувствительность таких наблюдений и площадь проявления движений, зависящую, видимо, от магнитуды готовящегося землетрясения, большинство станций таких наблюдений надо располагать гораздо ближе друг к другу, чем сейсмологические станции. Сеть таких станций должна покрывать весьма обширную территорию, в том числе в центральных районах города, но существующие в настоящее время сети не отвечают всем требованиям. Как уже неоднократно подчеркивалось, накопление наблюдательных данных о процессах, предшествующих землетрясениям в данной области, — лучший путь к изучению характера проявления предвестников землетрясений с очагами непосредственно под районом Токио. Следовательно, чтобы продвинуться в деле практического прогноза в этом районе, жизненно необходимо как можно скорее создать густую, высокоточную систему наблюдений, способную выявлять любые предшествующие землетрясения явления.

Не окажутся ли повторные геодезические измерения на коротких отрезках и непрерывные наблюдения с помощью длинных водотрубных наклономеров эффективными методами обнаружения движений коры прямо под Токио — так же, как и в районе Токай? Как предполагает Цумура [17], использование подземных туннелей метрополитена, тесно переплетающихся под Токио, сулит в этом случае многообещающие перспективы.

Итак, район Токио — это место, где часто происходят землетрясения. Поэтому антисейсмические мероприятия имеют особенно важное значение, а прогноз землетрясений, осуществляемый в масштабе всей страны, будет одним из главных способов предотвращения бедственных последствий землетрясений в Японии. Тем не менее разработка методов прогноза землетрясений в районе Токио наталкивается на многочисленные трудности, и предстоит еще долгий путь к достижению практического прогноза, так что в будущем необходимо занять еще более активную позицию в этом вопросе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Seismicity maps of the Kanto district, 1971—1980. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 27, 63—73 [in Japanese], 1982.
2. Geographical Survey Institute. "Earthquakes and Earthquake Prediction". Geogr. Surv. Inst., Tokyo [in Japanese], 1978.
3. Geographical Survey Institute. Crustal movements. In "Earthquake Prediction in and around the Capital". Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 50—51 [in Japanese], 1980.
4. Geographical Survey Institute. Horizontal earth's strain in the metropolitan area. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 23, 34—37 [in Japanese], 1980.
5. Japan Meteorological Agency. Observation of crustal strain by borehole strainmeters in Kanto and Tokai districts (and an anomalous variation of strain at Hatano on May 4, 1981, related to earthquake swarm in Sagami Bay). Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 26, 121—127 [in Japanese], 1981.
6. Kanamori H., Ando M. Fault parameters of the great Kanto earthquake of 1923. Publ. 50th Anniv. Great Kanto Earthquake, 1923, pp. 89—101 [in Japanese], 1973.
7. Kasahara, Keiji. On how earthquakes occur in the Kanto district. Abstr., Seismol. Soc. Jpn., 1980, No. 2, p. 66 [in Japanese], 1980.
8. Kawasumi H. Proofs of 69 years periodicity and imminence of destructive earthquake in southern Kanto district and problems in the countermeasures thereof. J. Geogr., 79, 115—138 [in Japanese], 1970.
9. Kinugasa Y. Structures of the earth's crust. Earthquake Prediction in and around the Capital, Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 68 [in Japanese], 1980.
10. Matsuda T. Recurrence time of major earthquakes along the Sagami Trough. Data Tokai Sub-Comm. Coord. Comm. Earthquake Predict., pp. 15—24 [in Japanese], 1977.
11. Matsuda T., Ota Y., Ando M., Yonekura N. Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1610—1618, 1978.
12. Mogi K. Seismic activity. In "Earthquake Prediction in and around the Capital". Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 20—21, 1980.
13. Mogi K. Earthquake prediction program in Japan. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 635—666. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1981.
14. Nakata T., Koba M., Jo W., Imazumi T., Matsumoto H., Sunagawa T. Holocene marine terraces and seismic crustal movement. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 7, 29, 195—204, 1979.
15. National Research Center for Disaster Prevention. Seismic activity. In "Earthquake Prediction in and around the Capital". Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 37—39 [in Japanese], 1980.
16. Research Group for Active Faults. "Active Faults in Japan—Distribution Figures and Data". Univ. of Tokyo Press, Tokyo [in Japanese], 1980.
17. Tsumura K. Microearthquake activity in the Kanto district. Publ. 50th Anniv. Great Kanto Earthquake, 1923, pp. 67—87 [in Japanese], 1973.
18. Umino T., Hasegawa A. On the double deep seismic plane in the Tohoku district of Japan. J. Seismol. Soc. Jpn. (2), 27, 125—139 [in Japanese], 1975.
19. Utsu T. Seismic activity. Earthquake Prediction in and around the capital. Reg. Sub-Comm. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict., 2, 7—14 [in Japanese], 1980.
20. Utsu T. Seismicity of Japan from 1885 through 1925—a new catalog of earthquakes of $M \geq 6$ felt in Japan and smaller earthquakes which caused damage in Japan. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 54, 253—308 [in Japanese], 1979.

Глава 17. Долгосрочное предсказание и краткосрочный прогноз землетрясений

Деформация коры постепенно накапливается, и, когда она достигает некоторой предельной величины, происходит разрыв, ведущий к землетрясению. Когда разрыв уже образовался и деформация на большой площади высвободилась, требуется довольно длительное время, чтобы деформация в коре накопилась опять и произошло новое сильное землетрясение. По мере того как уровень деформации (или напряжения) постепенно повышается, в состоянии земной коры развиваются определенные изменения. В какой-то степени они указывают на подготовку следующего землетрясения. В некоторых случаях разнообразные изменения происходят непосредственно перед действительным землетрясением. Рассматривая это с точки зрения закономерностей подготовки и возникновения землетрясений и основываясь на упоминавшихся выше результатах изучения явлений-предвестников, я прихожу к выводу, что целесообразно разделить процесс предсказания землетрясений на следующие три стадии: 1) предсказание на отдаленное будущее, 2) долгосрочное предсказание и 3) краткосрочный прогноз. Эти стадии поочередно рассмотрены ниже.

17.1. Предсказания на отдаленное будущее

Ранее отмечалось, что очаги сильных землетрясений не распространены равномерно по всему миру, а концентрируются в довольно узких зонах. Например, в пределах океанических плит, таких, как Тихоокеанская плита, сильных землетрясений не бывает. Исключение составляют особые области типа Гавайских островов. Наиболее сейсмоактивные зоны — границы плит, особенно те места, на которые воздействуют сжимающие напряжения, вызываемые субдукцией или столкновением плит. Деформация (или напряжение) в коре в результате движения плит постепенно накапливается, и по достижении некоторого предела происходят землетрясения. Установление тех отрезков сейсмического пояса, где вероятно возникновение сильного землетрясения, — это предсказание на отдаленное будущее. Если такое предсказание возможно, то становится возможной и заблаговременная разработка мер по более конкретному прогнозу землетрясений. На этом пути следует проанализировать данные по следующим группам вопросов.

17.1.1. Повторяемость землетрясений

Поскольку землетрясения происходят в одном и том же месте неоднократно, выяснение истории их повторения позволяет в некоторых случаях оценить, насколько далеко зашла в дан-

ном месте подготовка следующего землетрясения. Топографические съемки и геологическое изучение активного разлома, а также анализ сейсмической истории, основанный на документальных материалах, образуют базис для такой оценки. Из этого исходного материала можно составить представление об интервале между землетрясениями в данном районе и, зная, сколько лет прошло после предыдущего землетрясения, предсказать приблизительное время возникновения следующего. На деле в большинстве случаев интервал между землетрясениями очень долг или сильно меняется, а данных о прошлых землетрясениях мало, так что удается сделать только самые грубые предсказания. Однако известно и несколько районов — например, район Парк-филда в Калифорнии, — где интервал между землетрясениями более или менее постоянен и достаточно короток (порядка 20 лет); в таких случаях иногда оказывается возможным предсказать время возникновения следующего землетрясения довольно точно. Если применима модель с предсказуемым временем, описанная в гл. 2, возможно приблизительно предсказать время следующего землетрясения. Однако таких примеров, когда детальное предсказание времени сейсмического события оказывается возможным, очень мало, и обычно по данным о повторяемости землетрясений удается сделать только очень грубую прикидку.

17.1.2. Временное и пространственное распределение сильных землетрясений

На протяжении некоторого времени в сейсмических поясах на границах плит последовательно происходят сильные землетрясения, и их очаговые области, примыкая одна к другой, заполняют всю площадь сейсмического пояса. Поэтому районы, в которых в течение определенного времени сильных землетрясений не было и которые остаются сейсмическими брешами, привлекают к себе внимание как возможные места будущих сильных землетрясений (сейсмические бреши первого рода). В некоторых случаях места возникновения сильных землетрясений систематически мигрируют в каком-то одном направлении. Когда такую тенденцию удается распознать, можно предположить, что следующее сильное землетрясение произойдет в определенном месте на продолжении линии миграции. Таким образом, иногда вероятное место следующего сильного землетрясения можно указать исходя из пространственно-временного распределения характерных особенностей сильных землетрясений; в реальной практике было уже несколько таких удачных предсказаний.

17.1.3. Движения земной коры

Если деформация коры накапливается постепенно, а землетрясение происходит тогда, когда она достигает предела, то величина коровой деформации может служить мерилom того, до какой степени дошла подготовка следующего землетрясения. Цубои [12] рассчитал предельную величину деформации коры и получил значение 10^{-4} . Используя для такого же расчета более поздние данные, Рикитакэ [10] получил величину $5 \cdot 10^{-5}$; учтя разброс в данных наблюдений, он попытался выразить степень близости землетрясения, зависящую от величины деформации коры, в вероятностном виде.

Все рассмотренное выше на основе закономерностей, установленных для землетрясений, и деформации коры (без информации о предвестниках) относится к вопросу о вероятном месте возникновения будущего сильного землетрясения в Японии и возможности оценить его вероятность. Чтобы продвинуться дальше, необходимо обнаружить явления-предвестники, и в достижении этого незаменимую роль играют наблюдения с использованием плотной сети пунктов. Однако производить такие детальные наблюдения на обширной площади затруднительно. Значит, целесообразно сосредоточить их в районах, где вероятность возникновения сильного землетрясения особенно велика. Токай — один из таких районов: там предсказано в долгосрочном плане возникновение сильного землетрясения и сосредоточены различные виды наблюдений. Однако в большинстве случаев решиться на такое предсказание — непростое дело.

17.2. Долгосрочное предсказание

По мере того как нарастает напряжение и формируется очаг землетрясения, в земной коре возникают различного рода возмущения. Изменения, вызванные этими процессами в коре (кроме тех изменений, которые возникают перед самым землетрясением и которые рассматриваются в разд. 17.3) и связанные с повышенным напряжением или усилившейся перед землетрясением деформацией, представляют собой «долгосрочные предвестники». Например, в некоторых случаях перед сильным землетрясением активность в его очаговой области понижается (появляется сейсмическая брешь второго рода), хотя до того времени слабые землетрясения происходили там часто, а в окружающей области активность, наоборот, возрастает (появляется кольцевое распределение сейсмичности). Это типичные долгосрочные сейсмические предвестники сильного землетрясения. По сообщениям продолжительность T долгосрочных предвестников имеет тенденцию возрастать с повышением магниту-

ды M . Предложено несколько эмпирических формул, описывающих зависимость между $\log T$ и M . Поскольку при установлении этой зависимости использованы статистические данные, надежность которых порой сомнительна (например, изменения отношения V_P/V_S), здесь необходимы дальнейшие исследования. Однако некоторые другие результаты — такие, как сведения о продолжительности существования сейсмических брешей (см. рис. 5.26), — представляются определенными: значение T увеличивается с возрастанием M . Большой разброс данных затрудняет решение задачи, но если имеются соображения о магнитуде ожидаемого землетрясения, то существует и возможность предсказать приблизительно время его возникновения.

Как сказано в гл. 15, нет никакой гарантии, что все землетрясения будут предваряться доступными наблюдениям долгосрочными явлениями-предвестниками. Если даже эти явления действительно возникают, распознать их перед землетрясением как долгосрочные предвестники нелегко. Одна из трудностей долгосрочного прогноза состоит именно в том, как распознать эти явления, и метод принятия объективного решения на этот счет еще не найден. Когда долгосрочный прогноз указал на подготовку сильного землетрясения и соответствующие измерения и непрерывные наблюдения усилены, желательно перейти к этапу краткосрочного прогноза. Но мы должны ясно сознавать, насколько велика вероятность того, что этот этап может наступить прежде, чем будет сделано долгосрочное предсказание.

Высказывались различные мнения по поводу того, каков механизм возникновения долгосрочных предвестников, и ниже я сделаю свои замечания о главных предположениях. Возможно, что некоторые из этих гипотетических механизмов действуют одновременно.

17.2.1. Процессы, связанные с дилатантной моделью

Согласно дилатантной модели, при постепенном возрастании напряжения в земной коре в толще пород появляются микротрещины, а имеющиеся полости увеличиваются. В результате в коре происходят расширение и поднятие и возникают различные предвестники. В частности, сторонники дилатантно-диффузионной модели, учитывающей поведение подземных вод, утверждают, что существует зависимость величины T от M (вида $\log T = \alpha M - \beta$), и дают этому объяснение, привлекая скорость диффузии подземных вод [11]. Предсказание времени возникновения — трудная проблема в прогнозе землетрясений, и эта модель, в которой утверждается определенная связь между T и M , была очень привлекательной, так как из нее вытекало, что возможно предсказать время готовящегося землетрясения.

Однако, как ранее отмечалось, есть спорные вопросы, касающиеся изменения скорости сейсмических волн, аномального поднятия коры в районе Ниигаты (Япония) и изменения электрического сопротивления перед землетрясениями в районе Гарма (Средняя Азия). А на этих положениях главным образом и основана данная гипотеза. Кроме того, значительная по величине и распространяющаяся на большую площадь дилатансия, рисуемая данной моделью, может развиваться, вероятно, только в условиях, когда вся земная кора данного района находится в состоянии очень большого напряжения (до 1 кбар), близкого к пределу прочности на разрыв. В то же время реальные землетрясения возникают, по-видимому, при гораздо более низких напряжениях, так что это еще одна проблема дилатантной модели. Однако вполне вероятно, что перед землетрясениями дилатансия происходит в ограниченных зонах концентрации напряжений.

17.2.2. Асейсмические скольжения на глубине

Дилатантная модель предсказывает увеличение пористости пород вследствие возникновения мелких трещин, но вполне осуществима и такая деформация, при которой никакого изменения объема не происходит. Одна из гипотез на этот счет состоит в том, что перед будущей подвижкой по неглубоко залегающему сейсмическому разрыву развивается постепенное смещение по глубинному продолжению этого разрыва, и это приводит к доступным наблюдению предшествующим движениям земной коры [9, 3]. Такие асейсмические скольжения на глубине вполне вероятны, но вопрос состоит в том, можно ли считать их главной причиной появления различных долгосрочных предвестников.

17.2.3. Вязкое движение в зоне разрыва

Не исключено, что перед землетрясением происходит длительное ускорение вязкого течения в самой его очаговой области. Проведя анализ процессов в очагах сильных землетрясений, Канамори [5] указал на возможность долговременных движений коры, вызванных такими вязкими течениями в очаговых областях землетрясений Нанкайдо и Канто в Японии.

17.2.4. Мелкие трещины и подвижки в местах концентрации напряжений

В дилатантной модели, выдвинутой в начале 1970-х годов, допускается, что в результате возрастания напряжений трещины появляются и раскрываются более или менее равномерно во

всей очаговой области и вокруг нее. Это предположение делалось с целью объяснить большие изменения (более 10%) отношения V_P/V_S и значительную величину аномального поднятия на обширном участке земной коры перед землетрясениями. Однако, как подчеркивалось ранее, возникли сомнения в надежности самих этих данных. Прежде всего земная кора содержит множество ослабленных зон, таких, как существующие зоны разломов, и ее ни в коей мере нельзя считать однородной. При возрастании уровня напряжений мелкие трещины и подвижки должны возникать именно в этих ослабленных зонах. При всей многочисленности ослабленных зон (или мест концентрации напряжений) они занимают только очень малую долю объема земной коры. Соответственно этому в большинстве случаев подвижки и появление таких мелких трещин не должны существенно влиять на величину отношения V_P/V_S и вызывать значительные движения коры. Однако они могут проявляться в тонких изменениях сейсмической активности. Вполне вероятно также, что они оказывают воздействие на поровое давление флюидов в земной коре.

Значит, может существовать механизм, посредством которого при возрастании напряжения создаются условия для землетрясений, предваряемых долгосрочными предвестниками; подготовка таких землетрясений происходит путем последовательного возникновения трещин и подвижек в ограниченных по объему ослабленных зонах земной коры. Очень возможно, что на возникновение землетрясений существенно влияет поровое давление флюидов, и не исключено, что в природе действительно происходят некоторые процессы (например, дилатансионное упрочнение), согласующиеся с дилатантно-диффузионной моделью; эти процессы могут играть важную роль в распространении мелких трещин и подвижек. Система взглядов, подчеркивающих *неоднородность* строения земной коры и зон разломов, рассмотрена в работах [1, 4, 6—8, 13, 14] (так называемая модель шероховатости, или барьерная модель, основана на сходной точке зрения).

17.3. Краткосрочный прогноз

В однородных хрупких материалах, таких, как стекло, трещины появляются совершенно неожиданно. Однако в высшей степени вероятно, что в неоднородной земной коре трещины начинают распространяться весьма медленно, а затем в какой-то момент этот процесс приобретает необратимый взрывной характер. Различные явления, происходящие непосредственно перед землетрясением во время продвижения крупной трещины, представляют собой краткосрочные предвестники. Возможность

высокоточного прогноза землетрясений зависит от того, удастся ли наблюдать эти краткосрочные предвестники.

Вывод о том, являются ли наблюдаемые изменения непосредственными предвестниками землетрясения, образует основу краткосрочного прогноза. Сбор большого количества разнообразных данных на многочисленных пунктах наблюдения, анализ их пространственного распределения и изменений во времени обеспечивают важный материал для такой оценки. Следующий шаг — предсказание времени будущего землетрясения. Это самый важный элемент практического прогноза — необходимо дать прогноз с точностью до суток. Чтобы добиться этого, крайне важно выяснить временной ход развития явлений-предвестников перед самым землетрясением. Однако изменение во времени различных краткосрочных предвестников в разных случаях бывает различным, и наши знания в этой области крайне скудны. По-видимому, существует относительно устойчивая тенденция появления на одной площади одних и тех же предвестников. Поэтому результаты наблюдений, проведенных в данном районе во время предыдущего землетрясения, должны иметь важное значение для прогноза.

Для разработки более количественных прогнозов целесообразно использовать, как полагают, вероятностные методы. Уцу [15] и Аки [2] подсчитали вероятность правильного прогноза для случаев, когда наблюдаются независимые аномальные изменения и известна вероятность того, что эти аномальные явления предшествуют землетрясениям. Они показали, что вероятность прогноза резко возрастает при увеличении числа видов наблюдений. Однако в действительности вероятность того, что какое-то аномальное изменение является предвестником землетрясения, неизвестна. Поэтому в будущем необходимо дальнейшее накопление фактического материала.

Как говорилось выше, краткосрочные предвестники — это изменения, непосредственно предшествующие землетрясению и происходящие вследствие начавшегося скрытого развития крупной трещины. Если говорить конкретнее, то эти явления разделяются на следующие две категории.

17.3.1. Образование роев мелких трещин

Рои мелких трещин появляются в местах, где концентрируется напряжение, и в непосредственной близости от плоскости разрыва в очаге; их увеличение приводит к возникновению крупной трещины. В этом случае происходят предшествующие движения коры (сдвиговая деформация и дилатансия) и форшоки, сопровождающиеся различными другими явлениями.

17.3.2. Предваряющее землетрясение асейсмического скольжения

Предшествующие землетрясению подвижки развиваются постепенно, затем они лавинообразно ускоряются, и это приводит к мгновенной главной подвижке (т. е. к землетрясению). Характер развития этого процесса сильно зависит от неоднородного распределения прочности вдоль плоскости разрыва и от параметров, определяющих силу трения. В случае предваряющего асейсмического скольжения происходят и предваряющие смещения грунта, но высокой форшоковой активности, как правило, не наблюдается.

Эти изменения возникают перед самым землетрясением либо в очаговой области, либо вблизи нее, но имеются случаи, при которых деформации в очаговой области одновременно заметно проявляются и в отдаленных местах. Например, непосредственно предшествующие землетрясению изменения уровня подземных вод иногда наблюдаются в районах, далеко отстоящих от очаговой области. Вероятно, они возникают в особых местах (например, в местах концентрации напряжений), чувствительных к небольшим изменениям напряжения и имеющих тесную механическую связь с главным разрывом.

17.4. Региональные особенности явлений-предвестников и стратегия прогноза землетрясений

Если ненарушенный образец горной породы подвергнуть механическому воздействию, в нем возникают явления микродробления, постепенно усиливающиеся при повышении уровня напряжений. И наоборот, если напряжение приложить к образцам, подвергшимся раньше такому воздействию, то микротрещины не появляются до тех пор, пока не будет достигнут тот уровень напряжений, которым завершилось предыдущее испытание. Как только прежний уровень будет превышен, начнется образование новых трещин. В материаловедении это явление известно как эффект Кайзера. Несомненно, что тот же эффект в определенной мере возникает и в земной коре. Значит, если в каком-то месте, где долгое время не происходило сильных землетрясений, напряжение постепенно возрастает, то обстановка благоприятна для появления связанных с этим возмущений. Напротив, те места, где за короткое время неоднократно повторялись сильные землетрясения, по всей вероятности, окажутся нечувствительными к повышению напряжения.

Хайчэнское землетрясение в Китае было наиболее выдающимся землетрясением в этом регионе за всю документированную историю, и одна из причин, по которым там наблюдались разнообразные и весьма заметные долго- и краткосрочные предвестники, связана, вероятно, с этим обстоятельством

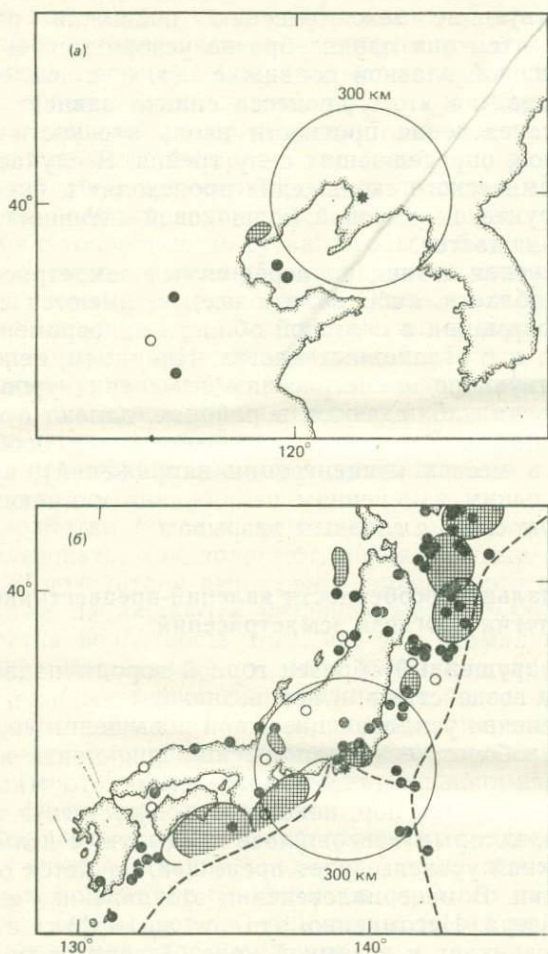


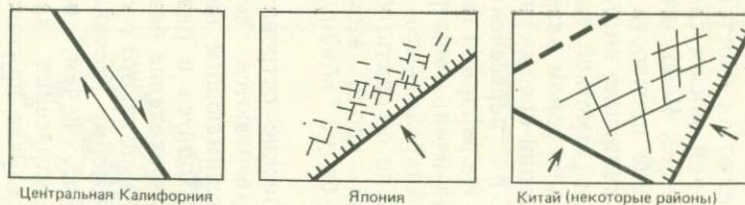
Рис. 17.1. Расположение эпицентров мелкофокусных сильных землетрясений ($M \geq 7,0$) в северо-восточном Китае (а) и Японии (б) за два прошлых столетия (светлыми кружками показаны землетрясения, происходившие в первое из этих столетий, черными кружками и заштрихованными овалами — землетрясения последнего столетия). Звездочками отмечены эпицентры Хайчэнского землетрясения 1975 г. ($M=7,3$, на схеме а) и землетрясения Идзу—Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$, на схеме б). Обратите внимание на низкую сейсмическую активность в районе, окружающем эпицентр Хайчэнского землетрясения.

(рис. 17.1). Пока неизвестно, сколь долго «помнит» земная кора историю прежних напряжений, но я хотел бы указать на возможность того, что на характер возникновения предвестников воздействует и *фактор времени*.

Я уже не раз указывал, что другой важный фактор, определяющий характер возникновения предвестников, — это *неоднородность* земной коры или плоскости разрыва. Как отмечалось в ч. I, в центральной Калифорнии проходит огромный, практически линейный разрыв (часть разлома Сан-Андреас), и движения по нему состоят преимущественно из простого скольжения вдоль плоскости разрыва. Нынешний эпизод такого движения продолжается в течение 10 млн. лет. Ясно, что плоскость разрыва здесь гладкая и распределение прочности вдоль нее также в целом однородное. Поэтому движение по разрыву происходит, вероятно, без сколько-нибудь заметной концентрации напряжений. Несомненно, на таком однородном разрыве трудно ожидать возникновения заметных явлений-предвестников. Однако участки искривления разрывов и их пересечения во всех областях к югу от центральной части Калифорнии имеют весьма сложное строение, так что обстановка вдоль зоны разлома меняется. Учитывая, что разлом Сан-Андреас — это отрезок активной границы плит, вполне можно ожидать, что при надлежащем сосредоточении наблюдений вдоль этого разлома какие-либо предвестники все-таки будут обнаружены (см. гл. 3).

В противоположность этому Японские острова располагаются вдоль зоны субдукции и подвергаются значительным возмущениям, вызванным высоким сжимающим напряжением. В целом можно считать, что они находятся в раздробленном состоянии. Как видно на рис. 8.3, распределение разрывов весьма сложное, а их размеры невелики. Для такого состояния среды характерны многочисленные «особые точки». В таких местах сосредоточивается напряжение, с чем, по-видимому, и связаны такие предваряющие землетрясения явления, как форшоки и движения коры. В этом случае причиной того, что целый ряд явлений-предвестников наблюдается только на сравнительно небольшой площади, соответствующей очаговой области и ее окрестностям, считается малый размер тектонических элементов.

На материковых пространствах Китая вследствие столкновения Индостана с Азиатским континентом на юге и сжатия с тихоокеанской стороны господствуют высокие сжимающие напряжения и создаются значительные возмущения. Система разрывов очень сложна, но тектонические элементы, как правило, отличаются большими размерами, так как они сформировались в континентальной коре. Здесь также считается, что напряжение концентрируется у особых точек и что это облегчает возникно-



	Центральная Калифорния	Япония	Китай (некоторые районы)
Тектоника	Граница плит (трансформный разлом)	Граница плит (зона субдукции)	Внутриплитовая (столкновение плит)
Напряжение	Сдвиг	Сжатие	Сжатие
Строение зоны разрывов	Простое; прямолинейный крупный разрыв	Сложное; мелкие разрывы	Сложное; крупные разрывы
Интервал повторения землетрясений	Короткий или умеренный	Короткий или умеренный	Длительный
Предвестники	Мало	Значительные, на малой площади	Значительные, на большой площади

Рис. 17.2. Упрощенные схемы тектоники и характер явлений-предвестников в центральной Калифорнии, Японии и Китае. (Из работы Моги — см. [13] в гл. 16.)

вление явлений-предвестников. Имеется много сообщений о том, что как на территории Китая, так и в Средней Азии предвестники наблюдались на исключительно больших расстояниях, и это можно интерпретировать как следствие того, что крупные континентальные структуры способны передавать возмущения в очень отдаленные районы.

На рис. 17.2 приведены упрощенные тектонические схемы и различные особенности предвестников землетрясений для центральной Калифорнии, Японских островов и материковой территории Китая, т. е. для областей, различных по тектоническому строению. Прогноз землетрясений должен учитывать эти региональные различия и разрабатываться на основе выбора правильной стратегии, подходящей для каждого отдельного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aki K.* Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140—6148, 1979.
2. *Aki K.* A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In "Earthquake Prediction". Maurice Ewing Series IV (D. W. Simpson and P. G. Richards, eds.), pp. 566—574, 1981.
3. *Fujii Y.* Pre-slip as forerunner of earthquake occurrence. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 127—137 [in Japanese], 1977.
4. *Kanamori H.* Seismicity and earthquake prediction examples in southern California. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1980, pp. 163—174 [in Japanese], 1980.
5. *Kanamori H.* New view of earthquakes. In "Physics of the Earth" (S. Aki-moto, ed.), pp. 279—303. Maruzen, Tokyo [in Japanese], 1982.
6. *Katsumata M., Yoshida A.* Change in seismicity and development of the focal region. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **31**, 15—32, 1980.
7. *Mogi K.* Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **40**, 125—173, 1962.
8. *Mogi K.* Seismic activity and earthquake prediction. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1976, pp. 203—214 [in Japanese], 1977.
9. *Mortensen C. E., Johnston M. J. S.* Anomalous tilt preceding the Hollister earthquake of November 28, 1974. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3561—3566, 1976.
10. *Rikitake T.* Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence. *Tectonophysics*, **26**, 1—21, 1975.
11. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**, 803—809, 1973.
12. *Tsuboi C.* Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. *Jpn. J. Astron. Geophys.*, **10**, 93—248, 1933.
13. *Utsu T.* A hypothesis explaining the course of seismic activity and precursory phenomena. *Abstr., Seismol. Soc. Jpn.*, 1979, No. 1, p. 159 [in Japanese], 1979.
14. *Utsu T.* Problems associated with earthquake prediction — general remarks and some topics. *Proc. Earthquake Predict. Res. Symp.*, 1980, pp. 199—205 [in Japanese], 1980.
15. *Utsu T.* Probabilities associated with earthquake prediction and their relationships. *Earthquake Predict. Res.*, **2**, 105—114, 1983.

Указатель землетрясений

(в хронологическом порядке; даты указаны в последовательности: год, месяц, день)

Землетрясения в Японии и вблизи нее (японское центральное стандартное время)

1498	9	20	Мейо 288	1931	9	21	Зап. Сайтама 101
1605	2	3	Босо-оки (Босо-оки — Нанкайдо), эра Кейтё 336	1933	3	3	Санрику-оки 83, 98— 100, 132, 137
1703	12	31	Канто, эра Генроку 305, 333, 336, 340	1934	3	21	Минами — Идзу 149, 200, 205
1707	10	28	Токайдо — Нанкайдо, эра Хозэй 22, 288, 305, 310	1936	11	3	Кинкадзан-оки 100, 188, 191
1793	2	8	Адзигасава, эра Кан- сей 52	1936	12	27	Нидзима 120
1802	12	9	Оги (Садо), эра Кёва 52	1938	11	5	Фукусима-кен-оки 47, 100, 343
1804	7	10	Кисиката, эра Бунка 52	1939	5	1	Ога-ханто 264
1854	12	23	Токайдо, эра Ансей 288, 294, 306	1943	8	12	Тадзима 101
1854	12	24	Нанкайдо, эра Ансей 22, 288, 290, 294, 305, 310	1943	9	10	Тоттори 72, 108, 149
1855	11	11	Эдо, эра Ансей 335	1944	12	7	Тонанкай 30, 46, 106— 108, 288, 289, 294—304, 311, 343
<i>Эра Мейдзи (1868—1912 гг.)</i>				1945	1	13	Микава 108
1872	3	14	Хамада 52, 65	1946	12	21	Нанкайдо 21—25, 46, 66, 102—110, 165, 288, 310
1891	10	28	Ноби 106, 310, 311	1948	6	28	Фукуи 108, 149
1894	3	22	Немуро-оки 180	1949	12	26	Имайти 56
1894	6	20	Токио 335, 344	1952	3	4	Токати-оки 92, 110, 134, 180
1896	8	31	Рикуу 120	1952	7	18	Иосино 72
1905	6	2	Гейё 106	1953	11	26	Босо-оки 133—136, 336, 343
1909	3	13	Босо-оки 336, 343	1956	9	30	Сироси 101
<i>Эра Тайсё (1912—1926 гг.)</i>				1957	11	11	Нидзима 120
1923	9	1	Канто 46, 67, 78, 100, 110, 148, 253, 305, 317, 333, 336, 340—344	1958	11	7	В море вблизи о. Иту- руп 131
<i>Эра Сёва (1926—...)</i>				1961	8	19	Кита-мино 56
1927	3	7	Танго 51, 108	1962	4	30	Сев. Мияги 101
1927	10	27	Секихара 55, 56	1963	10	13	В море вблизи о. Иту- руп 131, 183
1930	3—5		Рои Ито 211, 232	1964	6	16	Ниигата 16, 41, 55—63
1930	11	26	Кита — Идзу, 101, 120, 128, 138, 166, 211, 253, 258	1965—1967			Рой Маусиро 72, 147, 175
1931	3	9	Хатиннохе-оки 98	1968	2	21	Эбино 124
1931	9	16	Вост. Яманаси 101	1968	4	1	Хьюга-нада 47
				1968	5	16	Токати-оки 47, 189
				1968	8	18	Вати 125, 197
				1969	8	12	В море вблизи о. Ши- котан 179, 180
				1969	9	9	Гифу-кен-гюбу 56

1970	10	16	Юго-вост. преф. Акита 56, 101			210, 215—233, 248, 258, 370	
1972	2	29	Хатидзёдзима-тохо-оки 202	1978	6	4	У влк. Санбеяма, центр. Симане 101, 111
1972	12	4					
1973	6	17	Немуро-ханто-оки 47, 92, 96, 112, 179—186	1978	6	12	Мияги-кен-оки 47, 112, 187—194, 339
1974	5	9	Идзу-ханто-оки 178, 202—209, 257, 317	1978	11—1979	5	Рои Ито (Ито- оки) 233
1975	1	23	Асо 101, 124	1979	7	13	Сухо-нада 101
1975	4	21	Онта 101	1980	6	29	Идзу-ханто-тохо-оки 138, 178, 227, 234—249, 258
1976	2	9	Идзу — Хоккава 220				
1976	6	16	Вост. Яманаси 124	1982	3	21	Уракава-оки 264
1976	8	18	Кавадзу, Идзу 212, 220	1983	5	26	Японское море 57, 138, 178, 182, 262—283
1978	1	14	Идзу — Осима-кинкай 16, 124, 125, 142, 147,	1983	10	31	Тоттори 101

Землетрясения за пределами Японии (мировое время)

1857	1	9	Форт-Техон, Калифор- ния 37, 160	1966	4	25	Ташкент, Узбекская ССР 157
1906	4	18	Сан-Франциско, Кали- форния 110, 111	1971	2	9	Сан-Фернандо, Кали- форния 130
1908	12	28	Мессина, Италия 93	1975	7	28	Хайчэн, пров. Ляонин, Китай 16, 105, 124, 150, 157, 285, 369, 370
1934	6	7	Паркфилд, Калифор- ния 36—38	1975	11	30	Калапана, Гавайи, США 229
1939	12	26	Эрзинджан, Турция 98	1976	7	28	Таншань, Китай 153
1952	7	21	Керн-Каунти, Калифор- ния 130	1978	11	29	Оахака, Мексика 112— 115, 283
1957	3	9	Алеутские о-ва, Аляс- ка 95	1979	6	2	Зап. Австралия 74
1960	5	22	Чили 83, 131	1979	8	6	Койоте-Лейк, Калифор- ния 16, 32
1964	3	28	Аляска 41, 95	1980	5	(25)	Маммот-Лейк, Кали- форния (несколько толчков) 112
1965	2	4	о-ва Крысьи, Алеут- ские о-ва, Аляска 95, 131	1983	5	2	Коалинга, Калифорния 138, 164
1966	2	5	Кремаста, Греция 125				
1966	6	27	Паркфилд, Калифорния 36—38				

Предметный указатель

- Активные вулканы 164
— разломы *см.* Разломы активные
Активный период 23, 84, 90—92
Акустическая эмиссия (АЭ) 13, 26,
27, 126—129, 172
Альпийско-Гималайский сейсмиче-
ский пояс 82, 88
Аляска — Алеутские острова — Ку-
рильские острова — Камчатка
(сейсмический пояс) 90, 94
Аномальное поднятие 16, 57—64,
209/215, 223, 253—259
Асейсмичное проскальзывание *см.*
Скольжение асейсмическое
Асейсмичные области 116
Афтершоки 94—96, 100, 110, 124,
147, 182, 205, 243, 266
- Береговые террасы 166
- Вадати — Бенъоффа* зоны 82, 133,
190, 314, 347
Вариометр электрического сопротив-
ления 209
Векторы смещения 43
Вероятность возникновения земле-
трясения 168, 169, 180, 320, 364,
368
Вертикальные движения 52, 55, 64,
296, 307
Вихерга сейсмографы 78
Возможность прогноза землетрясе-
ний 26, 293
Времени землетрясения оценка 20,
25, 165—169
- Вулкан Идзу — Осима (Михараяма)
208, 209, 228, 249
Вулканическое дрожание 208
Вулканы 229
Высокочастотные сейсмические вол-
ны 174, 235—247
Вязкое течение 366
Вязкоупругие свойства 104
- Гарм (район), СССР 14, 15, 152
Геодезические измерения 41, 51, 189
Геодиметр 51, 68, 262, 321
Геомангнитного поля короткопериод-
ные вариации 148
Геомангнитное поле 147, 228
Геоэлектрические токи 149
Геоэлектрический потенциал 149
Гидроразрыва метод *см.* Напряже-
ний измерения
Гидрофоны 235, 245
Гипотеза о землетрясении в заливе
Суруга 290
— о 69-летнем цикле 339
Горизонтальная деформация 48, 308,
353
Горизонтальные движения 42, 237
Горячие источники 156
Границы плит 45, 49, 82, 88—92,
332, 362
Грунтовые воды 156—159, 224, 326
температура 156, 225, 248, 326
уровень 117, 154, 156, 225, 326,
369
химические компоненты 157, 199,
326
Гутенберга — Рихтера формула 127

- Давление поровых флюидов 117, 172, 367
 Датчики деформации 29
 Движения земной коры 42, 64, 131, 209, 223, 264, 281, 296, 351, 364
 Двойной сдвиговой нагрузки метод 32
 Деформации временные изменения 29, 30, 33—37, 303, 362
 — измерение 29, 32, 39, 51, 224
 — коры непрерывные наблюдения 29, 68—74, 325, 327, 353
 — фронт 104
 Деформация горизонтальная *см.* Горизонтальная деформация
 — неупругая сдвиговая 136
 — предельная 51, 180, 312, 320, 364
 — сдвиговая 18, 48
 Деформографы (деформометры) 70, 156, 223, 356
 Дилатационное упрочнение 117
 Дилатансия 15, 140, 368
 — анизотропная 140
 — сухая 118
 Дилатантная модель 60, 64, 255, 365—367
 Дилатантно-диффузионная модель 15, 152, 232, 365, 367
 Длительность предвестников 115—116
 — существования сейсмической брешы второго рода 115, 116
 Долгосрочное предсказание 6, 25, 51, 52, 74, 110, 138, 161, 165, 231, 320—325, 364
 Донные сейсмографы 324
 Евразийская плита 19, 332
 Зависимость частоты повторения землетрясений от магнитуды 127
 Закон о крупномасштабных мерах защиты от землетрясений 10, 286, 291, 293
 Залечивание плоскостей разрывов 175
 Затишья зона *см.* Сейсмическая брешь второго рода
 — период *см.* Спокойные периоды
 Землетрясения на суше 23—25 ,
 Идзу — Осима (Михараяма) *см.* Вулкан Идзу — Осима (Михараяма)
 Идзу (район) 93, 115, 122, 200—259, 310, 316
 Интенсивность сотрясений 187, 337, 339
 Интервал между сильными землетрясениями 20—25, 184
 — повторяемости *см.* Повторяемость сильных землетрясений
 Иродзакис (разлом) 204, 214, 223, 317
 Искусственные землетрясения 127, 171, 228
 Исторические материалы по землетрясениям 339—344, 369
 История возникновения землетрясений 165
 — прежних напряжений 371
Кайзера эффект 369
 Карта сейсмического риска 169
 Кольцевая сейсмичность 110—120, 189, 208, 343
 Координационный комитет по предсказанию землетрясений 177, 179, 200, 211, 253, 262, 264, 288, 291, 325
 Краткосрочный прогноз 150, 154, 230, 321, 322, 367
 Кривая частоты повторяемости формошоков 123
 Крип на разломе 37, 60, 97, 164, 174
 Круглосуточный мониторинг 215, 325
 Курильский желоб 182, 331
 Магма 209, 256
 Магматическая головка 209
 Магнитометр протонный 147
 Магнитуда 116
 Канамори 83, 84, 87

- локальная 112
 по объемным волнам 115
 Рихтера 83
 Мареографические наблюдения *см.*
 Приливные наблюдения
 Межплитовые землетрясения 105
 Место будущего землетрясения 364
 Механизм очага землетрясения 20,
 136, 181, 244—246, 312
 Миграция сейсмической активности
 70, 77, 97—105, 201, 250, 274, 363
 Мигрирующая деформация коры 70
 Микроземлетрясения 78—80, 191, 196,
 317, 319, 344—349
 Микросейсмы 208
 Микротрещины 13, 26, 27, 39, 125,
 140, 369
 Михараяма (вулкан) *см.* Вулкан Идзу — Осима (Михараяма)
 Множественных фиксированных точек метод 49, 288
 Модели зависимости подвижки от времени 20—23, 25, 169
 Модель барьерная 173, 367
 — шероховатости 117, 173, 367
 Модельные эксперименты 173
 Морфология сбросовых уступов 166
- Надвиги пологие** 20, 45, 136, 181, 191,
 265, 317
Наклон земной поверхности 30, 73,
 279, 303, 327
Наклона временные изменения 304
Наклономерные наблюдения 53—55,
 72, 345
Наклономеры
 водотрубные 69, 72, 280, 324
 Исимото кварцевые 69
 маятниковые 69, 72
 с длинными водяными трубами 70,
 328
 скважинные 70
Найкай (прогиб) 20, 21, 24, 25, 106,
 162, 165, 294, 310, 336
Напряжение сброшенное 22
- Напряженный измерения** 75
 — концентрация 28, 31, 108, 131,
 366, 371
Напряжения в земной коре 74, 140,
 306
 — временные изменения 21—23, 25
 — предельные 25, 312, 320
Неоднородность материала 5, 27,
 28, 38, 122, 172, 367, 371
 — плоскости разрыва 29—31, 38,
 117, 371
Неоднородный хрупкий материал 22,
 27, 171
Нивелирные ходы первого класса 54
Нивелирование 53—64, 233, 264,
 295—308, 321—323, 327, 355
- Однородные материалы** 26—27
Оползни 239
Очаговая область 235
Ошибки измерений при нивелировании 61, 64
- Параметр *b*** 127—129, 139, 140, 172,
 220
 — *m* 128. *См. также* Параметр *b*
Перераспределение напряжений 258
Переход от хрупкого состояния к пластическому 171
Пластическая деформация 12, 171
Повторяемость сильных землетрясений 23, 105, 106, 127, 165—169,
 175, 295, 336, 362, 372
Поднятие земной коры 22, 54—56, 62,
 280, 303
 в районе Палмдейла, Калифорния
 64
 перед землетрясением Нингата 55,
 57—64
 п-ова Босо 333—335
 п-ова Идзу 211, 215, 233
 связь с роями землетрясений 211,
 212
- Предвестники землетрясения** 13—17,
 28, 32, 38, 73, 117, 137, 146, 232,
 246—249, 282, 293

- долгосрочные 206, 212, 267, 279, 281—283, 322, 364
 краткосрочные 208, 220, 265, 283, 367
- Предсказание времени землетрясения 181, 293, 298, 322, 327, 336, 365, 368
- Прерывистое скольжение 28, 29, 32, 35, 37, 172, 175
- Приливные наблюдения 53, 65—67, 210, 234, 280, 306, 309, 355
- Прочность земной коры 74
- Радона концентрация 15, 157—159, 225, 326
- Разгрузки метод *см.* Напряжений измерения
- Разломы
 активные 161—169, 195, 248, 358
 взбросы и надвиги 160, 162, 321
 сбросы 100, 137, 162
 сдвиги 98, 160, 162, 166, 242, 258
 сейсмогенные 20, 21, 25, 28, 29, 38, 242, 244
 — подводные 243
 трансформные 82
- Разрушительные землетрясения 23, 160, 340
- Разрыв искусственный 28
 — основной (сейсмический) 25—27, 131, 172, 247, 369
- Региональные особенности предвестников 369
- Рельеф морского дна 19, 245, 315—319
- Рои землетрясений 97, 111, 119, 127—129, 137—140, 147, 203, 205, 232, 248, 275
 — взрывного типа 232, 234
 — Ито 204, 211, 233—235, 248, 253—259
 — Маусиро 72, 147, 175
- Сагами (прогиб) 38, 253, 332, 333
- Сан-Андреас (разлом) 16, 21, 31, 38, 49, 97, 138, 164, 166—169, 175, 371
- Сейсмическая активность 80, 83, 107, 113, 220, 250
 — — аномальная 200, 206
 — зона наклонная (глубинная) *см.* Вадати — Беньоффа зоны
- Сейсмические бреши 78, 93, 251
 второго рода 96, 109—119, 188, 197, 213, 268, 273, 364
 первого рода 93—97, 114, 179, 273, 305, 363
 — катастрофы 84
 — пояса 80—82, 90, 331—333
- Сейсмический момент 83, 84, 265
 — цикл 106
- Сейсмическое затишье *см.* Сейсмическая брешь второго рода
- Сейсмической активности изменения 23—25, 77, 83, 86—92, 102, 189, 196, 338
 — — типы 123, 173
 — энергии высвобождение 84, 88
- Сейсмографы 78
- Сейсморазведка 317, 358
- Сейсмофокальная плоскость *см.* Вадати — Беньоффа зоны
 — — двойная 190, 347—349
- Силы тяжести измерения 211, 219
- Скважинные измерения деформации 70
 — наблюдения глубинные 337, 345, 350, 351
- Скольжение асейсмическое 39, 60, 74, 97, 118, 281, 366, 369
 — локальное 34—36
 — с трением 170, 171, 174, 184
- Скорости сейсмических волн 14—16, 117, 140—142, 228, 365, 367
- Смещение ландшафта по разломам 166
- Спокойные периоды 22, 212
- Степень трещиноватости (раздробленности) коры 122, 174
- Стратегия предсказания землетрясения 40, 285, 320, 373
- Структурные блоки 95
- Субдукция 18—20, 82, 108, 112, 136, 289, 312—317, 320, 331, 348, 371

- Суруга (залив) 288—290, 305, 309, 314, 319
 — (прогиб) 38, 52, 214, 288—290, 305—319, 336
- Тектоника плит 18, 257, 310, 332, 333, 335, 348
- Телеметрия 78, 345
- Теллурические токи 197—199
- Тихоокеанская плита 19, 332
- Тихоокеанский сейсмический пояс 80, 91, 165, 333
- Токай (район) 47, 54, 109, 178, 288
- «Токайское землетрясение» 52, 96, 109, 286
 вероятность возникновения 305—312
 возможность предсказания 293—305
 механизм очага 312
 оценка времени 305
- Токио (район) 162, 330—360
- Траншей метод 166
- Трение на плоскости разрыва 29—32
- Трехосное сжатие 140, 160
- Трещины возникновения 13, 18, 25, 27, 28, 74, 367
 — мелкие 366
 — сдвига 175
- Триангуляция 42—46, 49, 286, 323, 352
 сеть первого класса 43
- Трилатерация *см.* Триангуляция
- Три типа последовательностей землетрясений 173
- Фактор времени 371
- Физика разрушения 12—13, 26, 129, 140, 151, 160. *См также* Эксперименты по разрушению
- Филиппинского моря плита 19, 214, 316, 332
- Форма записи высокочастотных землетрясений 241, 244
 многофазное колебание 245
 одиночная волна 244, 245
 — сейсмических волн 128—130, 223, 266
- Форшоки 16, 32, 36—40, 108, 118—137, 140, 220, 285, 371
 в строгом смысле слова 119—131
 в широком смысле 119, 120, 124
 глубокофокусные 131—137
 непрерывного типа 124
 повторяемость *см.* Кривая частоты
 повторяемости форшоков
 прерывистого типа 124, 212
- Хлорид-иона содержание 159, 199
- Хрупкие материалы 12, 26, 27, 170, 367
- Цунами 94, 264, 265, 290
- Четвертичный вулканизм 122
- Шельф 315
- Эксперименты по разрушению 160, 170—175, 236
- Экстензометры 69, 72, 154
- Электрическое сопротивление 151—154, 208, 226, 249
- Электромагнитная эмиссия 150
- Ямасаки (разлом) 150, 159, 178, 194—199
- Японская программа работ по прогнозу землетрясений 9, 41, 42, 74, 200

Оглавление

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие автора к русскому изданию	8
Предисловие	9
Часть I. Физические основы прогноза землетрясений	12
Глава 1. Пессимизм и оптимизм в отношении к прогнозу землетрясений	12
Глава 2. Физические процессы, ведущие к землетрясениям	18
Глава 3. Механизм возникновения предвестников и возможность прогноза землетрясений	26
Часть II. Состояние исследований по прогнозу землетрясений	41
Глава 4. Движения земной коры	42
4.1. Горизонтальные движения	42
4.2. Вертикальные движения	52
4.3. Деформации коры, обнаруживаемые непрерывными наблюдениями	68
4.4. Напряжения в земной коре	74
Глава 5. Землетрясения	77
5.1. Сейсмические пояса и активные периоды	80
5.2. Сейсмические «брешии» первого рода	93
5.3. Миграция сейсмической активности	97
5.4. Сейсмичность до и после сильнейших землетрясений	105
5.5. Сейсмические «брешии» второго рода и кольцевая сейсмичность	110
5.6. Форшоки	118
5.7. Рои землетрясений	137
5.8. Изменения скорости сейсмических волн	140
Глава 6. Геоэлектричество и геомагнетизм	146
6.1. Геомагнетизм	147
6.2. Геоэлектрические токи	149
6.3. Электромагнитная эмиссия	150
6.4. Электрическое сопротивление	151
Глава 7. Гидрогеологические и геохимические изменения	156
7.1. Уровень и температура грунтовых вод	156
7.2. Химические компоненты	157
Глава 8. Активные разломы	160
8.1. Активные разломы как ослабленные зоны в земной коре	160
8.2. Повторные подвижки по разломам и долгосрочное прогнозирование землетрясений	165

Глава 9. Разрушение горных пород	170
Часть III. Основные вопросы прогноза землетрясений: сообщения из Японии	177
Глава 10. Землетрясение Немуро-ханто-оки 1973 г. ($M=7,4$)	179
10.1. Предсказания перед землетрясением	179
10.2. Основные черты землетрясения	181
10.3. Дискуссия после землетрясения	183
Глава 11. Землетрясение Мияги-кен-оки 1978 г. ($M=7,4$)	187
11.1. Предсказания перед землетрясением	187
11.2. Предшествующие явления	189
11.3. Дискуссия после землетрясения	191
Глава 12. Разлом Ямасаки как испытательный полигон	194
Глава 13. Землетрясения в районе Идзу	200
13.1. Введение	200
13.2. Землетрясение Идзу-ханто-оки 1974 г. ($M=6,9$)	202
13.3. Начало аномального поднятия коры на востоке полуострова Идзу	209
13.4. Землетрясение Идзу — Осима-кинкай 1978 г. ($M=7,0$)	215
13.5. Землетрясение Идзу-ханто-тохо-оки 1980 г. ($M=6,7$)	234
13.6. Особенности современной активности земной коры и рассуждения о будущей активности	250
Глава 14. Япономорское землетрясение 1983 г. ($M=7,7$)	262
14.1. Обстановка перед землетрясением	262
14.2. Землетрясение и его предвестники	264
Часть IV. Стратегия предсказания землетрясений	285
Глава 15. Предсказание землетрясения в районе Токай	286
15.1. Происхождение и развитие проблемы «Токайского землетрясения»	286
15.2. Возможность предсказания Токайского землетрясения	293
15.3. Вероятность возникновения Токайского землетрясения	305
15.4. Механизм очага землетрясения	312
15.5. Система наблюдений в районе Токай	320
Глава 16. Проблема предсказания землетрясений в районе Токио	330
16.1. Важность и особые трудности прогноза землетрясений в районе Токио	330
16.2. Долгосрочные вариации сейсмической активности в Токийском районе	338
16.3. Современное состояние наблюдений и будущие проблемы	344
Глава 17. Долгосрочное предсказание и краткосрочный прогноз землетрясений	362
17.1. Предсказания на отдаленное будущее	362
17.2. Долгосрочное предсказание	364
17.3. Краткосрочный прогноз	367
17.4. Региональные особенности явлений-предвестников и стратегия прогноза землетрясений	369
Указатель землетрясений	374
Предметный указатель	376

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просьба присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, изд-во «Мир».

Научное издание

Киѐо Могн

ПРЕДСКАЗАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский
Старший научный редактор В. А. Паптаева
Художник Ю. С. Урманчев
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технический редактор З. И. Резник
Корректор В. И. Киселева

ИБ № 6365

Сдано в набор 11.02.88. Подписано к печати 9.06.88.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага кн.-журн. сыкт. Гарнитура
латинская. Печать высокая. Объем 12 бум. л. Усл.
печ. л. 24. Усл. кр.-отт. 24. Уч.-изд. л. 24,53.
Изд. № 5/5396. Тираж 2950 экз. Зак. 108.
Цена 4 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР». 129820, ГСП, Москва, И-110,
1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам изда-
тельств, полиграфии и книжной торговли. 113105,
Москва, Нагатинская ул., д. 1.



4967