СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЕГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЕГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР *В. П. Солоненко*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1977



УДК 550.34(571.5)+551,243+550+312+551.24

В монографии описаны результаты многолетних комплексных сейсмогеологических, сейсмических и геофизических исследований Восточной Сибири, направленных на обоснование карты ее сейсмического районирования. Приводятся генетическая классификация остаточных сейсмогенных деформаций земной коры и основы палеосейсмогеологического метода — определения места и интенсивности сильных землетрясений. Рассматриваются вопросы прогноза землетрясений, сейсмическое районирование и особенности проявления землетрясений в условиях вечной мерзлоты.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области сейсмогеологии, сейсмологии, региональной геофизики, инженерной геологии и может быть использована проектными организациями.

С $\frac{20802-896}{055(02)-77}$ 86—77

© Издательство «Наука», 1977.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Последняя официальная карта сейсмического районирования Восточной Сибири составлена в 1962 г. (Солоненко В., 1963а, 1968а). С того времени накоплен обширный фактический материал, прямо или косвенно выясняющий условия проявления землетрясений в Восточной Сибири, прежде всего в ее наиболее высокосейсмичной части — Байкальской рифтовой зоне.

Для геолого-геофизического обоснования сейсмического районирования проведен всесторонний анализ сейсмологических, геофизических и геологических данных. Он показал, что далеко не всегда по этим группам данных можно получить однозначную или близкую к действительной оценку возможного уровня сейсмичности того или иного района. Поэтому в предлагаемой работе неизбежны некоторые противоречия, устранение которых станет возможным после многолетних инструментальных наблюдений.

Вместе с тем сейсмические события 1962—1975 гг. подтвердили карту сейсмического районирования 1962 г.: она не потребовала принципиальной переработки, т.е. подтвердилась действенность методических основ, на которых она базировалась — совместного анализа сейсмологических, геофизических, сейсмогеологических и палеосейсмогеологических данных.

Настоящая работа выполнялась, с одной стороны, как раздел общесоюзной темы «Сейсмическое районирование территории СССР», а с другой — как разработка темы «Сейсмическое районирование на палеосейсмогеологической основе» [1], порученной Институту земной коры Государственным комитетом СМ СССР по науке и технике в 1968 г. В связи с этим в монографии выделен специальный раздел, посвященный палеосейсмогеологическому методу, что не должно рассматриваться как показатель основной роли этого метода в сейсмическом районировании. Объективное решение такой сложной проблемы возможно только на основе комплексных сейсмо-

[1] Предусматривалось не только сейсмическое районирование Восточной Сибири на палеосейсмогеологической основе, но и проверка применимости палеосейсмогеологического метода в условиях сжатия земной коры. Последняя сделана на примере Большого Кавказа, где в 1970—1972 гг. проведены специальные исследования, результаты которых изложены особо.

логических, сейсмогеологических и геофизических данных, не конкурирующих, а подкрепляющих друг друга. Поэтому в выполнении данной работы принимали участие не только сейсмогеологи, но и сотрудники всех лабораторий геофизического отдела Института земной коры : сейсмогеологии (В. П. Солоненко, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских, Р. А. Курушин, В. В. Николаев, М. Г. Демьянович, С. В. Ласточкин), региональной сейсмичности (С. И. Голонецкий), сейсмологии (В. М. Кочетков, Л. А. Мишарина, А. В. Солоненко), геофизических исследований земной коры (Ю. А. Зорин, М. Р. Новоселова) и инженерной сейсмологии (О. В. Павлов, Н. Е. Зарубин). Кроме названных ответственных исполнителей, в работе принимали участие А. Д. Абалаков, Н. С. Боровик, К. И. Букина, Л. Г. Евстигнеева, В. М. Жилкин, Л. Р. Леонтьева, Г. Е. Мыльникова, Ф. А. Новомейская, А. Д. Сарапулов, Р. М. Семенов, Н. В. Солоненко, В. И. Татарникова, Э. А. Третьяк, Е. В. Фомина А. В. Чипизубов. Магнитуды землетрясений переопределены В. В. Кисловской (Институт физики Земли АН СССР).

Глава I

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

Опыт — это основа основ познания мира.

Рожер Бэкон. Большой труд

Для практики самый важный результат сейсмологических исследований — определение места и возможной повторяемости сильных, особенно максимальных, землетрясений.

Неоценимое значение могло бы иметь предсказание точного времени землетрясения, его места и интенсивности. Однако решение этой проблемы, если она вообще когда-либо будет решена, дело неопределенного будущего. Землетрясение — процесс геологический. Основываясь же на физике землетрясений и на изменениях в земной коре в связи с ними, т. е. на следствии сейсмогенных процессов, а не на причине их, не учитывая несоизмеримости масштаба геологического и человеческого времени, можно легко принять желаемое за действительное.

Причины сильных землетрясений нам вообще неизвестны. О них можно только делать предположения более или менее обоснованные геофизическими данными. Схема, на которой основываются почти все сейсмологические разработки, разлом — землетрясение обезглавлена. В действительности же, это лишь следствие глубинных процессов, которые обусловливают напряженное состояние больших объемов земной коры или верхов верхней мантии и земной коры, а разрядка основной части (а не всей) накопившейся избыточной энергии происходит путем движения блоков земной коры, прежде всего и наиболее контрастно — по разломам, но далеко не исключительно только по ним.

Инструментальные сейсмостатистические данные, широко используемые в последние годы для различного рода прогнозов (повторяемости землетрясений, сейсмической активности, максимальных землетрясений, сотрясаемости и т. д.), при несомненной высокой своей значимости, часто не дают надежных решений задач. Будучи изначально объективными при обработке, для согласования с макросейсмической статистикой их приходится подвергать субъективной сортировке (например, исключать из обработки афтершоки, группы, рои землетрясений и т. п.). При этом, особенно для высокоактивных районов, обычно нельзя сказать, когда кончаются афтершоки и устанавливается нормальный сейсмический режим.

Что такое нормальный сейсмический режим — тоже неизвестно. Под ним можно было бы понимать такое сочетание частоты и энергетической классности землетрясений, которое позволяло бы на графиках повторяемости получать истинную повторяемость сильных землетрясений и предельную их интенсивность. Но для этого нужно располагать надежными сейсмостатистическими данными для внутриконтинентальных сейсмических районов не менее чем за 500—600 лет и даже для наиболее сейсмоактивных зон не менее чем за 150—400 лет.

Более того, комплексные палеосейсмогеологические и сейсмологические исследования в Байкальской рифтовой зоне показали, что «нормальный» сейсмический режим — это лишь эпизод в деятельности конкретных

сейсмогенных структур.Она обычно развивается по следующим стадиям: 1) (необязательная)—форшоки; 2) сильное землетрясение; 3) активная сейсмическая деятельность (афтершоки); 4) спад сейсмической активности; 5) длительное (минимум десятки, иногда сотни лет) затишье; 6) возрождение сейсмической деятельности; 7) кратковременное (годы, может быть первые десятки лет) затишье; 8) снова первая или вторая стадия.

«Нормальный» сейсмический режим возможен только в течение части отрезка времени шестой стадии, а продолжительность стадий (за исключением второй, кратковременной) известна очень приближенно или неизвестна. Поэтому определение повторяемости сильных землетрясений, не говоря уже о верхнем их уровне, по кратковременным инструментальным наблюдениям для конкретных сейсмогенных морфоструктур —дело безнадежное [1].

Если для районов со значительным сейсмостатистическим материалом за сотни лет, а то и за одно-два тысячелетия сейсмологическими методами можно дать более или менее правильную оценку практически важных параметров сейсмичности, то для оценки сейсмической опасности ранее необжитых и сейсмически (инструментально) неизученных территорий на первое место выходят сейсмогеологические методы. История их разработки длительная, но здесь мы не можем на ней задерживаться.

Наиболее популярны в настоящее время историко-структурный (Горшков, 1949; Белоусов, 1954; Петрушевский, 1955, 1957), сейсмотектонический (Губин, 1950, 1953, 1960), тектонофизический (Гзовский, 1957, 1963; Гзовский и др., 1958, 1960, 1973) и палеосейсмогеологический (Флоренсов, 1960б; Солоненко В., 1959, 1962б, 1963а, б, 1966, 1970а, б, 1973а—в) методы. Каждое из этих направлений является составной частью единого сейсмогеологического или, вернее, геолого-геофизического метода прогнозирования места, интенсивности и повторяемости сильных землетрясений и имеет свои достоинства и недостатки.

Историко-структурный метод, плодотворный при анализе глобальных или региональных закономерностей сейсмических проявлений, при сейсмическом районировании часто сталкивается с непреодолимыми трудностями, что отмечает и один из основоположников метода: «В процессе работ выяснились довольно определенные ограничения возможностей историко-структурного анализа для целей сейсмического районирования. Было установлено, что нахождение связей между сейсмичностью и геологическими особенностями обычно возможно только в обобщенном виде» (Петрушевский, 1976, с. 69).

Возможности сейсмотектонического метода существенно ограничены сейсмостатистикой. Для прогноза силы толчков необходима «экстраполяция зарегистрированной сейсмичности из одной зоны в другую, соседнюю, однородную» (Губин, 1971, с. 11). Для правильной оценки максимально возможной интенсивности землетрясений необходим надежный сейсмостатистический материал за сотни лет. Последние же исследования (частью с использованием палеосейсмогеологического метода) показывают, что для конкретного сейсмоопасного района, даже в наиболее сейсмоактивных зонах, для накопления энергии землетрясений высшей для этих зон балльности требуется длительное время: 110 лет на Мурото, 140 лет на Канто (Sassa, 1951; Сигимура, 1968), 150 лет в зоне Анатолийского разлома (Ambraseys, 1970), 400 лет на Аляске (Hansen e. a., 1966; Плафкер, 1968). Сведения за такие отрезки времени (их, естественно, необходимо принимать как средние, условные) могут быть только для отдельных древних

[1] В значительной по площади (десятки — сотни тысяч квадратных километров) сейсмогенной зоне со многими более или менее однотипными сейсмогенными морфоструктурами, естественно, происходит осреднение сейсмического режима, и по графикам повторяемости можно получить более или менее верное представление о повторяемости сильных землетрясений (но не о верхнем их уровне) для зоны в целом.

культурных центров, и то с существенными пробелами за время социально-политических потрясений, пандэмий и других бедствий, и не охватывают необжитые или малообжитые районы, скудны для территорий, где накоплению данных препятствовали религиозные предрассудки (например, на землях буддистов-махаяналамаистов).

Тектонофизический метод вначале подкупал тем, что, как будто, давал возможность прогнозировать землетрясения для узколокальных зон. Один из важнейших элементов метода —анализ количественного выражения вертикальных движений земной коры —на первых порах дал обнадеживающие результаты (Гзовский и др., 1958), но уже при применении в соседних районах возникли серьезные затруднения (Гзовский и др., 1960), а при попытке использовать для объяснения региональной сейсмичности автор (Гзовский, 1963) вступил в противоречия с фактическим материалом (Флоренсов и др., 1964).

По мере накопления данных по повторным геодезическим наблюдениям и результатов детального структурного анализа сейсмодислокаций все отчетливее выясняется, что знаки вертикальных и горизонтальных движений земной коры в активных районах часто изменяются (Солоненко В., 1973а).

В Японии у мыса Мурото история внезапных поднятий при катастрофических землетрясениях и систематических погружений между ними прослежена на протяжении нескольких столетий. На Аляске между катастрофическими землетрясениями происходит опускание до 11 мм/год, а мгновенные воздымания при землетрясениях не только компенсировали это опускание, но обеспечили за последние 4500 лет поднятие со средней скоростью порядка 10 мм/год (Плафкер, 1968).

Не случайно в последней своей работе М. В. Гзовский и А. А. Никонов (1973) дают очень осторожную оценку возможностей определения уровня сейсмичности по скоростям и градиентам скоростей движений — важнейшей функции тектонофизического метода: «связи сейсмичности с тектоническими движениями отражают лишь самые общие статистические закономерности и не могут быть достаточными при инженерных оценках сейсмической опасности» (с. 54). Попытка улучшить метод за счет привлечения данных по горным ударам и выделения четырех типов движений по отношению к сейсмичности не изменит положения. Напряжения, обусловливающие горные и сейсмические удары, не могут иметь функциональной связи — их природа совершенно различна. Типы же движений, судя по направлениям действия внешних активных сил, указанных на схемах в цитируемой статье (Гзовский, Никонов, 1973, рис. 5),— это немногие из возможных в природе, и совершенно сомнительным представляется четвертый тип движений — телесейсмический, который может вызвать землетрясение в десятках и сотнях километров от места сейсмогенных движений [2].

Детальные сейсмогеологические исследования в районах, где имеется возможность сопоставлять историю развития новейших геологических процессов, например, живой тектоники и новейшего вулканизма (Живая тектоника..., 1966), или выявлять миграцию современных тектонических процессов (Сейсмотектоника..., 1968), показывают, что уже за голоцен геодинамические поля существенно изменились. Тем самым все менее обоснованной представляется оценка возможной сейсмической активности без выяснения эволюции сейсмотектонических процессов по скоростям и градиентам движений, обобщающим результаты движений земной коры, по крайней мере, за неоген-четвертичное время (25—30 млн. лет).

---

[2] Авторы даже приводят конкретные примеры трех таких землетрясений в Гармской и Северо-Тянь-Шанской зонах, что может вызвать только недоумение: в таких высокосейсмичных зонах, используя данные по большой площади, при желании можно устанавливать самые невероятные «корреляционные связи».

После первых увлечений методом, вскрыв его очевидные недостатки, многие специалисты в области сейсмического районирования склонны так же решительно его отбросить, как ранее приняли. Однако в определенных условиях метод с успехом может применяться для сопоставления ожидаемого уровня сейсмической активности и вероятной повторяемости землетрясений отдельных районов сейсмогеологически единой зоны со стабильным сейсмотектоническим режимом, иногда для качественного сопоставления потенциальной активности соседних районов и для решения других вопросов. Но не следует от этого метода ждать больше, чем он может дать. Не случайно К. Р. Аллен, П. С. Аманд, Ч. Ф. Рихтер и Д. М. Нордквист, подытожив 29-летние сейсмогеологические и сейсмологические исследования Южной Калифорнии, пришли к аналогичным с нашими выводам по оценке скоростей вертикальных смещений для выделения активных структур: «Гораздо проще и более реальнее закартировать сами сбросы, чем пытаться вычислить скорости вертикальных смещений в геологическом прошлом или измерить такие смещения в настоящее время» (Allen e. a., 1965).

Также совпадают с нашими выводы этой представительной группы американских сейсмологов и сейсмогеологов по оценке значимости разрывной тектоники для определения сейсмического потенциала: «Наиболее важным вопросом остается вопрос о том, могли ли зоны высокой освобождающейся деформации... быть предсказаны только на основе расположений «активных» зон сбросов... Ответом остается вполне правомочное «да»: фактически вся основная сейсмическая активность сконцентрировалась в областях обильного образования сбросов четвертичного периода».

Итак, все перечисленные сейсмогеологические методы не дают возможности оценить сейсмическую опасность ранее не исследованных областей, определить верхний уровень сейсмической активности конкретных сейсмогенных структур, получить данные о месте эпицентральных зон и повторяемости наиболее сильных землетрясений, а также об эволюции сейсмичности конкретных районов. Этот пробел существенно восполняется палеосейсмогеологическим методом.

Палеосейсмогеологический метод явился логическим результатом изучения неотектоники, сейсмогеологии и геологических следствий сильных (9 баллов и выше, $M \geqslant 6{,}5$) землетрясений. Непосредственным поводом к его разработке послужила необходимость оценки сейсмической опасности необжитых или слабозаселенных территорий Восточной Сибири, для которых отсутствовал сейсмостатистический материал.

Палеосейсмогеологический метод был практически впервые применен при корректировке макета карты сейсмического районирования Восточной Сибири, составленной в 1956 г. в Институте физики Земли. Макет карты принципиально не отличался от карты сейсмического районирования 1947—1951 гг., составленной под руководством Г. П. Горшкова, так как она по-прежнему составлялась на основе сейсмостатистического метода.

Основываясь на данных по новейшей тектонике, сейсмичности и первых сведениях о палеосейсмодислокациях, Н. А. Флоренсов, А. А. Трескова и В. П. Солоненко предложили увеличить протяженность зоны высокобалльных землетрясений на 900 км к северо-востоку и на 400 км к западу (Флоренсов и др., 1960), а в 1960 г. была составлена новая карта (Солоненко В. и др., 1960 б). Последующие сейсмические события и обширные специальные сейсмологические, сейсмогеологические и геофизические исследования подтвердили объективность палеосейсмогеологического метода.

Долгое время признанию палеосейсмогеологического метода препятствовало убеждение сейсмологов и сейсмогеологов, что остаточные деформации земной коры при сильных землетрясениях — явление редкое,

а разломы могут выйти на поверхность только при мелкофокусных землетрясениях, и то в исключительных случаях. Однако обследование сильных землетрясений (с $M \geqslant 6{,}5$) в различных высокосейсмичных районах мира надежно опровергло это представление. Более того, при изучении плейстосейстовых зон почти всех очень сильных и катастрофических землетрясений с коровыми очагами неизменно выявляются и палеосейсмодислокации (см., например, Солоненко В., 1962б, 1963а, б, 1970а, б; Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968; Копп и др., 1964; Кучай, 1971, 1972; Трифонов, 1971; Allen e. a., 1965; Awbraseys e. a., 1969; Buchstein e. a., 1967; Qureshi, Sadig, 1967; Plafker e. a., 1971; Нацаг-Юм и др. 1971; Tchalenko e. a., 1974a, b; и др.).

Остаточные деформации земной коры и грунтов многообразны. Они глубоко взаимосвязаны, но для удобства изложения материала и пользования им по степени связи с сейсмическим процессом мы подразделяем остаточные деформации на сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические и сейсмогравитационные (Solonenko, 1972a, b; Солоненко В., 1972а, б, 1973а—в).

Сейсмотектонические деформации связаны с тектоническими движениями земной коры. По своим генетическим признакам, охваченной площади, морфоструктурной и морфоскульптурной выраженности они подразделяются на региональные, зональные и локальные.

Региональные сейсмогенные деформации земной коры. При обследовании плейстосейстовых зон катастрофических землетрясений в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе мы пришли к заключению, что движения земной коры не ограничены приразломными зонами, а охватывают значительные районы, по крайней мере, участки проявления афтершоков (Солоненко В. и др., 1969), и при коровых очагах они могут охватывать площадь до десятков, иногда и сотен тысяч квадратных километров. Площадь S остаточных деформаций земной коры в зависимости от магнитуды землетрясения (M) приблизительно определяется по формуле [3]

$$\lg S = (0{,}99 \pm 0{,}07)M - 3{,}6. \qquad (1)$$

В настоящее время наше предположение о региональной деформации земной коры при сильных землетрясениях получило инструментальное подтверждение.

По мареографическим и геодезическим (повторное нивелирование и триангуляция) данным, при Чилийских землетрясениях 1960 г. (главный толчок 22/V — $M = 8{,}4$) вертикальные (до 3—5,7 м) и горизонтальные смещения земной коры установлены на площади 130 000 км² (Plafker, Savage, 1970).

При Аляскинском землетрясении 27/III 1964 г. ($M = 8{,}6$) поднятия, проседания и перекосы крупных блоков земной коры произошли на площади около 300 тыс. км² — (900—960) × (250—400 км) — от Алеутского рва до внутренних частей Аляскинского хребта. Вертикальные перемещения на суше от — 4 до + 10 м, а на дне моря до + 15 м и более, горизонтальные — до 3 м (Hansen e. a., 1966; Plafker, 1969).

Возможно, что движения земной коры охватывают еще большие площади. Поводом к такому предположению могут служить события, произошедшие в Забайкалье после Муйского землетрясения. Первые сообщения о том, что в Торейских сухих озерных котловинах после Муйского землетрясения появилась вода, мы получили осенью 1957 г. (до Гоби-Алтайско-

---

[3] Максимальное значение — для обширных приморских сейсмических областей, охватывающих морское дно и архипелаги островов, минимальное — для узких континентальных сейсмических поясов активизированных платформ.

го землетрясения). Этому сообщению мы не придали значения, так как озера находятся на расстоянии 750—800 км от эпицентра. Однако озера быстро разрастались и за 10 лет площадь их достигла 817,5 км² (глубина оз. Зун-Торея до 5,9 м, Барун-Торея — до 3,7 м). Увеличилась площадь ряда озер не только на юге Забайкалья, но и в Северной Монголии, где возникло озеро длиной в 16 км, а площадь оз. Хух-Нур увеличилась в несколько раз; р. Улдзя изменила направление течения и из Монголии потекла в СССР к Торейским котловинам.

Большинство исследователей многолетней комплексной экспедиции, изучавших это необычное событие, пришло к выводу, что оно связано с сильными землетрясениями 1957—1958 гг., которые произошли в Монголии и Байкальской рифтовой зоне с $M = 6$; 7, 9; 8, 6; 6,5; 7 и 6,5. «Движения (земной коры) носят дифференцированный характер, так как размах опусканий в различных озерных котловинах неодинаков» (Маринов, 1973, с. 79).

Громадные эпицентральные расстояния, конечно, дают основание сомневаться в связи таких значительных движений земной коры, но точное совпадение их во времени с мощными землетрясениями в Монголии и Байкальской рифтовой зоне и отсутствие родства с какими-либо другими причинами заставляют, по крайней мере, ставить вопрос о возможности движений земной коры на площадях порядка миллиона квадратных километров. Не в этом ли причина такой солидарности сильных землетрясений в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе (Солоненко В., 1974)?

МНР	Байкальская рифтовая зона
Кяхтинское 6/II 1957 г., $M = 6$	→ Муйское 27/VI 1957 г., $M = 7, 9$ →
Гоби-Алтайское 4/XII 1957 г., $M = 8, 6$	→ Нюкжинское 5/I 1958 г., $M = 6, 5$ →
Баян-Цаганское 7/IV 1958 г., $M = 7$	→ Олекминское 14/IX 1958 г., $M = 6{,}5$.
Могодское 5/I 1967 г., $M = 7^3/_4$	→ Тас-Юряхское 18/I 1967 г., $M = 7$.

До последнего времени региональные сейсмогенные движения земной коры не использовались для выявления катастрофических землетрясений прошлого, хотя уже предприняты попытки объяснить ими формирование террас (Плафкер, 1968; Сигимура, 1968). Но такая возможность при расширении площадей, охваченных сейсмогеологическими исследованиями, имеется, особенно в приморских сейсмических областях.

Поскольку движения земной коры часто по соседству имеют различную амплитуду и знак, то они могут внести существенные нарушения в нормальный эволюционный ряд рельефа. Одновременное изменение рельефа разного типа («трансгрессивное» и «регрессивное») может свидетельствовать о его сейсмогенной природе. Проблема пока упирается в точную датировку этих изменений.

Зональные сейсмогенные деформации — это движения сейсмогенных морфоструктур. Классический пример их — смещение горной группы Гурбан-Богдо Гобийского Алтая при землетрясении 4/XII 1957 г. (12 баллов, $M = 8{,}6$, глубина очага 18 ± 8, наиболее вероятна 22—25 км). Впервые в истории сейсмогеологии здесь представилась возможность изучить движение в ходе землетрясения крупной морфоструктуры в «замкнутой системе», в то время как сейсмогенные морфоструктуры других сильнейших землетрясений либо очень сложны, либо не имеют четких границ, а чаще всего скрыты водами морей и океанов.

При Гоби-Алтайском землетрясении горный массив (275 × 30 км, абс. выс. до 4000 м), подобно ледоколу при боковом сжатии льдов, приподнялся и сдвинулся к востоку (видимые амплитуды смещений до 10 и 8,85 м; истинные, за счет изгибовых деформаций, значительно больше). При

этом проявились многие явные и скрытые элементы механизма формирования морфоструктуры и сейсмогенных морфоскульптур Гобийского Алтая (Солоненко В., 1959, 1960а, 1963а; Солоненко В. и др., 1960а; Solonenko, 1965, 1966). Образовалась система разрывов и других остаточных деформаций земной коры общей протяженностью около 850 км. Возникли все известные и некоторые ранее неизвестные в структурной геологии типы дислокаций: гравитационно-сейсмотектонический клин с амплитудой вертикального смещения до 328 м, срывы вершин гор и др.

При Муйском землетрясении 27/VI 1957 г. (10—11 баллов, M = = 7,9, глубина очага 22 км) сместились две сейсмогенные морфоструктуры: Намаракитская эмбриональная впадина байкальского типа и сводово-глыбовое поднятие Удоканского и Южно-Муйского хребтов. При землетрясении впадина опустилась на 5—6 м и сдвинулась к юго-западу; хребет Удокан сместился в обратном направлении на 1—1,2 м, поднялся на 1—1,5 м, одновременно по взбросо-сдвигу надвинулся на впадину. Видимые подвижки по разломам произошли на протяжении 140 км (90 км к востоку и 50 км к западу от инструментально определенного эпицентра), а протяженность собственно «Муйской» системы разрывов, связанной с землетрясением 27/VI 1957 г.,— 35 км. На остальном протяжении происходило колебание крыльев старых разломов (Солоненко В., 1965).

Главные остаточные деформации при таком типе сейсмогенных морфоструктур сосредоточены в пределах наиболее активной части морфоструктурной системы — в эмбриональной впадине, а в менее активно развивающихся сводово-глыбовых поднятиях они сосредоточены в зоне разломов, ограничивающих их со стороны впадины (Солоненко В., 1965; Живая тектоника..., 1966).

Приведенные примеры зональных дислокаций показывают, что при выявлении их палеосейсмогенных аналогов геологу необходимо прежде всего отрешиться от канонических постулатов руководств по структурному анализу. Например, надежным признаком разновозрастности структур считается их геодинамическая разнотипность. В действительности же при катастрофических землетрясениях одновременно возникают любые типы структур. Взаимопереходящими являются, как будто, несовместимые деформации, например, надвиг может быстро переходить в мощную трещину растяжения или сброс (Солоненко В., 1960а, 1963б).

При палеосейсмогеологических реконструкциях сложных зональных сейсмотектонических феноменов один из узловых вопросов — стратификация зональных деформаций, что позволяет определить повторяемость сильных землетрясений, «живучесть» сейсмогенной структуры и т. д. С этой целью могут быть использованы геологические, историко-археологические, дендрохронологические и радиоуглеродные методы.

Локальные сейсмотектонические деформации — прямые признаки остаточных тектонических деформаций земной коры в эпицентральных зонах сильных землетрясений. По масштабу, типу и структуре остаточных деформаций, видимых на поверхности земли, образование которых не объяснимо никакими иными причинами, кроме сейсмических, определяется место и интенсивность землетрясения, досейсмостатистического для данного района.

Первая эталонная шкала для определения интенсивности землетрясения была установлена эмпирически (Солоненко В., 1962а) при изучении сильных и катастрофических землетрясений в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе. В дальнейшем, с накоплением материалов по современным сейсмодислокациям, стало возможным дать общую формулу для приближенного расчета магнитуды землетрясения по протяженности (l)

зоны сейсмодислокаций:

$$\lg L_{км} = (1{,}01 \pm 0{,}02)M - 6{,}18\ ^{4}. \qquad (2)$$

Масштаб сейсмодислокаций зависит не только от магнитуды и интенсивности землетрясений, но и от глубины и механизма очага, геологического строения эпицентральной зоны и других причин, вследствие чего он может быть различным для землетрясений с одинаковой энергетической характеристикой.

Протяженность зон сейсмогенных разломов, образовавшихся при современных землетрясениях, колеблется от сотен метров (при $M \geqslant \geqslant 6$—6,5) до сотен километров (при $M \geqslant 8{,}5$). Максимальная установленная амплитуда вертикального смещения — от десятков сантиметров до 10—12 м, иногда и более, горизонтального — до 8,85 м.

При изучении палеосейсмодислокации неоднократно приходилось сталкиваться со значительно бóльшими амплитудами смещений по сравнению с наблюденными в эпицентральных зонах современных землетрясений, что можно объяснить по-разному, но наиболее вероятны два случая.

1. Палеосейсмодислокация возникла не при одном, а при нескольких близких по времени землетрясениях и выражает суммарный эффект смещений.

2. После главного толчка движение крыльев разлома продолжается в ходе афтершоковой деятельности, а возможно, и после нее.

Если сейсмодислокация представлена сейсмотектоническим эскарпом, то при определении амплитуды смещения нужно быть особенно осторожным, так как на крутых склонах происходит срыв покровных отложений или части старого разлома, а обломочный материал может быть поглощен трещиной у подножия эскарпа. Создается иллюзия очень большого вертикального смещения.

При блоковых сейсмогенных структурах площадь смещенных участков, ограниченных разломами, достигает 250—300 км^2.

Часть сейсмологов и геологов еще придерживается старого представления, что разрывные сейсмогенные деформации захватывают лишь покровные отложения, хотя это и противоречит многочисленным известным фактам. Данных о поведении сейсмодислокаций на глубине действительно мало, но имеющиеся наблюдения, скорее, говорят о возрастании амплитуд смещения с глубиной, а не о затухании подвижек. Так, при землетрясении Идзу 25(26)/XI 1930 г. ($M = 7$) на поверхности произошел сдвиг с амплитудой 0,7 м, а на глубине 160 м (в туннеле на железной дороге Токио — Кобде) он перешел в сбросо-сдвиг с горизонтальным смещением 2,4 м и вертикальным — 0,6 м.

При Гоби-Алтайском землетрясении там, где удалось изучить поверхности смещения в покровных и коренных породах, амплитуда остаточных деформаций, видимых в приповерхностных горизонтах, оказалась, по крайней мере, в 2 раза меньше истинной амплитуды смещения на глубине.

Собственно, сам факт длительного существования на крутых склонах гор сейсмотектонических рвов — показатель глубокого заложения трещин. Только при постоянном поглощении обломочного материала трещинами возможно сохранение их в рельефе (см. ниже).

---

[4] Поправочный коэффициент $\pm 0{,}02$ несет геологическое содержание. Он равен нулю для сбросов, сбросо-и взбросо-сдвигов (с подчиненной сдвиговой составляющей), максимальный — для сдвигов, минимальный — для взбросов и сейсмических зон с особым типом напряжений (при близвертикальном положении длинной оси эллипсоида напряжений). Если сдвиговая составляющая для крыльев разрыва одновременно направлена в противоположные стороны, то это препятствует развитию разрывов и величина их оказывается меньше обычной (в пределах до двух раз при равной величине разнонаправленных сдвигов).

Мы уже обращали внимание (Солоненко В., 1973а) на гипертрофию сейсмодислокаций на днищах и подводных склонах крупных акваторий. Например, при землетрясении Канто 1/IX 1923 г. относительные смещения дна залива Сагими достигли —400 и +250 м, а в пределе — до 1170 м (до —720 и +450) [5], хотя при однотипных землетрясениях ($M = 8{,}3$) на суше размах смещений не превосходит первый десяток метров и только редкие структуры особого рода — гравитационно-сейсмотектонические клинья (см. ниже) по своим амплитудам приближаются к субаквальным деформациям.

При девятибалльном Среднебайкальском землетрясении 29(30)/VIII 1959 г. дно Байкала опустилось на 10—15 м (Солоненко В., Тресков, 1960), а на суше в Прибайкалье такие же землетрясения ($M = 6^3/_4$) вызывают смещения по разрывам всего до 0,8—1,2 м.

Попытки отнести эти явления за счет уплотнения осадков связаны с незнанием физико-механических свойств донных грунтов, которые уже на глубине нескольких метров, как правило, имеют ничтожную избыточную пористость, не говоря уже о том, что подъем морского или озерного дна вообще не оставляет места для такого объяснения (мы не говорим о деформациях дна, связанных с подводными оползнями — они в основном хорошо распознаются на эхограммах).

Явление это остается загадочным.

Гравитационно-сейсмотектонические деформации. Движение крыльев разломов во время землетрясений часто создают благоприятные условия для движения горных масс под влиянием силы тяжести.

Гравитационно-сейсмотектонические структуры связаны непосредственно с активными сейсмогенными разломами, но иногда также и с крупными разрывами, испытывающими пассивное вскрытие при колебательных движениях земной коры во время сильных землетрясений. Длина известных гравитационно-сейсмотектонических структур достигает 7 км, например структура Шартлай (Солоненко В., 1962б; Сейсмотектоника..., 1968, с. 25—28), площадь — до второго десятка квадратных километров.

В настоящее время известны сбросо-обвалы, гравитационно-сейсмотектонические клинья и один случай, предположительно, выкола склона хребта.

Сбросо-обвалы образуются на крутых склонах гор при высокой энергии рельефа, особенно там, где сбросы отсекают отроги гор. Развитию сбросо-обвалов способствует сочетание двух систем трещин: крутых тыловых разломов и более пологих ослабленных зон, наклоненных в сторону подошвы склона. В таких условиях даже при небольших подвижках горных блоков по сбросам тыловая трещина на гребне сильно расширяется и вследствие крутизны склона создается впечатление значительного вертикального смещения. Например, на сбросо-обвале сейсмогенной структуры Снежной видимая амплитуда вертикального смещения 25—90 м, ширина сбросовых рвов 35—90 м, хотя истинные средне-максимальные амплитуды по сбросу — 7 м. На некоторых сбросо-обвалах здесь насчитывается 5—6 рядов трещин отрыва, и сбросо-обвал имеет ступенчатое строение (Хромовских, 1965, с. 58—64; Солоненко В., 1964а, с. 179—180; Сейсмотектоника..., 1968, с. 47—50).

Видимая амплитуда сбросо-обвальной трещины вниз по склону уменьшается, сбросо-обвальный эскарп к тальвегу сходит на нет и в анфасе имеет форму усов. Но иногда сброс пересекает тальвег и следующий мыс, тем самым проявляя свою тектоническую, а не гравитационную природу (рис. 1). Иногда истинный сброс, выходя на склон ущелья, переходит в сбросо-обвал.

---

[5] После землетрясения в заливе работало 4 специальных судна, которые сделали более 83 тыс. промеров.



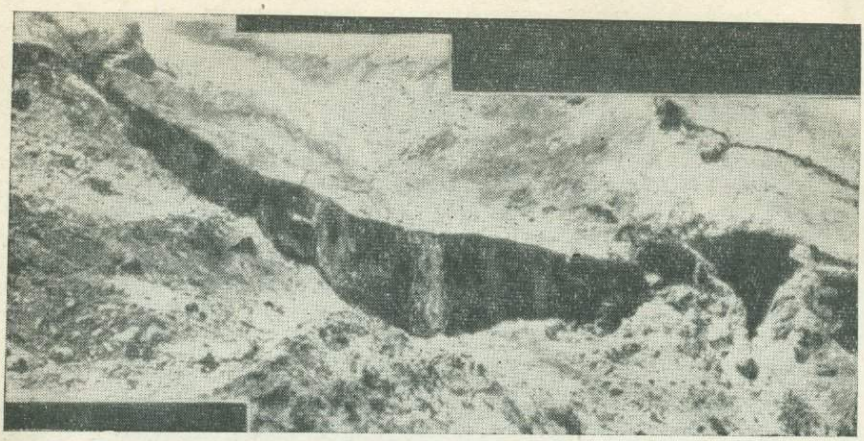
Рис. 1. Сейсмогравитационная или гравитационно-сейсмотектони

При одиннадцати—двенадцатибалльных землетрясениях ($M \geqslant 8$) иногда образуются гравитационно-сейсмотектонические структуры особого типа, возможность практически мгновенного образования которых ранее никем не подозревалась. К ним относятся гравитационно-сейсмотектонические клинья и выколы склонов гор.

Гравитационно-сейсмотектонический клин, сочетающий с себе элементы тектонического опускания и обрушения, впервые установлен в центральной части плейстосейстовой области Гоби-Алтайского землетрясения. Его местоположение было предопределено сгустком древних, новых и новейших разломов, в том числе трех грандиозных разрывов, связанных с недавними землетрясениями. Кроме того, он находится на пересечении двух крупных локальных разломов и приурочен к северному углу сейсмогенного центрального грабена Ихэ-Богдо (10×15 км), образовавшегося 4/XII 1957 г.

При землетрясении на фоне общего поднятия произошло раскрытие узла трещин и часть горы (высотой 3254 м), сложенная гранитизированными сланцами, площадью 1,1 × 3 км, обрушилась в недра Земли. Амплитуда вертикального смещения тектонического клина с востока на запад увеличилась от 156 до 328 м (точность определения от ± 0,2 до ± 2 м). Вследствие расклинивающего усилия со свободной стороны ущелья Битут вдоль фронта клина произошло выдавливание вверх до 60 м клиньев скальных грунтов и образование надвигово-сейсмокупольной фронтальной системы (Солоненко В., 1963б; Solonenko, 1965).

Явление это столь необычное, что некоторые геологи до настоящего времени пытаются поставить под сомнение возможность образования такого сейсмотектонического смещения небольшого блока земной коры и считают, что здесь имел место обычный обвал. Детальное аэровизуальное, наземное и фотограмметрическое исследование (по аэрофотоснимкам участка, сделанным до и после землетрясения) не оставляют места для подобных сомнений. Исчезновение в недрах Земли примерно половины объема смещенного блока, образование милонитов по фронтальному сместителю, а перед ним — восходящих сейсмокупольных структур и надвигов, сложение тела структуры монолитными, а не обвальными горными массами, надежно указывают на сейсмотектоническую природу структуры Битут. Непредубежденному геологу достаточно взглянуть на фотографию структуры Битут (рис. 2), сделанную еще во время продолжавшегося ее формирования (3/I 1958 г.) в ходе афтершоков, чтобы понять, что здесь не может быть и речи об обычном обвале.



ческая структура Акиба (Бол. Кавказ). *Фото В. М. Жилкина.*

На снимке хорошо видны прямолинейные разломы на фронтальной части структуры. Позднее (в сентябре 1958 г.) при наземной документации мы установили, что эти разломы круто падают в глубь склона и покрыты тектонической глиной — милонитами, образовавшимися при землетрясении (Солоненко В., 1963б; Solonenko, 1965). Ясно, что образование и сохранение таких разломов в обвале, безусловно, исключается. Об этом же говорит и механизм сейсмогенных обвалов: при сильных землетрясениях происходит сейсмическое возбуждение обвальной массы и она идет с громадной скоростью на расстояния, недоступные гравитационным обвалам (Солоненко В., 1970а, 1972а, б; Plafker e. a., 1971; Solonenko, 1972а, б), чего в Битуте не случилось, хотя условия для этого были более, чем благоприятные.

Для опускания тектонического клина Битут необходимо было суммарное раскрытие трещин, ограничивающих его, всего на 12 м, а видная (остаточная) ширина трещин в эпицентральной зоне достигла 19 м.

Позднее такого же типа структуры были установлены в Прибайкальском сейсмическом поясе (Солоненко В., 1962б; Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968). Наиболее крупная из них структура Шартлай на западном побережье Байкала по размерам более, чем в 2 раза превышает структуру Битут (длина 7 км, ширина более 2 км, амплитуда вертикального смещения до 880 м). Амфитеатр структуры, обращенный к озеру, врезался в Байкальский хребет за Лено-Байкальскую водораздельную линию.

В последнее время гравитационно-сейсмотектонические клинья начали находить не только в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе, но и в других высокосейсмичных зонах. Например, В. С. Федоренко (1968) считает вероятным подпруживание оз. Сарычлек в Чаткальском хребте Западного Тянь-Шаня сейсмогравитационной структурой типа Битут. Возможно, что подобного типа структура имеет место на Енисее в 6 км выше плотины Саяно-Шушенской ГЭС. Она захватила оба берега и русло реки, где установлено локальное его переуглубление на 90 м.

Генетически к гравитационно-сейсмотектоническим клиньям близки нагорные грабены-провалы (оседания) вершин гор, установленные в Становом нагорье (Солоненко В., 1962б; Живая тектоника..., 1966), в Прибайкалье (Хромовских, 1965), на Кавказе (Хромовских и др., 1972; Солоненко В., Хромовских, 1974 — структуры Лабскалди, Цери).

Своеобразный и, по-видимому, редкий тип гравитационно-сейсмотектонических структур — выколы склонов гор. Подобное явление пока уста-

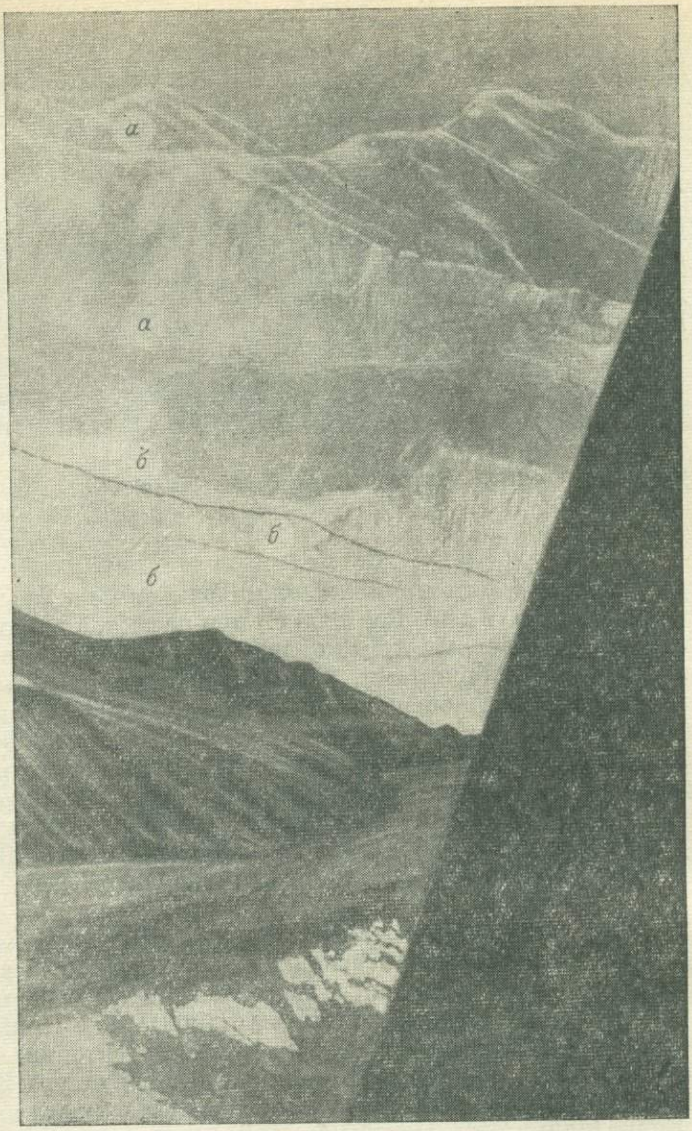


Рис. 2. Структура Битут. *Фото И. А. Флоренсова.*

а — тыловой сброс, амплитуда до 328±2 м, падение на юг под углом 70°; *б* — сбросы на фронтальной части структуры, падают на север под углом 70°.

новлено только в одном пункте — на северном склоне Южно-Муйского хребта. Здесь хребет в виде дуги выдвинут в Муйскую рифтовую впадину. На склоне хребта проходит взбросо-сдвиг, образующий хорду этой дуги, в то время как фронтальный сброс (сбросо-сдвиг?) ограничивает ее по границе хребта и впадины.

Первопричиной образования структуры предполагается взбросо-сдвиг, произошедший при землетрясении интенсивностью порядка 11 баллов ($M \sim > 7^3/_4$). При этом сейсмическое ускорение превосходило ускорение силы тяжести, что обусловило мощные напряжения в горном массиве, выдвинутом во впадину, и резкий сдвиг сколол его по поверхности, наклоненной в сторону впадины под углом 5°. Максимальное горизонтальное смещение достигало 170 м. На склоне возник треугольный в сечении выкол длиной 6 км, со средней шириной основания 800 м и высотой по ты-

ловой трещине около 200 м. Объем выкола порядка 450 млн. м³.

Структура хотя и задокументирована (Живая тектоника..., 1966), но в условиях образования ее остается много неясного, и она ждет дополнительных, более детальных исследований.

По механизму образования эта структура, по-видимому, сходна со сколом вершин гор — переходной формой от гравитационно-сейсмотектонических к сейсмогравитационным деформациям.

Сейсмогравитационные деформации. При катастрофических землетрясениях, особенно в горных районах, нередко большая часть человеческих жертв и материальных потерь связана не с самими землетрясениями, а с сопутствующими сейсмогравитационными явлениями.

Землетрясение 16/XII 1920 г. в Китае (12 баллов, $M = 8{,}6$) погубило 200 тыс. чел., из них не менее 180 тыс. погибло под обвалами, земляными лавинами и потоками.

При землетрясении 10/VII 1949 г. в горах Тянь-Шаня (10 баллов, $M = 7{,}5$) под обвалом погиб районный центр Хаит, а сейсмогенные земляные лавины и потоки пронеслись по долинам до 20 км, уничтожив десятки населенных пунктов и плодородные земли.

Чилийские землетрясения в мае 1960 г. (M до 8,4—8,6) вызвали тысячи оползней и обвалов, частью сопровождавшихся образованием новых озер, уничтожением старых, селевыми потоками, принесшими большой материальный ущерб и человеческие жерты (Tazieff, 1960; Davison, Karzubovic, 1963; Weischet, 1963; и др.).

При Аляскинском землетрясении 27/III 1964 г. ($M = 8{,}6$) самый большой материальный ущерб причинили оползни, а гибель людей — цунами (Hansen e. a., 1966).

Перуанское землетрясение 31/V 1970 г. ($M = 7{,}7$) стало печально известным Гуаскаранским обвалом. Под обвальной массой погребены г. Юнгей и часть г. Ранрахирка с 18 тыс. человек — 40% жертв и разрушений землетрясения (The Peru..., 1970). Большая часть остальных убитых — жертвы обвалов, оползней и селей (Plafker e. a., 1971).

Эпицентры Чилийских, Аляскинского и Перуанского землетрясений находились в Тихом океане, и на суше интенсивность их существенно падала. Поэтому жертвы и убытки, связанные с собственно сейсмическим воздействием, составляют всего 10—20% от общего ущерба, а с сейсмогравитационными явлениями — 80—90%.

Но не только такие уникальные сейсмические катастрофы опасны для человека и природы. «Рядовые» сильные землетрясения, охватывающие площади во много раз меньшие, повторяются в сотни раз чаще и суммарный их разрушительный эффект сопоставим. Так, например, при землетрясении в Новой Гвинее в 1973 г. ($M = 6{,}1$) обвалы охватили 240 км². На площади 60 км² полностью удален растительный и почвенный слой. По подсчетам (Pain, Bowlar, 1973), в районе 60—70% общего денудационного слоя удаляется землетрясениями.

Приведенные примеры (немногие из известных) показывают, насколько жизненно важен инженерно-сейсмогеологический прогноз. Если бы даже было известно время землетрясения, селения все равно были бы разрушены, погибло бы и большинство людей, только не в своих жилищах, а на площадях, где они искали бы спасения. Поэтому инженерная сейсмогеология, находящаяся еще в зачаточном состоянии, должна войти в ряд важнейших отраслей знаний, призванных встать на защиту общества и его достояния от землетрясений.

Собственно сейсмогравитационные явления многообразны и взаимо переходящи: отседание и оседание склонов гор, обвалы, оползни, земляные лавины и потоки, сели и т. д. Они известны значительно шире, чем первые два типа сейсмогенных явлений, так как, во-первых, встречаются значительно чаще, многократно наблюдались при землетрясениях, а, во-вторых, для понимания их специалистам нет необходимости переступать

через барьер традиционных представлений о медлительности тектонических процессов.

Для выявления сейсмогенной природы гравитационных явлений первостепенное значение имеет идентификация их возраста, выявление связи с сейсмогенными и сейсмовозбуждающимися структурами и анализ динамики движения горных масс.

Одновременность разнотипных смещений грунтовых масс на большой площади — надежный признак их сейсмогравитационной природы. Они легко отличимы от гравитационных явлений, связанных с катастрофическими ливнями. Сейсмогравитационные движения горных масс при катастрофических землетрясениях происходят на громадной площади (в тыс. км^2): Муйское, 1957 г.— 150, Чилийское, 1960 г.— более 130, Аляскинское, 1964 г.— 300, Перуанское, 1970 г.— 65 и т. д. Одновременно образуются сотни и тысячи обвалов, оползней, земляных и селевых потоков и т. д. Ни одно другое природное явление не может вызвать столь грандиозные по размерам, количеству и пораженной площади движения грунтов.

В горных областях современной орогении значительная часть сейсмогравитационных морфоскульптур до настоящего времени принимается за экзогенные (обвальные, ледниковые, пролювиальные и иные). Это связано прежде всего с тем, что сейсмовозбужденные обвалы и земляные лавины и потоки проходят необычно большой путь, а сейсмогравитационные фации осадков похожи на гляциальные или пролювиальные.

Сейсмогравитационные деструктивные и аккумулятивные и соответствующие экзогенные морфоскульптуры в отдельно взятых случаях нередко трудно отличимы или неотличимы. Однако они имеют свои качественные, количественные и временные особенности.

Тектонические напряжения горных пород, сейсмические ускорения и вибрации при землетрясениях, возбуждающие грунтовые массы, коренным образом изменяют условия их устойчивости и движения. Вследствие этого сейсмогравитационные морфоскульптуры могут развиваться в таких геоморфологических условиях, в которых образование аналогичных экзогенных морфоскульптур невозможно. Само образование их в экзогенном варианте требует различного, обычно длительного времени — до многих тысяч лет, а в сейсмогравитационном — происходит практически мгновенно. Первые в регионе разновозрастные (стратифицированные морфоскульптурные генерации), вторые — одновременные (прерывистые или наложенные морфоскульптурные генерации).

Изменение устойчивости горных масс при землетрясениях может быть обусловлено различными причинами. Главнейшие из них: 1) сейсмические ускорения и падение прочности горных пород; 2) изменение угла наклона неустойчивых плоскостей; 3) тиксотропное разжижение грунтов.

Сейсмические ускорения — повод оползней, обвалов и других гравитационных явлений на склонах. Этого никто не отрицает, однако сколько-нибудь удовлетворительной математической модели связи землетрясение — гравитационное смещение нет и возможность решения такой задачи пока не предвидится. Расчеты вероятного характера возникающих при землетрясениях напряжений на склонах ведутся в области, считающейся линейной (по расчетным записям, по сейсмограммам, акселограммам, велосиграммам), но приборы записывают колебательные, а не истинные движения земной коры. При обследовании катастрофических землетрясений ($M > 7^3/_4$, $I_0 > 10$ баллов) там, где это можно надежно определить (по зеркалам скольжения, особым типам сейсмогенных складчатых структур и т. д.), выявляется, что истинное движение — поступательно-возвратное (в вертикальном и горизонтальных направлениях) с вращением. Вращательные деформирующие движения отчетливо проявляются и в восьмибалльной зоне девятибалльных землетрясений (Солоненко В., Тресков, 1960). Кроме того, при расчетах необходимо учитывать глубину заложения по-

верхности отрыва, вес активной и пассивной части оползне-обвала, длительную прочность и прочность в момент сотрясения, угол и направление подхода сейсмических волн, длительность сотрясения, степень обводненности, степень снятия напряжений или, наоборот, степень подготовленности к смещениям горных масс предыдущим землетрясением и множество других показателей, большинство которых на практике, особенно при региональной оценке оползне-обвальной опасности, установить невозможно.

Некоторое общее представление о влиянии сейсмических ускорений можно получить, если рассматривать сейсмическое воздействие на склон как увеличение его угла наклона ($+\alpha°$):

I	M	m	$+\alpha°$
5	$4—4^1/_2$	12—25	0,5—1,5
6	$4^1/_2—4^3/_4$	25—50	1,5—3
7	$4^3/_4—5^1/_2$	50—100	3—6
8	$5^1/_2—6^1/_2$	100—200	6—12
9	$6^1/_2—7$	200—400	12—25
10	$7—7^3/_4$	400—800	25—38

где I — балл по MSK-64; M — магнитуда при глубинах очагов 15 ± 5 км; m — сейсмическое ускорение (см/с) для периодов 0,1—0,5 с (Медведев и др., 1965).

Приведенные цифры показывают, что при соответствующих условиях поводом оползней и обвалов могут быть уже четырех-пятибалльные землетрясения. Такие случаи известны. Однако по длительным наблюдениям за оползнями в Крыму установлено, что в период сильного увлажнения уже четырехбалльные землетрясения вызывают активизацию оползней, в то время как при недостаточном увлажнении они не смещались при восьмибалльном землетрясении (Глухов, 1959).

Гораздо надежнее, чем по математическим моделям, определять опасные обвальные зоны по сейсмостатистическим и палеосейсмогеологическим (Солоненко В., 1962б, 1973а—в) данным. Комбинация этих двух методов дает возможность наметить контуры площадей, охватываемых сейсмогравитационными явлениями при землетрясениях определенной интенсивности, определить их типы, динамику и т. д., характерные для данной сейсмической области с ее специфическими особенностями инженерной сейсмогеологии и проявления землетрясений.

Сейсмогравитационные явления имеют массовое развитие на изосейсмальных площадях 7—8 баллов и выше. Общая площадь, на которой можно ожидать развитие сейсмогравитационных явлений, приблизительно совпадает с общей площадью возможных деформаций земной коры и в известной мере подчиняется приведенному выше соотношению (см. с. 9).

Изменение угла наклона неустойчивых плоскостей. Из теории оползней и обвалов известно, что на метастабильных склонах достаточно изменения углов наклона на десятки секунд, чтобы нарушилось равновесие склона и потенциальные или стабилизированные оползни и обвалы пришли в движение.

Один из наиболее достоверных случаев подобных оползней описал Хэдли (Hadley, 1964). При землетрясении Хебген ($M = 7^3/_4$, глубина очага 10—12 км, 10 баллов; см. Murphy, Brazee, 1964) давно стабилизировавшийся оползень был рассечен сбросом с амплитудой 0,9 м. В результате увеличился наклон поверхности скольжения на 23 мин. Это нарушило установившееся равновесие и через 5 дней после землетрясения оползень пришел в движение.

Изменение угла наклона возможно при всех типах сейсмотектонических деформаций — региональных, зональных и локальных.

Естественно, что не по всей деформированной площади изменившиеся наклоны достаточны для проявления оползней и обвалов, но при региональных прогнозах такую возможность необходимо учитывать. По-видимому, часть оползней, произошедших во время или вскоре после Чилийских землетрясений (Tazieff, 1960; Weischet, 1963) и не имевших других видимых причин, связана именно с изменением наклона ослабленных плоскостей в горных массах.

Зональные сейсмотектонические дислокации сопровождаются значительным количеством различных локальных сейсмотектонических деформаций (сбросов, взбросов, грабенов, сдвигов и т. д.). Совместно они редко изменяют углы наклона ослабленных зон на площади до второго десятка тысяч квадратных километров. Однако основной объем неустойчивых горных масс здесь сбрасывается во время землетрясения и его афтершоков за счет сейсмических ускорений. Если сейсмогенная структура находит конкретное геологическое отражение в зоне разлома, то наиболее существенные изменения наклонов происходят вдоль такой зоны. При сильных землетрясениях в них возникают системы сейсмодислокаций, ориентировочная протяженность которых может быть определена на магнитуде ожидаемых землетрясений (см. с. 11).

Тиксотропное разжижение грунтов. Это явление при землетрясении вызывает просадки поверхности земли, грязевые извержения, оползни. Многочисленные разрушительные оползни такого типа произошли при Чилийском и Аляскинском землетрясениях. На Аляске они нанесли ущерб городам Сьюард, Вальдезе, Витиерс, Анкоридж, исчисляющийся сотнями миллионов долларов. Оползень Тернагейн захватил большую часть г. Анкориджа (Hansen e. a., 1966). При разведке склона у порта позднее было установлено, что при статическом положении склон здесь вполне устойчив.

Тиксотропное разжижение грунтов не только сводит почти до нуля их несущую способность, но и обусловливает мощное динамическое воздействие на кроющие, часто прочные отложения, которые взламываются и смещаются. Подобные явления наблюдались на обширных площадях при землетрясениях в Монголии (Хангайские 9 и 23/VII 1905 г., $M = 8{,}4$ и 8,7; Гоби-Алтайское 4/XII 1957 г., $M = 8{,}6$; Могодское 5/I 1967 г., $M = 7\,^3/_4$).

Ранее предполагалось, что к массовому тиксотропному разжижению способны преимущественно иловатые пески (истинные плывуны и псевдоплывуны), но после землетрясений в Чили, на Аляске и Ниигата (16/VI 1964 г., $M = 7\,^1/_2$) выяснилось, что разжижаются нередко даже песчано-гравийные, моренные и другие подобные грунты.

При прогнозировании сейсмогенных оползней тиксотропного разжижения необходимо обращать внимание прежде всего на прибрежные районы, где возможны землетрясения интенсивностью выше 7 баллов.

Могут быть намечены следующие главнейшие типы сейсмогенных оползней и обвалов.

1. *Сейсмогенные срывы вершин гор* впервые установлены в плейстосейстовой зоне Гоби-Алтайского землетрясения. Срывы происходили следующим образом. В ходе землетрясения амплитуда смещения горных массивов превышала более чем в 2 раза амплитуду необратимых деформаций (Солоненко В., 1963а, с. 326—329). При главном толчке горы переместились дальше к востоку и выше положения равновесия, а затем так энергично возвращались к нему на запад и вниз, что снова прошли точку равновесия, но в обратном направлении. При этом вершины гор имели бóльшую амплитуду смещения, чем их основание, следствием чего явилось отставание моментов движения вершин гор от их подножия: когда основание начало обратное движение, вершины двигались еще к востоку, в

связи с этим в них возникли мощные скалывающие усилия (Солоненко В., 1960а, 1963а; Solonenko, 1965, с. 345—348). Малый угол скола (наклон 10—15° к востоку) показывает, что из двух действующих сил близгоризонтальной — сейсмоинерционной и вертикальной — гравитационной, первая значительно превосходила вторую.

Поперечники плоскостей сколов от 100 до 700 × 1500 м, заложение их было на глубине от десятков до 350 м. Вершины или смещало к востоку с поворотом против часовой стрелки, или сбрасывало в ущелье.

Срыв вершины горы установлен в Южном Прибайкалье. На сейсмогенной структуре «Снежной» гранитные островерхие горные пики обезглавлены на 100—150 м (площадь основания 0,3 × 1,2 км) и вершины сброшены в ущелье р. Снежной (Хромовских, 1965, с. 59 и 99).

2. Тектоно-сейсмогенные оползни и обвалы. В поясах современной орогении подавляющее большинство гигантских обвалов и оползней приурочено к зонам сейсмоактивных разломов и прямо или косвенно связано с землетрясениями (Солоненко В., 1950, 1972а, б; Чуринов, 1964; Золотарев и др., 1968; Федоренко, 1968; Solonenko, 1972а, б).

Сейсмотектонические движения земной коры создают неустойчивость горных масс, а катастрофические их движения обусловливаются, как правило, землетрясениями. При них не только образуются обвалы и оползни, но одновременно подготавливаются новые.

Тектоно-сейсмогенные обвалы развиваются преимущественно как оползне-обвалы. Собственно обрушение происходит уже после прохождения наиболее сильных сейсмических колебаний и обвальная масса имеет обычную динамику, в том числе и дальность отлета.

В районах, сложенных умеренно дислоцированными осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, при сильных землетрясениях сползают пачки пластов площадью до нескольких квадратных километров (см. рис. 1). При этом образуются громадные трещины, уступы высотой до десятков метров, имеющих вид сейсмотектонических экскарпов, «проявляется» сеть тектонических трещин и т. п. (Солоненко В., 1973а—в; Солоненко В., Хромовских, 1974).

3. Сейсмогенные обвалы с сейсмовозбужденной обвальной массой. Для образования таких обвалов, по-видимому, необходимо два условия: мгновенное обрушение и дробление горных пород и воздействие на скатывающуюся мелко-среднеглыбовую массу сильных сейсмических колебаний, возбуждающих ее подобно вибрационному грохоту на горно-обогатительных предприятиях. Сейсмовозбужденная обвальная масса движется с громадной скоростью, происходит путь во много раз больше обычного, может пересекать широкие долины и высоко подниматься на противоположные склоны. Есть факты, указывающие на возможность перелета такой обвальной массы через ущелья (Солоненко, Хромовских, 1974).

Насколько нам известно, задокументирован только один такой обвал (Солоненко В., 1970а), связанный с Хаитским землетрясением 10/VII 1949 г. (10 баллов, $M = 7{,}5$). Обвал в ущелье Дарихауз (рис. 3) двигался со скоростью около 100 км/ч, пересек р. Ярхыч (Обикабуд) и поднялся на 15-метровую террасу. Площадь обвальной массы 10,7 км², наибольший путь обвала — 10,5 км, а при обычном гравитационном обвале он не мог превысить 1,5—2 км. Перед обвалом шла мощная воздушная волна. Она сметала сооружения, ломала или вырывала с корнями деревья и отбрасывала их по воздуху на сотни метров. Для подобных обвалов характерен каскадный профиль: слабо наклоненные участки кончаются крутыми уступами (в ущелье Дарихауз имеется шесть крупных волн с высотой уступов до 50—60 м). Из сейсмовозбужденной массы фонтанирует грунт, образующий при падении характерные земляные пирамиды, и выжимает в виде обелисков крупные каменные монолиты. При некоторой планации, неизбежной со временем, морфоскульптура обвального поля легко могла быть принята за ледниковую.

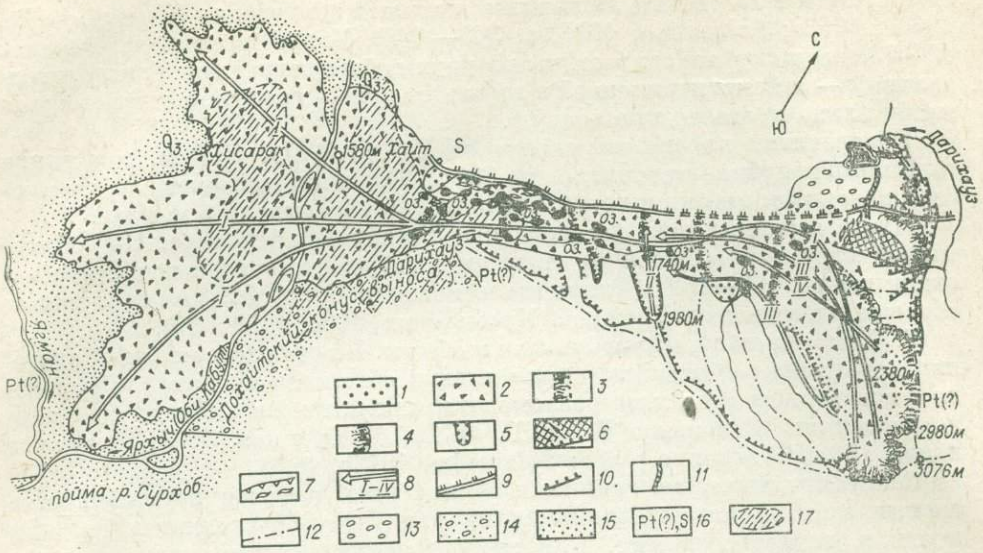


Рис. 3. План Хаитского обвала 10/VII 1949 г. *Составил В. П. Солоненко.*

1 — валы древних обвалов; *2* — Хаитский обвал; *3* — уступы волн обвальной массы; *4* — скальные -обвальные амфитеатры; *5* — обвальные амфитеатры в лессах; *6* — сейсмогенный скальный оползень-обвал и направление его движения; *7* — оползни и бугры выпирания; *8* — направление движения обвалов (*I—IV* — их последовательные фазы); *9* — сейсмогенный взброс; *10* — сейсмогравитационные обвально-оползневые трещины; *11* — селевая промоина; *12* — водоразделы; *13* — морена; *14* — пролювий; *15* — аллювий (Q_3); *16* — протерозойская (Pt (?)) и силурийская (S) метаморфические толщи и граниты; *17* — контуры населенных пунктов, погребенных под обвалом.

Следы сейсмовозбуждаемых обвалов установлены в разных высокосейсмичных районах. В Заалийском хребте сейсмогенные обвалы проходили путь до 30 км, отходили от подножия гор на 10—15 км, пересекали межгорную впадину и накатывались на склон хребта. Обвальная масса, которую ранее принимали за ледниковые отложения, покрыла площадь до 150 км² (Курдюков, 1964). По-видимому, к такому же типу относится обвал Сейдмаре (Иран) — один из крупнейших в мире, объемом порядка 30 км³ (длина стенки отрыва 14,5 км). Обвальная масса прошла до 17,5 км, по пути перевалив хребет высотой до 600 м, и покрыла площадь в 165 км² (Harrisen, Falcon, 1937).

4. Сейсмовибрационные оползни и обвалы. По-видимому, в отдельных редких случаях масштаб сейсмодислокаций зависит не только от интенсивности землетрясения, глубины очага, типа сейсмогенной структуры и геологии района, но и от продолжительности сейсмических колебаний. Так, на Черноморском побережье Кавказа (Туапсе — Анапа) А. Б. Островский (1970а, б) установил массовое развитие своеобразных оползней, смещений элементов гор, мощных трещин и т. д., образование которых он связал с катастрофическими землетрясениями прошлого. При изучении этого района в 1971 г. на п-ове Абрау (между Новороссийском и Анапой) мы столкнулись с особым типом геодинамических явлений: гигантскими по ширине (до 100—150 м) и глубине (до 90 м), но короткими (не более 4 км) расщелениями или смещениями частей гор (рис. 4), перекрывающими долины, с крупноглыбовыми каменными потоками, ушедшими до 3,5 км от своего источника (из них до 2 км в море), в то время как при гравитационном смещении обвальная масса могла отойти от подошвы обвального склона (максимальная высота менее 400 м) не более чем на 50—100 м.

Вместе с тем, даже при самых мощных землетрясениях, известных на Земле, подобные образования не возникали, к тому же они не связаны с

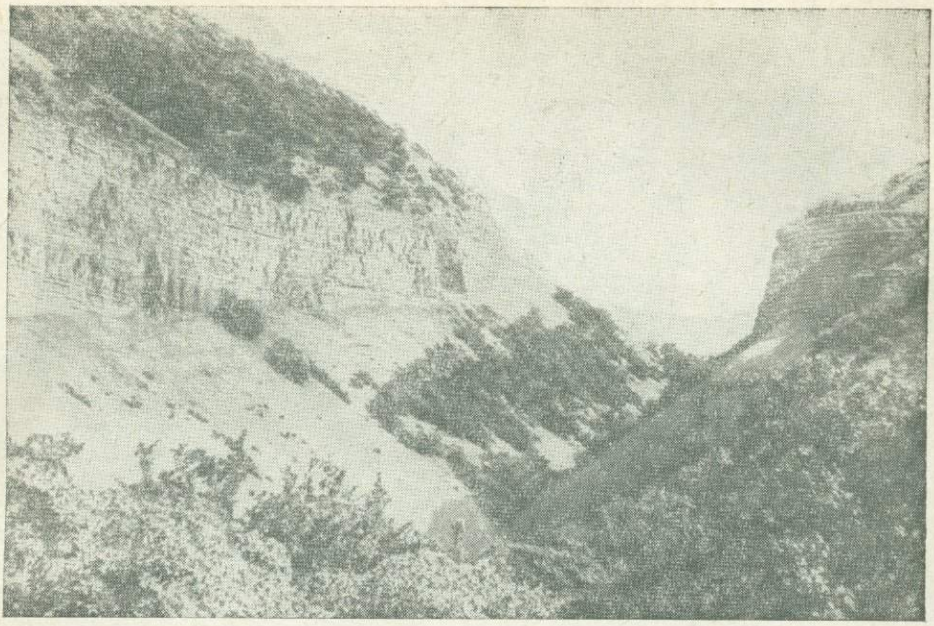


Рис. 4. Вибрационно-сейсмотектоническая трещина структуры Утриш на п-ове Абрау. *Фото В. П. Солоненко.*

явными сейсмогенными разломами и не сопровождаются сейсмогравитационным разрушением гор соответствующего масштаба. Мы пришли к заключению, что здесь имеем дело с новым, ранее в геологии неизвестным явлением — со своеобразной сейсмогенно-вибрационной ползучестью и разрушением горных массивов, обусловленных длительными сейсмическими колебаниями умеренной интенсивности из неглубоких очаговых зон в шельфовой зоне Черного моря. Это явление, названное нами «понтическим феноменом» (Солоненко, Хромовских, 1974), может иметь место и в Средиземноморье, где в истории не раз отмечались необычно продолжительные землетрясения (последнее из них 9—13/VIII 1953 г. с M до 7 на Ионических островах).

5. Сейсмогравитационные обвалы на воздушной подушке. Уникальный обвал произошел при Перуанском землетрясении 31/V 1970 г. (M = = 7,7). С горы Гуаскаран с высоты 5500—6400 м сорвалось 50—100 млн. м^3 грунта и льда. Обвал падал по вертикали 1 км, а далее по уклону 22° — 3 км, 5° — 10 км. Обвал развил скорость не менее 280—335 км/ч, а по баллистическим расчетам (многотонные глыбы отбрасывало в сторону до 1600 м) — более 450 км/ч, что позволило обвальной массе переметнуться через гребень высотой 230 м, пересечь долину Рио-Санта и подняться еще на противоположный борт на 83 м. По Рио-Санта к морю прошел сель на 160 км, разрушивший мост и гидроэлектростанцию.

Местами, где прошел обвал, растительно-почвенный слой оказался ненарушенным. Обследователи обвала это (как и гигантскую скорость обвала) объясняют тем, что обвальная масса перемещалась на воздушной подушке (Plafker e. a., 1971).

6. Оползни соскальзывания. В районах, сложенных умеренно дислоцированными осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, при землетрясениях на статически устойчивых участках сползают пачки пластов площадью до нескольких квадратных километров. Так, при Дагестанском землетрясении 14/V 1970 г. (M = 6,6, I_0 = 9 баллов) образовались многочисленные оползни соскальзывания. Ачийский оползень

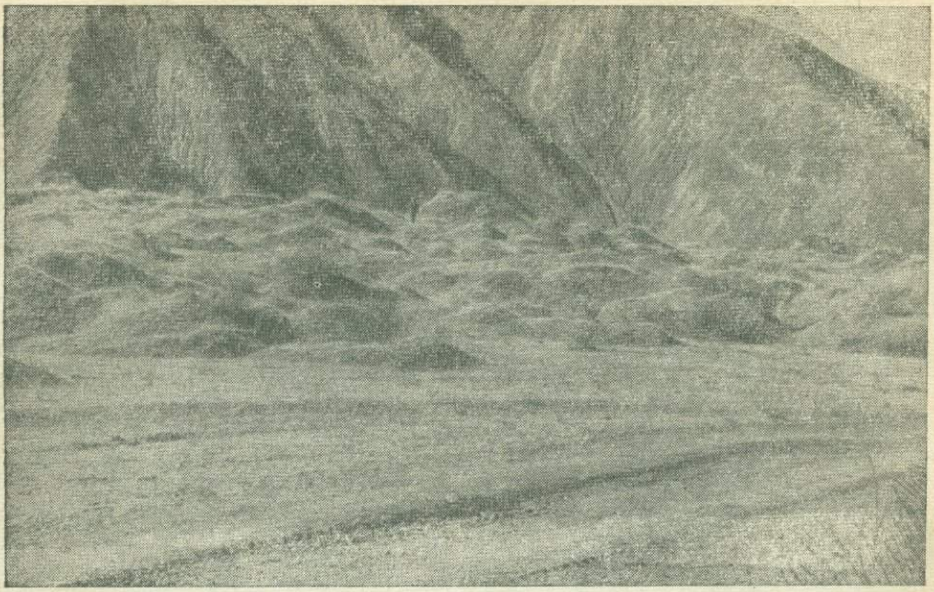


Рис. 5. Характерный микрорельеф земляного потока. *Фото В. П. Солоненко.*

(~ 10 млн. м^3) на протяжении 1 км пересек долину Чвахун-бак и блокировал ее. На склоне образовался грабенообразный ров шириной до 180—200 м, глубиной до 40 м. Выше по склону образовалась еще одна линия сейсмогенных трещин, подготовившая новый оползень (Клименко, Царев, 1971). В другом месте оползание одной из вершинных частей куэсты создало полную иллюзию скола вершины горы.

При резко выраженных плоскостях слоистости, сланцеватости или тектонической трещиноватости оползни соскальзывания могут произойти и в кристаллических породах.

7. Сейсмогенные земляные лавины и потоки. На склонах гор, покрытых осыпями, россыпями и, особенно, лессовыми грунтами, во время сильных землетрясений развивается масса земляных оползней, оплывин и обвалов. Особенно опасны последние. Они движутся подобно снежным лавинам. Одиночные земляные лавины могут пересекать долины и на сотни метров подниматься на противоположный склон. При достаточно мощном водном потоке в долине они могут преобразовываться в селевые потоки. При массовом схождении лавин (особенно со встречным движением) при столкновении земляные массы получают мощный динамический импульс и с громадной скоростью устремляются вниз, образуя стремительный земляной поток.

При Хаитском землетрясении земляные лавины и потоки прошли во многих долинах. По широкой пологой долине р. Ясман земляной поток, несмотря на малые уклоны днища (2—3°), прошел 20 км, уничтожив 20 кишлаков и плодородные земли. Это дало повод первым обследователям землетрясения прийти к заключению, что в долине прошел селевой поток. Однако проведенное нами позднее изучение морфологии завала, его внутреннего строения до глубины 15—20 м и микрорельефа показало, что в долине прошел сейсмовозбужденный земляной поток, хотя местами (в участках прорыва воды подпруженной речки) земляная масса и могла принимать селевую консистенцию. Первые обследователи не обратили внимания на массовое развитие бугров земляных фонтанов, отличительного признака сейсмовозбужденных земляных потоков (Солоненко В., 1970б). Такой

микрорельеф (рис. 5) обычно принимают за просадочный бугристо-западинный или за перигляциальный рельеф земляных конусов. В разрезе конусов на сейсмовозбужденных земляных потоках видны каналы вторичного фонтанирования, заканчивающиеся у поверхности остатками воронок паразитических кратеров (рис. 6). Это надежный признак конусов фонтанирования сейсмогенных земляных лавин, отличающий их от земляных бугров иного генезиса.

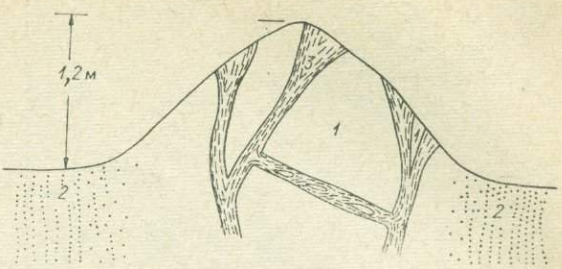


Рис. 6. Бугор фонтанирования на хаитской лавине в долине р. Ягман.

1 — палевый бесструктурный суглинок; *2* — то же, с восстановленной лессовой структурой; *3* — темный буро-коричневый суглинок с текстурой течения. Бугор образовался 10/VII 1949 г., вскрыт 21/X 1968 г.

В сейсмических районах с мощными лессовыми отложениями по существу на любых участках с углами наклона более 10—12° возможно возникновение земляных лавин и потоков. Но такое прогнозирование теряет практический смысл. Поэтому необходимо выделять наиболее опасные районы. К ним следует относить вероятные плейстосейстовые зоны землетрясений интенсивностью 8 баллов и выше. Наиболее опасны долины, параллельные сейсмоактивным разломам. В них наиболее вероятно формирование мощных земляных потоков.

В условиях вечной мерзлоты при сильных землетрясениях формирование земляных потоков в значительной степени зависит от состояния деятельного слоя: зимой, когда деятельный слой слился с вечной мерзлотой, они вообще могут не проявиться (Тас-Юряхское землетрясение 18/I 1967 г., 9—10 баллов, $M = 7$), в другое время сокальзывает протаявшая часть деятельного слоя и в зависимости от степени увлажнения образуются земляные лавины или селевые потоки (Оймяконское землетрясение 18/V 1971 г. 9—10 баллов, $M = 7$; см. Курушин и др., 1972).

В сейсмических зонах с обширными полями мощных рыхлых отложений, особенно лессовых, земляные лавины и потоки могут быть широко использованы для выявления плейстосейстовых областей досейсмостатистических сильных землетрясений.

Земляные потоки при достаточном обводнении перерождаются в сели, которые вообще часто сопровождают сильные землетрясения (Солоненко В, 1963в).

РОЛЬ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА В ПРОГНОЗЕ ОПОЛЗНЕ-ОБВАЛЬНОЙ ОПАСНОСТИ

В палеосейсмогеологическом методе широко используются следы древних сейсмогравитационных деформаций.

Палеосейсмогеологические данные по плейстосейстовым зонам сильнейших землетрясений текущего столетия, сопровождавшихся катастрофическими сейсмогравитационными явлениями, показывают, что наиболее крупные оползни и обвалы имеют устойчивую тенденцию повторяться в одних и тех же районах (Солоненко В., 1972а, б; Solonenko, 1972а, б).

По нашим наблюдениям, это связано с двумя главными причинами: 1) с высокой напряженностью горных масс в теле сейсмогенной структуры и 2) с подготовкой новых горных масс к обрушению при предыдущих землетрясениях.

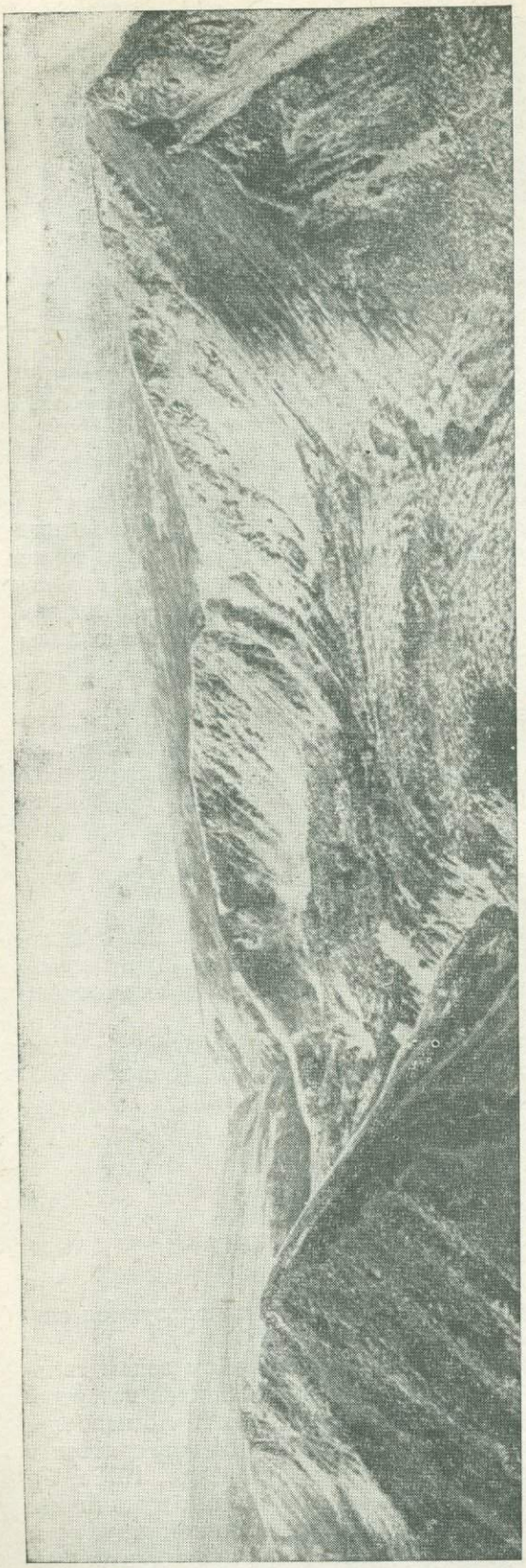


Рис. 7. Центральный грабен Довачанской сейсмогенной структуры. *Фото Р. А. Курушина.*

Напряженность горных пород в высокоактивных сейсмогенных структурах настолько высока, что обвалы происходят часто без всякого видимого повода даже на устойчивых по внешним признакам склонах. Так, в Центральном грабене Довачанской сейсмогенной структуры (рис. 7) при аэровизуальных наблюдениях нам удалось сфотографировать момент обрушения горного склона протяженностью 2,5 км (рис. 8). При наземном обследовании структуры в 1962 г. на наших глазах за день произошло два обвала.

Характерный признак обвалов в перенапряженных массивах — раскалывание горных пород, часто независимо от существующих ослабленных плоскостей. Глыбы (в нашем случае до 1,5—3 × 5 м) имеют форму обломков-выколов, получаемых при испытании образцов горных пород на раздавливание, свежие плоскости скола припудрены гранитной мукой (Живая тектоника..., 1966, с. 30).

Такие обвалы не могут датировать сильные землетрясения, но они — надежный показатель высокого сейсмического потенциала сейсмогенной структуры.

На участках мощных сейсмогенных обвалов и оползней одновременно подготавливаются условия для следующих смещений: гравитационно-сейсмотектонические и сейсмогравитационные трещины охватывают новые крупные участки (Солоненко В., 1970 а, б, 1972а, б), нередко уходя за водораздел на противо-

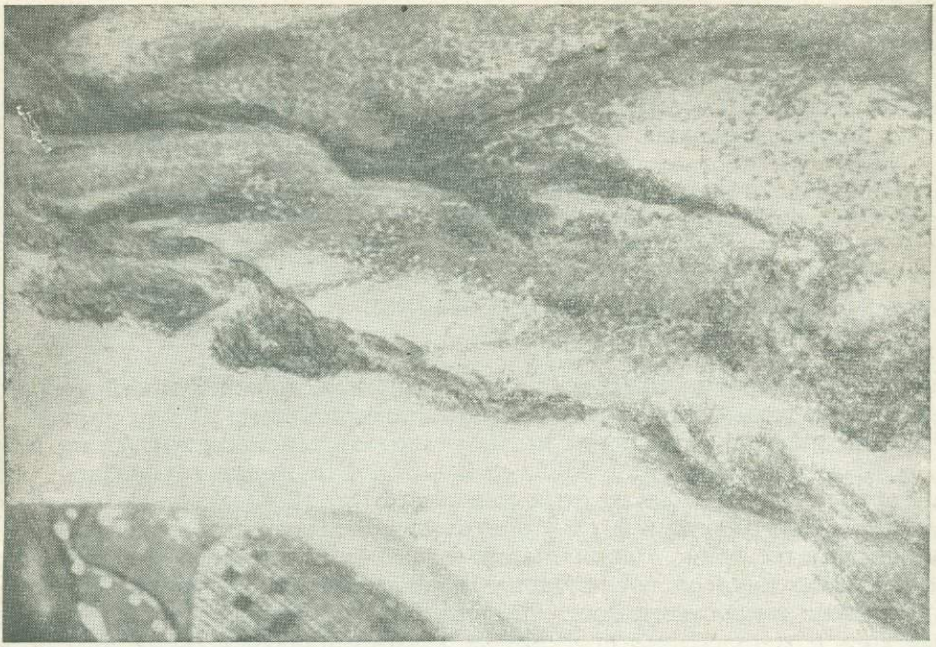


Рис. 8. Момент обвала в центральном грабене Довачанской структуры (левый обрыв на рис. 7). *Фото В. П. Солоненко.*

положный склон. В стороне от сейсмоактивных разломов на крутых склонах гор подготавливаются менее крупные обвалы и оползни, что находит отражение в сейсмогенном (сейсмогравитационном) отседании склонов гор.

При прогнозе оползне-обвальной опасности необходимо реалистически учитывать, что оценка сейсмогенно-гравитационной устойчивости склонов по математическим моделям (с целью регионального прогнозирования) невозможна, поэтому прогнозирование сейсмогравитационной опасности должно проводиться прежде всего по сейсмостатистике и палеосейсмогеологическим данным (на инженерно-сейсмогеологической основе).

Инженерно-сейсмогеологические районы, где имеются следы мощных сейсмогравитационных феноменов, должны быть запретными для крупного строительства. Так, например, пос. Хаит, погибший от обвалов 10/VII 1949 г., был построен на пути ранних двух таких же обвалов, а сейчас все готово для четвертого сейсмогенного обвала (Солоненко В., 1970а, б, 1972, а, б).

В районе Сарезского озера (длина 61 км, глубина до 505 м), образовавшегося в результате сейсмогенного обвала 18/II 1911 г. ($M=7$), имеются следы четырех более древних обвалов. В настоящее время на правом берегу озера подготовлено к обвалу более 2,2 км^3 горных пород. На левом берегу трещины отчленили скальный массив на протяжении 2,5 км. Таким образом, ясно, что Сарезское озеро в любой момент может стать источником катастрофы в долинах Бартанга, Пянджа и Амударьи. Специальная комиссия по Сарезскому озеру, работавшая в 1967 г., приняла по идее правильное, но по конкретной рекомендации ошибочное решение: для гарантии устойчивости Сарезского завала предложено снизить уровень озера на 100—150 м, построив гидроэлектростанцию мощностью 800 тыс. кВт (Послwoвский, 1968).

Комиссия исходила из того, что при обрушении в озеро обвала более 2,2 км^3 уровень его может подняться на 50—60 м и достичь гребня завала,

т. е. учитывалась лишь возможность простого подъема уровня воды. По имеющейся же аналогии высота волны при таком завале может достичь многих сотен метров [6], и если она даже не разобьет завал, то, обрушившись с километровой высоты, уничтожит и гидростанцию, и все, что есть в долине Бартанга и ниже.

Поскольку статистические данные имеют решающее значение для прогнозирования сейсмогравитационных явлений, считаем крайне важным приступить к составлению их каталога.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ФАЦИИ ОСАДКОВ

Кроме прямых признаков (сейсмодислокаций и сейсмогравитационных явлений) на ранние сильные землетрясения и на периоды вспышки сейсмической активности могут указывать сейсмогенные фации осадков (Живая тектоника..., 1966, с. 29—34). Вторжение грубообломочных несортированных и неслоистых или с неразвитой слоистостью осадков в ритмически построенный разрез предгорий, межгорных впадин и крупных долин, особенно с аномальным развитием по площади и удалением от областей питания, может указывать на связь таких отложений с катастрофическими землетрясениями. Или, наоборот, внедрение тонкозернистых осадков в грубообломочные аллювиальные и пролювиальные отложения горных долин и впадин говорит о внезапном формировании фаций подпруживания, которые могут быть связаны с перекрытием русел рек сейсмогенными обвалами или сейсмотектоническими дамбами. В горах Тянь-Шаня, Памира и соседних областях Афганистана известно много озер, образовавшихся в результате подпруживания рек сейсмогенными обвалами высотой от десятков до многих сотен метров.

Долины многих притоков Байкала были перекрыты обвалами, частью сейсмогенными. Например, долина р. Селенгушка (правый приток р. Снежная) у сейсмогенной структуры «Снежной» была завалена на высоту около 100 м. Дамба, по-видимому, дважды прорывалась, но и сейчас еще сохраняется подпруженное озеро длиной около двух километров.

Резкая смена литологических типов осадков может быть обусловлена земляными и селевыми сейсмогенными потоками. Так, при землетрясении 9/VI 1887 г. в Заилийском Алатау (Мушкетов, 1890) было массовое образование земляных (лессовых) потоков. В водоносных долинах они частью переходили в сели. Отложения таких потоков образовали террасы высотой до 50 м. Многие из них вышли на равнину и покрыли ее шлейфом в радиусе до 8—12 км от устья ущелий. Во всех этих случаях мелкозернистые отложения, без каких-либо промежуточных по гранулометрическому составу осадков, перекрыли грубообломочные аллювиально-пролювиальные отложения.

Естественно, что нельзя выделять сейсмогенные фации осадков только по резкой смене их литологии, а необходим тщательный комплексный анализ палеогеографических условий накопления осадков, тектонического режима района и сейсмогенных явлений всех типов.

Коллювий обвальных фаций в районах с высокой сейсмичностью имеет значительно более широкое распространение, чем это предполагалось ранее. Его большей частью документируют как отложения ледниковые или водокаменных потоков. Состав обвальной массы зависит от геологиче-

---

[6] При землетрясении 10/VII 1958 г. в бухте Литуя от обвала объемом всего 30,5 млн. м³ вода выплеснулась на высоту до 516 м. В этом же заливе гигантские волны отмечались при землетрясениях в 1853 или 1854 гг.— ~ 120 м, 1874 г.— ~ 25, 1899 г.— 61, 1936 г.— 147 м (Miller, 1960; Tocher, 1962).

ских, тектонических, геоморфологических условий, кинетики обвала, интенсивности землетрясения, степени напряженности горных массивов, географической среды.

При сбросо-обвалах смещенные массы раскалываются на громадные блоки. На верхней ступени нередко сохраняется почвенно-растительный слой. Поверхность передовых, наиболее смещенных ступеней покрыта щебнисто-глыбовым обвальным материалом, скатывающимся со склонов верхних уступов. На поверхности сбросо-обвальных ступеней рыхлый материал в ходе смещения (точнее — в момент резкого его торможения или прекращения движения) фонтанирует и образует насыпные конусы. Поверхность уступов, покрытая такими конусами, в свежем виде напоминает колонии термитных построек (Солоненко, 1963а, 1970), а впоследствии микрорельеф их похож на суффозионно-просадочный.

На фронтальных краях сейсмогенных обвалов иногда образуются характерные купола выдавливания обломочного материала высотой до 10 м и более (Солоненко В., 1963б, 1966, с. 31).

Показателем сейсмогенной природы обвала может быть сам характер обломочного материала и морфологии обвальной массы: каскадный профиль, выжатые из общей более или менее однородной массы крупные глыбы—обелиски и т. д. (Солоненко В., 1970б).

Иногда удается установить коррелятивную связь между экзотическим слоем осадков и конкретной сейсмогенной структурой. Так, например, с сейсмогенной структурой Шартлай генетически связаны два крупных обвала, запрудивших ущелье р. Шартлай. Следы водокаменного селя, образовавшегося при прорыве обвальной плотины, можно видеть в разрезе остатков конуса выноса, сохранившегося в устье ущелья. Сам конус выноса того времени по береговому сбросу был опущен и перекрыт современным пролювием. Верхний горизонт пролювиальных отложений резко отличен от подстилающих его стратифицированных обычных пролювиальных отложений — он крупноглыбовый с валунно-глыбово-щебнистым заполнением. Основной его материал характерен для обвальных фаций, а не для пролювиально-аллювиальных, как материал остальных горизонтов конуса выноса. Ничего общего он не имеет с материалом моренных отложений. Экзотичность этого слоя свидетельствует и об экзотичных условиях его образования (Солоненко В., 1962б, 1963в).

Одновременное и на значительной площади катастрофическое развитие оползневых фаций может быть признаком их связи с сильными землетрясениями. Такие оползневые фации известны на южном побережье Байкала и в районе оз. Гусиного в Забайкалье.

На активизацию сейсмической деятельности могут указывать вулканогенные образования. По ним в Становом секторе Байкальской рифтовой системы можно наметить четыре эпохи сейсмической активизации, когда образовывались глубокие магмопроводящие разломы: в верхнем эоплейстоцене, нижнем плейстоцене, верхнем плейстоцене—нижнем голоцене и верхнем голоцене. Отголоски этих событий мы наблюдаем в настоящее время. К плейстоцен-голоценовым и голоценовым вулканам приурочены эпицентры многих слабых землетрясений, иногда роев землетрясений (до десятков в сутки) с глубиной очагов около 25 км.

В сейсмически активных районах происходит постоянное формирование нептунических даек. При обследовании плейстосейстовых зон современных сильных землетрясений (9—12 баллов, $M = 6{,}5—8{,}6$) и изучении палеосейсмодислокаций мы наблюдаем формирование сейсмогенных нептунических даек двух типов: восходящих и нисходящих. Восходящие дайки образуются путем внедрения в трещины снизу влажных или водоносных грунтов, как правило, песков, иловатых, супесчаных и т. п. При достижении поверхности они фонтанируют и образуют грязевые конусы. Длина нептунических даек (или их систем) может быть значительной. Например, при Среднебайкальском землетрясении 29/VIII 1959 г. (9 баллов,

M — $6^3/_4$) главная линия грязевых выбросов имела длину около 10 км. Вскрытие грунта показало, что между грязевыми конусами тянутся трещины, заполненные иловатым песком — плывуном (Солоненко В., Тресков, 1960).

Нисходящие дайки образуются при заполнении сейсмогенных трещин обломочным материалом, поступающим сверху. Этот тип нептунических даек развит очень широко в сейсмических районах, особенно там, где сейсмодислокации связаны с растяжением земной коры. В трещинах идет поглощение обломочного материала в течение десятков и сотен лет. Собственно сохранение сейсмотектонических трещин в рельефе возможно лишь благодаря этому, в противном случае они быстро нивелируются. На таких трещинах часто наблюдаются воронки — поглощающие поноры глубиной и диаметром от долей метров до десятков метров. В трещинах и понорах поглощается не только мелкообломочный материал, сносимый со склонов, но и глыбы, до гигантских (12—15 м) включительно (Живая тектоника..., 1966, с. 193; Хромовских, 1965, с. 60). Таким путем формируются мощные (до десятков метров) нептунические дайки, выполненные своеобразной брекчией, чрезвычайно неоднородной по гранулометрическому составу. На какую глубину уходят такие дайки, пока неизвестно, но во многих случаях она не менее многих десятков, а скорее — сотен метров, так как глубина поноров в теле их достигает 50 м и более (Солоненко В., Хромовских, 1974).

Совершенно особым типом сейсмогенных (сейсмотектонических) образований являются милониты («тектоническая глина»), которые, как показал опыт Гоби-Алтайского землетрясения, образуются из самых разнообразных пород (от аргиллитов до гранитов), но имеют в основе один состав—гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Установленная мощность их— до 1 м. Они не только образовались практически мгновенно, но были выжаты из трещин, подобно пасте, и местами образовали стены высотой более 1,5 м (Солоненко В., 1963а, с. 323—326; Solonenko, 1965, 1966, с. 342—345).

В крупных водоемах особым типом сейсмогенных осадков могут быть отложения так называемых мутьевых потоков.

Ранее уже обращалось внимание на то, что резкая смена осадков глубоководных мелководными, тем более с прибрежной фауной и знаками ряби, со стратиграфическим перерывом, рассматривается как безусловное доказательство такого хода событий: 1 — быстрое тектоническое поднятие морского дна, 2 — регрессия моря, 3 — континентальная денудация, 4 — трансгрессия, 5 — восстановление глубоководного режима. Каждому геологу ясно, что для подобного развития событий необходимы, по крайней мере, десятки миллионов лет. В действительности же это может произойти в считанные часы (Солоненко В., 1970а, с. 25). Такой необычный стратиграфический разрез может быть создан сейсмовозбужденными грунтовыми потоками — субаквальными селями (Солоненко В., 1973а). Благодаря точному фиксированию времени землетрясений и повреждения подводных кабелей накопился значительный фактический материал о движении сейсмовозбужденных субаквальных селей. Классический пример дало землетрясение Гранд-Бенис 18/XI 1929 г. (9—10 баллов, $M = 7$), при котором южнее Ньюфаундленда в течение 13 ч 17 мин было последовательно порвано 12 линий кабелей, расположенных от эпицентра и до 800 км от него. Скорость субаквального селя была на континентальном склоне около 90 км/ч, а на абиссальной равнине — 36 км/ч.

При Алжирском землетрясении 9/VI 1954 г. (9 баллов, $M = 6^3/_4$) последовательно было разорвано пять линий подводных кабелей, проложенных на расстоянии от 60 до 100 км от побережья Алжира. Скорость потока на континентальном склоне 60 км/ч, на глубоководной равнине она снизилась до 8 км/ч. Такие скорости и длина пути субаквальных селей, недостижимые без сейсмического возбуждения, объясняют их гигантскую эрозионную деятельность, проникновение на глубины до 4200 м

прибрежных грубообломочных отложений (каньон Гудзон), образующих у устьев подводных каньонов конусы, морфоскульптурно близкие к пролювиальным конусам выноса, и отсутствие связи некоторых каньонов не только с материками и устьями рек, но и с мелководьем (каньоны на Марианском подводном хребте в 200 км южнее Японии).

Подводные каньоны и аномальное распределение фаций осадков характерно не только для морей, но и для крупных континентальных водоемов высокосейсмичных областей. В Байкальской впадине имеются и подводные каньоны, и вторжения грубообломочных отложений в глубоководные части впадины, и лишенные осадков участки на значительных глубинах. Все это необъяснимо без привлечения сильных сейсмических колебаний.

Выделение сейсмогенных фаций осадков из литологически сходных образований требует большого внимания и не всегда может быть сделано надежно. Наиболее частая ошибка, с которой нам приходилось сталкиваться при использовании материалов других геологов,— это отнесение сейсмогенных обвальных и пролювиально-обвальных фаций к ледниковым, хотя, на наш взгляд, они расчленяются сравнительно легко (по форме обломков и глыб, их составу, характеру и составу заполнителя, по ледниковой штриховке или ее отсутствию, аккумулятивным микро- и мезоформам рельефа, конфигурации площади, покрытой отложениями, сопутствующим морфоскульптурным явлениям и т. д.).

Значительно труднее различить солифлюкционные каменные потоки от сейсмогенных обвальных и обвально-пролювиальных образований на пьедесталах гор (предгорных косых равнинах). При этом приходится еще считаться с тем, что в плейстоцене и части голоцена вечная мерзлота была развита значительно шире, чем в настоящее время, и солифлюкционные процессы имели региональный характер. В некоторых случаях в заблуждение могут ввести прибрежные брекчии исчезнувших водоемов, отложения лавин и другие образования коллювиального типа. Для диагностики осадков необходимо изучение площади их распространения, мощности, состава, связи с сейсмогенными структурами и т. д.

ВОЗРАСТ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ

Определение более или менее точного возраста палеосейсмодислокаций остается пока слабым местом палеосейсмогеологического метода. Связано это не столько с методическими, сколько с практическими трудностями. Систематическими палеосейсмогеологическими исследованиями до последнего времени как в СССР, так и в мировой практике занимался лишь наш небольшой коллектив Лаборатории сейсмогеологии Института земной коры. В остальных высокосейсмичных районах Земли метод хотя в последнее время и применялся довольно широко, но спорадически — большей частью при обследовании плейстосейстовых зон современных сильных и катастрофических землетрясений. Определение же точного возраста палеосейсмодислокаций требует кропотливых детальных исследований, как правило, с большим объемом земляных работ.

Для определения возраста остаточных сейсмодеформаций применялись и могут быть использованы в дальнейшем методы: геологический, инженерно-геологический, историко-археологический, дендрохронологический, радиоуглеродный.

Обычными геологическими методами в подавляющем большинстве случаев возраст остаточных сейсмодеформаций можно определить весьма приближенно, что может иметь существенное значение для познания эволюции сейсмической активности района, но не для прикладных целей. Для определения уровня современной сейсмической активности

неотектонических структур необходимо знать события давностью не более первых тысяч лет. Экстраполяция более давних событий на современность может привести к грубейшим ошибкам: во всех сейсмических регионах, где получены соответствующие материалы (Монголо-Байкальский, Среднеазиатский, Кавказский, Средиземноморский, Иранский и др.), сейсмическая активность несколько тысяч лет тому назад резко изменилась, как правило, в сторону снижения.

Палеосейсмогеологические данные — это летопись сильнейших землетрясений, запечатленная в геолого-геоморфологических документах поверхности Земли. По ним в Байкальской рифтовой зоне нами установлено четыре вспышки сейсмической активности. В области разрастания рифтовой зоны на ее восточном фланге в верхнем голоцене сейсмическая активность резко повысилась в связи с миграцией рифтогенных процессов к востоку от видимого окончания рифтовой системы (Солоненко В., 1968а, б), а на юго-западной периферии — в Восточном Саяне — понизилась.

На Северо-Западном Кавказе по палеосейсмогеологическому анализу А. Б. Островский (1970а) выделяет две эпохи активизации сейсмичности: 1 — примерно в середине позднего плейстоцена и 2 — историческая, завершившаяся в начале первого тысячелетия нашей эры.

В. К. Кучай (1971) по палеосейсмодислокациям в зоне Таласо-Ферганского разлома устанавливает максимум сейсмической деятельности около 50 тыс. лет тому назад, понижение максимальной силы землетрясений — 10 тыс. лет тому назад. Современные землетрясения — самые слабые за 50-тысячелетний период. Палеосейсмодислокации широко развиты в зоне Джунгарского разлома (Войтович, 1969). Вместе с тем современная сейсмическая активность его невысока, что может указывать либо на недавнее изменение сейсмического режима, либо на временное сейсмическое затишье. Важность постановки специальных палеосейсмогеологических исследований в таких районах очевидна.

Инженерно-геологические методы можно применить для приближенной датировки конкретных сейсмодислокаций. С этой целью могут быть использованы данные по скорости разрушения горных пород и движению грунтов на склонах.

Там, где в результате сейсмодеформаций были вскрыты коренные горные породы, время этого вскрытия можно рассчитать по глубине разрушения горных пород.

В условиях Прибайкалья образование элювия, в том числе структурного, происходит с большой скоростью (см/год): диабазы — 1,3; граниты — 2,3; гранито-гнейсы и гнейсы — 3,3; кристаллические известняки, мрамор, массивные юрские песчаники — 4,0; тонкослоистые юрские песчаники — 9,0 (Солоненко В., 1960б, с. 17). Б. А. Агафонов (1974), проводивший специальные наблюдения на опытных площадках на кристаллических породах, получил такие же скорости: 12,5—87,6 мм/год. Естественно, что выветривание идет неравномерно, скорости постепенно изменяются, а по достижении мощности зимнего промерзания грунтов резко падают, хотя формирование элювия не прекращается (за счет годовых колебаний температуры и химического выветривания).

При сохранении сейсмогенных деформаций на крутых склонах или у их основания некоторое представление о их возрасте могут дать расчеты по скорости движения грунтов. Однако при этом мы можем получить, как правило, только верхний возрастной предел, так как в сейсмогенных трещинах обычно происходит интенсивное поглощение обломочного материала, а высота эскарпов может изменяться в ходе последующих (после землетрясения) движений земной коры.

Скорость движения рыхлого материала в условиях Прибайкальского сейсмического пояса весьма высока: в гольцовой зоне — на склонах крутизной 30—35° почво-грунты смещаются на 4—5 см/год (Агафонов, 1974),

скорость движения россыпей — до 145 см/год, денудационный метр местами составляет лишь 210 лет (Солоненко В., 1950, 1960б). Разведочные канавы часто полностью нивелируются в течение нескольких лет. Выемки на Кругобайкальской железной дороге глубиной до 6—8 м, заброшенные в 1912—1914 гг., к 1941 г. не только были заполнены делювием, но местами на них уже появилась лесная поросль. Эти постоянно действующие факторы, не говоря уже о «залповых» сносах материала со склонов (при ливнях, лавинах и т. д.), должны снивелировать статические формы, возникающие при землетрясениях интенсивностью 9—10 баллов в течение от 10—15 до 100—150 лет. Однако трещины сохраняются более длительное время, так как в них происходит поглощение обломочного материала.

В последнее время делаются попытки определения сейсмодеформаций и их приблизительного возраста по пещерным структурам (Langer, 1970).

Археологические и исторические данные могут дать более точные сведения о времени сейсмодислокаций. Разрыв сейсмогенной структурой стоянок и поселений дает возможность определить верхний ее возрастной предел. Например, по наличию поздненеолитической культуры возраст Посольского Сора — аналога залива Провал на Байкале — не более 2000—3000 лет, по динамике кос и баров — не менее 500 лет (Рогозин, 1974). Вторая цифра ближе к действительности, так как в конце XVII — начале XVIII столетия в заливе еще стояли остатки стволов затопленного леса.

Особенно широкие возможности использования исторических данных имеются в давно обжитых районах с тысячелетней культурой. Так, например, при изучении последствий землетрясения 31/VIII 1968 г. в Иране было установлено, что за последние 100—200 лет подземные водные галереи по левостороннему сдвигу смещены более чем на 10 м (Ambraseys e. a., 1969, c.10.)

В. Г. Трифонов (1971) описал сдвиг линий кяризов-колодцев над подземными водными галереями в зоне Главного Копет-Дагского разлома. В зависимости от времени постройки линии кяризов сдвинуты от 8 до 3 м. Уже сейчас из исторических и археологических исследований сейсмологи и сейсмогеологи могут почерпнуть много важных сведений о сильных землетрясениях, часто хорошо датированных, как это сделано нами при изучении сейсмогеологии Западного Кавказа (Солоненко В., Хромовских, 1974).

Исторические и археологические данные могут быть прямыми и косвенными. Нет сомнения, что роль их в датировке сильных землетрясений прошлого, времени образования сейсмогенных структур, определения повторяемости катастрофических землетрясений, эволюции сейсмических процессов будет быстро возрастать.

Дендрохронологический метод применим для датировки сейсмогенных структур в лесной зоне. Легче всего он дает возможность определить нижний предел возраста структуры по возрасту деревьев, растущих на сейсмодеформациях («структура не моложе N лет»).

Точная датировка возможна для молодых структур, в которых сохранились стволы поваленных деревьев или, по счастливой случайности, разорванные деревья. Корреляция годичных колец живых и мертвых деревьев может позволить определить год образования сейсмодислокации.

Дендрохронологический метод применялся в плейстосейстовой зоне Миссисипского землетрясения 1811 г. для разделения миссисипских и домиссисипских дислокаций и на Аляске (Page, 1970).

Опыт применения дендрохронологии в Прибайкалье показал, что деревья уже в десятке метров от сейсмодислокации существенных нарушений в приросте древесины не испытывают, что следует строго учитывать при применении этого метода.

Радиоуглеродный метод представляется наиболее перспективным. Для уверенности в корректности определения необходимо

из сейсмодислокации извлечь такие органические остатки, которые не могли быть привнесены после землетрясения, что без серьезных горно-проходческих работ сделать нельзя, но пока мы были лишены такой возможности. Вместе с тем применение его дает возможность не только датировать время сейсмических катастроф, но и определить направление медленных движений земной коры в период между сейсмическими катастрофами (Плафкер, 1968).

Несмотря на всю заманчивость датировки сейсмодислокаций по радиоуглеродному методу, нельзя не обратить внимания на то, что сейсмоактивные разломы являются особыми геохимическими зонами и первичное соотношение изотопов C^{12}/C^{14} в растениях на сейсмогенной зоне может быть иным, чем обычно, что может привести к резкому искажению (завышению) возраста.

ШКАЛА БАЛЛЬНОСТИ

> Где токмо ни увидишь с расселинами каменные горы, тут оставшиеся следы земного трясения быть не сомневайся, тем суровейшего, чем неустойчивее суть развалины, стремнины и хляби
>
> *М. Ломоносов (6/IX 1757 г.)*

Эмпирические данные, полученные при обследовании сильных землетрясений, показывают, что размеры, типы и морфология остаточных деформаций для сейсмогеологически однородных зон более или менее постоянны. Это дает возможность решать обратную задачу: по сейсмогенным остаточным деформациям определять, естественно, приблизительно, интенсивность и магнитуду досейсмостатистических землетрясений.

Такая шкала не может быть универсальной для всех сейсмических зон. Масштаб и тип сейсмодислокаций и гравитационных явлений зависят не только от энергии землетрясения, но и от многих других факторов: глубины и механизма очага, типа сейсмогенных структур, ориентировки очаговой зоны, геологического строения, рельефа и т. д. Например, площадь, охваченная сейсмогравитационными явлениями, их тип и размеры зависят от региональных инженерно-геологических (в том числе геокриологических) условий. Поэтому нельзя механически переносить шкалу балльности из одной сейсмической зоны в другую. Также невозможно создать универсальную формулу для расчета теоретических изосейст, хотя сейсмологи их и предлагают, и используют в теоретических и прикладных целях. Одно несомненно: каждое сильное ($M \geqslant 6{,}5$) землетрясение с коровым очагом оставляет свои следы на поверхности Земли, только до недавнего времени их просто немногие умели видеть.

Масштаб остаточных деформаций обычно значительно выше, чем указывается в шкалах сейсмической интенсивности, в том числе и в наиболее совершенной из них — MSK-1964 (Медведев и др., 1965).

Первая шкала балльности по остаточным деформациям была предложена около 15 лет тому назад (Солоненко В., 1962б). За последующее время накопился обширный новый фактический материал, собранный при изучении как современных землетрясений, так и палеосейсмодислокаций в различных высокосейсмичных зонах Земли. В целом он подтвердил нашу шкалу 1962 г. и не требует внесения в нее принципиальных изменений.

8 баллов ($M = 5^1/_2 - 6^1/_2$). Региональные и зональные сейсмотектонические явления могут быть установлены только геодезическими исследованиями, но и они пока не всегда дают бесспорный материал. Изменения

в рельефе и гидрографии с палеосейсмогеологических позиций трудно обнаружить и еще труднее доказать. Локальные дислокации, как правило, до поверхности Земли не доходят или они незначительны по размерам, поэтому быстро уничтожаются денудацией. Все же в благоприятных условиях, особенно в зоне сухих степей, на основе аэрофотоснимков такие локальные сейсмодислокации иногда проявляются на поверхности Земли и могут быть обнаружены, так как протяженность их иногда довольно значительна. Так, например, при землетрясении 14/XII 1950 г. в Калифорнии ($M = 5{,}6$) образовалось три разлома с амплитудой вертикального смещения до 0,2 м на трассе общей протяженностью около 9 км (Рихтер, 1963, с. 477). В Центральном Судане при восьмибалльном землетрясении ($M = 5{,}7$) в 1967 г. образовался сбросо-сдвиг длиной около 4 км.

В Байкальской сейсмической зоне только в одном случае наблюдалось вскрытие разлома при землетрясении умеренной интенсивности (до 8 баллов?) 2/XI 1958 г. ($M = 4^3/_4$, но, возможно, занижена).

Эпицентр землетрясения находился в зоне Ханийского разлома в месте пересечения им р. Олекмы. По разлому, рассекающему здесь окварцованные докембрийские кристаллические известняки удоканской серии позднего протерозоя, образовались трещины протяженностью 200—250 м. Вследствие раскрытия старого разлома началось поглощение глыбового материала россыпи, перекрывающей разрыв (Кочетков, 1964, с. 41).

От сейсмодислокаций, связанных с девятибалльными землетрясениями, они отличаются малыми амплитудами смещений (разница максимальных смещений 10—15-кратная).

Для выявления эпицентральных зон восьмибалльных землетрясений более надежными представляются сейсмогравитационные явления. Основная трудность при этом — установление одновременности образования и независимости их от экзогенных причин. В восьмибалльном изосейсмальном поле землетрясений интенсивностью 9 баллов и выше остаточные сейсмогравитационные деформации развиваются на большей площади, чем при восьмибалльных землетрясениях. Здесь могут иметь место псевдотектонические деформации. Так, например, при Среднебайкальском землетрясении 29/VIII 1959 г. ($M = 6^3/_4$, 9 баллов, $h = 18$ км) в восьмибалльной зоне образовалась линия грязевых извержений длиной около 10 км (на эпицентральном расстоянии до 43—45 км). Конусы грязевых «вулканов» приурочены к трещинам, ориентированным по линиям слепых крупных разломов, перекрытых толщей неоген-четвертичных осадков мощностью 370—700 м. Установленная ширина трещин до 10 см. Они заполнены песком-плывуном, инъецировавшим снизу (Солоненко В., Тресков, 1960).

Подобные нептунические дайки могут быть использованы для определения плейстосейстовых областей досейсмостатистических землетрясений. От обычных нептунических даек они отличаются наличием каналов повторного фонтанирования. В противном случае их трудно отличить от экзогенных нептунических даек.

В резко пересеченных горных районах на восьмибалльной (и более высокой) изосейсмальной площади происходят массовые обвалы. При прочих равных условиях число их, размеры и пути движения за восьмибалльной изосейстой резко сокращаются, что при региональных инженерно-сейсмогеологических исследованиях позволяет более или менее уверенно оконтурить восьмибалльную зону.

9 баллов ($M = 6^1/_2 - 7$). Региональные и зональные деформации при девятибалльных землетрясениях зримо проявляются только в особо благоприятных условиях, преимущественно на низменных берегах крупных водоемов. Геодезические исследования показывают движение земной коры с амплитудами, превышающими возможные погрешности наблюдений, на площади до 600—800 км².

Локальные сейсмодислокации представлены преимущественно сейсмотектоническими трещинами и только в двух случаях нам пришлось наблюдать гравитационно-сейсмотектоническое опускание, которое может быть связано с девятибалльными землетрясениями [7].

На трассе сейсмогенного разлома или на сопряженных с ним разрывах образуются трещины протяженностью в десятки или сотни метров и редко свыше 1 км. Общая протяженность зоны трещин достигает 2—3 км, а при господстве сдвиговой составляющей — иногда до 10—12 км. В последнем случае, по-видимому, мы имеем дело не со следствием одного землетрясения, а с суммарными остаточными деформациями, связанными с главным толчком, его афтершоками и последующими после землетрясения смещениями. При этом первоначальная максимальная амплитуда вертикального смещения может увеличиваться от 0,8—1,2 до 3—5 м.

Значительные сейсмогравитационные деформации наблюдаются на площади до 600—800 км², спорадически — до 5—6 тыс. км². В девятибалльной изосейсмальной площади десятибалльных землетрясений при соответствующих условиях проявляются сейсмовозбужденные земляные и каменные потоки.

10 баллов ($M = 7 - 7^3/_4$). При десятибалльных и более сильных землетрясениях, в зависимости от типа сейсмогенных структур, морфоструктур и геологического строения сейсмической области, в разной степени проявляются региональные и зональные остаточные деформации земной коры и образуются различные типы сейсмодислокаций с различными протяженностью, амплитудой вертикального и горизонтального смещений, зиянием трещин и характером сейсмогравитационных и других сопутствующих явлений. При сбросах возникают мощные, но короткие (от нескольких километров до 15, при сбросо-сдвигах— до 30 км) трещины шириной до 15— 20 м (при взбросах, взбросо-сдвигах и надвигах трещины преимущественно закрытые) с амплитудой вертикального смещения до 7—8 м. При сдвигах трещины менее выразительны, но общая протяженность зоны может достигать 100 км. Зональные деформации наиболее отчетливы при блоковых сейсмогенных структурах. Смещаются блоки площадью порядка 250—300 км². Иногда происходят грабенообразные просадки и сколы вершин гор.

Сейсмогравитационные явления происходят на площади до 40 тыс. км². Обвалы достигают гигантских размеров и нередко порождают сейсмовозбужденные каменные потоки. При благоприятных геолого-геоморфологических условиях, особенно в лессовых районах, наблюдается массовое развитие земляных лавин, которые могут сформировать сейсмовозбужденные земляные потоки, нередко более губительные, чем само землетрясение. При достаточно детальных исследованиях морфоскульптура и внутреннее строение таких потоков позволяют надежно отличать их от образований иного генезиса (Солоненко В., 1970б, 1973а).

11 баллов ($M = 7^3/_4 - 8^1/_4$). Региональные сейсмотектонические движения земной коры охватывают площадь до 100—120 тыс. км², возможно, и больше.

Площадь зональных деформаций зависит от типа сейсмогенных структур, но, по-видимому, не менее 60—90 × 20—30 км.

Для выявления региональных и зональных палеосейсмотектонических движений земной коры необходимы детальные и точные геоморфологические исследования на обширной площади, которые позволили бы установить внезапное одновременное изменение условий денудации и аккумуляции.

Пока такие исследования не проводились, хотя первые шаги в этом направлении сделаны в Японии (Сигимура, 1968), на Аляске (Плафкер, 1968) и Кавказе (Солоненко В., Хромовских, 1974).

---

[7] Структуры Лабскалди и Цери на Кавказе (Солоненко В., Хромовских, 1974).

Локальные сейсмодислокации при одиннадцатибалльных землетрясениях образуются на значительной площади (тысячи или второй десяток тысяч квадратных километров). Размеры их зависят от типа сейсмогенных морфоструктур и общей сейсмогеологии. Выделяются две крайние группы, имеющие разнообразные взаимопереходы (Солоненко В., 1962б, 1973в; Живая тектоника. . ., 1966).

1. В зонах растяжения при сбросовых движениях образуются мощные, но непротяженные (20 км и более) трещины с наблюденной амплитудой вертикального смещения до 10—12 м (Ассамское землетрясение 12/VI 1897 г., 11 баллов, $M = 8{,}0$), а по палеосейсмодислокациям — до нескольких десятков метров.

2. При сдвиговых смещениях образуются протяженные (до 350 км) зоны разломов с небольшой амплитудой вертикального смещения. Главные трещины осложнены оперяющими трещинами растяжения и сжатия, местами (особенно на участках изменения простирания сдвига) они переходят в сейсмотектонические рвы шириной до 8—10 м и более. По палеосейсмогеологическим данным, при одиннадцатибалльных землетрясениях могут образоваться структуры «битой тарелки» с радиально расходящейся и ветвящейся сетью сбросов и сбросовых рвов шириной до 20 м в скальных грунтах (Хромовских, 1965).

Гравитационно-сейсмотектонические и сейсмогравитационные деформации могут быть представлены всеми известными типами. Последние охватывают площадь до 150 тыс. км^2 и более (на эпицентральном расстоянии до 350 км). Первые же приурочены к сейсмогенным разломам и имеют амплитуду вертикального смещения до нескольких десятков, возможно, до первой сотни метров.

12 баллов ($M \geqslant 8^1/_4$). Резкие изменения рельефа и гидрографии на всей площади зональных движений земной коры (установленная площадь до 7—10 тыс. км^2) и заметные региональные — на площади до 300 тыс. км^2 и более. Зоны разломов, оживленные и вновь образованные, имеют протяженность до 450 км, возможно, и более (при Чилийских землетрясениях 21—22/V 1960 г., по сейсмологическим данным, зона разлома на дне Тихого океана имела длину 960—1280 км; см. Plafker, Savage, 1970), а установленная суммарная длина разломов в плейстосейстовой области континентальных землетрясений достигает 850 км (Солоненко В., 1963а; Florensov, Solonenko, 1965, 1966).

Специфическими деформациями двенадцатибалльных землетрясений являются гравитационно-сейсмотектонические клинья с амплитудой вертикального смещения в сотни метров и срывы крупных вершин гор. Поскольку сейсмические ускорения при таких землетрясениях могут превышать ускорение силы тяжести в 2 раза и более, то следует предполагать возможность образования самых невероятных деформаций.

До настоящего времени детально с применением специальной аэрофотосъемки, информативность которой была почти исчерпывающей, изучена только одна плейстосейстовая зона двенадцатибалльного землетрясения, полностью расположенная на суше. В ней установлены все известные типы дизъюнктивных дислокаций и ранее неизвестные деформации — гравитационно-тектонический клин с амплитудой вертикального смещения до 328 м и срывы вершин гор. Мгновенное образование мощных милонитов, по-видимому, также является специфической чертой двенадцатибалльных землетрясений (Солоненко В., 1960а, в, 1963а; Florensov, Solonenko, 1965, 1966).

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

Ни один из существующих сейсмологических и сейсмогеологических методов не дает возможности сколько-нибудь надежно определить два практически важнейших элемента сейсмического режима: мак-

симальную интенсивность и повторяемость сильных землетрясений.

Нельзя недооценивать в этом отношении значение графиков повторяемости, карт сейсмической активности, K-максимума и сейсмической сотрясаемости, т. е. сейсмологических методов определения важнейших параметров сейсмического режима, разрабатываемых Ю. В. Ризниченко и его последователями (Ризниченко, 1958, 1962, 1966). Но не следует и переоценивать их, так как определение максимальной интенсивности и повторяемости сильнейших землетрясений остается их «ахиллесовой пятой»: по этим данным невозможно определить, на каком уровне необходимо прервать или изогнуть кривую, и в каждом сейсмическом районе следует предполагать возможность двенадцатибалльного землетрясения. Повторяемость землетрясений, близкую к истинной, можно получить только для обширных (минимум — десятки тысяч квадратных километров) районов, а площадь разрушительных сотрясений (8 баллов и более) при девяти- и десятибалльных землетрясениях обычно составляет всего 6,5—8 тыс. км^2. Это существенно снижает прикладную значимость указанных методов при сейсмическом детальном и микрорайонировании.

Ю. В. Ризниченко подчеркивает, что зависимость K_{max} от активности носит общий характер и почти одинакова для всех сейсмических областей—слабо- и высокоактивных. Поэтому самой трудной проблемой является определение возможной интенсивности землетрясений, что требует сбора исторического материала за возможно более длительное время (Risnitschenko, 1973). Мы уже показали (Солоненко В., Хромовских, 1974), что даже для такого богатого сейсмостатистическими данными сейсмического региона, как Кавказ, метод Ризниченко может дать искажения истинной картины из-за неполноты или неравноценности сейсмостатистических данных. В частности, на карте K_{max} Кавказа (Ризниченко, Джибладзе, 1972) изолинии K-16 разрывают единую по палеосейсмогеологическим данным сейсмическую зону Главного кавказского разлома (недостаток информации!), а сейсмическая опасность района Тбилиси (K-17, т. е. более 10 баллов) завышена (относительный избыток информации!). Нет сомнения в том, что привлечение палеосейсмогеологических данных позволило бы существенно уточнить карту K_{max} Кавказа.

Предсказание сильных землетрясений по сейсмическим циклам, предложенное С. А. Федотовым (1968), на первый взгляд представляется заманчивым, что послужило в последнее время поводом к широкой популяризации метода. Для крупных сейсмических зон может быть он и применим, но в пределах только теоретико-познавательных целей. Для предсказания сейсмической опасности для конкретного локального участка пользоваться этим методом более чем рискованно. «Главным допущением этой методики является гипотеза о постоянстве сейсмического режима. Без нее невозможно определение повторяемости землетрясений» (Федотов, 1968, с. 137). Вместе с тем хорошо известно, что ни о каком постоянстве сейсмического режима для локальных районов (а только в этом случае целесообразно практически применимое предсказание землетрясений) не может быть и речи.

С. А. Федотов считает, что для Японо-Камчатского отрезка Тихоокеанской зоны средняя длительность сейсмического цикла (время между двумя землетрясениями максимальной силы $M \geqslant 7^3/_4$) 140 ± 60 лет, средняя длительность периодов форшоков и афтершоков по 15 лет. Предполагается, что после сильного землетрясения и сильных афтершоков наступит «нормальный» сейсмический режим, естественно, без катастрофических землетрясений в очаговых зонах (размеры их до 100×500 км; см. Федотов, 1968, фиг. 1), но что это не так, видно и по данным зоны, рассмотренной С. А. Федотовым. Около о. Хаккайдо в 1894 г. произошло землетрясение с $M \geqslant 8$ и, следовательно, в «очаговой зоне» следующее землетрясение с $M \geqslant 7^3/_4$ можно было ожидать (при средней длительности сей-

смического цикла 143 года; см. Федотов, 1968 с. 124) только в начале XXI в. В действительности же 4/III 1952 г. здесь произошло катастрофическое землетрясение с $M = 8{,}6$, а в 1971 г.— с $M = 7{,}2$. Последнее землетрясение нельзя рассматривать ни как афтершок землетрясения 1952 г (поздно!), ни как форшок следующего максимального землетрясения (рано!). С практической точки зрения совершенно безразлично, какой это элемент «сейсмического цикла»: эпицентр находился ближе к острову, чем эпицентры 1894 и 1952 гг. и, следовательно, хотя и «немаксимальное», землетрясение могло оказаться более бедственным, чем «максимальное» с эпицентром, расположенным дальше от берегов острова.

У п-ова Кии в 1854 г. в течение суток произошло «два сильнейших землетрясения» (Рихтер, 1963, с. 546). 7/XII 1944 г. и 20/XII 1946 г. в этой же «очаговой зоне» произошло два «максимальных» землетрясения ($M = 8{,}3$ и 8,4) с близкими эпицентрами.

Около о. Хонсю 23/X 1894 г. и 31/VIII 1896 г. произошли землетрясения ($M \sim 8{,}3$ и 8,6) со слившимися очаговыми зонами. Можно привести массу других примеров как по Тихоокеанской, так и другим менее активным зонам, где длительность сейсмического цикла «составляет многие сотни и тысячи лет» (Федотов, 1968, с. 126). Последнее сразу исключает возможность применения этого метода для подавляющей части сейсмических территорий (80—90% сейсмоактивной площади Сибири).

Насколько может ввести в заблуждение этот метод при его практическом применении прогноза землетрясений, можно видеть и на примере нашей Прибайкальской сейсмической зоны. Для большей ее части «максимальными» следует принимать землетрясения с $M \geqslant 6{,}5$ (9 баллов и выше). За десятилетний срок таких землетрясений в среднем должно быть три на площади в 221 тыс. км². В действительности же в 1957—1967 гг. произошло пять землетрясений с $M = 6{,}5$—$7{,}9$, из них три (Нюкжинское — $M = 6{,}5$, Олекминское — $M = 6{,}5$ и Тас-Юряхское — $M = 7$) на площади менее 500 км².

В районе дельты р. Селенги на площади около 1000 км² за столетие произошло три «максимальных» землетрясения: 12/I 1862 г.— 10 баллов ($M \sim > 7^3/_4$), 26/XI 1903 г.— 8—9 баллов ($M \sim 6^1/_2$), 29/VIII 1959 г.— 9 баллов ($M = 6^3/_4$), и их зоны разрушительных потрясений (8 баллов и выше) перекрывали друг друга.

Все существующие методы определения и прогнозирования сейсмического режима являются сейсмостатистическими, однако палеосейсмогеологический метод имеет возможность получить данные о сильнейших землетрясениях за более длительное время. Поэтому определение максимальных землетрясений должно быть комплексным по сейсмологическим и палеосейсмогеологическим данным. Карта максимальных землетрясений и их средней (долговременной) повторяемости должна согласоваться с сейсмогеологическими данными, без чего ни одна карта и ни один прогноз не могут быть признаны удовлетворительными, поскольку сейсмический процесс — это процесс геологический, о чем забывают или что вообще не учитывается большинством сейсмологов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Прежде всего необходимо учитывать, что палеосейсмогеологические наблюдения являются составной частью комплексных сейсмологических, сейсмогеологических и геофизических исследований. При региональном и детальном сейсмическом районировании, а в особо высокосейсмичных зонах — и при микрорайонировании (с целью уточнения исходного расчетного балла) палеосейсмогеологическими наблюдениями необходимо охватывать площади в десятки, сотни тысяч, а то и свыше миллио-

на квадратных километров. Естественно, что без предварительной серьезной и всесторонней подготовки к полевым исследованиям на таких площадях можно не один год безуспешно искать палеосейсмодислокации. Поэтому в ходе палеосейсмогеологических исследований сами по себе выделились следующие стадии.

1. Предварительная камеральная подготовка. По сейсмостатистическим, историко-археологическим, сейсмологическим, геолого-геофизическим, геоморфологическим и другим материалам (в зависимости от местных условий) выделяются районы вероятного проявления сильных землетрясений, а в них — в соответствии с предполагаемым или известным типом сейсмогенерирующих структур, геоморфологических и инженерно-геологических условий — участки наиболее вероятного проявления остаточных сейсмогенных деформаций.

2. Дешифрирование аэрофотоснимков. Для выделенных районов проводится дешифрирование аэрофотоснимков. Оптимальный масштаб снимков 1 : 30 000. На снимках масштаба 1 : 60 000, как показал наш многолетний опыт, часто некрупные сейсмодислокации не находят выражения или их трудно или невозможно отличить от фотоэффектов других морфоскульптур, особенно в лесных районах. Крупномасштабные снимки дешифрируются для участков предварительно выделенных структур и при их аэровизуальном обследовании и наземной документации.

Для получения предварительных количественных параметров сейсмодислокаций необходимо провести инструментальную обработку снимков. Неспециалистам легко освоить количественное дешифрирование на интерпретоскопе.

Важно, чтобы участники сейсмогеологических исследований умели получать стереоэффекты без стереоскопа, что намного ускоряет просмотр снимков (а их для одного полевого сезона приходится просматривать тысячи или десятки тысяч), позволяет полноценно использовать снимки непосредственно в маршрутах и иногда рассмотреть детали сейсмогенных и несейсмогенных морфоскульптур, которые нельзя уловить под обычным стереоскопом (для этого снимки изгибаются).

Результаты дешифрирования наносятся на топографические карты, по которым будут вестись аэровизуальные маршруты.

3. Аэровизуальные наблюдения необходимо проводить не только на участках предполагаемых палеосейсмодислокаций, выделенных по аэрофотоснимкам, но и на участках возможных активных сейсмогенных структур, выделенных по геолого-геофизическим данным: в связи с условиями освещенности во время аэрофотосъемки иногда даже весьма выразительные сейсмодислокации на снимках не фиксируются или выражены очень неясно. Ранее в удаленных районах аэровизуальные наблюдения мы проводили на самолетах АН-2 или ЯК-12, а в близких, особенно во время наземных полевых работ — на вертолетах МИ-1 или МИ-4. Сейчас для этих целей наиболее удобен турбовинтовой вертолет МИ-2 (при условии полета над сейсмодислокациями на допустимо малой скорости). При некотором навыке два наблюдателя (а на вертолетах МИ-1, МИ-2, или с места второго пилота на самолете и вертолете МИ-4 — даже один наблюдатель) обычно успевают увидеть детали морфоскульптур, свидетельствующих о их сейсмогенной или несейсмогенной природе, нанести на карту план сейсмодислокаций и сопутствующих явлений, определить тип структуры, приблизительно, и ее параметры (ширина трещин, амплитуда вертикального и горизонтального смещения и т. д.), сделать фотоснимки и записи, наметить пути наземного подхода к структуре и вместе с пилотом выбрать ближайшую площадку, пригодную для посадки вертолета.

4. Наземное обследование и документация. При наземном обследовании прежде всего, необходимо убедиться в сей-

смогенной природе морфоскульптуры, выделенной на основании аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдений. Эта, на первый взгляд, простая задача нередко требует от геолога острой наблюдательности и свободной ориентации в вопросах тектоники, геоморфологии, инженерной геологии, полевой литологии, петрографии и т. д. Разрывные и пликативные структуры, гравитационные деформации и фации осадков могут быть следствием не сейсмогенных, а иных процессов (Солоненко В., 1962б; 1966, с. 33).

На сейсмодеформации могут походить:

1) псевдотектонические трещины, часто развивающиеся по древним разломам и тектоническим трещинам, вулкано-тектонические купола и депрессии, экзотектонические (диапировые и близкие к ним структуры, экзоскладчатость в долинах рек), ангидридо-гипсовая тектоника, трещины грязевых вулканов, а в редких случаях и астральные — структуры метеоритных кратеров, трещины загиба голов пластов, экзогенных обвалов, рвов отседания, трещины отседания и связанные с ними осадки склонов, обвалы, оползни, в том числе скальные. На Кавказе мы столкнулись с любопытными экзогенными формами, принятыми не только по аэрофотоснимкам и при аэровизуальных наблюдениях, но и в первых наземных маршрутах за сейсмогенные сбросы — это верхние кромки ущелий, заполненных обвальной массой (район оз. Амткел) или древним аллювием (колхидские предгорья у р. Кодори и к востоку от нее). Сама кромка ущелья отлично имитирует сбросовый уступ, а трещины отседания — сопровождающие сейсмотектонические трещины. Более того, на стенках таких трещин, рассекающих известняки, местами образовались зеркала скольжения с штриховкой сбросо-сдвигового типа. Только детальное исследование (во втором случае) позволило установить, что общее направление «структуры» определено краем древнего ущелья, продольного хребту, а смещение в ходе отседания части блоков в сторону современных ущелий, поперечных к древнему, создало иллюзию сдвига. Поскольку трещины отседания уходят глубже современной поверхности древнего аллювия, то местами смещение шло в условиях сжатия и на стенках трещин в известняках образовались борозды и штрихи скольжения;

2) ледниковые и нивальные образования: латеральные, радиальные и особенно маргинальные каналы, напорные морены, сопровождаемые ледниковыми дислокациями (особенно надвиги и крупные ледниковые отторженцы), борозды на плечах трогов, подледниковые рытвины, ярусные долины, продольные валы боковых морен на склонах долин, флювиогляциальные формы рельефа, нивальные ложбины и валы и т. д.

На сейсмовозбужденные земляные лавины и потоки по морфоскульптуре могут походить перигляциальные поля земляных конусов, иногда конусы суффозионно-просадочного рельефа. Сейсмогенные образования отличаются от последних, как отмечено выше, наличием каналов фонтанирования, которые устанавливаются при раскопке конусов;

3) эрозионные формы, в том числе селевые каньоны, ложбины стока, особенно в поле с крупной тектонической трещиноватостью, когда создаются полые массивно-псевдотектонические формы рельефа;

4) экзогенно-гравитационные формы (оползни, обвалы, оползневые и обвальные рвы, которые около каров и карлингов иногда создают иллюзию сейсмогенного срыва вершин гор);

5) формы избирательной денудации — отпрепарированные контакты, в том числе тектонические, жильные тела, в аридных и семиаридных ландшафтных зонах — дефляционные формы, наиболее резкие при совпадении простирания слабого слоя или зоны дробления с господствующим направлением ветров;

6) в условиях вечной мерзлоты — вытаивание жильных льдов, солифлюкционные валы и нагорные террасы, фронтальные валы курумов, родниковые суффозионные ложбины;

7) искусственные формы — древние ирригационные системы и иные гидротехнические сооружения, ритуальные и другие дороги, древние оборонительные сооружения, которые могут протягиваться на десятки, а то и сотни километров («Вал Чингис-хана» в Юго-Восточном Забайкалье и Северной Монголии), иногда хорошо использующие тектонические уступы рельефа, горнопроходческие выработки и т. д.

С расширением сейсмогеологических исследований в различных геолого-геоморфологических и ландшафтных зонах списки псевдосейсмогенных форм, конечно, будут расширяться, но квалифицированный сейсмогеолог, если не по аэрофотоснимкам и аэровизуальным наблюдениям, то при наземных исследованиях безошибочно отличит сейсмогенные образования от сходных образований иного генезиса, хотя (в редких случаях) уверенно сделать это без горных работ невозможно.

Вот почему уже на начальных этапах разработки методики мы предостерегали от излишнего увлечения палеосейсмогеологией (Солоненко В., 1962б). К сожалению, в последнее время появились доклады и статьи по вопросам палеосейсмогеологии, основанные на литературных данных, иногда подкрепленных дешифрированием аэрофотоснимков. Это, конечно, легкий и быстрый путь накопления информации, но он же и кратчайший к грубейшим ошибкам.

Сейсмогенные структуры тщательно документируются: составляется общий сейсмогеологический план и детальный самой сейсмогенной деформации с ее морфометрией. Выявляется связь сейсмогенных образований с тектоническими структурами и геологическими формациями района. По комплексу признаков устанавливается возраст и балльность землетрясения, а также потенциальная сейсмоактивность той крупной морфоструктуры или ее части, в пределах которой они развились, и наиболее вероятные участки остаточных деформаций и вероятные пути движения сейсмогенных обвалов, земляных лавин и потоков и т. п.

При детальном и микрорайонировании в окрестностях палеосейсмодислокаций развертываются временные сейсмические станции для определения степени современной сейсмической активности структуры, глубины и механизма очагов и решения других сейсмологических вопросов.

При организации сейсмологических наблюдений, как показал наш опыт, необходимо учитывать, что чем моложе и мощнее сейсмодислокации, тем ниже их современная сейсмическая активность. Например, на мощной Чина-Вакатской структуре, образовавшейся, по-видимому, 1/II 1725 г., в 1962—1964 гг. был зарегистрирован лишь один эпицентр. Слабо активна и мощная зона молодых сейсмодислокаций на западном побережье Байкала. Поэтому на таких сейсмодислокациях необходимо планировать более продолжительные сейсмические наблюдения, чем на дислокациях с возрастом во многие сотни или первые тысячи лет.

За период, прошедший со времени первого использования остаточных сейсмогенных деформаций для выявления сейсмогенных тектонических структур и эпицентральных зон сильных землетрясений, правомочность палеосейсмогеологического метода подтверждена как последующими сейсмическими событиями, так и результатами применения его у нас и почти во всех высокосейсмичных зонах мира. Так, в северо-восточной части Байкальского сейсмического пояса, намеченного в конце 1956 г. (Флоренсов и др., 1960), произошли землетрясения: Муйское 27/VI 1957 г., 10—11 баллов ($M = 7{,}9$); Нюкжинское 5/I 1958 г., 9 баллов ($M = 6{,}5$); Олекминское 14/IX 1958 г., 9 баллов ($M = 6{,}5$); Среднебайкальское 29/VIII 1959 г., 9 баллов ($M = 6^3/_4$); Тас-Юряхское 18/I 1967 г., 9—10 баллов ($M = 7$), четыре восьмибалльных ($M = 5^3/_4$—6) и более 30 шести-семибалльных.

Палеосейсмогеологические исследования в Среднеазиатской и Кавказской сейсмических провинциях показали, что такие землетрясения, как Файзабадское, Ашхабадское, Хаитское, Чхалтинское и некоторые другие,

казавшиеся неожиданными, аномальными для сейсмических районов, выделенных по сейсмостатистическим, инструментальным и геологическим данным, произошли в районах, где имеются палеосейсмогеологические следы таких же или даже более сильных землетрясений (Солоненко В., 1970б, 1972а, б, 1973а—в; Трифонов, 1971; Солоненко, Хромовских, 1974; Никонов, 1974). С другой стороны, установлено, что иногда сейсмическая опасность необоснованно завышается или завышается вероятная повторяемость сейсмических катастроф (Солоненко В., 1970а).

Палеосейсмогеологический метод — пока наиболее надежный способ определения максимальных землетрясений (с $M \geqslant 6{,}5$) с коровыми очагами и их осредненной повторяемости и единственный при определении потенциальной сейсмической опасности сейсмологически неизученных территорий и при реконструкции геологической истории развития сейсмических процессов.

Палеосейсмогеология в настоящее время имеет настолько прочный фундамент, что расшатать ее основы невозможно, а сомневаться в ее действенности могут лишь лица, незнакомые с результатами исследований плейстосейстовых областей сильных землетрясений высокосейсмичных поясов Европы, Азии, Африки, Новой Зеландии, Северный и Южной Америки.

Палеосейсмогеологический метод достаточно проверен, чтобы быть включенным в обязательный комплекс критериев обоснования карт сейсмического регионального, детального и микрорайонирования.

ДИСКУССИЯ

Мы уже отмечали (Солоненко В., 1973в), что обоснованной критике палеосейсмогеологический метод не подвергался. Более того, некоторые специалисты смежных с сейсмогеологией наук легко стали обнаруживать палеосейсмодислокации там, где их не может быть, или принимать за них образования иного генезиса, или применять метод для выявления эпицентров землетрясений в древних (вплоть до архейских) толщах и т. д. Поэтому уже в начале разработки метода подчеркивалось, что излишнее увлечение предложенным методом может принести ему больший вред, чем неквалифицированная критика (Солоненко В., 1962б).

Мы постоянно подчеркивали, что палеосейсмогеологический метод является составной частью комплексных геолого-геофизических методов определения уровня сейсмической активности сейсмогенерирующих морфоструктур. Утверждение, что «в работах некоторых сибирских ученых палеосейсмодислокации были приняты в качестве уже едва ли не единственного... геологического критерия сейсмичности» (Петрушевский, 1967, с. 65), основано на недоразумении. В наших публикациях по сейсмичности крупных регионов главный объем (4/5) работ занимают геологические, геофизические и сейсмологические критерии сейсмичности.

Довольно обычные возражения наших оппонентов: 1) остаточные деформации могут возникать при медленных движениях земной коры; 2) остаточные деформации не тектонические, а гравитационные образования; 3) по размеру сейсмодислокаций нельзя определять интенсивность землетрясений.

1. Возникновение деформаций земной коры без ощутимых землетрясений, морфологически сходных с сейсмодислокациями, действительно возможно (см. с. 41). Однако палеосейсмогенные структуры выявляются, как правило, не по одному, а по комплексу признаков. Наиболее надежно сочетание деформаций сейсмотектонических и (или) гравитационно-сейсмотектонических с сейсмогравитационными. Медленно развивающиеся деформации не сопровождаются гравитационными, которые могли быть приняты за сейсмогравитационные.



Рис. 9. Сейсмогенная структура Абакура в Сванетии. Сбросо-сдвиг в кристаллических породах. *Фото В. П. Солоненко.*

Сейсмогенные деформации, как правило, находятся в таких геоморфологических условиях, где сохранение медленно развивающихся трещин невозможно (см. с. 33).

2. Некоторые оппоненты, не видившие сейсмодислокации в натуре, сомневаются в их сейсмотектонической природе и пытаются доказывать (не на фактах, а на субъективных представлениях), что они имеют гравитационную или сейсмогравитационную природу.

Такие представления — наследие старых взглядов о том, что остаточные деформации касаются только покровных рыхлых грунтов. Гоби-Алтайское землетрясение окончательно перечеркнуло такие представления, однако в том или ином виде время от времени их пытаются восстановить. Симптоматично то, что среди сторонников поверхностной природы сейсмодислокаций нам неизвестно ни одного автора, обследовавшего хотя бы одно катастрофическое землетрясение. Неопровержимых же фактов, подтверждающих тектоническую природу сейсмодислокаций, сколько угодно, и почти каждое новое землетрясение с $M > 6{,}5$ с коровым очагом пополняет их число. Собственно неопровержимым доказательством глубинной природы сейсмодислокаций является совпадение механизма движения земной коры, связанного с землетрясением, определенных независимо сейсмогеологическими и сейсмологическими методами (Балакина и др., 1972), естественно, если сейсмодислокации были закартированы полно и квалифицированно.

С наиболее активным желанием опровергнуть тектоническую природу дислокаций мы, пожалуй, столкнулись после их открытия на Большом Кавказе. Дискуссия в таком направлении только необоснованно тормозит развитие палеосейсмогеологических исследований на Кавказе. Поэтому приведем два примера.

На левом борту ущелья р. Цинцкали (в 15 км восточнее Ингури ГЭС) закартирована структура Квира (рис. 9). Это сброс, протяженностью около 2 км, с амплитудой вертикального смещения в юрских песчаниково-туфогенных грунтах. На южном его отрезке образовался односторонний грабен (60×500 м). Сброс разорвал пять русел временных водотоков, ранее стекавших в р. Цинцкали, и через разорванный водораздел направил их сток вместе с водами группы мощных источников, приуроченных к сейсмодислокации, в р. Джолори. Со структурой связано два крупных обвала. Поскольку структура по диагонали рассекает водораздел, то говорить об оползневом ее происхождении не приходится.

Таблица 1

Определение M по деформациям ($M_д$) и инструментальным данным ($M_и$)

Дата землетрясения	Главная зона разломов, длина, км	Тип деформации	$M_д$	$M_и$	Литературные источники
9/VII 1905	Цэцэрлэг, 130	Сдвиго-взброс	8,4	8,4	[1, 2]
23/VII 1905	Северо-Хангайская, 370	Взбросо-сдвиг	8,7	8,7	[1, 2]
1906	Сан-Андреас, 300	Сдвиг	8,4	8,3	[1, 2]
27/VI 1957	Муйская, 30	Противоположно направленные сбросо- и взбросо-сдвиги	7,9	7,9	[3, 4]
4/XII 1957	Гоби-Алтайская, 270	Взбросо-сдвиг	8,6	8,6	[5]
5/I 1967	Могодская, 45	»	$7^3/_4$	$7^3/_4$	[6, 7]
31/VIII 1968	Дашт-э-Байаз, 25	Сбросо-сдвиг	7,5	7,4	[8]

Примечание. Литературные источники: 1 — Вознесенский, 1907 (размеры и типы сейсмодислокаций уточнены); 2 — Рихтер, 1963; 3 — Солоненко В., 1965; Курушин, 1974; 4 — Rothe, 1969; 5 — Гоби..., 1963; 6 — Погребинский, Чернышев, 1974; 7 — Землетрясения в СССР, 1970; 8 — Tchalenko, Ambraseys, 1970.

Таблица 2

Соотношение между I_0, M и K

I_0, балл	Магнитуда (M)							Энергетический класс (K)				
	По Гутенбергу и Рихтеру, 1956*		По Карнику и др., 1957		По Шебалину, 1957		По В. Солоненко**	По Бунэ, 1962	По Медведеву, 1961		По А. Солоненко, 1973**	
	1	2	H=10 км	H=20 км	H=10	H=20	H=20±5 км	H=10 км	H=10 км	H=20 км	K	M
6	5	4,6	$4^1/_2$	$4^3/_4$	$4^1/_2$	5	$4^1/_2$—$4^3/_4$	11—13	12	13	12	4,5
7	$5^1/_2$	5,1	5	$5^1/_4$	5	$5^1/_2$	$4^3/_4$—$5^1/_2$	13—14	13	14	13	>5,1
8	$6^1/_4$	5,8	$5^1/_2$	$5^3/_4$	$5^3/_4$	$6^1/_4$	$5^1/_2$—$6^1/_2$	14—15	14	14	14	>5,6
9	$6^3/_4$	6,4	6	$6^1/_4$	$6^1/_4$	7	$6^1/_2$—7	15—16	15	15	15	>$6^1/_2$
10	$7^1/_2$	7,1	$6^1/_2$	$6^3/_4$	7	$7^3/_4$	7—$7^3/_4$	16	15	16	16	7,3
11	8	7,6	$7^1/_4$	$7^1/_2$	$7^3/_4$	$8^1/_4$	$7^3/_4$—$8^1/_4$	16—17	—	—	17	8,2
12	$8^1/_2$	8,1	$7^3/_4$	8	$8^1/_2$	—	>$8^1/_4$	17—18	—	—	—	—

По Точеру: $M = 5$, $I_0 = 6$—8; $M = 6$, $I_0 = 7$—8; $M = 7$, $I_0 = 9$—10; $M = 8$, $I_0 = 11$ (модифицированная шкала Меркалли)

* 1 — M по данным авторов, 2 — M, приведенное по ЕССС.
** Для землетрясений Монголо-Байкальского сейсмического пояса.

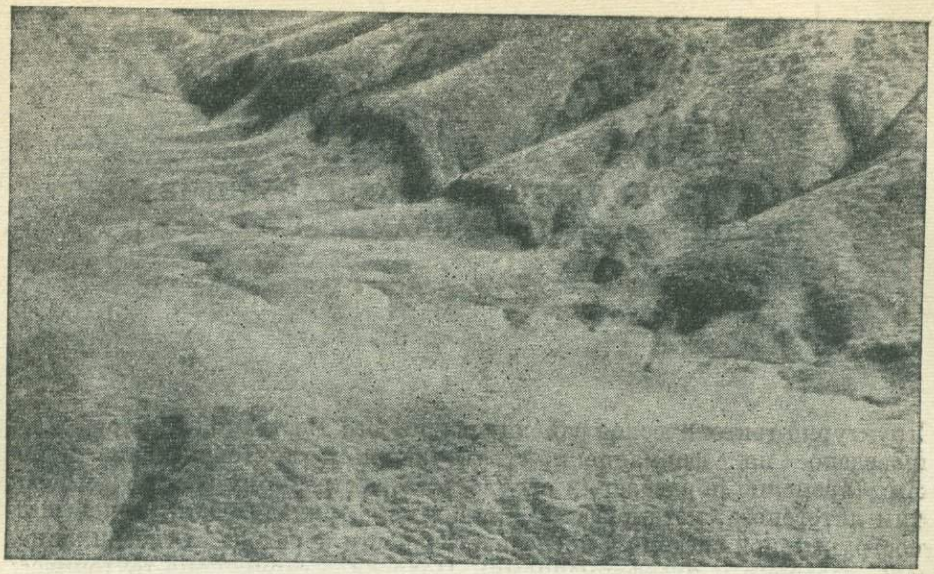


Рис. 10. Структура Квира. Южный склон Бол. Кавказа. *Фото В. П. Солоненко.*

На водоразделе рек Ингури и Хумпрери в Сванетии сейсмогенный сбросо-сдвиг (структура Абакура) обновил ранний глубинный разлом (к нему в зоне структуры приурочены гипербазиты с сульфидным оруденением). Сбросо-сдвиг (амплитуды соответственно 0,5—20 и 50 м) длиной 3,7 км по диагонали рассекает водораздел (рис. 10). Трещина продолжает поглощать обломочный материал. Глубина замкнутых поглощающих поноров достигает 50 м. К зоне (на ее продолжении к востоку и западу) приурочена линия мощных обвалов.

Как и в первом случае, гравитационная природа структуры Абакуры исключается.

3. Интенсивность землетрясений по сейсмодислокациям определяется, как правило, довольно надежно (некоторые примеры приведены в табл. 1) с переходом через магнитуду (по форм. (2), с. 11).

Соотношения I_0 и M (или K), по разным авторам, лежат в пределах точности определения (табл. 2). Поэтому возражения против определения балльности землетрясений по магнитуде, при отсутствии соответствующих макросейсмических данных в эпицентре, явно несостоятельны. Вместе с тем с ними приходилось сталкиваться в последние годы при обсуждении методики составления новой карты сейсмического районирования СССР.

«Балл» остается и еще долго будет оставаться основой сейсмического районирования в утилитарных целях. Для громадных необжитых или слабо обжитых районов определение интенсивности землетрясений в подавляющем большинстве случаев возможно только через магнитуду и сейсмодеформации для сильных землетрясений.

Глава II

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОКАЙНОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Структурно-тектоническое районирование юга Восточной Сибири (рис. 11) проведено по формационно-структурным и тектоническим признакам (времени образования структур, вещественному составу, особенностям литогенеза, метаморфизма, магматизма, складчатости, положению в геоструктурной системе и последовательности перехода от геосинклинального развития к платформенному). Подробное структурно-тектоническое описание Байкальской горной области читатель найдет в работе Л. И. Салопа (1967).

ОБЛАСТЬ ДОРИФЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

На юге Сибирской платформы древнейшее складчатое основание наиболее полно представлено на территории Алданского щита. Выходы дорифейских тектонических комплексов на поверхность, их геологическая структура и метаморфизм свидетельствуют о сложном гетерогенном строении нижнего платформенного этажа, большая часть которого скрыта под мощным чехлом слабо дислоцированных палеозойских и мезозойских толщ.

Алданский щит. Возраст наиболее древних алданских метаморфических комплексов (иенгрская и джелтулинская серии) — 2640—2340 млн. лет (Тектоника Евразии, 1966), что позволяет параллелизовать их с саамидами других щитов. Структуры, окаймляющие древнее ядро с запада и юга (Олекминская и Становая зоны, включая Кодаро-Удоканский прогиб), относятся к карельской фазе складчатости, так как отложения удоканской серии прорваны синорогенными интрузиями куандинского комплекса гранитоидов (1650 млн. лет).

В древнейшей истории формирования юго-западной части Алданского щита выделяется несколько стадий. В начале сформировался Алданский литоплинт (Дзевановский и др., 1968, 1970), сложенный раннеархейскими образованиями иенгрской и джелтулинской серий, определившими более поздний структурный план верхнеархейских комплексов Становой и Олекминской зон. С нижнего протерозоя начался собственно платформенный этап развития Алданского щита, подвергавшегося значительной переработке в течение последующих эпох тектонической активизации. Так, западная часть рассматриваемой территории (Кодаро-Удоканский район) в течение нижнего протерозоя служила бассейном накопления терригенно-карбонатных толщ удоканской серии.

Пликативные дислокации Алданского щита сильно усложнены разрывной тектоникой. Наиболее крупные разломы входят в систему Станового структурного шва, который протягивается на сотни километров к западу и востоку. Он контролируется базитовыми и ультрабазитовыми интрузиями, широкой полосой диафторированных и катаклазированных пород, зонами дробления и рассланцевания. Развитие глубинных структурных швов и крупных разрывных нарушений на каждом новом этапе текто-

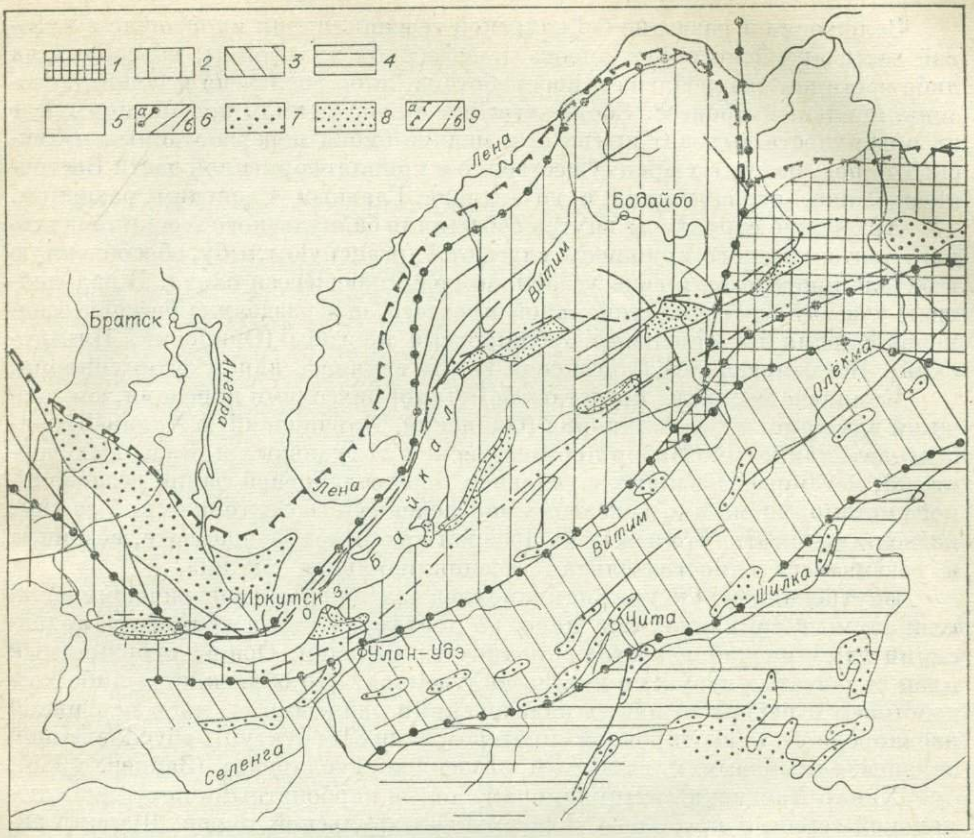


Рис. 11. Схема структурно-тектонического районирования докайнозойского фундамента юга Восточной Сибири.

Составлена по данным А. Л. Яншина (1966) и Т. Н. Спижарского (1968).

1—4 — области складчатости: *1* — дорифейской, *2* — байкальской, *3* — каледонской, *4* — герцинской; *5* — чехол древних и эпипротерозойских платформ; *6* — разломы: *а* — основные, глубинные, *б* — прочие, недифференцированные; *7* — мезозойские впадины и прогибы; *8* — главные рифтовые впадины; *9* — границы: *а* — области мезокайнозойской активизации, *б* — Байкальской рифтовой системы.

нической активизации в значительной степени предопределялось планом древних разрывов, а отчасти шло по еще не затронутому дизъюнктивами складчатому субстрату. Все это в совокупности создало мозаично-блоковую структуру архейского основания, особенно дробную в зонах глубинных разломов.

ОБЛАСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатые сооружения байкалид Восточной Сибири дугообразно окаймляют с юга дорифейскую Сибирскую платформу, отделяясь от последней системой краевых глубинных разломов. Ангарским выступом платформы они разделяются на две ветви — западную (Саяно-Енисейскую) и восточную (собственно Байкальскую), сочленяющиеся между собой в районе южной оконечности Байкала.

Енисейско-Саянская область байкалид образует узкую полосу, протягивающуюся вдоль юго-западного края Сибирской платформы. Большим Саянским разломом она продольно разделяется на две тектонические зоны. Для одной из них, приплатформенной, типичны блоковые поднятия древнего основания байкалид, другая же, внешняя, представляет собой глубокий рифейский прогиб.

Заложение и развитие байкальской геосинклинали произошло в краевой части архейского фундамента дорифейской платформы, которая была либо частично раздроблена и переработана, либо вовлечена в мощный геосинклинальный процесс. Соответственно в современном эрозионном срезе на поверхность выходят крупные и мелкие блоки переработанных архейских пород, развитых преимущественно в приплатформенной части Восточного Саяна, ограниченной с юго-запада Главным Саянским разломом.

Архейские структуры внутри собственно байкальского геосинклинального тектонического комплекса слагают Гарганскую глыбу, обособленную в начале протерозоя в виде устойчиво поднимающегося блока. В дальнейшем, участвуя в геосинклинальном процессе, она разделяла бассейн осадконакопления на отдельные субширотные прогибы (Окинский, Ильчирский). Воздымающаяся Гарганская глыба являлась ядром антиклинория.

Комплекс байкалид представлен метаморфическими породами, слагающими два крупных синклинория (Окинский, Ильчирский) и Хамар-Дабанский антиклинорий. Набор протерозойских эффузивных и осадочных формаций, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и отражающих определенный геотектонический режим, позволяет считать, что здесь, на древнем архейском фундаменте, возникла и развивалась самостоятельная геосинклинальная система.

Внутренняя структура синклинориев осложнена симметричными антиклиналями и синклиналями, лишь по периферии или в контакте с архейскими глыбами наблюдаются опрокинутые складки. Общий субширотный план складчатых структур иногда нарушается. Это объясняется либо воздействием и переработкой их каледонскими движениями, либо первичной неоднородной ориентировкой протерозойских структур, обусловленной складчато-глыбовым и глыбовым строением фундамента (Зайцев, 1963).

Хамар-Дабанский антиклинорий сложен карбонатными породами слюдянской серии, а крылья — гнейсами хангарульской толщи. Шарнир антиклинория ундулирующий, волнистый в плане, с общим субширотным простиранием. Крылья его осложнены складками более высоких порядков, имеющих аналогичную ориентировку.

Байкальская зона охватывает Западное и Восточное Прибайкалье, Байкало-Патомское и значительную часть Станового нагорий.

Архейский фундамент в ее современной структуре выступает в виде нескольких, ограниченных разломами глыб — Байкальской, Муйской, Амалатской и др. Глыбы сложены гнейсо-сланцевыми и карбонатно-гнейсовыми толщами общей мощностью до 10—12 км (Фролова, 1962). Для архейских суперкрустальных образований характерны линейные складки преимущественно северо-восточного простирания. Повсеместно отмечается усложнение крупных складчатых форм более мелкими (вплоть до микроплойчатости) и массовая гранитизация пород.

Геосинклинальный комплекс байкалид подразделяется на внешнюю — миогеосинклинальную и внутреннюю — эвгеосинклинальную зоны (Тектоника Евразии, 1966). Первая, в виде широкой дуги, выпуклой к северу, располагается по периферии Сибирской платформы. С юга она ограничена системой глубинных разломов, отделяющих Ангарский и Алданский выступы платформы от складчатой системы байкалид. На севере ее складчатые структуры, возможно, продолжаются в сторону Вилюйской синеклизы. Во внешней зоне, помимо упомянутых уже глыбовых выступов древнего фундамента, выделяется ряд крупных складчатых структур: Нечерский, Тонодский и Чуйский антиклинории, Мамский, Бодайбинский и Прибайкальский синклинории.

Внутренняя зона байкалид занимает центральную часть площади Байкальской горной области, составляя обширный, сложно построенный Баргузино-Витимский синклинорий. Борта синклинория слагают мощный (до 12 км) комплекс основных эффузивов и их туфов спилито-кератофиро-

вой формации и метаморфизованные сланцы, песчаники и известняки, составляющие нижний структурный ярус. С разломами добайкальского заложения, разделяющих внешнюю и внутреннюю зоны, связаны линзовидные тела гипербазитовых интрузий.

ОБЛАСТЬ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В Восточной Сибири, согласно современным представлениям (Яншин и др., 1966; Спижарский и др., 1968), полоса каледонских структур окаймляет с юга область сибирских байкалид (см. рис. 11). Площадь распространения их ограничена структурными швами — Джидино-Витимским на северо-западе и Монголо-Охотским на юго-востоке.

Из двух циклов развития каледонской складчатости, раннего и позднего, здесь нашел отражение только первый. Геосинклинальный режим ранних каледонид начинает проявляться с рифея, завершение же его происходит в конце среднего — начале верхнего кембрия. На протяжении всего периода происходило образование формаций, типичных для ранних этапов развития геосинклинальных областей.

Каледониды рассматриваемой площади по структурно-тектоническим особенностям можно разделить на две части: Саяно-Алтайскую (Сархойский синклинорий) и Забайкальскую (Джидинский и Удино-Витимский синклинории).

Саяно-Алтайская зона. Нижнепалеозойские структуры здесь представлены синклинальными складками в прогибах, осложненных по периметру взбросами и надвигами. Осадочный комплекс нижне-среднекембрийских эффузивно-терригенных и терригенно-карбонатных пород залегает на поверхности размыва протерозоя и архейских глыб.

Наиболее полно кембрийские отложения представлены в Сархойском синклинории, где суммарная мощность геосинклинальных сложнодислоцированных толщ 6,2 км. Наряду с изоклинальными и симметричными складками с крутыми (70—80°) крыльями отмечаются пологие складки, осложненные флексурами (Волколаков, 1960; Арсентьев, Волколаков, 1964).

Нижнепалеозойский этап складчатости оказался завершающим. Тектоническая структура, комплекс формаций, магматизм и метаморфизм свидетельствуют о том, что здесь геосинклинальный режим закончился в докембрийское время.

На западе Сархойский синклинорий ограничен Шутхулайским поднятием, сложенным в основном добайкальским метаморфическим комплексом, относящимся к области байкальской складчатости (Тектоника Евразии, 1966).

Забайкальская зона. В ней выделяются две подзоны. Одна из них, охватывающая бассейн верхнего течения р. Джиды и левобережья монгольской части р. Селенги, представлена структурами Джидинского синклинория, сложенного двумя ярусами вендско-кембрийских отложений.

Центральные и краевые части синклинория осложнены разломами и складками различного порядка. В первую очередь, это относится к северо-восточному крылу, что связано с близостью активной зоны пограничных глубинных разломов (Афанасьев, 1973).

Во внутреннем оформлении синклинория принимают участие простые линейные складки, местами изоклинальные и опрокинутые. Центриклинальное замыкание осложнено глубинным разломом северо-восточного простирания. В осевой части синклинория выделяется центральная антиклиналь, прослеживающаяся от границы СССР с МНР до среднего течения р. Дархитуй. Собственно геосинклинальное развитие Джидинской подзоны закончилось в среднем кембрии.

На востоке через выступы фундамента Джидинский синклинорий переходит в Удино-Витимский (вторая подзона). Его граница проходит по юго-восточным склонам хребта Хамар-Дабан: рекам Витимкан и Ципикан на северо-западе и среднему течению рек Чикой, Ингода, Тунгир — на юго-востоке. Подобно Джидинскому, он заложен на раздробленном докембрийском основании, отдельные блоки которого сохранились во внутренних геоантиклинальных поднятиях (Заганском, Яблоновом, Малханском и т. д.).

ОБЛАСТЬ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

На Тектонической карте Евразии к герцинидам Восточной Сибири полностью отнесена область, расположенная юго-восточнее Монголо-Охотского структурного шва (см. рис. 11). Однако в описании карты делается оговорка, что этот район имеет смешанные черты строения, и вопрос о том, следует ли его относить к герцинидам или мезозоидам, нельзя считать окончательно решенным (Тектоника Евразии, 1966).

Геосинклинальные комплексы нижнего структурного яруса герцинид начали образовываться в ордовике или силуре, а окончание их формирования относится к середине или верхам среднего девона (Тектоника Евразии, 1966). Начиная с девона и, примерно, до верхнего карбона (в Агинском прогибе до нижнего триаса), формировались комплексы верхнего структурного яруса.

В прогибах отложения герцинид представлены кремнисто-терригенной и терригенной формациями, в поднятиях они дополнены вулканогенным, вулканогенно-плутоническим диорит-гранитовым и интрузивным гранодиоритовым комплексами.

Складчатые толщи в контурах герцинской геосинклинали обнажаются в Зачикойском, Даурском, Агинском и Приаргунском районах.

В Зачикойском районе развита мощная (6—7 км) песчано-сланцевая зачикойская серия допермского возраста. По формациям она однотипна со среднепалеозойскими образованиями Агинского поля и Северо-Восточной Монголии. Породы зачикойской серии местами прорваны гранитами возрастом 395—425 млн. лет, что указывает на возможное присутствие в ее составе нижнепалеозойских пород (Косыгин, 1965). В низах этой серии преобладают полимиктовые песчаники. Вверх по разрезу они сменяются конгломератами и полосчатыми сланцами. Наиболее крупные складчатые формы здесь — Агинский антиклинорий и Чикоконский синклинорий.

Особенностью Агинской структурно-формационной зоны является то, что здесь геосинклинальный режим сохранился до перми — среднего триаса (Амантов, 1963). В верхнем палеозое — нижнем мезозое накапливались мощные (более 5 км) толщи терригенных осадков: алевролиты, полимиктовые песчаники с линзами конгломератов, глинистые сланцы. Породы смяты в линейные складки различного порядка. В них развита интенсивная плойчатость и развальцевание, наблюдаются многочисленные протяженные разрывы (преимущественно надвиги и сдвиги).

В Даурском синклинории разрез осадочной толщи несколько отличается от соседних областей аккумуляции. Здесь выделяются углисто-кварц-серицитовые сланцы (в низах разреза) и рассланцованные полимиктовые песчаники (в верхах). Помимо этого в разрезе встречаются прослои и линзы зеленокаменных метаэффузивов основного и среднего состава. Общая мощность отложений до 5 км (Горжевский и др., 1970).

Приаргунская геоантиклинальная зона сложена преимущественно грубообломочными отложениями и известняками. Иногда среди них встречаются кислые туфогенные породы. Видимая мощность отложений свыше 2 км. На породах фундамента они залегают с резким угловым несогласием. Для складчатых структур этой зоны характерна брахиформность.

Разрез герцинид венчается протоорогенными континентальными или морскими молассовыми и гранодиоритовыми пермо-триасовыми формациями (Зоненшайн, 1967). По своим литологическим признакам они очень сходны с разрезами герцинид многих других районов восточной части Центральной Азии. С другой стороны, обнаруживается сходство их с заведомо геосинклинальными разрезами некоторых районов мезозоид Северо-Востока СССР. Наиболее характерной в этом отношении является Приаргунская зона, где в последние годы обнаружены небольшие поля морских верхнетриасовых и нижнеюрских отложений. Это позволяет некоторым исследователям (Тектоника Евразии, 1966) рассматривать данный район как переходную структурную область между типичными герцинидами и мезозоидами.

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Мезозойская тектоно-магматическая активизация охватила огромную площадь: периферийную часть древней Сибирской платформы, области дорифейской, байкальской, каледонской и герцинской складчатостей и Юго-Восточное Забайкалье, где до верхнего мезозоя, по-видимому, сохранился субгеосинклинальный режим, обусловленный влиянием Монголо-Охотского геосинклинального пояса.

Эволюция мезозойской структуры представляется в следующем виде. С конца верхнего триаса формировались крупные своды — Саяно-Байкальский и Яблоново-Становой (Боголепов, 1967) — либо единое сводовое поднятие (Корешков, 1960). В средней и верхней юре дифференциация движений привела к обособлению складок большого радиуса кривизны: Саяно-Станового внешнего и Хэнтэй-Даурского внутреннего поясов глыбовых поднятий, Селенгино-Витимской зоны относительного опускания (Арсентьев, 1967), Иркутского и Чульманского предгорных угленосных прогибов (Салоп, 1967). В верхней юре — нижнем мелу усилилась дифференциация блоковых движений, что способствовало образованию многочисленных межгорных впадин и глыбовых антиклиналей (Иванов, 1949).

Среднеюрские вулканогенно-осадочные породы Селенгино-Витимской зоны относительного опускания состоят из кислых эффузивов (фельзиты, фельзит-порфиры, порфириты, кварцевые порфиры и др.), туфов, туфоконгломератов, крупноглыбовых конгломератов, гравелитов, алевролитов и глинистых сланцев. Толщи обычно метаморфизованы: в эффузивах проявились хлоритизация и окварцевание, а глинистые сланцы местами превращены в кварцево-слюдистые сланцы. Глубинными аналогами эффузивов этого возраста являются субвулканические образования: микродиориты, диоритовые порфиры, диабазовые порфиры, аляскиты, граносиениты и др.

Внутри западной, восточносаянской, части внешнего пояса глыбовых поднятий при блоковой дифференциации образовалась группа Урда-Окинских грабенов. Они со всех сторон ограничены разломами Главной Саянской системы. Здесь среднеюрские отложения выделены в нарингольскую толщу (Флоренсов, 1960а) общей мощностью до 2,5 км, состоящую из брекчий, конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов, гравелитов, сверху перекрытых грубообломочными конгломератами и фангломератами. Породы интенсивно дислоцированы. Близ разломов, ограничивающих грабены и осложняющих их внутреннюю структуру, наблюдаются опрокинутые складки. В целом же здесь преобладают простые синклинальные складки (Башарина, 1973).

Восточный Саян в среднеюрское время служил основным поставщиком обломочного материала для заполнения депрессий Иркутского амфитеатра. Южная окраина последнего в это время представляла собой предгорный прогиб, заложенный на стыке домезозойских складчатых сооружений бай-

кальского (северо-восточного) и саянского (северо-западного) направлений. Главной эпохе осадконакопления — средней юре — предшествовало формирование базальной толщи мощностью от 50 до 300—400 м. Количество грубообломочного материала увеличивается к югу. Песчано-алевролитовые горизонты содержат многочисленные пласты угля. В южной части Иркутского амфитеатра отмечается сочетание двух прогибов саянской и байкальской ориентировок, сходящихся под прямым углом. Мезозойские синклинали часто совпадают с аналогичными формами нижнего палеозоя, при этом первые более пологи и как бы вложены во вторые. Углы падения юрских слоев на крыльях синклиналей достигают 20—25°.

Чульманский прогиб располагается в бассейне верхнего течения Алдана. Здесь развиты структурно-геологические комплексы юры и нижнего мела, выполняющие как Чульманскую впадину, так и продолжающую ее к западу систему грабенов (Кудулинский, Ханийский) и реликтовых мезозойских депрессий Кодаро-Удоканского района.

Западное окончание Чульманской впадины представлено Нижнетунгурчинским или Усмунским прогибом (Данкевич, 1969). Он выполнен мощной толщей континентальных угленосных отложений (Мокринский, 1961, 1962; Миронюк и др., 1971). В целом по составу они однообразны и сложены ритмично чередующимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей, почти полностью компенсировавшими прогиб; четко выраженный геологически, он слабо проявляется в современном рельефе, что приближает его к типу обращенных структур. Общая мощность юрских осадков 1350—1500 м (Ишина, 1961), а по геофизическим данным — 4,5 км (Микунов, 1965; Данкевич и др., 1970).

К концу средней юры вулканогенную формацию постепенно сменяет угленосная. Условия угленакопления в верхнеюрскую эпоху были благоприятны почти повсеместно. В Забайкалье в верхнеюрско-нижнемеловое время формировалась угленосная гусиноозерская серия мощностью 1,2—2 км. В это же время на северо-востоке накапливались конгломераты, осадочные брекчии, гравелиты, песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев и углей.

Формирование мезозойских структур явилось непосредственным следствием волнообразного искривления земной поверхности с образованием параллельных валов (сводов) и полос опусканий между ними. Медленное волнообразное изгибание (поверхностная складчатость) было исходным, но не решающим, так как разломы и изгибы тяготеют друг к другу и вытекают одни из других (Флоренсов, 1954).

На примере нескольких впадин Н. А. Флоренсов (1960а) всесторонне рассмотрел основные структурные особенности и вывел некоторые общие закономерности их развития. Впадины в большинстве являются синклинальными прогибами фундамента, компенсированными мощными осадочными толщами, они не симметричны как в структурном, так и в фациальном отношении. Днища прогибов почти плоские, ровные, а максимальные углубления несколько сдвинуты к одному из бортов. Окраинные разломы отмечаются по обоим бортам впадин. Многие разломы активно влияли на ход седиментации в верхнеюрско-нижнемеловое время. Поперечные разломы имели большое значение в послеседиментационный период. Надвиги, возникшие в наиболее поздние этапы мезозойской активизации, возможно, произошли из более древних сбросов. Все эти структурно-геологические особенности свойственны большинству забайкальских впадин.

ОСНОВНЫЕ ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Естественные границы между областями саамской, карельской, байкальской и герцинской складчатостей — обычно крупные зоны глубинных разломов протяженностью от 800—1000 км (Главный Саянский,

Становой и др.) до 2500 км и более (Монголо-Охотский). Как правило, они сопровождаются мощными (до десятков километров) зонами тектонически переработанных пород, большими и малыми базитовыми и гипербазитовыми интрузиями, центрами вулканических излияний, гравитационными ступенями, отображающими обычно скачкообразное изменение мощности земной коры и характеризующими большую глубину проникновения их в недра Земли.

Время заложения глубинных разломов определяется по возрасту геосинклинальных систем, развивающихся в краевых частях сформировавшихся платформ (эпиархейской, эпибайкальской и др.). На протяжении всех последующих эпох тектогенеза эти линейно вытянутые структурные швы были наиболее подвижными и проницаемыми участками земной коры. Для них характерны высокая степень дробленности пород и интенсивный их метаморфизм. Кроме того, глубинные разломы сопровождаются густой сетью сближенных субпараллельных и оперяющих разрывов различного генетического типа (сбросы, сбросо-сдвиги, надвиги и др.), а также приразломными депрессиями, в которых сохранились реликты палеозойских и мезозойских отложений. Генетическое разнообразие разрывных нарушений в зонах глубинных разломов обусловлено изменчивостью полей тектонических напряжений во времени. В связи с этим эпохи преобладающего развития взбросов и надвигов сменялись эпохами формирования сбросов. Роль сдвигов до настоящего времени остается неясной.

Становой глубинный разлом протягивается на 800—900 км от р. Витим на западе до хребта Джугджур на востоке. На всем протяжении он сопровождается мощными зонами разнообразных тектонически переработанных пород, большими и малыми интрузиями базит-гипербазитового состава, разновозрастными депрессиями и полями кайнозойских базальтов (Казмин, 1962). Разлом ограничивает с юга древнее ядро Алданского щита и включает на рассматриваемой территории участок между Чульманским надвигом, Становым и Южно-Становым глубинными разломами. По геофизическим данным, здесь устанавливается зона с дефицитом плотности не менее, чем 0,1 г/см^3, по отношению к окружающим участкам щита и верхнеархейской складчатой области. Она распространяется на глубину до 10 км при ширине от 25 до 80 км. Эта зона может быть обусловлена либо местным разуплотнением архейского комплекса щита за счет гранитизированных пород, гранитов, диафторитов, либо утолщением земной коры, связанным с ее прогибанием под влиянием надвигания Становой области на древнее ядро Алданского щита (Данкевич и др., 1969, 1970).

Главный (Большой) Саянский разлом протягивается на 1000 км от южной оконечности оз. Байкала к северо-западу (300—310°) почти до Красноярска. В современном денудационном срезе он представляет собой систему разрывов с мощными зонами дробления, трещиноватости и милонитизации. Динамометаморфической переработке подверглись все породы от архейских до палеозойских включительно. Основной «ствол» разлома сопровождается многочисленными субпараллельными продольными и оперяющими разломами субширотного (270—290°), субмеридионального и северо-западного (330—350°) простираний. Вся система разрывов, шириной от 5—6 до 8 км (Смирнов и др., 1969; Берзин, 1967), а в некоторых местах до 30 км, образует характерный рисунок «конского хвоста». К зоне разлома приурочены мелкие тела гипербазитов, дайки основных пород и многочисленные разновозрастные интрузии гранитоидов.

Заложение разлома относится к позднему архею — началу протерозоя, а последующие подвижки проявлялись неоднократно — вплоть до настоящего времени. Анализ структур в зоне Главного Саянского разлома и его крыльев приводит некоторых исследователей (Арсентьев, 1965; Мусатов, 1964; Берзин, 1967; и др.) к выводу об участии горизон-

тальных разнонаправленных (наряду с вертикальными) перемещений по разлому. Являясь границей структурно-фациальных зон, разлом, как показали аэромагнитные исследования, разделяет различно ориентированные линейные магнитные аномалии. Магнитное поле разлома характеризуется узкой линейно-вытянутой зоной знакопеременных аномалий и большими градиентами (Мусатов, 1963). По гравиметрическим данным, разлом имеет наклон плоскости сместителя на юго-запад под углом 55±5°. Кровля базальтового слоя юго-западнее разлома залегает на глубине 14 км, а северо-восточнее — 8 км. Таким образом, разлом трактуется как сброс с амплитудой около 6 км (Моисеенко, 1965).

Прибайкальский разлом. В Западном и Северо-Западном Прибайкалье система глубинных разломов, отделяющих древнюю Сибирскую платформу от обрамляющих ее с юго-востока складчатых сооружений Байкальской горной области, входит в систему Обручевского разлома. Она известна также под названием Прибайкальского разлома (Салоп, 1967), или Байкальского краевого шва (Егоров, 1971). Он имеет протяженность 1300 км. По мнению одних исследователей, он начал формироваться в архее (Замараев, 1961), других—в нижнем протерозое (Салоп, 1967). Разлом очерчивает контуры платформы от Южного Байкала до Патомского нагорья и предопределяет ориентировку примыкающей к ней геосинклинальной системы байкалид.

Система разломов Байкальского краевого шва отчетливо отражается в структуре геофизических полей. В магнитном поле он виден по линейно-полосовидным аномалиям. Радиоактивное поле в зонах разломов повышенное, а гравитационное, наоборот, как правило, пониженное. Границы шва наиболее четко выражены в радиоактивном поле сменой его уровня и структуры, а в магнитном, кроме того, изменением ориентировки аномалий (Сейсмотектоника. . ., 1968; Егоров, 1971).

В Западном Прибайкалье наличие краевого шва хорошо подтверждается глубинным сейсмическим зондированием. Во всех сейсмических разрезах, поперечно пересекающих Байкальскую впадину от дельты р. Селенги до верховьев Лены, нашел отражение глубинный разлом, протягивающийся вдоль западного берега озера. Он имеет вертикальное падение и прослеживается ниже раздела Мохоровичича. В пересечениях юго-западного борта впадины отмечается уступообразное воздымание поверхности мантии в сторону озера с амплитудой 3 км (Пузырев и др., 1973).

Джидино-Витимский глубинный разлом (структурный шов) протягивается в северо-восточном направлении от границы с Монголией в районе верхнего течения р. Джиды, по рекам Уде и Витиму и далее по р. Калар, он, по-видимому, идет на соединение с Южно-Алданским краевым швом. Общая протяженность его в этом направлении более 1000 км при ширине от 5—10 до 50—60 км (Арсентьев, 1965).

Начало формирования разлома относится ко времени завершения байкальской и началу проявления каледонской складчатости, т. е. он служит границей раздела между двумя областями проявления разновозрастной складчатости. В структурном отношении шов представлен кулисообразно расположенными разломами, с которыми связаны зоны брекчий, катаклаза, милонитизации и кливажа разновозрастных пород, начиная с докембрия.

По геофизическим данным (Арсентьев, 1965), разлом разграничивает резко отличные по характеру и интенсивности магнитные и гравитационные поля.

Монголо-Охотский глубинный разлом (Горжевский, Лазько, 1961) представляет собой шовную зону шириной от 5—20 до 60—80 км, протяженностью, в пределах Советского Союза, более 2000 км (Мисник и др., 1969). В виде разрозненных фрагментов разлом прослеживается от границы с Монголией вдоль долин рек Чикой, Ингода, Шилка и далее на северо-восток до берегов Охотского моря. Почти на всем

этом протяжении разлом служит границей раздела между герцинскими и каледонскими складчатыми сооружениями (см. рис. 11). Заложение его относится, по крайней мере, к позднему докембрию. Образования позднего докембрия и раннего палеозоя в зоне Монголо-Охотского разлома представлены зеленокаменными, офиолитовыми формациями (Зоненшайн, 1967).

Глубинность разлома и длительность его существования подчеркиваются связью с ним многочисленных массивов интрузивных пород разного состава и возраста. Вдоль него вытягиваются резко удлиненные массивы верхнемезозойских габбро-диоритов и монцонитов, послеюрскомеловых гранитоидов и палеогеновых базальтов.

По данным глубинного сейсмического зондирования (Булин и др., 1972), зона разлома совпадает с участками резких уступов в рельефе поверхностей Конрада и Мохоровичича. Амплитуда уступов границы Конрада достигает 3—6 км.

В заключение, естественно, мы должны ответить на вопрос: имеют ли какое-либо влияние структурно-тектонические элементы Восточной Сибири на ее сейсмичность, и может ли в наших условиях быть применен историко-структурный анализ (Петрушевский, 1955) хотя бы для общего определения сейсмического потенциала крупных структурно-тектонических регионов?

В целом ответ получается отрицательным. Единственно, что можно использовать при определении сейсмического потенциала докайнозойских структур — это практически асейсмичность большей части области развития чехла Сибирской платформы, но и здесь изредка происходят сильные толчки (M до 5,2, K = 13). Другой элемент Сибирской платформы — Алданский щит (область дорифейской складчатости, см. рис. 11) — в разных своих частях имеет сейсмический потенциал почти от 0 до M = 7,9, возможно, и более. То же можно сказать и об области байкальской складчатости. Мы уже не говорим о рифтовой зоне как специфическом неотектоническом структурном элементе, но другие части байкалид, как будто с однотипным мезокайнозойским обновлением, разнородны по своей сейсмичности: от практически асейсмичных (Витимское плоскогорье, часть Северо-Байкальского нагорья) до 9 баллов и более (Восточный Саян).

Зона каледонской складчатости на большей своей части почти асейсмична, и только в пограничном с Монголией районе появляются отдельные эпицентры умеренных землетрясений, но далее к западу, на территории Монголии, активность ее быстро возрастает и достигает максимальных значений (до M=8, 7), хотя по внешним проявлениям кайнозойская активизация во всей зоне, по существу, однотипна и даже более того, в сейсмоактивной части она количественно менее выразительна, чем в некоторых практически асейсмичных районах.

То же можно сказать и об области герцинской складчатости. На крайнем северо-востоке (Шилкинско-Аргунский район) известны лишь редкие землетрясения с M до $4^1/_2$. Далее к юго-западу на протяжении 650 км известны лишь единичные эпицентры слабых землетрясений. В Даурском хребте располагается вялое эпицентральное поле с землетрясениями умеренной интенсивности (до 7 баллов, M до $5^1/_4$). На территории Монголии сейсмическая активность этой области по мере движения к западу быстро нарастает и магнитуда землетрясений достигает $7\ ^3/_4$ (Могодское землетрясение 5/I 1967 г.), а по палеосейсмогеологическим данным—до 8.

Неоднороден сейсмический потенциал и глубинных разломов. Разные части разломов Обручева, Монголо-Охотского и других то практически асейсмичны, то имеют предельный сейсмический потенциал (землетрясения или следы досейсмостатистических землетрясений с M до 8, 7).

Структурно-тектонический план не оказывает определенного влияния и на распространение потрясений. Если план высокобалльных (8 баллов и выше) изосейст подчинен плану сейсмогенной структуры, то после-

дующие изосейсты вытягиваются то вдоль, то вкрест или по диагонали к структурам, видимым на поверхности Земли. Ранее существовавшее представление о закономерной ориентировке изосейст в саянском (северо-западном) и байкальском (северо-восточном) направлениях не подтвердилось, хотя при отдельных землетрясениях изосейсмальные поля в целом, либо отдельные участки его оказываются вытянутыми вдоль региональных структурных полей.

Более определенно на распространение сейсмических колебаний сказывается вещественный состав геологических комплексов. Решительное преобладание в сейсмоактивных районах плотных кристаллических пород обусловливает слабое затухание умеренных (менее 8 баллов) сейсмических потрясений, которые распространяются на значительно большие площади, по сравнению с сейсмическими зонами, сложенными мощными толщами осадочных или вулканогенно-осадочных пород (Средняя Азия, Кавказ).

Естественно, что сейсмогенные движения при благоприятных условиях используют существующие ослабленные участки земной коры независимо от их возраста, в том числе поперечные и диагональные зоны разломов древнего заложения, которые все в большем количестве выделяются по мере детализации геологических и особенно геофизических исследований. Однако совершенно определенно видно, что сейсмогенные подвижки по древним структурам происходят только в зависимости от современных сейсмотектонических процессов, а последние генетически независимы от древних структур.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ

Кайнозойской тектонической активизации в южной части Восточной Сибири предшествовала сравнительно длительная (верхний мел — палеоген) тектоническая пауза, за время которой сформировалась денудационная поверхность выравнивания. Развитие крупных новейших структурных форм (в частности, рифтовых впадин) началось с конца палеогена — начала неогена. В среднем плиоцене интенсивность тектонических движений резко возросла. Однако увеличение темпа движений не сопровождалось радикальной перестройкой структурного плана. Поэтому для решения общих вопросов генезиса новейших структурных форм допустимо рассматривать их как конечный результат деформации базисной (верхнемелово-палеогеновой) поверхности выравнивания. Картирование этой поверхности представляет известные трудности и требует проведения специальных геологических и геоморфологических исследований. К сожалению, такие исследования выполнены далеко не во всех районах рассматриваемой территории.

Приближенное представление о современном положении деформированной исходной поверхности выравнивания в областях поднятий может дать воображаемая поверхность, огибающая вершины гор. Построить такую «вершинную поверхность» можно по достаточно детальным топографическим картам с учетом геологических материалов. Во впадинах базисная поверхность выравнивания погребена под кайнозойскими отложениями. Если мощность осадков невелика (впадины забайкальского типа и некоторые небольшие впадины Прибайкалья), то приближенное представление о структуре таких депрессий может дать сглаженный рельеф поверхности осадков. Если же мощность отложений велика, то для анализа новейшей структуры необходимо привлечение геофизических материалов. Наиболее полно крупные впадины рифтовой зоны изучены гравиметрическим методом. Количественная интерпретация отрицательных локальных аномалий силы тяжести, наблюдаемых над этими впадинами, в совокупности с данными электроразведки, сейсморазведки и бурения дает представление о рельефе кристаллического ложа под мощной толщей слабо литифицированных континентальных отложений [1].

На составленной такими методами схеме новейшей структуры (рис. 12) изображены изогипсы деформированной поверхности выравнивания, что дает возможность количественно оценить амплитуды вертикальных тектонических движений. На схеме изображены также разломы, активные в новейшее время. Сбросы, имеющие большую амплитуду, хорошо проявляются в уступах поверхности выравнивания. Разломы с небольшими смещениями нанесены на карту по геологическим данным (Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника ..., 1968).

[1] Методика интерпретации геофизических данных по впадинам, так же как и методика построения «вершинной поверхности» в областях поднятий, подробно изложена в монографии Ю. А. Зорина (1971).

Южная часть Восточной Сибири по степени проявления новейших движений разделяется на области: Саяно-Байкальскую интенсивного горообразования, Забайкальскую умеренного горообразования и Сибирскую платформу (область слабого горообразования).

Саяно-Байкальская область интенсивного горообразования. На рассматриваемой территории большая ее часть входит в Байкальскую рифтовую зону, протягивающуюся почти на 2000 км от района Хубсугульской и Дархатской котловин на территории Монголии до района Токкинской впадины в Южной Якутии. Здесь имеется в виду область развития типичных, морфологически хорошо выраженных рифтовых структур. В рифтовую зону, очевидно, следует включить и высокие горные хребты, разделяющие и окружающие впадины. При такой трактовке она в структурном отношении совпадает с бóльшей частью Саяно-Байкальского сводового поднятия, выделенного Е. В. Павловским (1948 б).

Средняя ширина Саяно-Байкальского сводового поднятия 200 км. Превышения хребтов, входящих в него, по отношению к наиболее стабильным внутренним частям Сибирской платформы достигают 2000—2500 м. Сводовое поднятие неоднородно по своему простиранию. Поперечными понижениями вершинной поверхности оно разделяется на три части: Восточно-Саянскую (до нижнего течения р. Селенга), Байкало-Баргузинскую (от р. Селенга до субмеридионального отрезка долины р. Витим) и Кодаро-Удоканскую.

Рифтовая зона только в своей средней (по простиранию) части граничит с Сибирской платформой. На юго-западе и северо-востоке она отделяется от платформы переходными структурами — щитовидными поднятиями: Присаянским и Байкало-Патомским (Солоненко В., 1968 б).

Крупные рифтовые впадины обычно имеют длину 150—250 км и ширину 35—45 км. Байкальская впадина протягивается до 670 км при средней ширине 40—55 км (максимальная — 70 км). Межвпадинные перемычки обычно характеризуются меньшими высотами, чем окружающие их поднятия. Поэтому впадины как бы соединяются между собой, образуя протяженные ветвящиеся рифтовые долины. Так, Байкальская впадина соединяется с Тункинской, Верхнеангарской и Баргузинской, Чарская— с Муйской и Токкинской.

Байкальская впадина диагональным поднятием Академического хребта разделяется на Южную и Северную котловины. Судя по грави-, сейсмо- и электроразведочным данным, мощность кайнозойских континентальных отложений в первой котловине достигает 7000 м (район дельты р. Селенга), а во второй — 4500 м (район устья Верхней Ангары). Абсолютные отметки кристаллического ложа в этих районах соответственно понижаются до —6500 и —4000 м.

В других крупных рифтовых впадинах (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Нижнемуйской и Чарской) мощности кайнозойских отложений достигают 2300—2800 м, а абсолютные отметки поверхности фундамента опускаются до —1500 ÷ —2000 м. Такие мощности характерны для внутренних котловин, которые по простиранию разделяются седловидными перемычками, на которых мощность осадков обычно уменьшается в 2—3 раза. Нередки случаи, когда в пределах седловидных перемычек породы фундамента обнажаются на земной поверхности (Тункинская впадина). Возраст осадков, заполняющих крупные рифты,— от олигоцена до голоцена включительно.

Высоты денудационной поверхности выравнивания до начала новейшей активизации, видимо, могут быть оценены в 300—600 м. Следовательно, судя по современной гипсометрии этой поверхности, поднятие Байкальского свода и опускание фундамента в крупных рифтовых впадинах являются абсолютными, а не относительными. Полный размах вертикаль-

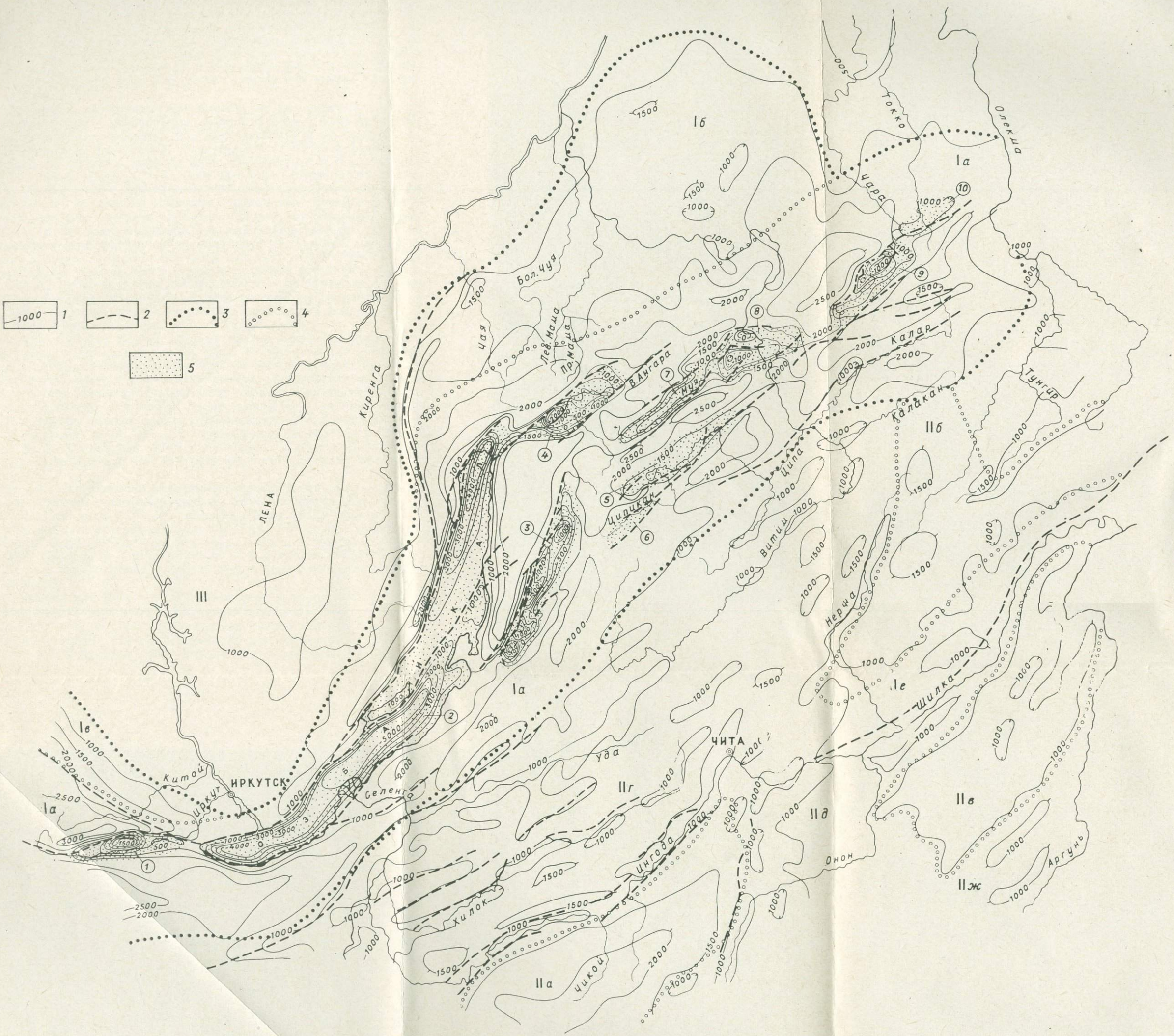


Рис. 12. Схематическая карта новейшей структуры Восточной Сибири. *Составили Ю. А. Зорин, Л. В. Богатова, М. Р. Новоселова.*

1 — изогипсы верхнемелово-палеогеновой поверхности выравнивания, деформированной новейшими движениями; *2* — разломы; *3* — границы неотектонических областей; *4* — границы структурных зон; *5* — площади рифтовых впадин. Цифры на карте: I — Саяно-Байкальская область интенсивного горообразования, включающая Байкальскую рифтовую зону (Iа), Байкало-Патомское (Iб) и Присаянское (Iв) щитовидные поднятия; II — Забайкальская область умеренного горообразования, включающая Даурское (IIа), Олекминско-Становое (IIб), Ундино-Газимурское сводовое поднятие (позитивные структурные) зоны (IIе), Витимо-Селенгинскую (IIг), Агинскую (IIд), Пришилкинскую (IIе) и Приаргунскую (IIж) негативные зоны; III — Сибирская платформа; *1—7* рифтовые впадины: *1* — Тункинская, *2* — Байкальская, *3* — Баргузинская, *4* — Верхнеангарская, *5* — Ципинская, *6* — Ципиканская, *7* — Верхнемуйская, *8* — Нижнемуйская, *9* — Чарская, *10* — Токкинская.

ных движений в рифтовой зоне достигает 5000—6000, а в районе оз. Байкал — даже 8000 м.

Кроме перечисленных впадин, в пределах рифтовой зоны встречаются довольно обширные по площади негативные структурные формы со сравнительно небольшой мощностью кайнозойских неогеновых и четвертичных осадков. К числу таких медленно развивающихся структур относятся Баунтовская и Ципиканская впадины, в которых мощности кайнозойских отложений не превышают нескольких сотен метров.

В рифтовой зоне развиты также сравнительно небольшие негативные структурные формы: эмбриональные и зарождающиеся впадины (Солоненко В., 1968 б). Первые имеют длину порядка нескольких десятков километров при ширине до 5 км. Мощность осадков (преимущественно четвертичных) в них составляет 100—200 м. Зарождающиеся впадины начали формироваться в конце плейстоцена и в голоцене. Длина их менее 10—15 км, ширина до 0,5—1 км, глубина от нескольких метров до 100. Осадконакопление в таких впадинах находится в начальной стадии (Солоненко В., 1968 б).

Характерная особенность большинства крупных рифтов (впадин байкальского типа) — однообразная асимметричность поперечных сечений: более крутыми являются их северо-западные и северные борта. Для Байкальской, Тункинской, Баргузинской и Чарской впадин эта особенность установлена ранее по геоморфологическим и геологическим данным. Интерпретация геофизических материалов показала, что подобной же «байкальской» асимметрией обладают внутренние котловины Нижнемуйской впадины и Кочерская котловина Верхнеангарской. Эта закономерность нарушается у небольших по своим размерам впадин.

Однообразная асимметричность крупных рифтов связана с тем, что крупноамплитудные сбросы приурочены преимущественно к их северо-западным и северным бортам. Обычно в этих местах отмечается не один разлом, а целая серия сложно ветвящихся разрывов фундамента. Амплитуда отдельных сбросов достигает 1500—2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую котловину с северо-запада,— даже 3000—4000 м. Следует отметить, что приведенные величины в 2—4 раза меньше полного размаха вертикальных движений.

На юго-восточных бортах крупных впадин разрывные дислокации играют значительно меньшую роль. Здесь их вертикальные амплитуды обычно не превышают первых сотен метров, и они мало нарушают общую картину постепенного увеличения мощности кайнозойских отложений к осевым частям депрессий. В поперечных сечениях поверхность кристаллического фундамента крупных впадин описывается выгнутыми вниз пологими дугами, которые лишь в отдельных местах осложняются сбросовыми уступами. Таким образом, геофизические данные подтверждают мнение Н. А. Флоренсова (1960) о постоянном сочетании в структуре крупных впадин байкальского типа разрывных и пластических дислокаций фундамента.

Развитие рифтовой зоны было неравномерным. В олигоцене — раннем плиоцене скорость прогибания участков крупных впадин (скорость седиментации) составила 0,07—0,17 мм в год (Зорин, 1971). Судя по характеру кластического материала, можно полагать, что скорость воздымания смежных поднятий также была невелика, и резкие геоморфологические уступы в обрамлении впадин отсутствовали (Логачев, 1968). Видимо, в это время преобладающим стилем деформации фундамента являлся пластический.

В среднем плиоцене — четвертичном периоде в крупных рифтовых впадинах скорость прогибания повысилась до 0,3—0,5 мм в год (Зорин, 1971). Погрубение кластического материала осадков указывает на увеличение высоты горных хребтов и степени их расчлененности. Со среднего плиоцена рельеф по своему типу приближается к современному (Логачев,

1968). В ограничениях крупных впадин большую роль стали играть сбросовые уступы. По-видимому, скорость воздымания поднятий по своему порядку была сопоставимой со скоростью прогибания днищ крупных рифтов.

Повышенная сейсмичность рифтовой зоны свидетельствует о ее высокой современной тектонической активности. Наличие корреляционных связей между сейсмичностью и некоторыми геоморфологическими и геофизическими параметрами, отражающими новейшую структуру [2], позволяет считать, что в современных движениях сохраняются основные тенденции ее неотектонического развития: образование, углубление и расширение рифтовых впадин на фоне общего сводового воздымания территории.

С новейшими тектоническими движениями в Байкальской рифтовой зоне связаны излияния эффузивов основного состава. Вулканическая деятельность на юго-востоке и в центральной ее части началась в конце олигоцена, на северо-востоке — в конце плиоцена (Живая тектоника..., 1966) и продолжалась с перерывами до голоцена.

Связь вулканизма с новейшей тектоникой выражена лишь в самой общей форме (Флоренсов и др., 1968). Поля эффузивов обычно не приурочены непосредственно к крупным рифтовым долинам. Исключение представляет Тункинская впадина, в отдельных местах которой наблюдается переслаивание осадочных образований с базальтами. Однако и в этом районе (Саяно-Хамардабанское поле эффузивов) покровы базальтов и пирокластические образования распространяются далеко за пределы депрессии на вершины горных хребтов. В разрезах отложений остальных крупных рифтовых впадин вулканогенные образования не встречены. Отсутствуют также связи эффузивной деятельности с рифтогенными разломами.

Витимское поле базальтов резко смещено к юго-востоку от оси рифтовой зоны: большая его часть расположена даже за ее пределами — в Забайкальской области умеренного горообразования.

Третье поле основных эффузивов расположено в вершинной части Удоканского хребта, т. е. и здесь отмечается некоторое смещение района проявления кайнозойского вулканизма от оси рифтовой зоны в сторону Забайкалья.

В неоген-четвертичном вулканическом комплексе преобладают нормальные оливиновые базальты и андезито-базальты, среди которых на разных уровнях разреза встречаются прослои субщелочных разностей. В составе самых поздних излияний в Удоканском поле эффузивов местами встречаются андезиты и трахиты (Солоненко В., 1964б; Живая тектоника ..., 1966; Флоренсов и др., 1968).

Детальное рассмотрение геологических и геофизических материалов по Байкальской рифтовой зоне со всей очевидностью показало наложенный характер ее новейшей структуры (Солоненко В., 1968; Зорин, 1971). Юго-западный фланг зоны расположен в области каледонид, центральная часть — в области байкалид, а своей северо-восточной частью она вторгается в область развития карелид и более древних структур Алданского щита. На северо-востоке рифтовые впадины под большими углами пересекают оси древних складок. На юго-западе хотя и наблюдается приближенное соответствие рифтовых разломов линейным элементам байкальской и каледонской структуры, однако сами рифтовые впадины по своему положению в плане не совпадают с докайнозойскими негативными структурами. Впадина оз. Байкал с районе дельты р. Селенга пересекает под значительным углом узкое ответвление мезозойского прогиба, а Чарская впадина сечет юрскую межгорную депрессию (Живая тектоника..., 1966). Таким образом, рифтовые структурные формы Байкальской зоны

[2] См. гл. IX.

обязаны своим происхождением только новейшим тектоническим движениям. Некоторые черты преемственности ее структуры от древнего тектонического плана (такие, как согласованность простираний структур на отдельных участках, использование фрагментов древних разрывных нарушений) связаны с приспособлением новейших деформаций к механическим неоднородностям земной коры, возникшим на докайнозойских этапах развития Прибайкалья.

Забайкальская область умеренного горообразования. Здесь развиты узкие линейно-вытянутые впадины забайкальского типа (Флоренсов, 1960). По своей длине они соизмеримы с крупными рифтами, однако их ширина обычно не превышает 15—20 км, а мощность кайнозойских осадков в них изменяется от 0 до 50 м, в редких случаях повышаясь до 100—150 м. Ширина поднятий, разделяющих их, 20—40 км. Относительные превышения вершин поднятий над днищами соседних впадин 300—800 м.

Кроме этого, в Забайкалье выделяются позитивные и негативные структурные формы первого порядка, по отношению к которым впадины забайкальского типа и разделяющие их поднятия выступают как структурные формы второго порядка. Позитивные структурные зоны — это крупные сводовые поднятия, высоты которых господствуют над окружающими территориями. В их пределах впадины забайкальского типа либо отсутствуют, либо встречаются редко. Для сводов первого порядка характерен центробежный рисунок речной сети.

Наиболее крупный из них — Даурский, выделенный Н. А. Флоренсовым (1948). Современные геоморфологические и геофизические данные показывают, что это поднятие по простиранию целесообразно разделить на два свода: собственно Даурский и Олекминско-Становой (см. рис. 12). В междуречье Шилки и Аргуни выделяется Ундино-Газимурское сводовое поднятие (Зорин, Сизиков, 1965). Ширина позитивных структурных зон достигает 120—150 км, длина 300 км и более.

Негативные структурные зоны—это обширные межсводовые пространства, в пределах которых преимущественно и развиты впадины забайкальского типа (см. рис. 12). Наиболее крупная из них — Витимо-Селенгинская, выделенная Н. А. Флоренсовым (1948). В Забайкалье можно выделить еще Агинскую, Приаргунскую и Пришилкинскую негативные зоны (Зорин, 1971).

Полный размах вертикальных движений в Забайкальской области умеренного горообразования достигает 2000 м (превышение вершины Даурского свода над днищами впадин Витимо-Селенгинской зоны), что в 2,5—4 раза меньше аналогичных величин, характерных для Байкальской рифтовой зоны. В отличие от последней, в Забайкалье в новейшее время господствовали восходящие движения. Участки земной коры, соответствующие негативным структурным формам первого и второго порядка, опускались лишь относительно, т. е. отставали в воздымании от смежных территорий.

Судя по тому, что кайнозойские отложения во впадинах забайкальского типа в подавляющем большинстве случаев имеют возраст не древнее плиоцена, следует считать, что новейшие движения в Забайкальской области умеренного горообразования начались позже, чем в Байкальской рифтовой зоне. Развитие новейших структурных форм здесь продолжается и в настоящее время (Зорин, Сизиков, 1965).

В целом Забайкалье относится к умеренно и слабо (Юго-Восточное Забайкалье) сейсмичным районам.

До недавнего времени считалось, то в Забайкальской области умеренного горообразования широко проявился кайнозойский базальтовый вулканизм. Однако сейчас накапливается все больше данных, указывающих на нижнемеловой возраст этих проявлений (Логачев, 1968). Те излияния основных эффузивов, которые бесспорно относятся к кайнозою, имеют

крайне незначительный объем. Исключение составляет только упомянутое выше Витимское поле базальтов, которое тяготеет к юго-восточной границе рифтовой зоны.

Новейшие структурные формы Забайкальской области умеренного горообразования обнаруживают унаследованность от позднемезозойских (верхнеюрско-нижнемеловых) впадин и поднятий. Эта унаследованность имеет характер более или менее полной преемственности относительного направления вертикальных движений, что характерно как для структурных форм первого, так и второго порядков (Флоренсов, 1960; Зорин, 1971). Отличия новейшего этапа от позднемезозойского заключаются в несколько меньшей интенсивности движений и в преимущественной активности поднятий.

В юго-восточной части Сибирской платформы, примыкающей к Саяно-Байкальской области интенсивного горообразования, выделяется обширное и пологое Верхнеленское поднятие, которое с юго-востока окаймляется Прибайкальским, а с юго-запада Присаянским предгорными прогибами. Максимальное превышение вершин поднятия над днищами прогибов составляет 1000—1100 м. Мощность кайнозойских отложений на большей части прогибов невелика: от первых метров на водоразделах до нескольких десятков метров в долинах крупных рек. На площади Прибайкальского прогиба выделяются локальные впадины шириной около 2—3 км, в которых мощность неогеновых отложений достигает 250—300 м (Логачев и др., 1964).

Большая часть территории предгорных прогибов опускалась лишь относительно. Поэтому можно считать, что структурные формы первого порядка юго-восточной части Сибирской платформы образовались в результате неравномерного воздымания ее территории. Упомянутые выше локальные впадины созданы, очевидно, в результате перетекания пластического материала (каменной соли?) в осадочном чехле платформы (Замараев, 1967).

Новейшие структурные формы первого порядка в этом регионе обнаруживают только некоторые черты унаследованности от соответствующих элементов мезозойской тектоники. В кайнозое здесь резко расширилось Верхнеленское поднятие за счет площадей предгорных прогибов, которые превратились в сравнительно узкие зоны относительного опускания.

Территория Сибирской платформы в общем практически асейсмична.

Глава IV

МЕХАНИЗМ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Исторические обзоры представлений о природе тектонических процессов, обусловивших возникновение и развитие новейшей структуры южной части Восточной Сибири, даны в монографиях Н. А. Флоренсова (1960 а) и Ю. А. Зорина (1971).

В настоящей главе мы ограничимся изложением только тех представлений о механизме образования новейшей структуры, которые, как нам кажется, наиболее полно учитывают современные сведения о строении и состоянии глубоких недр рассматриваемых тектонических областей.

В своих главных чертах общая концепция строения земной коры и мантии южной части Восточной Сибири сложилась к концу 60-х — началу 70-х годов (Зорин, 1966, 1971; Артемьев, Артюшков, 1967; Крылов и др., 1970). Основные положения этой концепции сводятся к следующему. В пределах Сибирской платформы земная кора сравнительно однородна по своей мощности. Для Байкальской рифтовой зоны подобная однородность не характерна: под крупными впадинами земная кора имеет значительно меньшую толщину, чем под окружающими их горными хребтами, которые входят в систему Саяно-Байкальского сводового поднятия. Кроме этого, кора под впадинами имеет несколько повышенную плотность из-за внедрения основных и ультраосновных интрузий. Под рифтовой зоной верхняя мантия обладает аномальными свойствами: ее плотность и скорость распространения сейсмических волн несколько понижены. Несмотря на сложную структуру земных недр и на высокий уровень тектонической активности, литосфера рифтовой зоны находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Такое равновесие осуществляется как за счет неровностей раздела Мохо, так и за счет наличия аномальной области в верхней мантии, которая обеспечивает частичную компенсацию Саяно-Байкальского поднятия в целом, а также за счет некоторого повышения плотности коры под крупными рифтовыми впадинами (частичная компенсация недостатка масс в объеме впадин). Соблюдение изостазии (изобарии) не означает существования полного механического равновесия системы «кора — мантия». Область аномальной мантии может растекаться в стороны из-за стремления к минимуму гравитационной энергии, который не обеспечивается одной изобарией. Это явление, видимо, и есть основная причина растяжения, которое установлено в рифтовой зоне как по сейсмологическим данным (Мишарина, 1967), так и по геологическим наблюдениям (Флоренсов, 1960 а).

Данные геотермии (Любимова, 1968; Лысак, 1968), магнитометрии (Новоселова, 1971) и магнито-теллурических зондирований (Горностаев и др., 1970) свидетельствуют о том, что земная кора и верхняя мантия Байкальской рифтовой зоны разогреты в большей степени, чем под Сибирской платформой. Забайкалье же по интенсивности разогрева земных недр занимает промежуточное положение между двумя названными регионами. Такие различия по температурному состоянию верхней мантии позволяют полагать, что кровля астеносферного слоя имеет наименьшую

глубину под рифтовой зоной и наибольшую — под платформой (Зорин, 1971).

В Забайкалье отмечается увеличение мощности земной коры под сводовыми поднятиями первого порядка, причем эти поднятия в изостатическом смысле оказываются слабо перекомпенсированными: толщина коры здесь на 1,5—2 км больше той, которая должна иметь место при полном равновесии (Зорин, 1971). Последнее объясняется, видимо, несколько большей прочностью литосферы в рассматриваемом регионе по сравнению с рифтовой зоной, где температура земных недр выше.

К настоящему времени методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) получены новые данные (Пузырев и др., 1974), на основании которых можно уточнить значения мощности земной коры в Байкальской рифтовой зоне. Из результатов точечных ГСЗ нами отобраны те определения глубины раздела Мохо методом отраженных волн, которые выполнены при ориентировке баз, приближенно совпадающей с простиранием новейших структур. Мы полагаем, что при использовании закритических отражений именно такие определения содержат наименее искаженную информацию о сравнительно нешироких (40—50 км), но резко выраженных структурных формах раздела Мохо. Это мнение подтверждается результатами акустического моделирования, выполненного в ИЗК СО АН СССР В. И. Найдичем [1]. Отобранные указанным образом результаты ГСЗ сопоставлялись с высотами топографического рельефа, осредненными по площадкам 30×30 км [2]. Коэффициент корреляции оказался равным $0{,}75 \pm 0{,}16$. Уравнение регрессии имеет вид

$$H = 40 + 3{,}4h,$$

где H — глубина раздела Мохо, h — высота осредненного рельефа. По этому уравнению вычислены глубины раздела Мохо на всей площади рифтовой зоны и составлена новая схема его структуры (рис. 13). По Сибирской платформе и Забайкалью на схеме сохранены прежние значения глубин подошвы коры (Зорин, 1971, с. 127), так как последние в целом неплохо согласуются с данными ГСЗ. Контуры области аномальной мантии показаны как границы регионального минимума в редукции Бугэ.

На схеме глубинного строения видно, что земная кора под впадинами утонена по сравнению с районами горных хребтов, как это и предполагалось ранее по гравиметрическим данным. Однако учет материалов ГСЗ показал, что земная кора в рифтовой зоне (как под впадинами, так и под хребтами) толще на 5—7 км, чем это считалось прежде (Зорин, 1971).

С учетом приведенных выше сведений о глубинном строении и геологических данных развитие Байкальской рифтовой зоны можно представить следующим образом. Во время верхнемелово-палеогеновой паузы, проявившейся на всей территории Восточной Сибири, земные недра были в значительной степени охлаждены, и астеносферный слой в этом регионе, по-видимому, отсутствовал [3]. В олигоцене (а возможно, еще и в эоцене) наступил прогрессирующий разогрев земных недр, в связи с чем началось развитие астеносферного слоя. Этот слой образуется, видимо, за счет частичного плавления верхней мантии, близкой по составу к гранатовому перидотиту (Белоусов, 1966). Под древней

[1] Исследования выполнялись на твердых моделях с соблюдением равенства отношения скоростей в коре и мантии.

[2] В пределах рифтовых впадин использованы приведенные значения высот, которые получены путем замены масс воды (в Байкале) и осадков равными им по величине массами кристаллической земной коры.

[3] Мы исходим из вполне вероятного положения, что астеносферный слой возникает вследствие разогрева земных недр на этапах повышенной тектонической активности и исчезает в эпохи выравнивания (Любимова, 1970; Зорин, 1972).

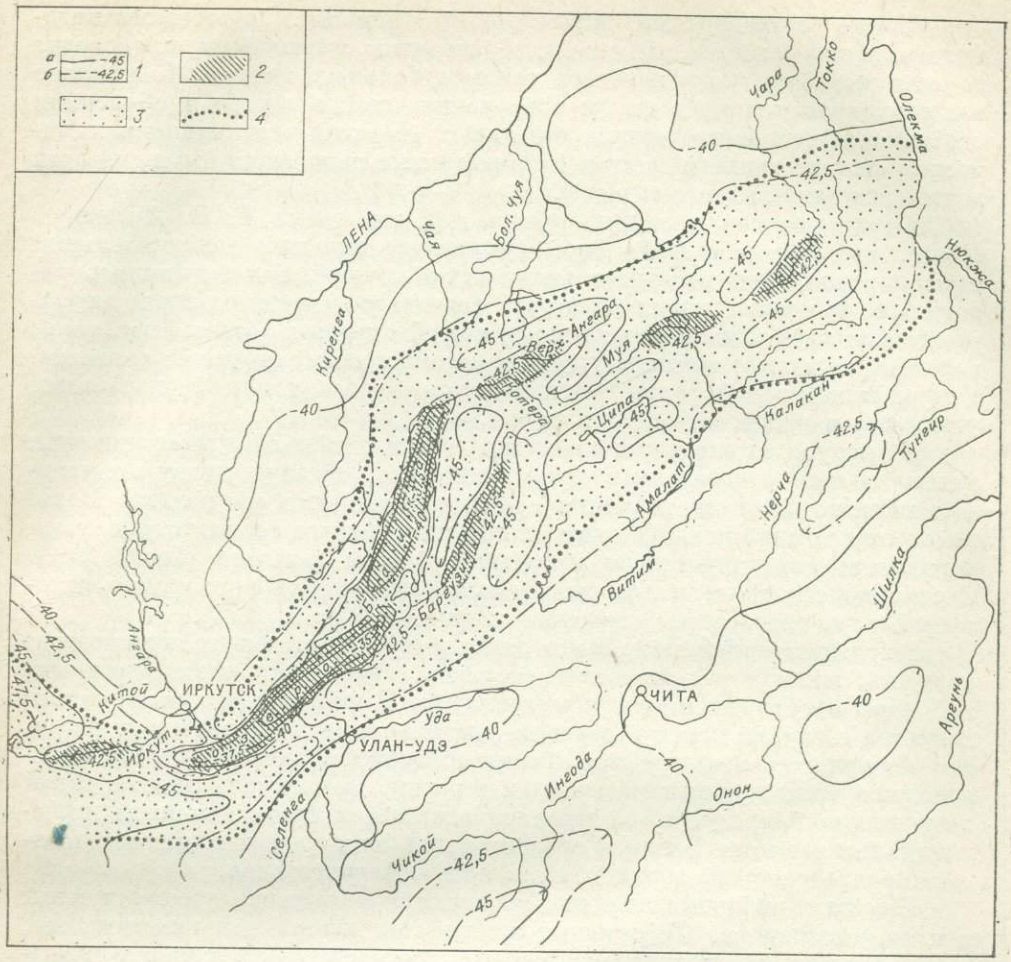


Рис. 13. Схема глубинного строения Восточной Сибири. *Составил Ю. А. Зорин.*

1 — изогипсы раздела Мохо (оцифрованы в км): *а* — основные, *б* — дополнительные; *2* — площади крупных рифтовых впадин, под которыми нижняя часть коры имеет повышенную плотность; *3* — площадь Байкальской рифтовой зоны, в пределах которой верхняя граница области аномальной мантии совпадает с разделом Мохо; *4* — граница рифтовой зоны.

платформой, где дифференциация вещества зашла уже достаточно далеко, верхи мантии, по-видимому, сложены дунитом с включением линз эклогита. Образование астеносферного слоя здесь возможно только на больших глубинах, где сохранился гранатовый перидотит, т. е. вещество мантии, еще не подвергшееся дифференциации. Под рифтовой зоной и под Забайкальем подобное вещество, видимо, сохранилось на меньших глубинах. Поэтому кровля астеносферного слоя в последующих районах в принципе может быть поднятой выше, чем под древней платформой. В этом слое возможны конвективные течения, которые способствуют более быстрому переносу тепла от его подошвы к кровле и в конечном счете обеспечивают его перемещение вверх в однородном гранатовом перидотите (Любимова, 1970).

Эти соображения объясняют, почему под платформой поверхность астеносферного слоя расположена на большей глубине, чем под горными областями, однако оставляют открытым вопрос о различиях в степени разогрева недр между рифтовой зоной и Забайкальем. Максимальный разогрев коры и мантии рифтовой зоны, возможно, связан с подтоком вещества из-под платформы вдоль воздымающейся поверхности астеносферного слоя.

Однако более вероятно другое решение вопроса. До этого мы предполагали, что разогрев, ведущий к образованию астеносферы, происходит за счет кондуктивного переноса тепла с больших глубин. Конвекцию мы допускали только в самом слое пониженной вязкости и объясняли особенности теплового режима отдельных областей различиями в химическом составе верхней мантии (все остальные положения были, по сути дела, следствиями этого тезиса)[4].

Между тем можно предположить, как это делает Е. В. Артюшков (1968), что под рифтовой зоной существует сильный дополнительный приток тепла. Оно поступает конвективно с порциями глубинного разогретого вещества, поднимающегося вследствие гравитационной дифференциации ядра и нижней мантии Земли. Поступая в астеносферу, такое вещество повышает температуру и тем самым стимулирует ее развитие. Под рифтовой зоной формируется поднятие кровли астеносферного слоя, утоняется и разогревается литосфера.

В выступе астеносферы вследствие гравитационной дифференциации накапливается относительно легкое вещество, образуя линзу аномальной мантии. Судя по величине граничной скорости на разделе Мохо, по своему химическому составу аномальная мантия соответствует смеси перидотита со сравнительно небольшой частью базальта (Соок, 1962). Скопление такого вещества вызывает изостатическое воздымание литосферы, т. е. образование сводового поднятия (Зорин, 1971).

В гравитационном поле Земли линза вещества, имеющего пониженную вязкость, должна растекаться в стороны, обеспечивая растяжение земной коры и образование рифтовых впадин. Непрерывный приток такого вещества с глубин может обеспечить длительное сосуществование и развитие обширного свода и рифтов. Таким образом, мы приходим к представлениям о восходящем конвективном течении. Конвекция, видимо, имеет химическую природу, т. е. является следствием гравитационной дифференциации вещества Земли. Горизонтальная ветвь течения, как мы полагаем, расположена в верхней части астеносферного слоя.

Крупные рифтовые впадины образуются вследствие утонения коры при ее растяжении. Деформация эта представляется как пластическая, которая в верхней наименее разогретой части коры осложняется смещениями по сбросам (Зорин, 1966; Артемьев, Артюшков, 1967). Некоторую роль в развитии крупных рифтов играет и изостатическое опускание коры, происходящее вследствие увеличения ее веса за счет внедрения основных и ультраосновных интрузий. Пространство, необходимое для внедрения интрузий, освобождается также в результате растяжения. Собственно и утонение коры, и увеличение ее веса — это две стороны единого процесса разрушения мощной континентальной коры.

Небольшие «зарождающиеся» впадины в рифтовой зоне образуются за счет оседания блоков, заклинивающих трещины, открывающиеся при растяжении коры. Приуроченность многих сильных землетрясений к «зарождающимся» впадинам связана именно с исключительной ролью разрывных нарушений в их формировании.

Высота свода и темпы развития впадин определяются скоростью восходящего конвективного течения в мантии. В олигоцене — нижнем плиоцене скорость течения небольшая и поэтому высота Саяно-Байкальского сводового поднятия невелика, развитие впадин идет сравнительно медленно. Увеличение скорости восходящего потока в среднем плиоцене привело к быстрому росту свода, образованию расчлененного горного рельефа и ускоренному развитию рифтовых впадин. С возрастанием темпов неотектонических движений и деформации коры усилилась роль разрывных нарушений.

[4] Эта точка зрения, видимо, вполне приемлема для многих регионов Земли, испытавших в новейшее время слабую и умеренную активизацию (в частности, для Сибирской платформы и Забайкалья).

Так как поднятие астеносферного слоя под рифтовой зоной асимметрично, горизонтальная ветвь конвекционного потока направлена преимущественно в сторону Забайкалья. Такое течение могло сглаживать крутизну восточных склонов «антикорней», асимметричность же последних, в силу изостатических тенденций, отражалась в поверхностной структуре крупных рифтовых впадин.

Растеканием линзы аномального разогретого вещества в сторону Забайкалья, вероятно, объясняется и смещение в этом направлении районов проявления преимущественно базальтового вулканизма. Непосредственно под земную кору такое вещество поступает с больших глубин слабо дифференцированным. Для выплавления из него базальтовой магмы и для накопления ее значительных объемов необходимо длительное время, за которое дифференцирующееся вещество может значительно сместиться в сторону Забайкалья.

Изложенные выше представления о механизме образования рифтовых структурных форм Байкальской зоны в принципе сходны с рядом положений гипотезы «новой глобальной тектоники» (Земная кора..., 1972). Однако, по нашему мнению, крупные рифтовые впадины рассматриваемой зоны формируются в значительной мере за счет пластического растяжения разогретой земной коры (разрывные нарушения не являются глубинными и развиваются преимущественно в верхней части коры), в то время как указанная гипотеза предполагает раздвигание практически недеформирующихся плит литосферы и образование в раскрывающейся щели новой коры.

Расчеты показывают, что для формирования всей Байкальской рифтовой зоны необходима общая величина растяжения порядка 20—30 км (Зорин, 1971), что не идет ни в какое сравнение с колоссальными по масштабам горизонтальными смещениями литосферных плит, которые предполагаются гипотезой «новой глобальной тектоники».

Эта гипотеза возникла в результате изучения океанических областей. Развитые там рифты грандиозны по своей протяженности. Гораздо шире, чем Байкальский свод, и срединно-океанические хребты. В настоящее время еще не ясно, связаны ли отмеченные выше различия в трактовке механизма образования континентальных и океанических рифтов с иной масштабностью проявления сходных глубинных процессов или некоторые особенности трактовки геологических событий гипотезой «новой глобальной тектоники» объясняются тем, что строение океанических рифтов изучено еще в очень общей форме, схематически, с упущением важных деталей.

Главные особенности строения и состояния глубоких недр Забайкальской области умеренного горообразования, на наш взгляд, следующие. Здесь нет области разуплотнения верхней мантии. Под сводовыми поднятиями первого порядка земная кора утолщена, причем ее мощность на 1,5—2 км больше той, которая требуется по условию полного изостатического равновесия, т. е. эти поднятия несколько перекомпенсированы (Зорин, 1971). Продолжающееся воздымание сводов находится в соответствии с направлением сил, стремящихся привести кору в состояние изостатического равновесия. Так как в Забайкалье в неоген-четвертичное время развивались преимущественно поднятия (негативные структурные формы только отставали от них в воздымании), можно полагать, что изостатические движения играли существенную роль в развитии новейшей структуры.

Унаследованность новейших структурных форм от позднемезозойских — также важная особенность рассматриваемого региона. Неоген-четвертичные сводовые поднятия возникли на месте позитивных форм, существовавших в поздней юре — раннем мелу (Флоренсов, 1960 а). Кроме того, в Забайкалье установлена тесная корреляционная связь между средними значениями современной мощности земной коры в крупных

зонах и интенсивностью проявления позднемезозойского (преимущественно позднеюрского) гранитоидного магматизма (Зорин, 1971). Как известно, формирование гранитоидных интрузивных комплексов связывается с процессом увеличения мощности коры и с воздыманием ее поверхности. Поэтому можно полагать, что в эпохи поздней юры — раннего мела районам новейших поднятий, где преимущественно и развиты позднемезозойские гранитоиды, соответствовали утолщения земной коры, подобные тем, которые существуют здесь в настоящее время, т. е. изостазия соблюдалась.

Возникает вопрос: образовались ли «корни» новейших поднятий заново после позднемелово-палеогеновой эпохи выравнивания, разделяющей позднемезозойский и неоген-четвертичный этапы тектонического развития Забайкалья, либо они просто сохранились с поздней юры — раннего мела?

По-видимому, существующая в настоящее время в Забайкалье глубинная структура земной коры в своих общих чертах сформировалась в орогенную стадию развития мезозойской подвижной области, когда магматические явления были особенно интенсивными. Если это так, то мы вынуждены признать, что в позднемелово-палеогеновую тектоническую паузу сравнительно выровненный рельеф этой территории не соответствовал ее сложному глубинному строению, т. е. изостазия была нарушена. Причина такого явления — охлаждение глубоких недр, что привело к исчезновению астеносферного слоя и к резкому ухудшению условий плавления коры на мантии. Кора как бы «вмерзла» в мантию. Точнее, скорость движений, восстанавливающих равновесие, стала меньше, чем скорость понижения высот рельефа денудацией. В подобных условиях горный рельеф был уничтожен денудацией, а «корни» гор сохранились (Зорин, 1972).

В неоген-четвертичное время произошел новый разогрев земных недр и вновь возник слой пониженной вязкости. В связи с улучшением условий плавления коры на мантии резко увеличилась скорость движений, восстанавливающих изостазию, и на месте древних утолщений земной коры выросли сводовые поднятия. Последние продолжают развиваться и в настоящее время, хотя глубинная структура коры в рассматриваемом районе существенным образом не изменяется, на что указывает его в целом невысокая сейсмичность. Разгрузка сводовых поднятий денудацией может стимулировать их дальнейшее воздымание. Как уже отмечалось ранее, неполное восстановление равновесия здесь обусловлено, по всей вероятности, сравнительно высокой прочностью литосферы, которая в Забайкалье разогрета в меньшей мере, чем в рифтовой зоне.

Новые данные о термике верхней мантии в принципе не противоречат предположению о периодических разогревах и охлаждениях земных недр, сопровождающихся появлением и исчезновением астеносферного слоя (Любимова, 1970).

Неравномерное воздымание краевой части Сибирской платформы не сопровождалось утолщением земной коры, а компенсационные массы, обеспечивающие приближенное изостатическое равновесие, расположены здесь на большей глубине, чем в других районах Прибайкалья и Забайкалья (Зорин, 1971). На этом основании можно полагать, что поднятие краевой части платформы произошло в результате некоторого разуплотнения вещества мантии на глубинах порядка 100 км за счет перехода его в астеносферу в результате разогрева.

Мелкие впадины, отмечающиеся в пределах Прибайкальского предгорного прогиба, возникли, по всей вероятности, за счет перераспределения пластического материала в осадочном чехле платформы. Однако такое перераспределение стимулировалось неравномерным поднятием краевой части платформы.

Глава V

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ И ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Региональные закономерности ориентации осей напряжений в очагах землетрясений Прибайкалья выявлены достаточно определенно по наблюдениям над сильными землетрясениями и умеренными толчками (с $K = 10—11$). Результаты этих исследований, выполненных по методике А. В. Введенской, свидетельствуют о том, что для очагов достаточно сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны характерно близвертикальное положение осей сжимающих напряжений. Оси промежуточных напряжений (параллельных структурам) и растягивающих (перпендикулярных структурам) имеют близгоризонтальную ориентацию (Мишарина, 1967, 1972).

В ходе выполнения указанной работы выявилась аналогия между ориентацией соответствующих осей напряжений в очагах сильных ($M \geqslant 5$) и сравнительно слабых землетрясений с близко расположенными эпицентрами. Это обстоятельство послужило основанием для перехода к изучению очагов еще менее значительных по силе толчков ($K \leqslant 9$).

Области подготовки слабых землетрясений охватывают небольшие объемы вещества Земли, и процессы, происходящие в их очагах, в значительной степени определяются местными условиями. Поэтому напряжения, обнаруживаемые в очагах слабых землетрясений, могут отражать локальные особенности состояния коры, существующие на фоне регионального поля напряжений.

Поскольку сейсмическая сеть в Прибайкалье остается все еще редкой, доставляемые ею исходные данные совершенно недостаточны для определения ориентации осей напряжений в очагах слабых землетрясений по общепринятой схеме. В связи с этим в настоящей работе использовался групповой способ исследования механизма очагов (Мишарина, Солоненко, 1972), причем Байкальская сейсмическая зона условно подразделялась на семь районов: Тункинский, Байкальский, Баргузинский, Верхнеангарский, Баунтовский, Муйский и Удоканский [1].

Основная масса исследованных толчков в названных районах характеризуется $K = 7 \div 9$, однако наряду с этими слабыми землетрясениями в рассмотрение включались и более сильные толчки, что существенно расширило возможности применяемой методики и позволило сопоставить ориентацию осей напряжений в очагах слабых и сильных землетрясений.

Суммируя имеющиеся к настоящему времени данные об очагах прибайкальских землетрясений разной силы, полученные в основном по материалам наблюдений за 1961—1969 гг., можно отметить следующие особенности напряжений, действующих в очагах землетрясений перечисленных выше районов.

В пределах Тункинского района ориентация осей напряжений определена для шести групп (табл. 3). В очагах землетрясений

[1] В обработке материалов по Верхнеангарскому, Муйскому и Баунтовскому районам принимала участие Л. Р. Леонтьева.

первой группы, эпицентры которых располагаются в Хойтогольской впадине и примыкающих к ней районах Тункинских гольцов, обнаруживаются горизонтальные растягивающие напряжения, ориентированные примерно вкрест простирания Тункинского разлома, близгоризонтальные промежуточные напряжения и близвертикальные сжимающие. В очагах землетрясений собственно Тункинской впадины (группа № 2) оси растягивающих напряжений ориентированы аналогично осям растяжений в очагах хойтогольских землетрясений. Направления осей напряжений сжатия и промежуточных составляют с направлением на зенит углы, близкие к 45°. Аналогичная ориентация осей напряжений по отношению к горизонтальной плоскости наблюдается в очагах землетрясений третьей группы, выделенной в западной части Туранской впадины и прилегающих районах хр. Хамар-Дабан.

Наиболее общая особенность очагов землетрясений перечисленных групп, относящихся в основном к области впадин, — горизонтальная ориентация осей растягивающих напряжений. Напротив, группы землетрясений, эпицентры которых располагаются главным образом в зоне Тункинских гольцов, характеризуются горизонтальной ориентацией осей сжимающих напряжений и вертикальной — растягивающих. Оси промежуточных напряжений в очагах землетрясений этих групп ориентированы горизонтально.

Для группы землетрясений в пределах широкой зоны, тянущейся в направлении вдоль Главного Саянского разлома до восточного окончания Китойской системы разломов, характерна горизонтальная близмеридиональная ориентация осей растягивающих напряжений и наклонная ориентация осей сжимающих и промежуточных напряжений (наклонными считаются оси, составляющие с направлением на зенит углы $v = 35—55°$ при округлении значений этих углов до 5°).

Сведения о напряжениях в очагах сильных землетрясений Тункинского района ограничиваются данными, относящимися к Мондинскому землетрясению 4/IV 1950 г. ($M = 6^3/_4$). В очаге указанного землетрясения ось напряжения сжатия ориентирована близгоризонтально, ось напряжения растяжения — близвертикально, т. е. по характеру напряжений очаг Мондинского землетрясения сходен с очагами землетрясений в зоне Тункинских гольцов.

Большинство данных об ориентации осей напряжений в очагах землетрясений Байкальского района получено для южной и частично центральной частей Байкальской впадины. В самой южной ее части выделена группа слабых землетрясений (№ 7, см. табл. 3), распределение знаков смещений для которой практически не противоречит нодальным линиям, найденным для произошедших здесь индивидуально рассмотренных землетрясений 9/X 1961 г. и 30/VIII 1966 г. (табл. 4). Очаги последних характеризуются горизонтальной ориентацией осей растягивающих напряжений и наклонной ориентацией осей сжимающих и промежуточных напряжений.

Восточнее истока Ангары выделены две группы слабых землетрясений, в очагах которых сжимающие напряжения близвертикальны, растягивающие и промежуточные — близгоризонтальны.

В северо-восточной части Южного Байкала для группы № 10 наблюдения обработаны в совокупности с данными, относящимися к сильному землетрясению 28/III 1970 г. Очаги землетрясений этой группы характеризуются близгоризонтальной ориентацией осей сжимающих и растягивающих напряжений и наклонной ориентацией осей промежуточных напряжений. В очагах землетрясений группы № 11 обнаружена близгоризонтальная ориентация осей растягивающих и промежуточных напряжений и близвертикальная ориентация осей сжимающих напряжений. Эти же особенности напряженного состояния свойственны очагам в дельте Селенги и в районах Среднего и Северного Байкала. Исключение

Таблица 3

Ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений, объединенных в группы

№ группы	Пределы значений координат эпицентров для группы в целом		Число землетрясений в группе	Общее количество зарегистрированных знаков смещений	Напряжение					
					сжатия		растяжения		промежуточное	
	φ°С	λ° В			$Az°$	$v°$	$Az°$	$v°$	$Az°$	$v°$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				Тункинский район						
1	51,65—51,77	101,55—101,61	20	45	32	22	144	81	238	70
2	51,62—51,77	101,72—102,25	20	49	222	50	320	81	59	41
3	51,55—51,70	101,20—101,45	17	44	354	50	94	78	197	44
4	51,70—51,81	101,21—101,61	14	36	40	80	233	10	130	88
5	51,75—51,82	101,85—102,00	4	19	211	82	333	15	118	77
6	52,05—52,70	101,00—102,04	22	54	275	44	172	77	48	42
				Байкальский район						
7	51,43—51,82	104,29—104,82	24	72	38	53	305	86	210	37
8	51,74—51,84	105,07—105,40	13	41	0	20	145	74	239	80
9	51,76—51,92	105,07—105,68	20	36	280	30	167	77	70	63
10	52,05—52,27	105,60—105,92	8	40	222	70	121	63	345	36
11	52,05—52,29	105,74—105,92	8	22	202	26	103	86	10	66
12	52,05—52,43	106,07—106,60	21	65	118	10	358	84	268	81
13	51,98—52,10	106,28—106,39	9	39	218	32	127	89	37	58
14	52,45—52,68	106,67—107,22	12	49	80	7	320	86	229	84
15	52,43—52,62	106,82—107,00	7	20	40	56	130	88	222	34
16	53,30—53,45	108,00—108,67	27	54	129	16	290	75	22	85
17	53,31—53,45	108,07—108,60	11	26	96	17	335	81	242	75
18	53,53—54,00	108,62—109,06	8	32	22	15	133	84	225	76
19	53,77—53,99	108,87—109,18	5	17	170	16	278	85	9	75
20	54,83—54,98	109,23—109,68	20	49	71	27	283	65	187	78
21	55,24—55,41	109,35—109,90	15	42	199	10	109	90	19	81
				Баргузинский район						
22	54,52—54,89	110,79—111,17	25	54	346	12	133	80	224	84
23	54,60—54,87	110,92—111,27	13	52	50	24	301	82	206	68
24	54,74—55,27	111,20—111,88	36	94	354	20	136	74	230	78
25	54,02—54,49	110,42—110,92	21	72	8	19	140	78	234	77
26	53,53—54,00	110,08—110,34	10	21	37	27	146	80	241	65
27	54,88—55,34	110,28—111,46	18	72	59	15	318	87	227	75
28	54,85—55,39	110,31—111,24	13	64	45	18	284	84	192	76
29	54,22—54,42	111,15—111,45	21	157	41	14	136	88	227	76
30	54,25—54,38	111,30—111,48	10	42	130	41	331	51	232	79
31	54,18—54,40	111,25—111,66	29	75	204	47	99	75	354	47
				Баунтовский район						
32	54,57—55,16	112,06—112,91	41	63	153	5	311	85	41	88
33	55,10—55,37	112,83—113,59	177	209	9	19	157	73	250	81
34	55,07—55,44	112,86—113,81	101	148	148	30	352	62	255	87

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				Верхнеангарский район						
35	55,70—55,95	109,88—110,25	11	34	212	24	337	77	72	71
36	55,78—56,02	110,87—111,05	15	26	162	33	349	57	256	87
37	55,76—55,90	110,58—110,83	19	39	136	15	353	78	262	81
38	55,52—55,75	110,43—111,00	31	66	275	19	136	76	43	78
39	55,43—55,65	111,26—111,61	13	27	54	32	151	87	243	58
40	55,90—56,06	111,49—111,62	7	33	351	11	175	80	85	89
41	55,70—56,22	111,00—111,48	23	32	161	15	351	75	261	88
42	55,50—55,70	111,72—112,16	25	56	233	3	118	89	27	88
43	56,00—56,32	112,00—112,60	40	67	83	15	342	87	250	75
44	56,24—56,50	112,39—112,94	26	40	37	23	148	81	241	69
45	56,12—56,38	112,57—112,92	49	61	45	25	146	85	236	64
				Муйский район						
46	55,72—55,93	112,52—113,49	72	96	63	16	331	89	240	73
47	55,65—56,01	112,87—114,08	80	113	144	8	324	83	54	90
48	55,86—56,13	113,00—113,81	40	75	24	16	179	75	272	83
49	56,10—56,43	113,07—113,62	25	46	174	17	358	62	266	88
50	56,12—56,23	113,33—113,70	24	32	168	10	358	80	268	87
51	55,97—56,13	113,58—113,83	9	27	119	22	357	78	262	72
52	56,29—56,51	113,67—114,07	45	63	116	19	355	81	262	74
53	56,15—56,25	113,74—114,04	12	23	147	17	352	74	260	84
54	55,75—55,86	113,83—114,16	12	25	123	20	334	73	241	81
55	56,05—56,12	113,90—114,14	11	23	112	21	307	70	217	84
56	56,18—56,27	114,08—114,20	9	20	161	39	354	51	259	83
57	56,39—56,45	114,23—114,37	6	23	213	32	12	60	107	80
58	56,09—56,15	114,41—114,58	6	25	22	13	133	85	225	79
59	56,18—56,40	115,15—115,84	56	86	179	18	346	73	76	86
60	56,20—56,45	115,25—115,78	14	40	359	23	152	69	246	80
61	56,18—56,33	116,21—116,80	7	31	168	16	334	75	65	87
62	56,14—56,27	116,60—116,75	6	30	5	19	248	81	153	74
				Удоканский район						
63	56,42—56,56	117,00—117,34	14	35	224	74	128	70	350	26
64	56,43—56,52	117,04—117,33	8	25	200	18	47	73	314	82
65	56,64—56,74	117,24—117,41	13	40	227	12	331	87	62	78
66	56,33—56,42	117,30—117,69	15	40	124	32	0	71	261	66
67	56,65—56,70	117,32—117,43	8	23	40	38	162	68	266	62
68	56,50—56,71	117,53—117,92	21	52	1	13	149	79	241	84
69	56,18—56,36	117,55—117,89	37	102	86	24	316	74	220	73
70	56,50—56,71	117,62—117,95	9	19	53	88	315	12	143	79
71	56,31—56,45	117,92—118,33	35	123	78	25	315	76	220	70
72	56,33—56,47	118,08—118,27	4	17	187	22	94	89	3	68
73	56,67—56,70	118,23—118,33	4	14	201	58	302	74	55	37

Примечание. Az — азимут, отсчитываемый в горизонтальной плоскости от направления на север, v — зенитный угол.

Таблица 4

Ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений, для которых выполнены индивидуальные определения

№	Дата	Время в очаге, ч—мин	M	Координаты эпицентра		Напряжение					
						сжатия		растяжения		промежуточное	
				φ°С	λ°В	$Az°$	$v°$	$Az°$	$v°$	$Az°$	$v°$
				Тункинский район							
1	4/IV 1950	18—44	$6\,^3/_4$	51,7	101,0	12	69	193	21	102	89
				Байкальский район							
2	29/VIII 1959	17—03	$6^3/_4$	52,65	107,11	49	18	140	90	234	72
3	7/VIII 1961	21—24	4	52,39	106,62	38	32	133	86	226	59
4	9/X 1961	13—20	<4	51,50	104,76	38	53	305	86	211	37
5	28/X 1961	22—45	5	53,59	108,83	10	23	117	82	210	68
6	13/VIII 1962	20—11	$5\,^1/_4$	53,68	108.53	29	18	140	83	233	74
7	28/X 1962	08—29	4	53,55	108,65	16	20	118	86	210	70
8	31/I 1963	18—30	≈ 4	53,09	107,73	74	30	312	73	214	65
9	10/II 1963	06—48	5	52,56	106,85	60	16	319	87	228	73
10	30/VIII 1966	06—10	$5\,^1/_2$	51,69	104,49	38	53	305	86	211	37
11	19/I 1967	02—02	4	52,10	106,39	353	10	138	82	229	85
12	28/I 1969	18—25	≈ 4	52,63	107,22	358	13	140	79	231	82
13	14/IX 1969	12—19	≈ 5	53,90	109,25	145	17	299	75	32	83
14	28/III 1970	09—44	$5\,^1/_2$	52,20	105,92	222	70	121	63	345	35
				Баргузинский район							
15	27/VII 1961	23—59	5	54,13	110,00	354	28	111	76	208	68
16	11/I 1962	14—16	<4	54,50	111,00	180	9	302	85	32	83
17	9/I 1963	22—56	$4\,^1/_2$	54,68	111,77	320	18	162	73	70	84
18	5/II 1963	21—56	<4	54,34	111,37	69	10	316	86	226	80
19	14/II 1963	21—59	<4	54,75	111,86	260	13	149	85	58	79
20	15/II 1963	15—49	≈ 4	55,23	111,00	94	23	311	72	217	77
21	11/IV 1963	17—23	<4	54,36	111,37	63	16	322	87	232	74
				Баунтовский район							
22	21/VII 1968	01—41	5	55,18	113,45	155	25	345	65	253	86
				Верхнеангарский район							
23	23/XI 1961	01—11	$4\,^3/_4$	55,85	110,15	168	5	348	85	78	90
24	12/III 1963	23—07	<4	56,07	111,51	117	20	338	75	244	78
25	18/III 1963	23—02	<4	56,08	112,15	2	9	182	81	91	90
26	1/XII 1963	04—26	$4^3/_4$—5	55,87	112,05	328	21	129	70	221	84
27	31/XII 1966	04—54	4	55,64	110,81	150	8	299	84	30	86
28	15/I 1967	19—58	$5\,^1/_4$	55,58	110,83	217	27	317	85	50	64
29	16/X 1967	23—19	4	55,85	111,08	112	22	354	80	260	72
30	10/IX 1968	07—54	≈ 4	55,86	110,01	212	24	337	77	72	71
31	26/XI 1968	18—31	$5^1/_4$	55,90	111,49	351	11	175	80	85	89
32	17/VI 1968	02—55	≈ 4	55,96	110,58	102	36	10	88	279	53
				Муйский район							
33	27/VI 1957	00—09	7,9	56,1	116,6	264	47	355	90	85	47
34	10/VIII 1962	08—52	<4	56,47	113,75	260	10	138	85	48	82
35	15/I 1963	09—16	4	55,77	112,95	254	36	146	78	48	57
36	31/VIII 1968	18—06	$5\,^1/_4$—$5\,^1/_2$	56,40	115,78	298	20	168	76	74	75
37	8/XI 1968	02—53	≈ 4	56,14	113,75	214	12	126	89	36	78

Примечание. См. примечание к табл. 3.

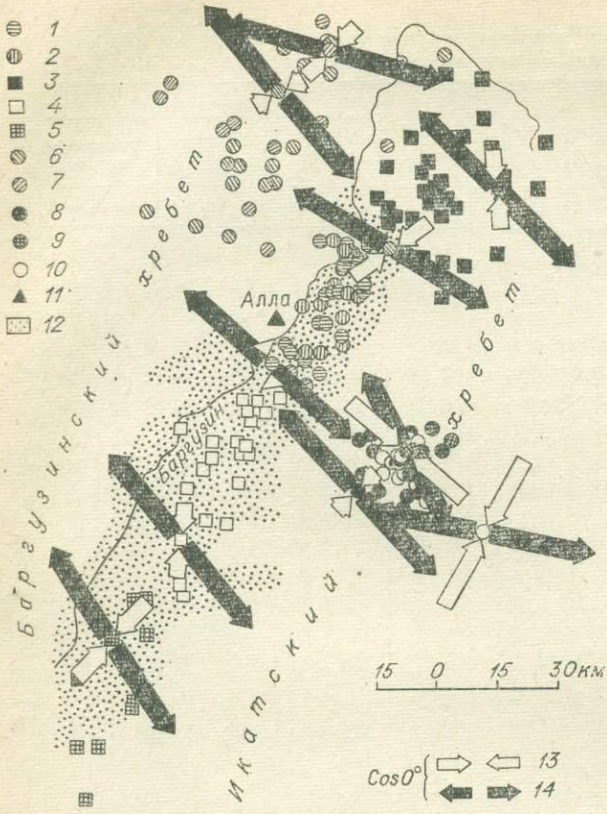


Рис. 14. Ориентация осей напряжений в очагах землетрясений Баргузинского района.

1—10 — эпицентры землетрясений, относящихся соответственно к группам № 22—31 в табл. 3; *11* — сейсмическая станция; *12* — область впадины; *13—14* — напряжения сжатия и растяжения соответственно, показанные для каждой группы на примере одного из землетрясений (длина стрелок пропорциональна косинусу углов наклона осей к горизонтальной плоскости).

составляет группа № 15: знаки смещений, имеющиеся для нее, не противоречат механизму очагов одной из групп афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29/VIII 1959 г., зарегистрированных в этом же эпицентральном районе и характеризующихся близгоризонтальной ориентацией осей растягивающих и наклонной ориентацией осей сжимающих и промежуточных напряжений (Мишарина, 1969). Очаги землетрясений Баргузинского района также обнаруживают большую общность в ориентации осей напряжений. Восемь групп слабых и семь индивидуально рассмотренных землетрясений, подобно большинству толчков в пределах впадины Байкала, характеризуются близвертикальными сжимающими и близгоризонтальными растягивающими и промежуточными напряжениями, причем оси растягивающих напряжений примерно ортогональны простиранию хребтов и впадины. В очагах двух групп землетрясений Икатского хребта (№ 30 и 31, см. табл. 3) оси напряжений сжатия ориентированы наклонно, и аналогичную ориентировку имеют в одном случае оси растягивающих напряжений, в другом — промежуточных.

В Баргузинском хребте эпицентральные зоны выделенных групп землетрясений наложены одна на другую. То же самое наблюдается в северной части Баргузинской впадины и в центральной части Икатского хребта. Создается впечатление, что эти три области приурочены к единой полосе, секущей Баргузинский сейсмический район в направлении с северо-запада на юго-восток и выделяющейся заметным разнообразием напряженных состояний в очагах землетрясений на фоне более однородных в этом отношении окружающих областей (рис. 14).

В случае наложения эпицентральных полей естественно предположить, что землетрясения разных групп происходят на разных глубинах. Действительно, несмотря на то, что низкая плотность сети сейсмических станций Прибайкалья не позволяет определять глубину залегания очагов с точностью, необходимой для уверенного решения вопроса о приуроченности землетрясений к тем или иным слоям земной коры, даже грубое сравнение значений глубин очагов землетрясений, относящихся к названным группам, приводит к выводу о справедливости сделанного предположения (Мишарина, Солоненко, 1972).

Эти факты свидетельствуют о том, что полосе наложения эпицентральных полей отвечают глубинные части коры, характеризующиеся повышенной неоднородностью строения.

Примечательно, что рассматриваемая полоса, поперечная к хорошо известным морфоструктурам Прибаргузинья, точно совпала с поперечной флексурообразной структурой, видной на снимке из космоса. Геологическими методами она не была выделена, не выражена флексура (?) и на аэрофотоснимках, по-видимому, из-за большого радиуса кривизны.

В Баунтовском районе выделены три группы землетрясений. Одна из них относится к западной части Ципа-Баунтовской впадины и соседним областям поднятий, две тяготеют к центральной части впадины. Большинство толчков в двух последних группах — афтершоки землетрясения 21/VII 1968 г. (см. табл. 4) и землетрясения роя, имевшего место в сентябре—декабре 1969 г. Во всех случаях ориентация осей напряжений сжатия в очагах близка к вертикальной, оси растягивающих и промежуточных напряжений близгоризонтальны. В последовательности афтершоков, как и в рое землетрясений 1969 г., встречаются толчки обеих групп, выделенных в центральной части впадины.

В Верхнеангарском районе направления осей напряжений в очагах определены для одиннадцати групп, из них для девяти обработка выполнена по наблюдениям только над слабыми землетрясениями. В двух случаях слабые толчки рассматривались в совокупности с более сильными землетрясениями, для которых выполнялись индивидуальные определения. Данные наблюдений для группы № 35 (см. табл. 3) позволили уточнить ориентацию осей в очаге землетрясения 10/IX 1968 г. В группу № 40 (см. табл. 3) включено землетрясение 26/XI 1968 г. Помимо указанных двух землетрясений, индивидуальные обработки выполнены еще для восьми толчков (см. табл. 4).

Практически всем рассмотренным очагам Верхнеангарского района свойственна близвертикальная ориентация осей сжимающих напряжений и близгоризонтальная ориентация осей растягивающих и промежуточных напряжений. Лишь для группы № 36 (см. табл. 3) обнаружена наклонная ориентация осей сжимающих и растягивающих напряжений и для очага землетрясения 17/VI 1968 г.— наклонная ориентация осей сжимающих и промежуточных напряжений (см. табл. 4).

В Муйском районе данные о напряжениях в очагах получены для 17 групп землетрясений. Одна из них (№ 56, см. табл. 3) характеризуется наклонной ориентацией осей сжимающих и растягивающих напряжений и близгоризонтальной ориентацией осей промежуточных напряжений. В остальных случаях оси сжимающих напряжений близвертикальны, растягивающих и промежуточных — близгоризонтальны. Индивидуальные определения выполнены для пяти землетрясений (см. табл. 4). Три из них по характеру механизма очага сходны с основной массой слабых толчков. Очагам Муйского землетрясения 27/VI 1957 г. и землетрясения 15/I 1963 г. свойственна наклонная ориентация осей сжимающих и промежуточных напряжений и близгоризонтальная — растягивающих.

В Удоканском районе рассмотрено одиннадцать групп землетрясений, очаги семи из них характеризуются близвертикальной ориентацией осей сжимающих напряжений и близгоризонтальной ориентацией осей растягивающих и промежуточных напряжений. В очагах землетрясений двух групп обнаружена близгоризонтальная ориентация осей сжимающих и растягивающих напряжений и близвертикальная — промежуточных. Одна из этих групп приурочена к Муйско-Чарской межвпадинной перемычке, эпицентры другой располагаются в северо-восточной части района в предгорьях хребта Удокан. Одна из групп землетрясений Чарской впадины характеризуется горизонтальной ориентацией осей сжимающих и промежуточных напряжений и вертикальной — растягивающих. Севернее оз. Малое Леприндо, в пределах хребта Кодар, располагаются эпицентры группы землетрясений, в очагах которых оси растягивающих и промежуточных напряжений ориентированы близгоризонтально, а сжимающих — наклонно.

Из приведенного обзора результатов следует, что близвертикальная ориентация осей сжимающих напряжений и близгоризонтальная ориентация осей растягивающих и промежуточных напряжений в очагах остается наиболее общей для Прибайкалья и в тех случаях, когда в рассмотрение включаются даже самые слабые регистрируемые в зоне толчки. Из 73 групп с установленной ориентацией осей напряжений в очагах близвертикальными сжимающими, близгоризонтальными растягивающими и промежуточными напряжениями характеризуются 57. Растягивающие напряжения в основном действуют примерно вкрест, а промежуточные — параллельно простиранию структур.

Заключения об ориентации осей напряжений в очагах прибайкальских землетрясений сделаны в рамках теории механизма очага, разработанной А. В. Введенской (1969). Согласно этой теории, определяющую роль в возникновении подвижки в очаге играют максимальные касательные (скалывающие) напряжения

$$\sigma_k = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2},$$

действующие в плоскостях, составляющих углы в 45° с осями наибольшего (σ_1) и наименьшего (σ_3) главных напряжений. В используемой силовой модели очага эти плоскости являются биссекторными плоскостями осей равных по величине сжимающих и растягивающих напряжений (третье главное напряжение, промежуточное, равное нулю). Таким образом, устанавливая ориентацию осей указанных напряжений на основе наблюдений над полем смещений, мы определяем ориентацию осей действительных главных напряжений в очаговой зоне землетрясения. Однако поскольку одни и те же максимальные касательные напряжения, а следовательно, и подвижки могут иметь место при различных значениях σ_1 и σ_3 (если разность между последними будет одной и той же), установленной ориентации осей главных напряжений могут соответствовать различные напряженные состояния.

Если полагать (Тресков, 1968; Введенская, 1969), что направления осей напряжений сжатия, растяжения и промежуточного в очагах прибайкальских землетрясений определяют соответственно направления осей напряжений наименьшего, наибольшего и промежуточного растяжений в соответствующих объемах земной коры, то полученные данные свидетельствуют, что основное региональное поле тектонических напряжений в Прибайкалье характеризуется горизонтальной и перпендикулярной структурам ориентацией оси наибольшего растяжения, горизонтальной и параллельной структурам ориентацией оси промежуточного и вертикальной ориентацией оси наименьшего растяжения (рис. 15 и 16).

Региональная схема поля напряжений выдерживается с высокой стабильностью почти на всем протяжении Байкальской рифтовой зоны, по крайней мере от южной оконечности Байкала до западной части Чарской впадины (см. рис. 15, 16). Локальные особенности напряженного состояния коры в этих районах, накладывающие отпечаток на механизм очагов землетрясений отдельных групп, как правило, не противоречат общему характеру напряжений, свойственных Байкальскому региону. Лишь на флангах зоны, в Тункинском и Удоканском районах, это единообразие нарушается.

Общий итог исследований напряженного состояния коры в пределах Байкальской рифтовой зоны — вывод о безусловном господстве на этой территории поля напряжений рифтового типа, под влиянием которого формируются очаги абсолютного большинства землетрясений как сильных, так и слабых.

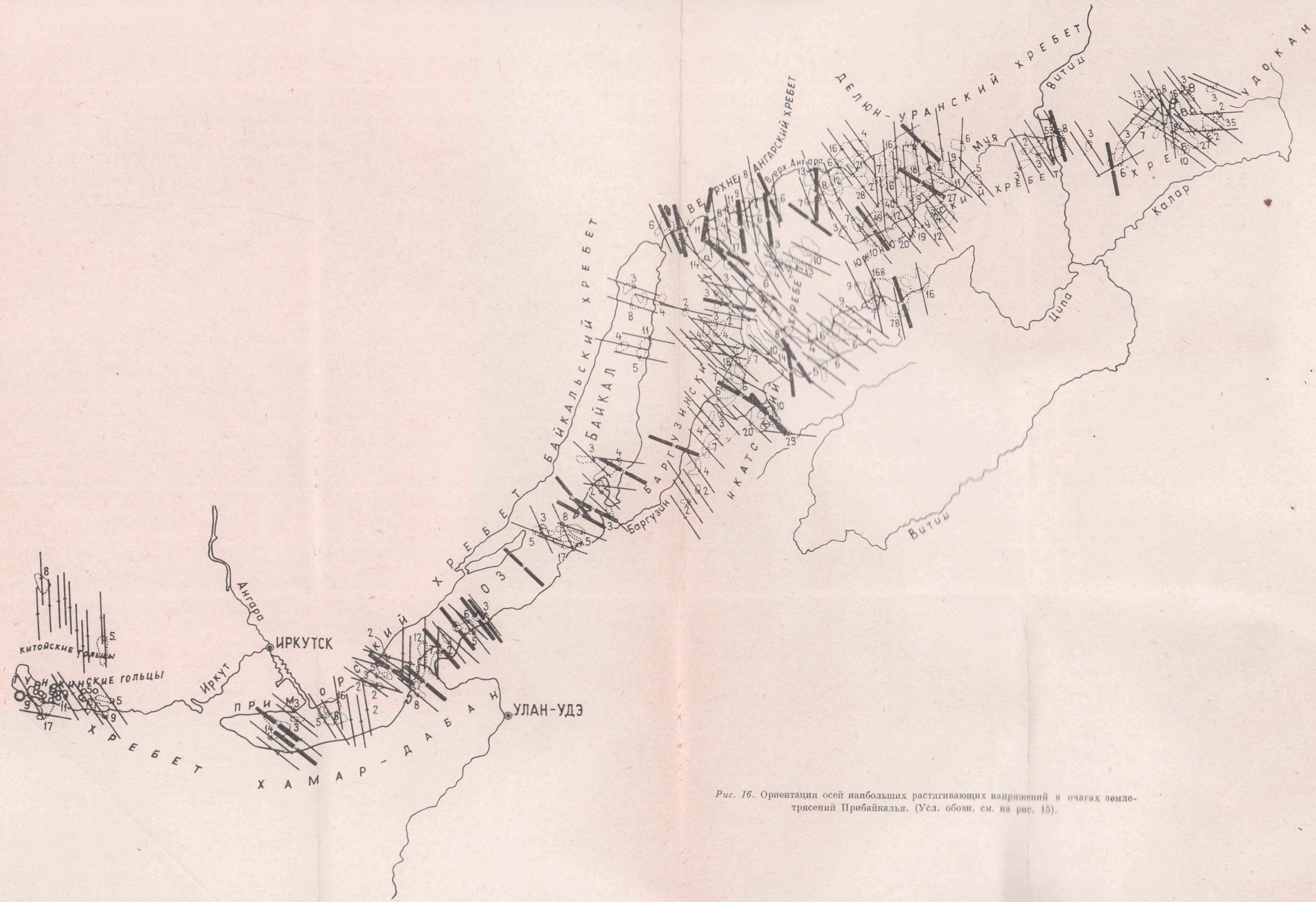
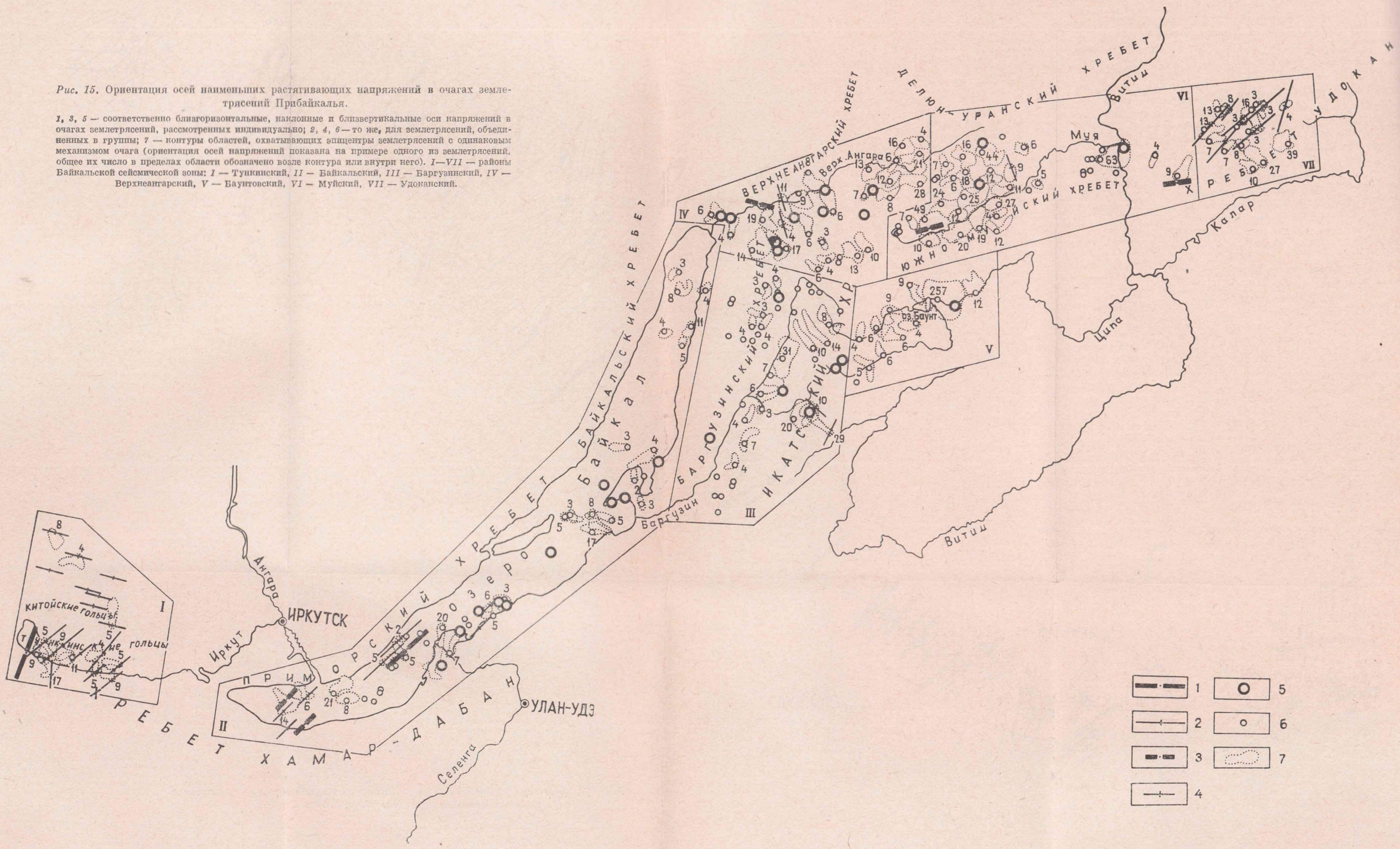


Рис. 16. Ориентация осей наибольших растягивающих напряжений в очагах землетрясений Прибайкалья. (Усл. обозн. см. на рис. 15).

Рис. 15. Ориентация осей наименьших растягивающих напряжений в очагах землетрясений Прибайкалья.

1, 3, 5 — соответственно близгоризонтальные, наклонные и близвертикальные оси напряжений в очагах землетрясений, рассмотренных индивидуально; *2, 4, 6* — то же, для землетрясений, объединенных в группы; *7* — контуры областей, охватывающих эпицентры землетрясений с одинаковым механизмом очага (ориентация осей напряжений показана на примере одного из землетрясений, общее их число в пределах области обозначено возле контура или внутри него). *I—VII* — районы Байкальской сейсмической зоны: *I* — Тункинский, *II* — Байкальский, *III* — Баргузинский, *IV* — Верхнеангарский, *V* — Бауntовский, *VI* — Муйский, *VII* — Удоканский.



Глава VI

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В настоящее время в Прибайкалье, как и в большинстве сейсмоактивных районов СССР, энергетическая классификация землетрясений производится способом, разработанным Т. Г. Раутиан (Методы. . ., 1960). Номограмма, построенная этим автором по материалам наблюдений на сейсмических станциях Средней Азии, учитывает, естественно, диссипатирующие свойства субстрата данного региона. Применяя эту номограмму для классификации землетрясений Прибайкалья, необходимо быть уверенным в правомочности ее использования в районе с совершенно иным геологическим строением. Для этого в первую очередь следует сравнить законы затухания упругих колебаний с увеличением эпицентрального расстояния в соответствующих регионах.

ЗАКОН ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Оценка параметров закона затухания проводилась нами с использованием нескольких способов. Прежде всего это способ построения свободного графика, развитый Т. Г. Раутиан, и так называемый разностный способ (Гайский, Жалковский, 1971). Наряду с ними использовался также способ, учитывающий зависимость энергии E_Γ, определенной по формуле Б. Б. Голицина (1960), от эпицентрального расстояния (Солоненко А., Татаренко, 1972а). На рис. 17 представлены экспериментальные данные к способу Т. Г. Раутиан.

На рис. 18 показано распределение $N(n^*_{эф})$ к разностному способу, который дал среднее значение показателя функции затухания максимальных амплитуд смещений почвы (для эпицентральных расстояний, превышающих 300 км), равное $1{,}99 \pm 0{,}07$. Пересчитывая $n^*_{эф}$ для плотности потока энергии ε в том же диапазоне расстояний по формуле

$$\lg A^s_м\,(мк) = 0{,}49 \lg \varepsilon\,(эрг/см^2) - 0{,}12, \qquad (1)$$

связывающей ε и $A^s_м$ (Солоненко А., Татаренко, 1972а), получаем $n^*_{эф} = 4{,}06$. Это значение $n^*_{эф}$ довольно хорошо (в пределах ошибок) согласуется с полученным из сводного графика значением показателя функции затухания (рис. 19). На рисунке представлена также кривая, полученная с использованием зависимости $E_\Gamma(\Delta)$. Совпадение результатов, полученных тремя способами, хорошее, что позволяет нам сделать

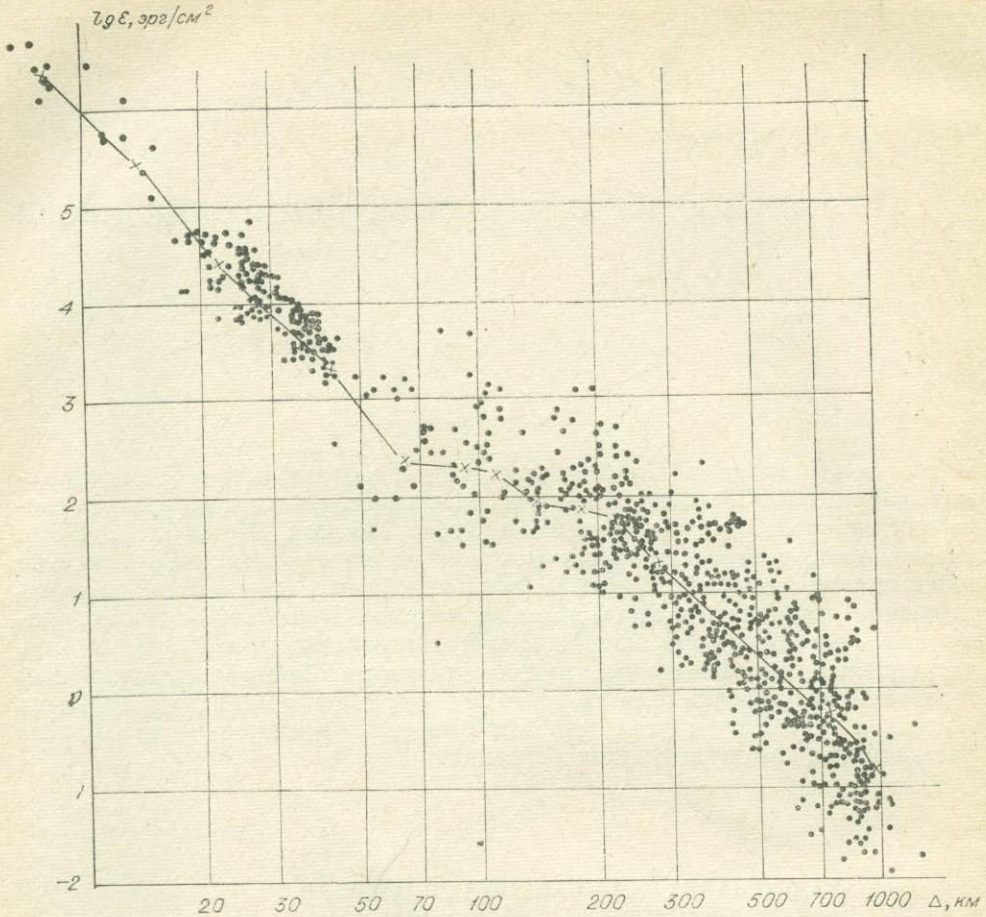


Рис. 17. Сводный график затухания плотности потока энергии для Прибайкалья, построенный по способу Т. Г. Раутиан.

уверенный вывод о том, что закон затухания плотности потока энергии характеризуется для Прибайкалья следующими средними параметрами:

$$10 \text{ км} < \Delta < 70 \text{ км}, \quad n^*_{эф} = 4{,}2;$$

$$70 \text{ км} < \Delta < 200 \text{ км}, \quad n^*_{эф} = 2{,}0;$$

$$200 \text{ км} < \Delta < 1000 \text{ км}, \quad n^*_{эф} = 4{,}1.$$

Для более надежной локализации точек, в которых происходит изменение наклона графика затухания, нами использован прием, названный «последовательным восстановлением кривой затухания». В основе его лежит ранее упоминавшийся разностный способ. Весь диапазон эпицентральных расстояний разбивается на малые участки. Вначале рассчитывается $n^*_{эф}$ для последнего из них, затем для двух последних и т. д. Если затухание сейсмических волн не изменяется при переходе от участка к участку, то и средние значения показателя функции затухания будут оставаться постоянными. В противном случае на графике $n^*_{эф}(\Delta)$ будет отмечен перегиб. График, представленный на рис. 20, построен на основании использования этого способа.

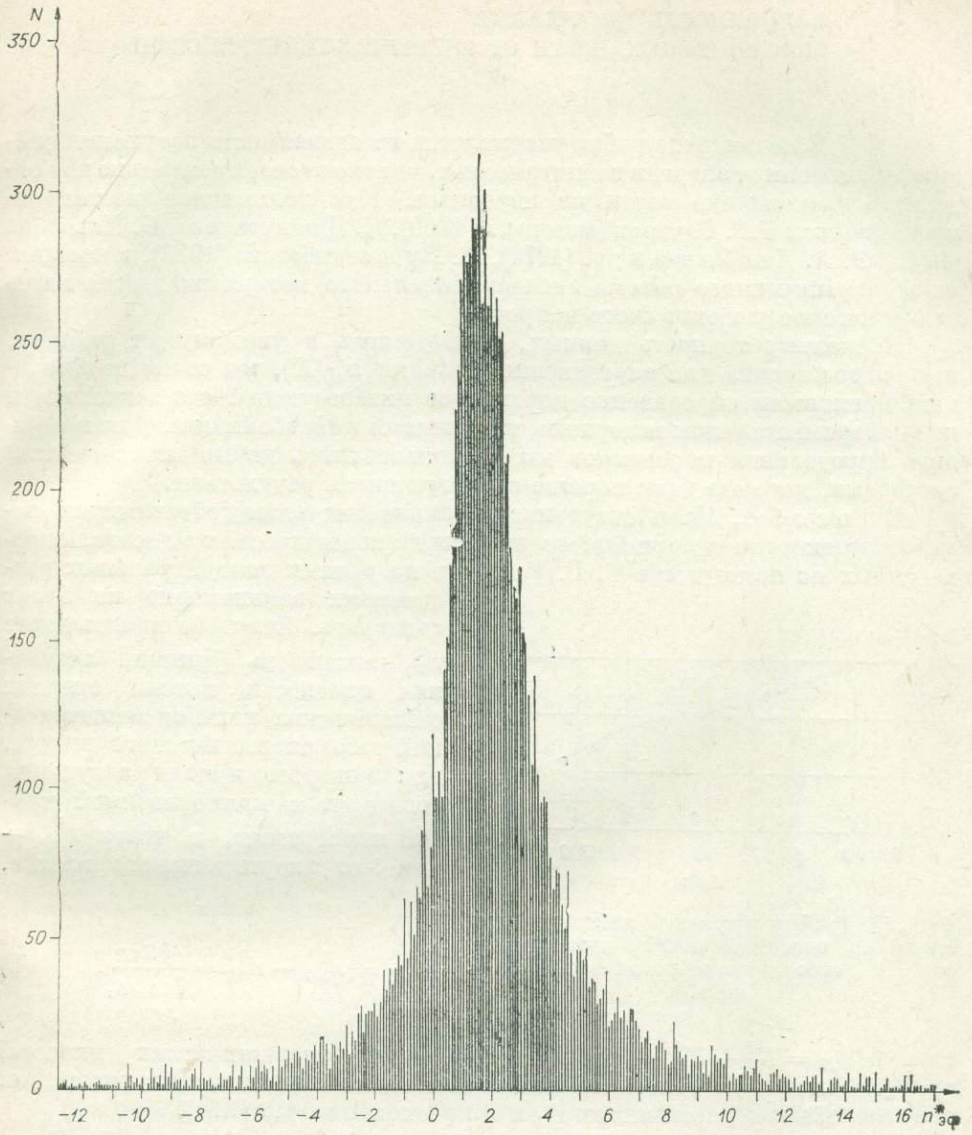


Рис. 18. Распределение $N\left(n^*_{эф}\right)$ для закона затухания сейсмических волн от землетрясений Прибайкалья (к разностному способу).

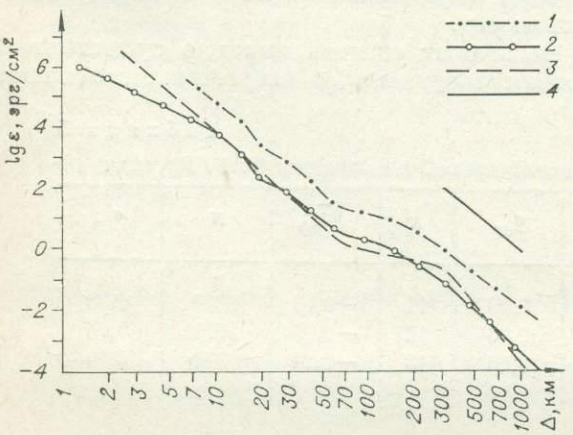


Рис. 19. **Графики затухания плотности потока энергии.**

1—построен по методике Т. Г. Раутиан; *2*—построен с использованием зависимости $Fp(\Delta)$; *3*—калибровочная кривая номограммы Т. Г. Раутиан; *4*—определен разностным способом.

ЗАВИСИМОСТЬ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В целом ряде работ указывается на зависимость затухания сейсмических волн от энергии землетрясения, однако экспериментально до последнего времени она почти не изучалась. Как исключение можно отметить работы Т.Г. Раутиан (методы.... 1960), К. Джанузакова, Б. Ильясова (1972), Э. А. Джибладзе и др. (1971), А. Нурмагамбетова (1973), в которых из-за ограниченного объема экспериментального материала дается лишь схематическое решение этого вопроса.

Поскольку точность данных, приведенных в упомянутых работах, явно недостаточна для определения функции $n_{эф}(K)$, мы сочли необходимым произвести определение параметров интересующей нас зависимости на экспериментальном материале, полученном в Прибайкалье. Для надежного определения параметров мы воспользовались двумя независимыми способами, которые дали хорошо согласующиеся результаты.

Способ 1. Если затухание сейсмических волн действительно зависит от энергии источника, то значения энергетических классов, определенных по номограмме Т. Г. Раутиан, на разных эпицентральных расстояниях закономерно не будут совпадать. Если обозначить через $n^0_{эф}$ показатель функции затухания плотности потока энергии сейсмических волн от землетрясений того энергетического класса, для которого кривая затухания совпадает с калибровочной кривой номограммы, а через $n^i_{эф}$ — для i-го энергетического класса, то

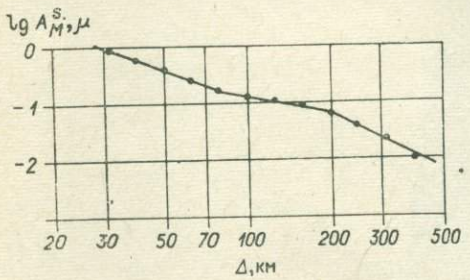


Рис. 20. График затухания максимальных амплитуд, смещений почвы, построенный способом «последовательного восстановления».

$$\delta n^i_{эф} = n^i_{эф} - n^0_{эф} = \frac{\delta K^i_{1,2}}{\lg \Delta_2/\Delta_1}, \qquad (2)$$

где $\delta K^i_{1,2} = K^i_1 - K^i_2$ — разность значений энергетических классов, определенных для одного землетрясения i-го энергетического класса на эпицентральных расстояниях Δ_1 и Δ_2 (Солоненко А., 1974).

В табл. 5 приведены результаты расчетов $\delta n^i_{эф}$ по формуле (2). Здесь N — количество определений $\delta n^i_{эф}$, которые осреднялись при подсчете среднего $\overline{\delta n}_{эф}$; $\sigma_{ср}$ — соответствующие среднеквадратичные ошибки определения среднего. Значения $\overline{\delta n}_{эф}$ определялись по целой совокупности землетрясений данной интенсивности.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о существенной зависимости показателя функции затухания от энергетического класса

Таблица 5

Поправки к калибровочной кривой номограммы Т. Г. Раутиан

K	$\delta n_{эф}$	N	$\sigma_{ср}$	K	$\overline{\delta n}_{эф}$	N	$\sigma_{ср}$
7	0,92	1020	0,08	11	—0,39	1020	0,08
8	0,55	996	0,08	12	—0,90	1020	0,08
9	0,19	1012	0,08	13	—1,22	340	0,15
10	—0,12	946	0,09				

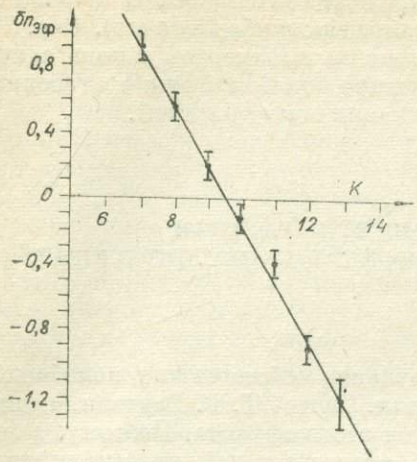


Рис. 21. Зависимость $\delta n_{эф}(K)$.

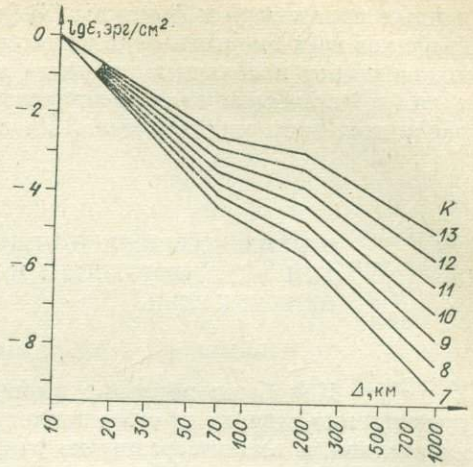


Рис. 22. Кривые затухания плотности потока энергии для землетрясений разных энергетических классов.

землетрясения. Как видно из рис. 21, экспериментальные точки в системе координат $\delta n_{эф}$, K правомерно аппроксимировать прямой

$$\delta n_{эф} = -0{,}35K + 3{,}35 \qquad (3)$$

(коэффициент корреляции средних значений $\rho = -0{,}997$).

Способ 2. Если имеются два землетрясения (маркированные значками i и j) разной энергии с практически совпадающими эпицентрами, зарегистрированные двумя сейсмическими станциями (значки 1 и 2), расположенными на расстояниях Δ_1 и Δ_2 от очага, то величину коэффициента в формуле (3) можно вычислить, воспользовавшись соотношением

$$\frac{\delta n_{эф}}{\delta K} = \frac{\left(K_1^i - K_1^j\right) - \left(K_2^i - K_2^j\right)}{\left(K_2^i - K_2^j\right)\lg\frac{\Delta_2}{R} - \left(K_1^i - K_1^j\right)\lg\frac{\Delta_1}{R}}, \qquad (4)$$

где R — радиус референц-сферы, равный 10 км.

Для реализации второго способа определения параметра зависимости $\delta n_{эф}(K)$ была отобрана группа землетрясений Икатского роя 1969 г. и группа афтершоков Кодарского землетрясения 1970 г.

В первом случае осреднено 78 значений $\frac{\delta n_{эф}}{\delta K}$, определенных по формуле (4) для разных пар землетрясений и сейсмических станций, расположенных в диапазоне 50—790 км ($K = 7{,}2$—$11{,}9$). Среднее значение оказалось равным $-0{,}34 \pm 0{,}04$, что хорошо согласуется с величиной коэффициента, полученной первым способом.

Во втором случае при расчетах использовались наблюдения только на двух станциях — Чара и Средний Калар (средние значения эпицентральных расстояний 30,5 и 112 км, диапазон энергетических классов соответственно 4,5—8,7 и 6,3—10,6). Значение

$$\frac{\delta n_{эф}}{\delta K} = -0{,}39 \pm 0{,}05$$

получено при осреднении 564 индивидуальных определений $\frac{\delta n_{эф}}{\delta K}$.

Ранее мы говорили об осредненных параметрах закона затухания плотности потока энергии от землетрясений Прибайкалья. На рис. 22 представлено семейство кривых затухания, построенных с учетом осред-

ненных параметров и формулы (3) (для наглядности начальные ординаты графиков всех энергетических классов совмещены в общей точке). Рис. 22 подчеркивает необходимость учета зависимости параметров закона затухания сейсмических волн от энергии источника колебаний при построении различных схем энергетической классификации землетрясений.

О ПРИМЕНИМОСТИ НОМОГРАММЫ Т. Г. РАУТИАН ДЛЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Как было показано выше, затухание сейсмических колебаний существенно зависит от силы землетрясения. Способ Т. Г. Раутиан, а следовательно, и ее номограмма не учитывают этого эффекта. Поэтому, хотя это и не единственная причина, способ энергетической классификации Т. Г. Раутиан дает сугубо относительную оценку энергии землетрясения. Однако классификация этого автора еще широко используется во многих районах СССР и, что не менее важно, входит фундаментальной частью в схемы решения других важных задач сейсмологии. В связи с этим, пока не введена другая единая методика энергетической классификации, необходимо сохранять и единый подход при градации землетрясений по величине их энергии.

Для того, чтобы сделать окончательный вывод о возможности использования номограммы Т. Г. Раутиан для энергетической классификации землетрясений Прибайкалья, необходимо, в первую очередь, сопоставить законы затухания сейсмических волн в соответствующих районах. Если сравнить параметры закона затухания плотности потока энергии для Средней Азии и Прибайкалья,то можно заметить в них существенные различия (Солоненко,Татаренко,1972 б).Наибольшее несогласие значений показателя функции затухания отмечается на расстояниях, превышающих200—250 км. Кроме того, зона уменьшения затухания до 2,0 на расстояниях, превышающих 70 км, для Средней Азии несколько шире.На рис. 23 представлено графическое изображение этих данных. Вывод, который можно сделать при совместном рассмотрении графиков, заключается в том, что, несмотря на отмеченные выше численные несогласия, существенного различия в графиках, с точки зрения энергетической классификации, обнаружить не удается, так как отклонения одного графика от другого, как правило, не выходят за пределы ошибок измерения энергетического класса ($\pm 0{,}5$ порядка). Следовательно, для целей, которым служит энергетическая номограмма Т. Г. Раутиан, она вполне пригодна и при изучении сейсмических явлений Прибайкалья.

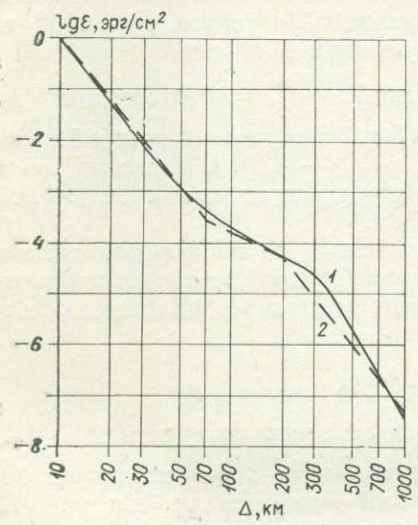


Рис. 23. Сравнение графика затухания плотности потока энергии для Прибайкалья (*2*) с калибровочной кривой номограммы Т. Г. Раутиан (*1*).

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ НОМОГРАММА, УЧИТЫВАЮЩАЯ ЗАВИСИМОСТЬ $n_{эф}(K)$

Используя данные о затухании сейсмических волн с расстоянием, полученные по Прибайкалью, а также формулу (3), мы составили номограмму для определения энергетического класса землетрясений, учитывающую зависимость затухания сейсмических волн от энергии источника (рис. 24). Наша номограмма строилась по тому же принципу, что и известная номограмма Т. Г. Раутиан. Но если в последнем случае семейство кривых получено путем параллельного переноса вдоль оси ординат калибровочной кривой, то в нашей номограмме вводится своя кривая для каждого энергетического класса. Слева от номограммы, приведенной на рис. 24, нанесены три вспомогательных шкалы, предназначенные для облегчения перехода от смещений на сейсмограмме $(A^{с}_{мм})$ к смещению почвы $(A^{п}_{мк})$ при увеличении прибора V.

К преимуществам номограммы, приведенной на рис. 24, по сравнению с номограммой Т. Г. Раутиан, можно отнести и то, что погрешность в определении $K_п$ должна быть существенно меньше, чем в определении K. При вычислении K к случайным ошибкам добавляются и систематические,

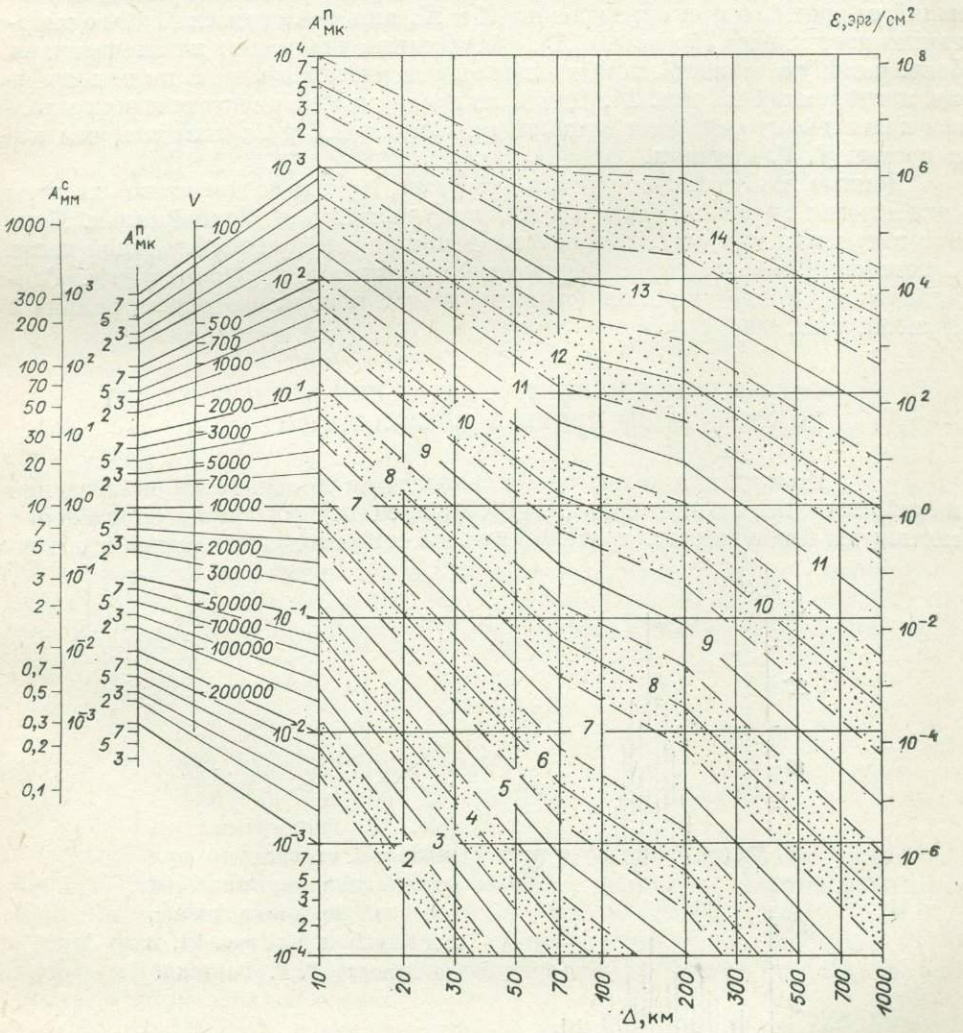


Рис. 24. Номограмма, учитывающая зависимость затухания сейсмических волн от энергии землетрясения.

Таблица 6

Сравнение ошибок при определении K и K_n

K	N	σ	σ_n	σ/σ_n	K	N	σ	σ_n	σ/σ_n
7	110	0,36	0,33	1,1	11	116	0,47	0,23	2,0
8	91	0,43	0,26	1,7	12	147	0,68	0,27	2,5
9	60	0,50	0,24	2,1	13	79	0,67	0,19	3,5
10	92	0,34	0,15	2,3					

связанные с тем, что для произвольного энергетического класса калибровочная кривая не совпадает, а пересекается с действительной кривой затухания. Для подтверждения этого положения проведено совместное определение энергетических классов по обеим номограммам. В табл. 6 даны среднеквадратичные ошибки определений K и K_n(σ и σ_n), их отношения, а также количество N определений энергетических классов по двум номограммам.

Как табл. 6, так и рис. 25, на котором нанесены гистограммы отклонений от среднего при определении K и K_n для землетрясений 12-го энергетического класса (по шкале K), убедительно указывают на значительно более высокую точность определения энергетического класса по номограмме, приведенной на рис. 24. Для данного диапазона энергетических классов наша номограмма дает ошибки в среднем в 2,2 раза меньшие, чем номограмма Т. Г. Раутиан.

Данные, полученные другими авторами, в среднем довольно хорошо согласуются с зависимостью $n_{эф}(K)$, полученной для Прибайкалья. Кривые затухания для основных сейсмоактивных зон континентальной части Советского Союза также незначительно отличаются друг от друга. Следовательно, приведенная номограмма может использоваться не только в Прибайкалье.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТУДЫ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СМЕЩЕНИЯМ ПОЧВЫ В ОБЪЕМНЫХ ВОЛНАХ

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях ЕССН (1966) предписывает при определении магнитуды близких землетрясений по величине смещения почвы в объем-

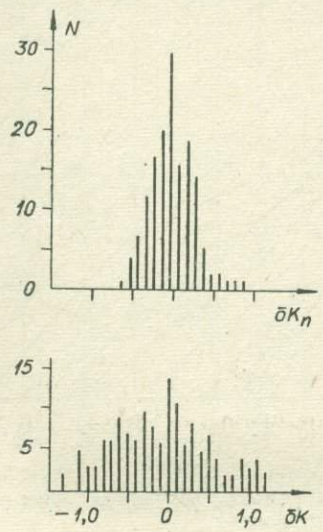


Рис. 25. Гистограммы отклонений от среднего при определении энергетических классов по номограмме, приведенной на рис. 24, и по палетке Т. Г. Раутиан.

ных волнах пользоваться формулой

$$m = \lg A^s \text{ (мк)} + 1{,}32 \lg \Delta \text{ (км)}. \qquad (5)$$

Однако очевидно, что формула (5) неверно (и не только для Прибайкалья) учитывает затухание сейсмических волн и требует введения соответствующих поправок. Выше нами приведены параметры закона затухания плотности потока энергии с расстоянием для нашего региона. Учитывая то, что было доказано (Солоненко А., Татаренко, 1972а), постоянство соотношения между $A^s_м$ и ε формулу (1) можно использовать для определения затухания максимальных амплитуд. Произведя соответствующие расчеты, получаем:

$$10 \text{ км} < \Delta < 70 \text{ км}, \qquad n^*_{эф} = 2{,}06;$$

$$70 \text{ км} < \Delta < 200 \text{ км}, \qquad n^*_{эф} = 0{,}98;$$

$$200 \text{ км} < \Delta < 1000 \text{ км}, \qquad n^*_{эф} = 2{,}01.$$

На основании этих данных можно рассчитать калибровочную кривую $\sigma(\Delta)$ для определения магнитуды близких землетрясений по объемным

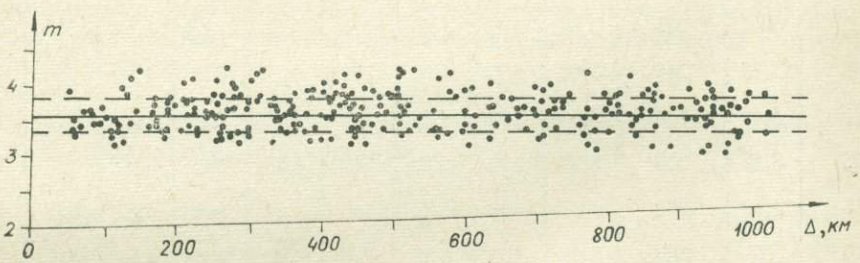


Рис. 26. Результаты определения магнитуды m по наблюдениям над землетрясениями десятого энергетического класса.

волнам (табл. 7). Схема использования таблицы — традиционная (Рихтер, 1961).

На рис. 26 представлены результаты определения магнитуды m по наблюдениям над землетрясениями десятого энергетического класса (по шкале K с использованием табл. 7). Как следует из приведенных данных, величина m не зависит от эпицентрального расстояния, т. е. калибровочная кривая $\sigma(\Delta)$ надежно учитывает затухание сейсмических волн. Среднеквадратичная ошибка единичного определения магнитуды равна 0,27.

ОСНОВНЫЕ СООТНОШЕНИЯ (ЭНЕРГИИ, МАГНИТУДЫ, БАЛЛА В ЭПИЦЕНТРЕ)

Магнитуда землетрясения и его интенсивность, выраженная в баллах, несомненно, являются взаимосвязанными характеристиками «силы» источника колебаний. Но лишь в простейшем случае I_0, I_i, M и h могут быть связаны уравнениями сейсмического поля (Шебалин, 1968). Чаще всего изосейсты I_i имеют «неправильную» форму, что обусловлено целым комплексом факторов.

В Прибайкалье, в условиях сложной мозаики строения земной коры и большого разнообразия инженерно-геологических и геокриологических

Таблица 7

Шкала для определения m

Δ, км	σ(Δ)	Δ, км	σ(Δ)	Δ, км	σ(Δ)	Δ, км	σ(Δ)	Δ, км	σ (Δ)	Δ, км	σ(Δ)
10	1,56	15	1,92	20	2,18	25	2,38	30	2,54	35	2,68
40	2,80	185	3,71	330	4,18	475	4,50	620	4,73	765	4,91
45	2,90	190	3,72	335	4,19	480	4,50	625	4,73	770	4,92
50	3,00	195	3,73	340	4,20	485	4,51	630	4,74	775	4,92
55	3,08	200	3,74	345	4,22	490	4,52	635	4,75	780	4,93
60	3,16	205	3,76	350	4,23	495	4,53	640	4,76	785	4,93
65	3,23	210	3,78	355	4,24	500	4,54	645	4,76	790	4,94
70	3,30	215	3,80	360	4,25	505	4,55	650	4,77	795	4,94
75	3,33	220	3,82	365	4,27	510	4,56	655	4,78	800	4,95
80	3,36	225	3,84	370	4,28	515	4,57	660	4,78	805	4,95
85	3,38	230	3,86	375	4,29	520	4,57	665	4,79	810	4,96
90	3,41	235	3,88	380	4,30	525	4,58	670	4,80	815	4,96
95	3,43	240	3,90	385	4,31	530	4,59	675	4,80	820	4,97
100	3,45	245	3,92	390	4,32	535	4,60	680	4,81	825	4,97
105	3,47	250	3,93	395	4,33	540	4,61	685	4,82	830	4,98
110	3,49	255	3,95	400	4,35	545	4,61	690	4,82	835	4,98
115	3,51	260	3,97	405	4,36	550	4,62	695	4,83	840	4,99
120	3,53	265	3,99	410	4,37	555	4,63	700	4,83	845	4,99
125	3,54	270	4,00	415	4,38	560	4,64	705	4,84	850	5,00
130	3,56	275	4,02	420	4,39	565	4,65	710	4,85	855	5,00
135	3,58	280	4,03	425	4,40	570	4,65	715	4,85	860	5,01
140	3,59	285	4,05	430	4,41	575	4,66	720	4,86	865	5,01
145	3,61	290	4,06	435	4,42	580	4,67	725	4,86	870	5,02
150	3,62	295	4,08	440	4,43	585	4,68	730	4,87	875	5,02
155	3,64	300	4,09	445	4,44	590	4,68	735	4,87	880	5,03
160	3,65	305	4,11	450	4,45	595	4,69	740	4,88	885	5,03
165	3,67	310	4,12	455	4,46	600	4,70	745	4,88	890	5,04
170	3,68	315	4,13	460	4,47	605	4,71	750	4,89	895	5,04
175	3,69	320	4,15	465	4,48	610	4,71	755	4,90	900	5,05
180	3,70	325	4,16	470	4,49	615	4,72	760	4,91	905	5,05
910	5,06	925	5,07	940	5,09	955	5,10	970	5,12	985	5,13
915	5,06	930	5,08	945	5,09	960	5,11	975	5,12	990	5,14
920	5,07	935	5,08	950	5,10	965	5,11	980	5,13	995	5,14
										1000	5,14

условий, сильные землетрясения несут яркие индивидуальные черты проявления на поверхности, которые, по существу, невозможно описать средними соотношениями. Общим для сильных (9 баллов и более) землетрясений является смещение эпицентра к одному из краев области максимальных потрясений и асимметричная (как правило, вытянутая) конфигурация изосейст 7 баллов и ниже.

В качестве примеров «индивидуальных парадоксов» сильных землетрясений можно привести такие факты.

При Муйском землетрясении общая протяженность видимых дислокаций земной поверхности (> 9 баллов) составила 30 км. В 50 км от их окончания (пос. Многообещающая коса) эффекты потрясений были не более 7 баллов, а далее через 18—20 км (пос. Кедровка) землетрясение проявилось с силой не менее 8 баллов.

В Муйской впадине на расстоянии 60—65 км (поселки Неляты, Муя, Толмачевск) землетрясение ощущалось с силой в 5—6 баллов, а далее на северо-запад в 130—140 км от эпицентра (пос. Амалык) наблюдались эффекты восьмибалльных потрясений (Солоненко В. и др., 1966).

При Тас-Юряхском землетрясении ($M = 7{,}0$) 1967 г. одинаковые эффекты в 6—7 баллов отмечены в пос. Усть-Нюкжа (40 км) и в г. Чите (700 км). Землетрясение ощущалось в 1100—1200 км на юго-запад от эпицентра и только на 180—200 км на север-северо-востоке.

Приведенные примеры, по нашему мнению, наглядно показывают сложность установления закономерности спадания балльности для сильных землетрясений.

Несколько благоприятнее в этом смысле обстоят дела с землетрясениями умеренной силы ($M = 5 \div 6$, $I_0 = 7$—8 баллов), хотя имеющийся по ним материал довольно ограничен.

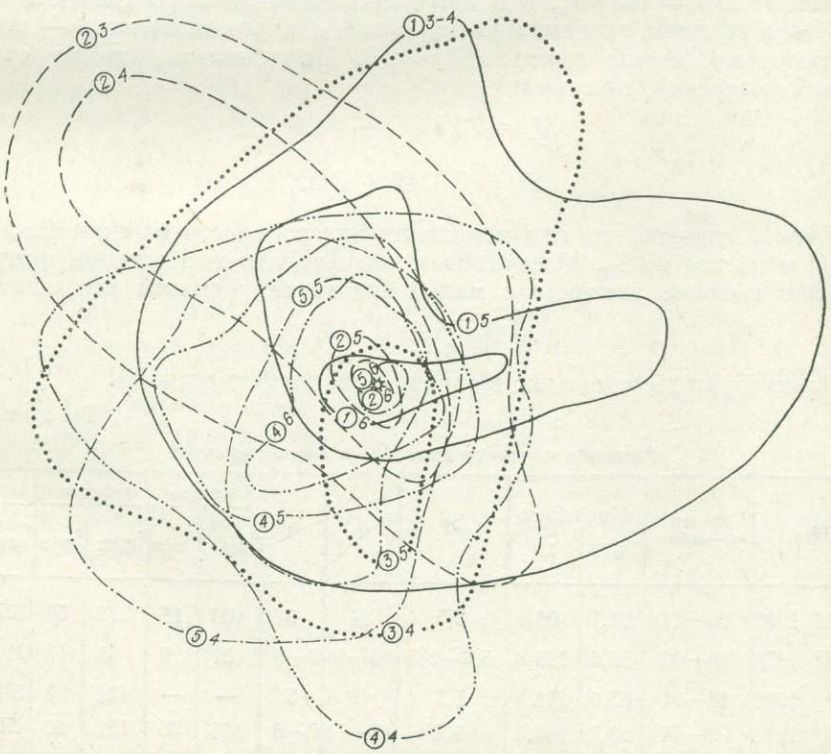


Рис. 27. Карта совмещенных изосейст землетрясений с $M = 5{,}3$ —$5{,}5$. Цифры: в кружке — номер землетрясения (см. табл. 8), вне кружка — балльность.

Не ставя целью получение окончательных выводов, мы проанализировали распределение сотрясений по площади от пяти наиболее хорошо обследованных землетрясений, магнитуда которых лежит в пределах 5,3—5,5 ($I_0 = 7$—8 баллов). Для удобства сопоставления эпицентры землетрясений на рис. 27 совмещены в одной точке.

Прежде всего обращает на себя внимание ярко выраженная асимметрия изосейст отдельных землетрясений относительно эпицентра. Кроме того, изосейсты вытянуты либо в одном, либо в двух направлениях. Однако общая картина наложенных изосейст выглядит довольно симметричной, что позволяет вывести средние соотношения, представленные в табл. 8.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют с достаточным основанием решить более узкую задачу: установить исходный (отнесенный к эпицентру) балл землетрясения по рассчитанным с сейсмограмм значениям магнитуды M или энергетического класса K. При этом мы исключили из рассмотрения зависимость $I_0 = f(h)$, так как имеющиеся ограниченные данные о распределении очагов сильных землетрясений указывают, что их глубины не превышают мощности земной коры и располагаются в интервале 15—20 км.

Предположение о линейной зависимости I_0 и M вполне правомерно (рис. 28). Поскольку облако экспериментальных точек аппроксимируется прямой линией, коэффициенты соответствующего уравнения следует искать из условия минимума суммы кратчайших расстояний экспериментальных точек от искомой прямой. На ортогональной регрессии мы остановили свой выбор по той причине, что как I_0, так и M определяются со значительными и, что важно, соизмеримыми ошибками.

Для того чтобы коэффициенты ортогональной регрессии не зависели от выбора масштабов по осям координат, необходимо знать отношение погрешностей $\beta = \sigma M/\sigma I_0$. Как известно, магнитуда землетрясений определяется в среднем с точностью порядка $^1/_4$, а интенсивность — до $^1/_2$. Следовательно, можно принять $\beta = 1/2$. Вычисляя параметры ортогональной регрессии, получаем

$$M = 0{,}75\ I_0 - 0{,}15 \qquad (6)$$

или

$$I_0 = 1{,}33M + 0{,}2.$$

Отсюда следует, что при изменении интенсивности на один балл магнитуда меняется на $^3/_4$. Рассчитывая коэффициент корреляции, получаем довольно высокое значение с малой среднеквадратичной погрешностью

$$\rho = 0{,}954 \pm 0{,}014,$$

что лишний раз убеждает нас в справедливости формулы (6).

Таблица 8

Размеры изосейст некоторых землетрясений

Дата	Время ч—мин	Координаты φ°	Координаты λ°	M	K	I_0	6 баллов r_{max}	6 баллов r_{min}	5 баллов r_{max}	5 баллов r_{min}	4 балла r_{max}	4 балла r_{min}
30/VIII 1966	06—11	51,7	104,5	5,5	14	8	100	18	218	56	325	150
31/VIII 1968	18—06	56,4	115,8	5,3—5,5	13—14	7—8	27	9	41	15	310	40
26/XI 1968	18—31	55,9	111,5	5,3	13	7	—	—	132	32	290	105
28/III 1970	09—44	52,3	106,0	5,4	13—14	7—8	115	30	162	60	270	105
9/VIII 1972	19—42	52,8	107,7	5,3	13—14	7—8	23	11	155	35	250	62
							55	15	140	40	290	90
Средние значения. . .							$r_{ср}=35$		$r_{ср}=90$		$r_{ср}=190$	

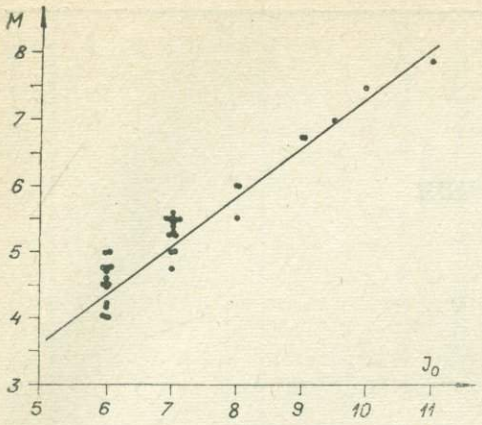


Рис. 28. К определению связи M и I_0 для землетрясений Прибайкалья.

Для получения соотношения между M и K мы воспользовались данными, приведенными в сборниках «Землетрясения в СССР», за 1962—1969 гг. Значения энергетических классов землетрясений исследуемой территории взяты из «Бюллетеня землетрясений Прибайкалья», составляемого в ИЗК СО АН СССР.

Графическое изображение всех этих данных представлено на рис. 29. Для толчков средней силы (до $K = 14$) экспериментальные данные хорошо согласуются с формулой

$$K = 4 + 1{,}8\ M. \tag{7}$$

Для более сильных землетрясений ощущается недостаток данных. Однако имеющийся ограниченный материал в большей мере удовлетворяет иному соотношению, также предложенному Т. Г. Раутиан (Методы..., 1960):

$$K = 8 + 1{,}1\ M. \tag{8}$$

Для того чтобы определить соотношение между I_0 и K, воспользуемся формулами (6)—(8), отдавая, правда, себе отчет, что получаемые формулы будут иметь меньшую, чем формулы (6), (7), точность. Сопоставляя (6)—(8), находим:

$$I_0 = 0{,}74K - 2{,}8 \tag{9}$$

для $K \leqslant 14$,

$$I_0 = 1{,}21K - 9{,}4 \tag{10}$$

для $K > 14$.

Результаты обследования целого ряда сильных землетрясений Прибайкалья показывают, что полученные соотношения между M или K и I_0 вполне удовлетворительно соответствуют наблюдаемым в природе.

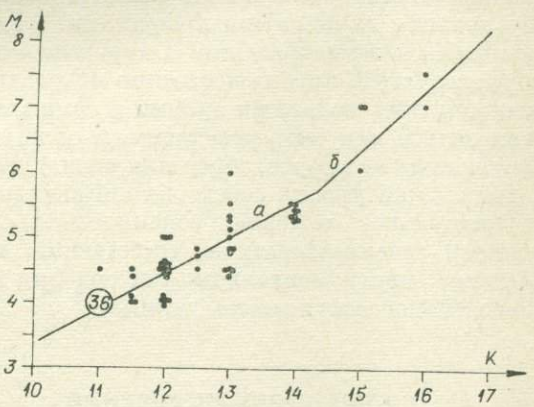


Рис. 29. Соотношение между M и K.
а — $K = 1{,}8 + 4M$; *б* — $K = 8 + 1{,}1M$. Цифра «36» означает, что значения $K = 11$ и $M = 4$ имеют 36 землетрясений.

Глава VII

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В ходе выполнения работ собраны и проанализированы (частью с помощью ЭВМ) сейсмологические, геофизические, гидрогеохимические, геотермические и другие материалы, используемые для прогноза землетрясений. С полной очевидностью мы убедились, что на постоянство сейсмического режима, выдержанность сейсмических циклов, гидрогеохимические изменения, скорости и направленность движений земной коры, изменения геофизических полей, космические явления и другие известные факты, лежащие в основе различных методов предсказания землетрясений, уверенно опираться нельзя.

В отдельных случаях, особенно при наблюдениях в эпицентральных зонах или при объяснении уже случившихся землетрясений, имеются определенные совпадения времени землетрясения с тем или иным явлением, земным или космическим. Однако при обработке данных не по одному, а многим землетрясениям выясняется, что совпадение случайно. И это вполне естественно: причины землетрясений неизвестны, но ясно, что они обусловлены глубинными процессами, а наступление самого момента тектонического землетрясения с коровым очагом, как следствие подвижек морфоструктур, преимущественно по разломам, в зависимости от направленности этих подвижек одними и теми же факторами может ускоряться, тормозиться или быть независимым от них (например, влияние лунного притяжения на взброс, сброс или сдвиг). Пока единственной надежной основой оценки уровня сейсмической активности сейсмогенных структур и, следовательно, основой сейсмического районирования, по существу, остается сейсмостатистика, естественно, в широком понимании (макросейсмика, инструментальные наблюдения и их различная интерпретация, палеосейсмогеологические данные).

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Классификация сейсмогенных остаточных деформаций земной коры и грунтов приведена в гл. I.

Описание всех выявленных и изученных палеосейсмогенных структур заняло бы слишком много места, да в этом и нет надобности: документация многих структур опубликована. Поэтому мы приведем табл. 9 структур и краткую характеристику тех из них, документация которых не публиковалась или опубликована в местных издательствах.

Для удобства пользования материалом территория Восточной Сибири разбита на трапеции с собственной порядковой нумерацией (рис. 30).

А/3—2. Янчуканская структура расположена у юго-восточного борта Верхнеангарской впадины между реками Янчукан и Янчуй. Система сейсмогенных нарушений, общей протяженностью около

Таблица

Палеосейсмогенные структуры Восточной Сибири

Номер на рис. 30	Структура	Координаты центра		Длина, км	Максимальная амплитуда смещения, м		Предполагаемая максимальная балльность	Возраст	Тип структуры	Дополнительные литературные источники	Примечания
		с. ш.	в. д.		вертикального	горизонтального					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Квадрат А3						
1	Огней	56°40′	111°91′	2,4	4	—	9	БА	СТ	2	
2*	Янчуканская	56 17	112 59	9	4	—	9—10	А	»	2	
3*	Верхнеянчуканская	56 15	112 87	9	3	Л?	10	?	»		Выявлена по аэрофотоснимкам, требует уточнения
4*	Ковоктинская	56 12	113 03	28	7	—	10	Б	»		Уточнена по аэрофотоснимкам
5*	Муяканская	56 15	113 80	26?	6	—	10?	?	»		Выявлена по аэрофотоснимкам, требует изучения
					Квадрат А4						
1*	Таксимская	56 42	114 95	15	21	—	10	Б	»		
2*	Парамская	56 63	115 43	21	18—20	Л?	10	БВ	»		Вероятно, полигенетическая, требует дополнительного изучения
3	Усмун	56 17	115 50	24	10—15?	?	10	АБ	»	1	Вероятно, полигенетическая. Параметры уточнены по аэрофотоснимкам, требует изучения
4	Шаман	56 08	115 85	3,5	15	—	9?	Б	ГСТ?	1	Возрожденное землетрясение? Требует уточнения
5	Койра	56 28	116 16	6	?	П170	11	БВ	ГСТ?	1	Требует дополнительного изучения
6	Намаракитская	56 17	116 83	18	10	—	10	»	СТ	1	

Продолжение табл. 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
7	Джоран	56°50′	116°89′	2,5	40	—	10	БВ	?	1	Требует проверки
8	Баронка	56 45	117 05	7,5	8—10	Л12	10	АБ	СТ	1	
9	Сюльбанская	56 61	117 22	3,5	6—8	—	10	»	»	1	Требует дополнительного изучения.
10	Довачан	56 36	117 38	42	50—70	Л10—15	10—11	В—АБ	»	1	Полигенетическая. Указана суммарная длина новообразованных разрывов на площади 25×3—10 км
11	Верхнесакуканская	56 75	117 78	5	5	—	10	АБ	»	1	
12	Среднесакуканская	56 86	117 94	2,5	4	Л8—12	10	Б	»	1	
13	Апсатская	57 05	118 15	2,5—3	350—450	—	9—10?	АБ	СГ	1	Два сопряженных обвала
14	Нижнеингамакитская	56 56	118 29	1	1,5	?	9	А	СТ	1	
15	Эмегачи	56 60	118 31	1,2	20	—	9	АБ	?	1	Требует проверки
16	Ущелистая	56 55	118 42	1,5	300?	—	9—10?	»	СГ	1	Обвал площадью 1 км². Требует дополнительного изучения
17	Делинда	57 08	118 47	1	180	—	9—10?	Б	FCT	1	
18	Чина-Вакатская	56 49	118 50	43	50	П60	11—12	В—АБ	СТ	1	Вероятный эпицентр землетрясения 1/II 1725 г.
19*	Кемен	56 72	118 65	4	20	—	10	БВ	»		
20*	Эбгахлир	57 28	119 30	5—7?	15	—	9	А	»		
21*	Медведь	56 52	119 46	4	15	—	10	В	»		
22*	Аргукан	57 36	119 96	3,5	0,5—1	Л1	9	А	»		
					Квадрат А5						
1*	Кудули	57 01	121 28	1	1,5—2	—	9	»	»		
					Квадрат Б1						
1*	Сархой	52 20	99 42	2	2	—	9	АБ	»		
2*	Тологой	52 49	99 51	5	2	—	9	»	»		Требует проверки
3*	Дугарай	52 40	99 54	0,4	40	—	8—9?	»	СГ		
4*	Забит	52 17	99 72	3	2	—	9	»	СТ		Требует проверки
5*	Шулун	52 83	99°81′	10?	30	—	10	Б	СТ		
6*	Хазалхы	52 22	100 15	2,5	1,5	—	9	»	»		Требует проверки

7*	Тустук	52° 35′	100 40	6	4	—	9	АБ	»		Требует дополнительного изучения
8	Китойская	52 08	101 78	2,5	200	—	10	Б	ГСТ	3	
					Квадрат Б2						
1	Шумакская	52 08	102 10	4	25	—	10	»	СТ	3	
2	Китой-Кинская	52 08	102 48	4	17	—	9	БВ	»	3	
3	Приморская	52 25	105 63	4	12	—	10	Б	»	4	Грабен шириной 0,6 км
4	Краснояровская	52 41	105 86	3	20	—	10	В	»	4	Осложнена сбросо-обвалом размером 0,4×0,6 км
5*	Истокская	52 15	106 25		10—12	—	10	»	»		Под уровень Байкала опущен треугольный блок размером 10×5 км
6	Анга	52 80	106 30	3,5	35(50)	—	10	БВ	»	2	Система из двух ступенчатых сбросов. В скобках — максимальная амплитуда с учетом денудации
7	Тонта	52 88	106 44	3,5	40	—	10	БВ	»	2	
8	Сарма	53 13	106 85	3	2	—	10	АБ	»	2	Система ступенчатых сбросов на площади 2×3 км. Амплитуда большинства из них искажена сейсмогравитационными смещениями
9	Аральская	53 53	107 55	2	25—30	—	10	БВ	»	2	Система субпараллельных сбросов
10	Элигей	53 68	107 72	2×0,6	200	—	9—10?	»	СГ	2	
11	Южная Рита	53 81	107 99	4,5	120	—	12	»	ГСТ	2	
					Квадрат Б3						
1	Шартлай	53 93	108 14	3,5×7	880	П?	12	В	ГСТ	2	Совместно с ГСТ структурой Рита
2	Солонцовая	54 10	108 25	30	10—12	П?	10	Б	СТ	2	Совместно с системой дислокаций мыс Тытери-мыс Саган-Морян
3	Среднекедровая	54 43	108 51	9	8—10	—	10	»	»	2	

Окончание табл. 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
4*	Святоносская	53°64′	108 79	25	8—10(50)	—	10	»	»		В скобках — амплитуда смещения с гравитационной составляющей
5	Хибеленская	54 77	108 81	22	8	—	10	Б?	»	2	
6	Грамна	55 83	109 03	5	18	—	9	Б	»	2	
7*	Малочивыркуйская	53 66	109 50	17	3	—	10	Б	СТ		
8	Нестериха	53 67	109 69	1,2	2,8	—	9—10?	»	»	2	
9*	Большереченская	54 36	109 78	1	5—10	—	9	»	»	2	
10	Саранхур	54 17	110 14	1,5	11	Л3	10	»	»	2	
11	Шаманка	54 53	110 43	5	9	Л3	10	»	»	2	
12	Сухитке	54 74	110 74	12?	13,5	—	10	»	»	2	
13	Дырен	54 86	110 96	10	15—20	—	10	БВ	»	2	Совместно со структурой Алла
14*	Хаптон	55 11	112 75	10	15	—	9—10	В	»		
15*	Олня	55 76	113 43	29	5—6	Л6—7	?	БВ	»		
					Квадрат Б4						
1*	Амнунда	55 92	114 03	4,5	?	—	9?	?	»		Выявлена по аэрофотоснимкам, требует изучения
2*	Тилишминская	55 75	115 25	15	10—15	—	10	БВ	»		
					Квадрат В2						
1	Аршанская	51 91	102 36	15	15—20	Л10—25	10	»	»	3	
2	Торская	51 69	103 01	3,5	15	—	10	Б	»	4	
3	Бабха	51 45	103 98	15	9	—	10	АБ	»	4	
4	Хара-Мурин	51 33	104 10	3,9	2,5	—	10	Б	»	4	
5	Солзан	51 41	104 11	5,8	10	—	10	»	»	4	
6	Снежная	51 50	104 66	25	25(90)	—	11	АБ	ГСТ	4	
7	Осиновско-Кедровая	51 38	104 96	38	12(50)	—	11	»	СТ	4	Дополнена описанием по материалам полевых исследований 1974 г. (Структурное поле «Осиновское»)
8*	Танхойская	51 42	105 26								

9*	Мантурихинская	51° 70′	105 92	6	12—15	—	9—10	БВ	»		
10	Посольская	51 92	106 14	—	12—15	—	10	В	»	2	Под уровень Байкала опущен блок размером 10×5 км
11	Гусиноозерская	51 13	106 25	2—3	5—6	—	?	Б	»		
12*	Куюктуй	50 11	107 18	1,6	3—4	—	9	БВ	»	2	Полигепетическая. Даны параметры последнего обновления
					Квадрат В3						
1*	Ядрихинская	50 16	110 35	1,5	3	—	8—9	Б	»		Вероятно, искажение вертикальной амплитуды сейсмогравитационными факторами
2*	Танга	51 07	111 49	0,43	15		7—8?	»	СГ		

Примечания: I. Звездочкой отмечены структуры, описание которых приведено в тексте. II. Возраст, лет: А — последние десятки, АБ — последние десятки — первые сотни, Б — последние сотни, БВ — последние сотни — первая тысяча, В — первые тысячи. III. Тип структуры: СТ — сейсмотектоническая, ГСТ—гравитационно-сейсмотектоническая, СГ — сейсмогравитационная. IV. Литературные источники описания структуры: 1 —«Живая тектоника...», 1966; 2 —«Сейсмотектоника...», 1968; 3 — Солоненко В. и др., 1975; 4 — Хромовских, 1965.

9 км, наследует зону Северомуйского неотектонического разлома.

Среди дислокаций структуры господствуют трещины растяжения (отрыва) как в комбинации со сбросами, так и без вертикального смещения крыльев. Значительно реже наблюдаются «чистые» сбросы; максимальная амплитуда их достигает 4 м. Везде опущено подгорное крыло. Разрывы деформируют делювиальный чехол склонов и аккумулятивные накопления подгорной зоны. Система дислокаций прерывиста и вытянута в северо-восточном (65°) направлении. Наиболее протяженный и характерный фрагмент ее закартирован на левобережье р. Янчукан (рис. 31 и 32).

Морфология и морфометрия дислокаций, их плановый рисунок показывают, что при формировании структуры наряду с вертикальной имела место и горизонтальная составляющая движения. Последняя выразилась в значительном горизонтальном растяжении (раздвиге), направленном поперек зоны неотектонического разлома. Это подтверждает сбросовый, а не взбросовый характер движений по разлому. Масштабы дислокаций и структуры в целом позволяют оценивать магнитуду обусловленного ими землетрясения $6^1/_2$—$7^1/_2$ (9—10 баллов).

О возрасте структуры свидетельствуют сохранность полых форм дислокаций на довольно крутых склонах и при пересечении ими курумов, отсутствие в трещинах растяжения и на уступах сбросов зрелой древесной растительности, возможность уловить даже мелкие, непротяженные детали нарушений. Все это дает основание отнести время образования Янчуканской структуры уже к историческому периоду. Не исключено, что ее «формирование связано с землетрясением

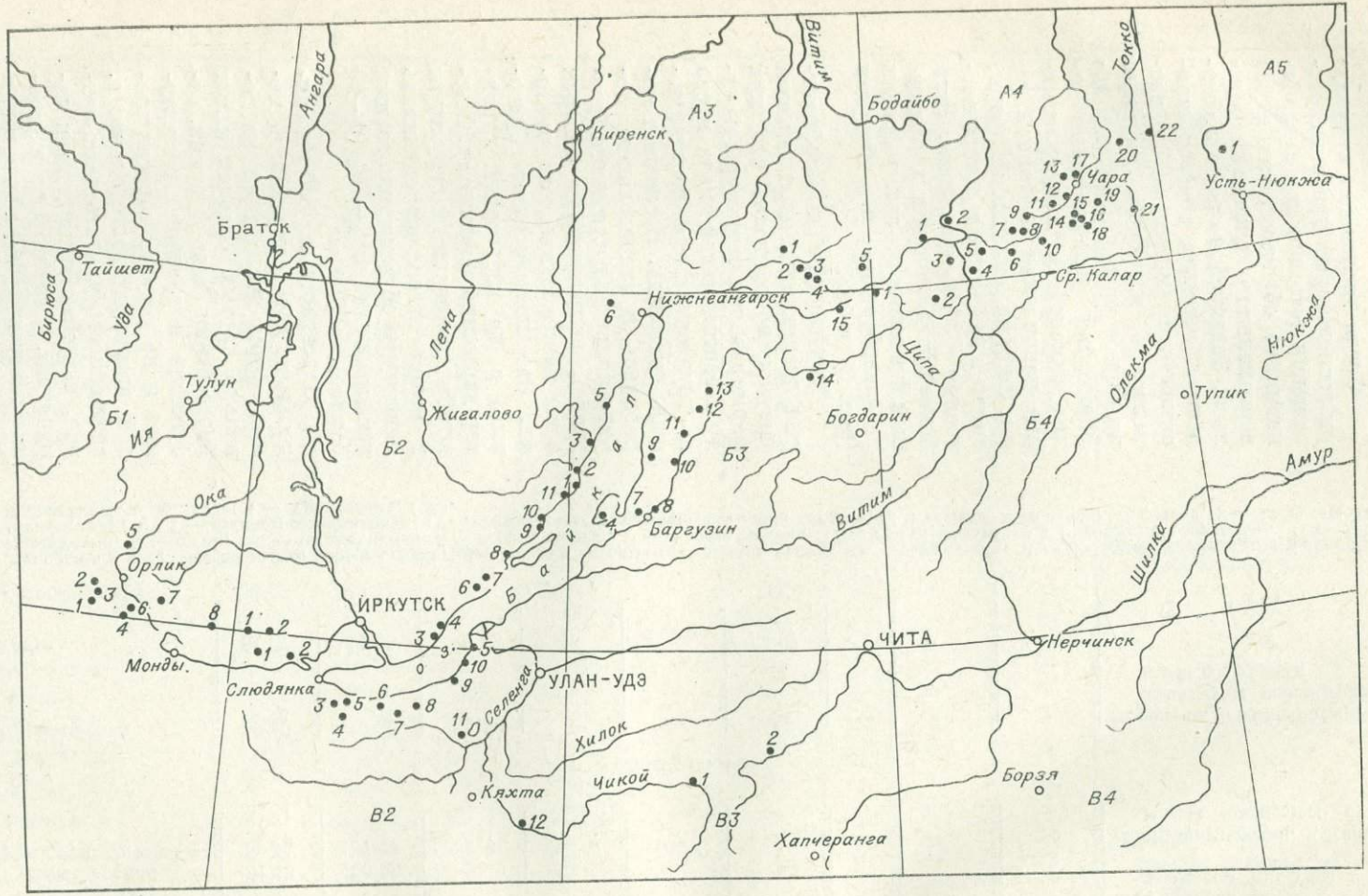


Рис. 30. Схема расположения палеосейсмогенных структур на территории Восточной Сибири.
Арабскими цифрами обозначены порядковые номера структур; А3, Б1 и т. д.—площадки трапеции.

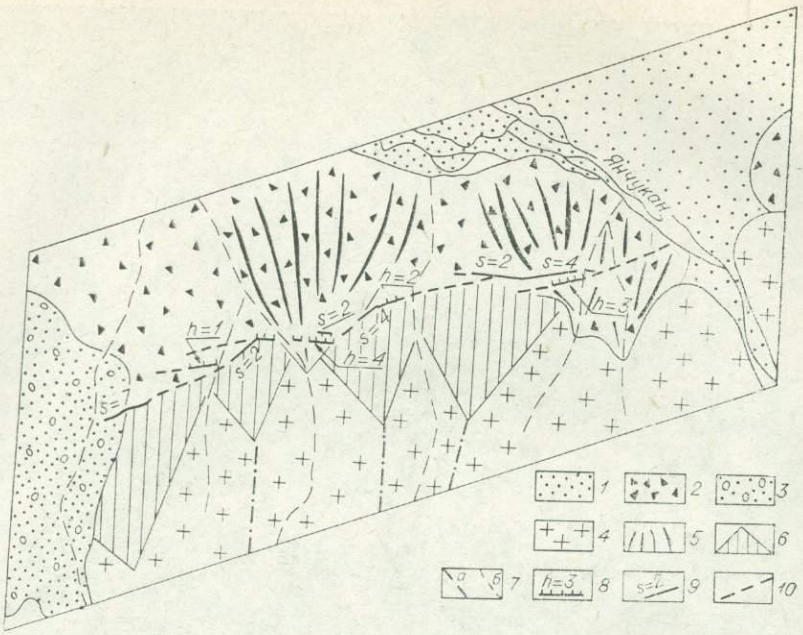


Рис. 31. Схема северо-восточного фланга Янчуканской структуры. *Составил Р. А. Курушин.*

1 — аллювиальные отложения континентальной дельты р. Янчукан; *2* — гетерогенные обломочные накопления подгорного шлейфа; *3* — верхнечетвертичные конечно-моренные образования; *4* — горное (высота более 2000 м) обрамление Верхнеангарской впадины, сложенное гранитоидами баргузинского комплекса; *5* — конусы выноса временных водотоков; *6* — фасы водораздельных мысов; *7* — линии водоразделов (*а*) и тальвеги временных водотоков (*б*). Сейсмодислокации: *8* — сбросы и их амплитуды (*h*, м); *9* — трещины растяжения и величина их зияния (*s*, м); *10* — морфологически слабо выраженные участки дислокаций.

17(18)/VIII 1902 г., макросейсмические эффекты которого до восьми баллов наблюдались в бассейне р. Чурокан в полустах километрах северо-восточнее структуры (Сейсмотектоника..., 1968, с. 63).

На фоне общей высокой современной сейсмической активности северо-восточного замыкания Верхнеангарской впадины и, в частности, северо-восточной кулисы Северомуйского разлома активность Янчуканской структуры в значительной мере затушевана. За десятилетний период инструментальных наблюдений в районе структуры зарегистрировано около пяти десятков слабых ($K = 8—10$) землетрясений. Несколько северо-восточнее структуры к зоне Северомуйского разлома тяготеют эпицентры пяти-семибалльных (M до $5^1/_3$) толчков 22/VIII 1967 г. В целом район структуры характеризуется максимальной для Верхнеангарской впадины современной сейсмической активностью.

А/3—3. Верхнеянчуканская структура (рис. 33) находится на правобережье верхнего течения р. Янчукан у северо-западного борта Ковоктинской эмбриональной впадины. Структура обнаружена в 1967 г. при дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков. Наземного обследования не проводилось. Приведенное ниже краткое описание структуры базируется на результатах стереофотограмметрической обработки аэроснимков с помощью прибора «Интерпретоскоп».

В отличие от других известных сейсмотектонических структур Верхнеангарско-Муйской междувпадинной перемычки Верхнеянчуканская структура ориентирована в широтном направлении, суммарная протяженность ее дислокаций около 9 км.

Структура состоит из главного «стволового» разрыва широтного простирания, распадающегося на ряд прямолинейных или слабо изгибаю-

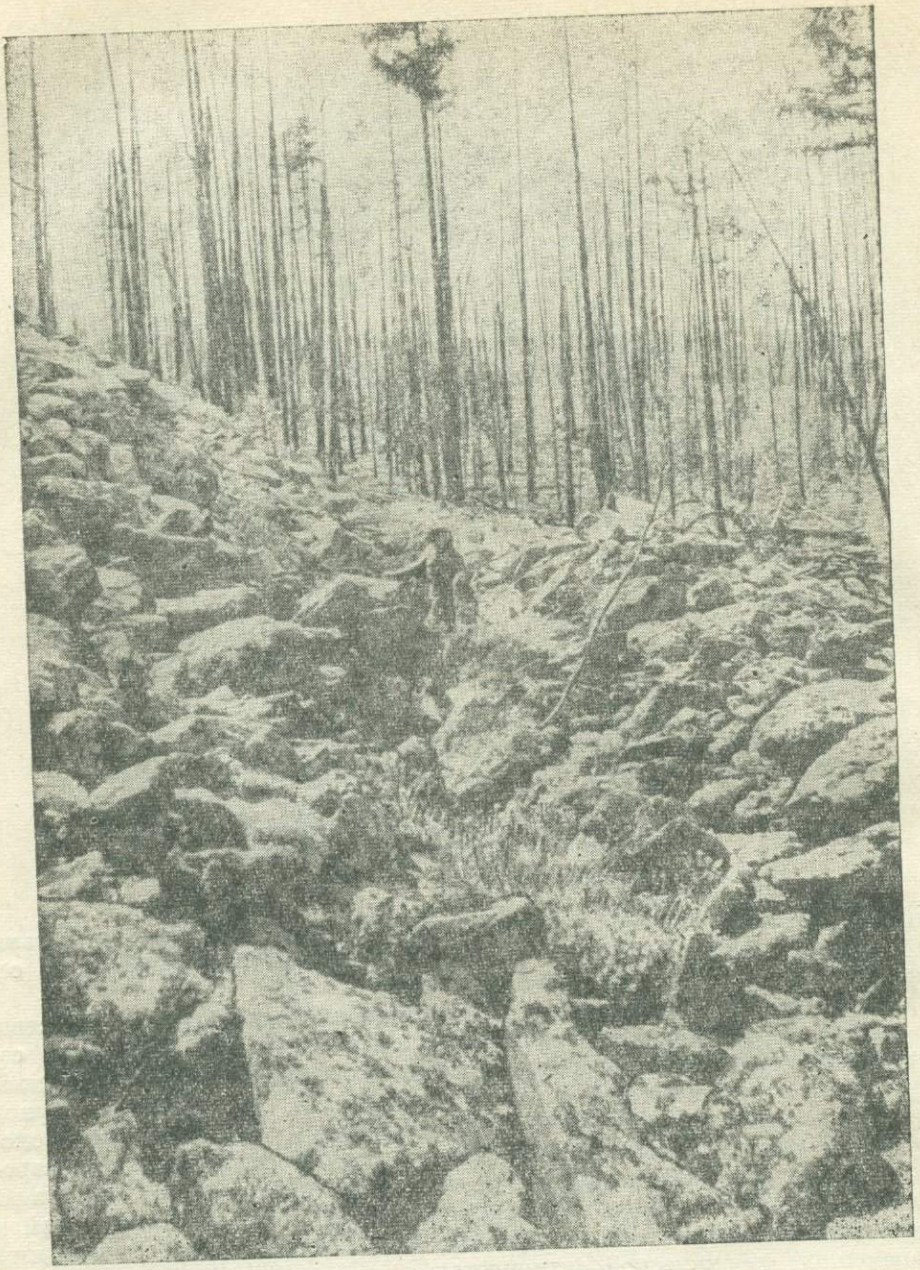


Рис. 32. Трещина растяжения, рассекающая подвижную крупноглыбовую россыпь гранитов на склоне крутизной 27°. *Фото Р. А. Курушина.*

щихся отрезков длиной от 0,2 до 1,3 км. Перерывы между звеньями приходятся на днища, реже склоны распадков временных водотоков и обусловлены их современной эрозионной деятельностью. Отрезки разрыва имеют широтное, восток-северо-восточное (75—85°) и в редких случаях северо-западное (до 300°) простирания. На крыльях основного разрыва наблюдаются немногочисленные короткие (до 300 м) сопутствующие нарушения того же направления (кроме северо-западного). В восточной половине структуры отмечаются, кроме того, единичные оперяющие трещины, ориентированные под углом 35—38° к линии стволового разрыва.

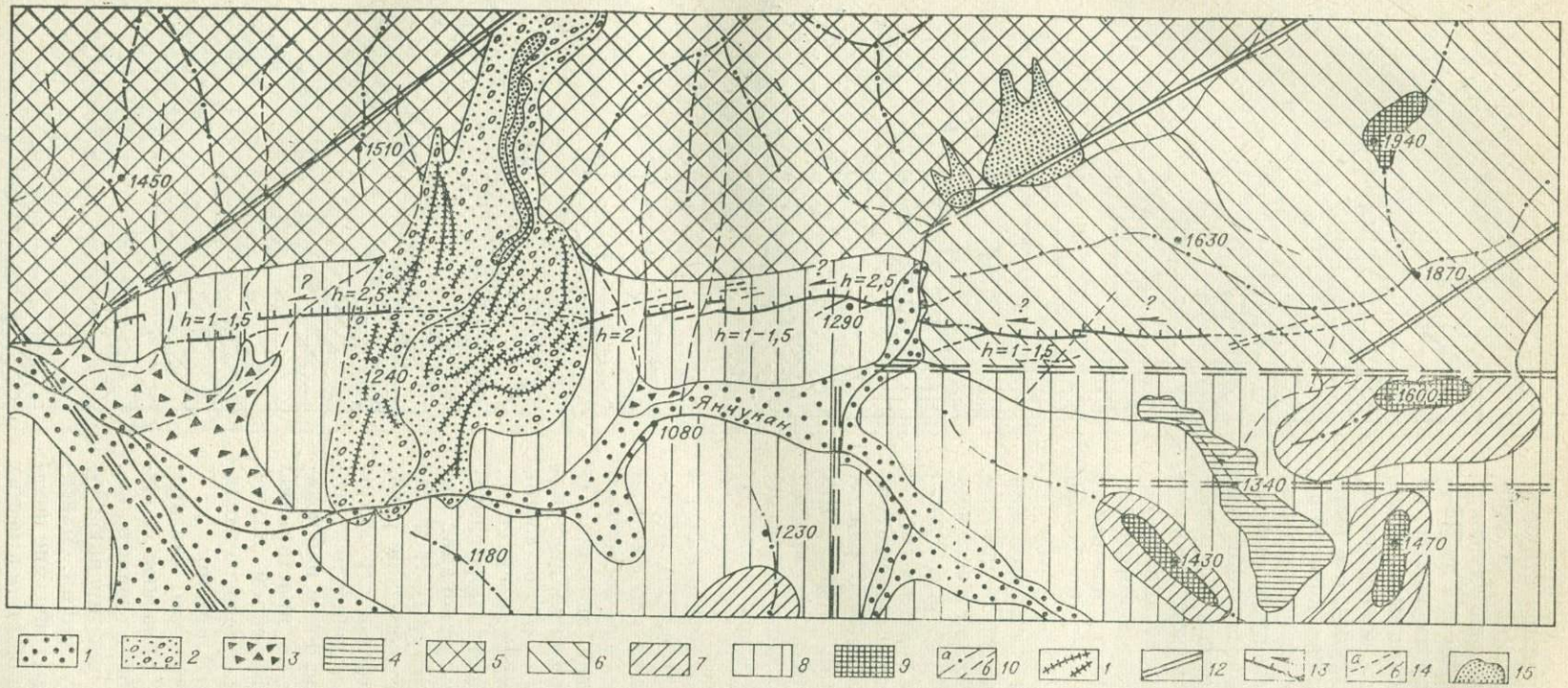


Рис. 33. Схема Верхнеянчуканской структуры. *Составил Р. А. Курушин.*

1 — верхнечетвертичные—современные аллювиальные отложения; *2* — верхнечетвертичные ледниковые образования (донная морена и моренный амфитеатр); *3* —пролювий конусов выноса; *4* — доледниковые аллювиально-озерные (?) отложения; *5*—6 — блоковые структуры северо-западного обрамления Ковоктинской впадины: *5* — поднятые на высоту свыше 2000 м (абс.), *6* — на 1800—1900 м; *7* — эрозионные останцы, возвышающиеся на 100—150 м над днищем впадины, *8* —эрозионно-денудационное днище впадины, *9* —фрагменты донеогеновой поверхности выравнивания, *10* — линии водоразделов (*а*) и тальвеги временных водотоков (*б*), *11* —боковые и конечно-моренные гряды, *12* — неотектонические разломы, достоверные и предполагаемые; *13*—*15* — сейсмодислокации: *13* — разрывы с вертикальным смещением и вероятным сдвигом (*h* — амплитуда вертикального смещения, м, стрелка указывает направление сдвига), *14*—предположительно трещины скола (*а*) и трещины отрыва (*б*), *15* — сейсмогравитационные осыпи.

Главное нарушение структуры имеет неустойчивое по простиранию вертикальное смещение крыльев. Амплитуда от 1 до 2,5—3 м. Опущено преимущественно нагорное (северное) крыло. Недалеко от западного конца трассы проходит, по-видимому, ось шарнира сброса, западнее которой на 1—2 м опущено южное крыло. Растяжения по сбросу не отмечаются, крылья сброса сомкнуты.

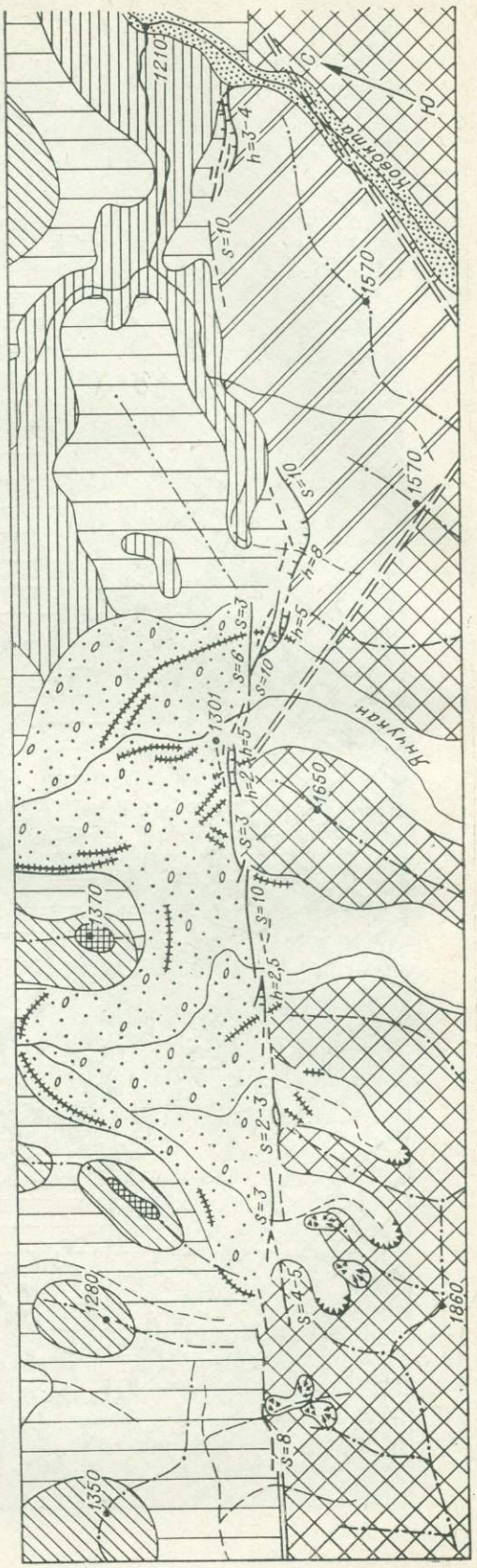
Сейсмодислокации по внешним признакам имеют довольно дряхлый облик и возникли, по-видимому, много сотен или тысячу лет назад. Сила землетрясения не могла быть ниже 10 баллов ($M \sim > 7$).

Современная сейсмическая активность структуры значительно ниже наблюдаемой в соседнем районе — вдоль Североморского линеамента. Половина из тяготеющих к структуре эпицентров землетрясений ($K \geqslant 9$) с равной долей вероятности может быть связана и с активностью последнего. Формально к структуре относится 29 эпицентров землетрясений.

А/3—4. Ковоктинская структура (рис. 34) расположена в верховьях рек Янчукан и Ковокта, вдоль юго-восточного борта одноименной впадины. Генеральное направление дислокаций структуры — северо-восток 60°, их общая протяженность 28 км.

Доминирующий морфологический тип сейсмодислокаций Ковоктинской структуры—трещины растяжения (тектонические рвы). Значительные отрезки структуры представлены исключительно этими нарушениями. Реже наблюдается переход их по простиранию в сбросы. В последнем случае опущено подгорное (северо-западное или северное) крыло.

Тектонические рвы, как правило, имеют *V*-образный поперечный профиль и значительно меняющиеся по простиранию глубину и величину зияния. Максимальные морфометрические показатели разрывов обычны в местах пересечения резких положительных форм рельефа — гребней бо-



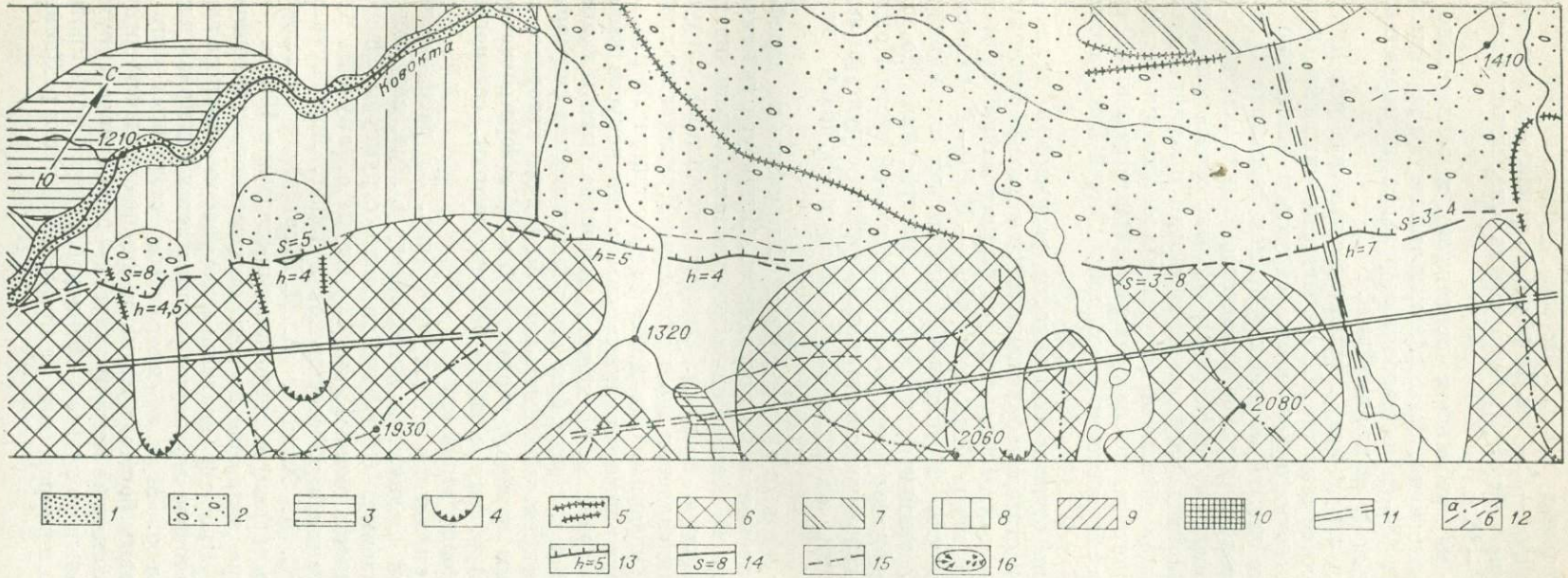


Рис. 34. Схема Ковоктинской структуры (западный и восточный участки). *Составил Р. А. Курушин.*

1 — современные аллювиальные отложения; *2* — верхнечетвертичные ледниковые образования: *3* — доледниковые аллювиально-озерные (?) отложения; *4* — ледниковые цирки и троговые долины; *5* — боковые и конечные моренные гряды; *6*—*7* — блоковые структуры горного обрамления Ковоктинской впадины: *6* — поднятые на абсолютную высоту 2000 м и более, *7* — на 1550—1600 м; *8* — эрозионно-денудационное днище впадины; *9* — эрозионные останцы, возвышающиеся на 50—150 м над днищем впадины; *10* — фрагменты донеогеновой поверхности выравнивания; *11* — зоны неотектонических разломов, достоверные и предполагаемые, *12* — линии водоразделов (*а*) и тальвеги временных водотоков (*б*); *13*—*16* — сейсмодислокации: *13*—сбросы и их амплитуды, м, *14* — трещины растяжения и величина их зияния, м, *15* — морфологически слабо выраженные участки нарушений, *16* — сейсмогравитационные скальные осыпи-обвалы.

ковых морен, водораздельных мысов. Ширина трещин отрыва тогда достигает 10—15 м, а глубина — 5—6 м. Нередко на таких участках тектонические рвы осложнены сейсмогравитационными оползнями длиной до 35—40 м и шириной 10—15 м.

Сбросы наблюдаются на небольшом протяжении и обязательно в сочетании с трещинами растяжения. Максимальные амплитуды вертикального перемещения крыльев (5—7м) не зависят от рельефа, пересекаемого разрывом, но быстро затухают по простиранию.

В юго-западной части структуры, в районе водораздела рек Янчуй и Янчукан, отмечено массовое развитие сейсмогравитационных склоновых процессов. Здесь на участке нагорного крыла структуры площадью не более 2 км^2 сосредоточено четыре крупных (объемом примерно 0,25—0,5 млн. м^3) скальных обвала и большое количество мелких осыпей. Обвалы имеют хорошо выраженные амфитеатры отрыва, срезающие водораздельные мысы или склоны водоразделов, и далеко продвинувшиеся вниз по тальвегам распадков обвальные конусы. Плоскости сместителей обвалов приурочены к многочисленным субпараллельным разломам, составляющим в совокупности тектоническую зону Янчуй-Янчуканской кулисы.

Возраст структуры по степени сохранности разрывов и наличию на них зрелой древесной растительности оценивается в первые сотни лет. Магнитуда землетрясения, сопровождавшего ее формирование, судя по масштабам дислокаций, не могла быть менее $7^1/_2$ — 8 (10—11 баллов).

Сейсмическая активность Ковоктинской структуры в настоящее время подтверждается 12 эпицентрами слабых землетрясений. Из них три эпицентра с $K = 10$ группируются в северо-восточной части Ковоктинской впадины. В целом современная активность района структуры значительно уступает соседним областям Верхнеангарско-Муйской межвпадинной перемычки.

А/3—5. Муяканская структура обнаружена по аэрофотоснимкам. Наземного изучения ее не проводилось. Структура генетически связана с зоной крупного неотектонического разлома, ограничивающего с юго-востока Муяканскую впадину. Система дислокаций следует в северо-восточном (65°) направлении вдоль подножия Муяканского хребта в западной половине впадины. Она видна на расстоянии 26 км.

Нарушения деформируют пролювиальные отложения конусов выноса, делювиальный чехол склонов и, возможно, коренные выходы гранитов баргузинского комплекса. Среди них отчетливо выделяются разрывы с вертикальным смещением, максимальная амплитуда которого, по стереофотограмметрическим замерам, достигает 6 м. К северо-восточному флангу структуры приурочены мощные селевые потоки, сейсмогенная природа которых вполне вероятна.

А/4—1. Таксимская структура (рис. 35) расположена в западной части Муйской впадины, на левом берегу р. Муя, севернее и северо-восточнее пос. Таксимо. Общее простирание структуры северо-восточное (60°), протяженность около 15 км. Структура обнаружена при камеральном дешифрировании аэрофотоснимков в 1965 г. Аэровизуальные (В. П. Солоненко, С. Д. Хилько, А. П. Шмотов) и наземное (С. Д. Хилько и С. В. Ласточкин) обследования проведены в 1967 г.

Таксимская структура заложена по зоне контрастного тектонического сочленения днища Муйской впадины и ее северо-западного горного обрамления. Юго-восточнее структуры располагается обширная плоская заболоченная пойма р. Муя со множеством старичных озер и проток. Долина реки правым бортом врезана в нижне-среднечетвертичные песчаные толщи, выполняющие впадину, другим — прислонена к крутому высокому склону небольшого хребта — Адянской гряде. Гряда протягивается в северо-восточном направлении от приустьевой части р. Келяна

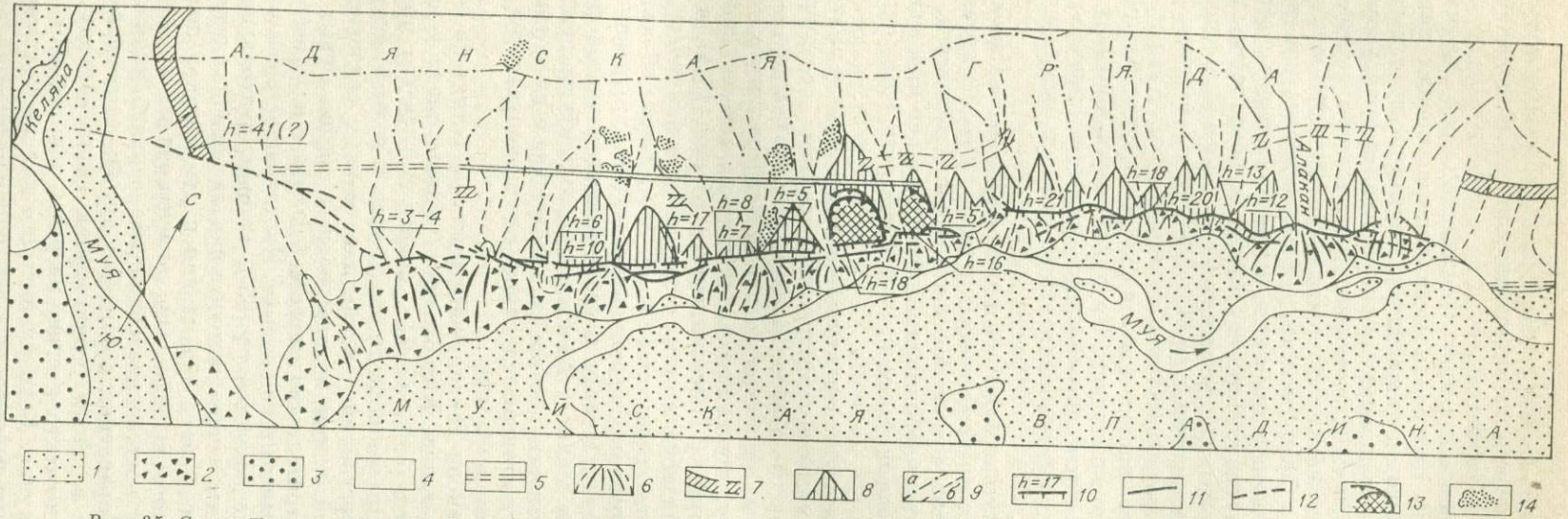


Рис. 35. Схема Таксимской структуры. *Составил Р. А. Курушин с использованием материалов С. Д. Хилько и С. В. Ласточкина.*

1 — современные пойменные отложения; *2* — верхнечетвертичные—современные гетерогенные отложения подгорного шлейфа; *3* — нижне-среднечетвертичные песчаные толщи; *4* — докембрийские и нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные, карбонатные и интрузивные образования горного обрамления впадины, *5*—неотектонические разломы, достоверные и предполагаемые; *6* — конусы выноса; *7* — фрагменты озерной (?) террасы (850 м абс. высоты); *8*—крутые (30—40°) фасы водораздельных мысов; *9* — линии водоразделов (*а*) и тальвеги временных водотоков (*б*); *10—14* —сейсмодислокации: *10* — сбросы и их амплитуда, м, *11* — трещины растяжения (тектонические рвы), *12*— нарушения неясного морфологического типа, *13*—бровки отрыва и смещенные блоки скальных сейсмогравитационных оползней; *14* — сейсмогравитационные обвалы-осыпи.

на 20 км при ширине 4—5 км и отделяется от Северомуйского сводово-блокового поднятия сквозной эрозионно-тектонической долиной ручьев Адян-Келянский и Адян-Парамский.

На юго-западном окончании гряды (левобережье рек Келяна и Муя) располагается известный Келянский массив ультраосновных пород (преимущественно серпентиниты и лиственити). Массив вытянут в северо-западном направлении ортогонально неотектоническим структурам района, ширина его не более 2,5 км. Далее к северо-востоку по простиранию гряды серпентиниты соприкасаются по тектоническому контакту с осадочными толщами верхнего (?) протерозоя: метаморфизованными песчаниками, алевролитами, сланцами, смятыми в линейные складки северо-западного (330—340°) простирания. Через 2—3 км осадочные породы сменяются мощной толщей слоистых известняков и доломитов ленского яруса нижнего кембрия (простирание их 330—335°, углы падения 50—60°). Карбонатные породы прослеживаются вплоть до руч. Алакан. Лишь в основании юго-восточного склона гряды выше ручья по р. Муе обнажаются гранитоиды муйского комплекса. По руч. Алакан проходит тектонический контакт карбонатных образований с архейской гранито-гнейсовой толщей, смятой в сложные изоклинальные складки северо-восточного (40—50°) простирания.

Сочленение впадины и Адянской гряды резко выраженное, прямолинейное, подчеркнутое треугольными крутыми (30—40°) срезами водораздельных мысов, располагающихся почти в одной плоскости. Зона сочленения перекрыта крупнообломочными делювиально-пролювиальными отложениями, образующими узкий (0,3—1,2 км) подгорный шлейф мощностью до 80—90 м.

Дислокации Таксимской структуры возникли в результате сейсмогенного вскрытия мощного неотектонического разлома, ограничивающего с северо-запада и севера Муйско-Кондинскую котловину — наиболее обширную и глубокую из двух отрицательных морфоструктур, составляющих Муйскую впадину. Фундамент котловины на юго-восточном крыле разлома опущен на глубину более километра (Зорин, 1971), в то время как высота северо-западного крыла, судя по отметкам водораздельной линии Адянской гряды, составляет 1400—1500 м. Таким образом, разнос блоков литосферы по разлому, ограничивающему в этом районе Муйско-Кондинскую котловину, с учетом изгибовой составляющей и эрозионного среза, превышает 2000 м. Аналогичные амплитуды вертикальных движений за неоген-четвертичное время характерны и для субширотного отрезка этого разлома восточнее структуры, где он контролирует внутривпадинную продольную перемычку.

Зона разлома в районе Таксимской структуры состоит из трех субпараллельных разрывов-кулис. Юго-западная кулиса следует вдоль муйского склона адянского блока на абс. высоте 800—900 м примерно от устья р. Келяна к центральной части структуры. В рельефе она отчетливо выражена резкими перегибами склона и глубокими седловинами, рассекающими по прямой линии водораздельные гребни левых притоков р. Муя. Последнее обстоятельство косвенно указывает на субвертикальное положение плоскости сместителя разрыва. Протяженность его около 10 км, общее простирание северо-восточное (65°). Вторая, центральная, кулиса зарождается в 3—3,5 км северо-восточнее начала первой, следует по зоне сочленения впадины и горного обрамления к руч. Алакан под рыхлыми отложениями подгорного шлейфа. Она ориентирована по азимуту 60°. Угол в 5° определяет постепенное сближение верхней и нижней кулис в северо-восточном направлении с 1 до 0,5 км. От места максимального схождения (примерно в центре структуры) к северо-востоку прослеживается только один неотектонический разрыв, являющийся продолжением одной из этих кулис. Если принять его как продолжение нижней кулисы, то общая длина разрыва составит около 13 км. Наконец, северо-

восточная, гипсометрически наиболее низкая кулиса, большая часть которой располагается за пределами схемы, протягивается параллельно центральной по левому берегу р. Муя, северо-восточнее руч. Алакан. Возможно, что ее юго-западный фланг скрыт под аллювиальными отложениями поймы реки.

Главная система сейсмогенных нарушений структуры наследует центральную кулису неотектонического разлома. Предположительно, активное вскрытие испытал юго-западный фланг верхней кулисы и пассивное — остальная ее часть. Вероятно, совершенно не затронут недавним сейсмогенным обновлением северо-восточный, нижний, разрыв.

На юго-западном окончании Адянской гряды нарушения выделяются по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. Их образование может быть связано с частичным обновлением верхней кулисы неотектонического разлома и последующим переходом системы дислокаций с верхней кулисы на более низкую (или наоборот). На склоне гряды, обращенном к р. Келяна, сброс рассекает и смещает террасовидный уступ, окаймляющий склон на высоте примерно 350 м над поймой реки (850 м абс. высоты). Площадка уступа имеет ширину до 200 м, угол наклона 6—10° и фрагментарно прослеживается как по северо-западному, так и юго-восточному склонам Адянской гряды. Аналогичный уступ на этой высоте наблюдается по периферии Муйской впадины и, вероятнее всего, представляет собой озерную скульптурную террасу. На опущенном крыле сброса, амплитуда которого не менее 40 м, терраса в рельефе не выражена, сливаясь с водоразделом горного отрога, глубоко вдающегося во впадину. Отчетливый фрагмент ее появляется на одном из водораздельных мысов в двух километрах северо-восточнее и снова на нагорном крыле структуры. С водораздела горного отрога, сложенного серпентинитами, нарушения (видимо, сбросы), слегка отклоняясь к востоку, нечетко прослеживаются вниз к подножию юго-восточного склона Адянской гряды, где смыкаются с главной системой дислокаций Таксимской структуры.

Главная система нарушений протягивается в целом прямолинейно вдоль подножия склона на абс. высоте 540—600 м. Дислокации представлены совокупностью сбросов и сопутствующими им трещинами растяжения (тектонические рвы). Они чаще всего деформируют рыхлые валунно-глыбовые накопления подгорного шлейфа, но отмечаются и в коренных карбонатных и изверженных породах. Все нарушения, независимо от их морфологического типа, ориентированы в северо-восточном румбе. Наибольшее количество замеров показывает азимут простирания 60—70°.

Амплитуда сбросов, замеренная по смещению привершинных частей конусов выноса, колеблется от 1—3 до 21 м. В основании сбросового уступа или на опущенном крыле сброса параллельно ему протягивается один или несколько тектонических рвов треугольного или трапециевидного сечения (рис. 36). Ширина рвов по верху от первых метров до 20 м, наиболее часто — 4—8 м, глубина — от долей метра до 10 м, преимущественно 3—6 м. Стенки рвов рваные, крутые до вертикальных. В рыхлом пролювиальном материале крутизна их достигает 60°. Часто подгорный борт рва оказывается более крутосклонным, чем противоположный.

Нередко на подгорном шлейфе вдоль основания склона наблюдается зона дислокаций, состоящая из двух — четырех субпараллельных тектонических рвов и разделяющих их островерхих и трапециевидных гряд. Разновысотность противоположных стенок рвов показывает, что в этом случае имеет место система ступенчатых сбросов и сопровождающих их трещин растяжения с суммарной амплитудой вертикального смещения до 6—7 м. По простиранию некоторые нарушения быстро затухают и возникают вновь, другие продолжаются на более значительное расстояние, но в целом дислокации структуры прослеживаются на всем протяжении центральной кулисы неотектонического разлома, прерываясь лишь в местах их пересечения руслами водотоков.



Рис. 36. Система тектонических рвов (трещин растяжения), рассекающих отложения зоны подгорного шлейфа в центральной части Таксимской структуры. *Фото С. В. Ласточкина.*

В средней части структуры между двух кулис разлома в районе их максимального сближения располагается два своеобразных скальных оползня. Они заложены в нижнекембрийских известняках, падающих на северо-восток 60° под углом 50°, и осложняют крутые (35°) треугольные фасы соседних водораздельных мысов. Карбонатная толща предположительно залегает на изверженных породах муйского комплекса, выходящих на поверхность в основании склона. Дугообразные бровки отрыва оползней находятся на высоте 200—250 м от подошвы коренного склона Адянской гряды. В близвертикальных стенках отрыва, высотой у юго-западного оползня не менее 30 м, у северо-восточного — 6—10 м, обнажаются делювиальный чехол мощностью до 2—3 м и светло-серые известняки в коренном залегании. В известняках, в основании стенки, прослеживается ров (трещина отседания) глубиной до 5 м, шириной до 15 м в верхней части и до 3 м по дну. Северо-восточные фланги оползневых цирков пологими дугами очерчивают тело оползневого блока, спускаясь к подножию склона. Они тоже выражены стенками отрыва высотой (у более крупного оползня) до 10 м. С юго-западной стороны оползневые блоки ограничены *V*-образными долинами небольших временных водотоков. Площадь оползней приблизительно 0,3 и 0,1 км², объем оползневых масс неизвестен, так как не определено положение поверхностей скольжения.

Морфология наиболее крупного оползневого блока и его соотношение с ненарушенными частями склона указывают на детрузивный характер смещения оползня. Максимальное перемещение, носившее более сбросовый, нежели оползневой характер, испытала верхняя часть оползневого блока по плоскости отрыва, совпадающей со сместителем верхней кулисы неотектонического разлома. Фронтальная часть оползня, обрезанная центральной кулисой этого разлома, горизонтальной составляющей движения, видимо, не имела. В результате произошла деформация поверхности оползневой массы: в притыловой ее части образовался широкий плоский прогиб, а надфронтальная часть приобрела выпуклую поверхность (рис. 37).

Из других экзогравитационных явлений, сопровождавших формирование Таксимской структуры, следует отметить массовые скальные осыпи,

располагающиеся главным образом на нагорном крыле верхней кулисы, в районе ее сближения с центральной. Осыпи осложняют морфологию как северо-восточных, так и юго-западных склонов горных распадков, рассекающих муйский склон Адянской гряды. Площадь наиболее крупных из них достигает 0,1 км^2.

Процесс образования Таксимской структуры, как нам представляется, во многом напоминал Муйское землетрясение 1957 г. Разрядка напряжений (начальный эпицентр палеоземлетрясения) началась с юго-западного фланга структуры, где располагается узел пересечения рифтоконтролирующего разлома с поперечным Килянским глубинным швом. Практически мгновенное вспарывание разлома происходило в северо-восточном направлении, вначале по верхнему разрыву, а затем, через систему «переходных» неунаследованных дислокаций, охватило центральную кулису разлома. Тем самым в сбросовое опускание были вовлечены не только прилежащий район Муйско-Кондинской котловины, но и эрозионно-тектоническая перемычка, отделяющая Муйскую впадину от Улан-Макитской. Подобные катастрофические движения земной коры происходили здесь в течение голоцена, по-видимому, неоднократно. Об этом, в частности, свидетельствует постепенная миграция русла р. Муя в направлении от центра впадины к юго-восточному склону Адянской гряды. Таксимская структура — яркий пример продолжающегося процесса углубления впадин байкальского типа и их продольного разрастания.

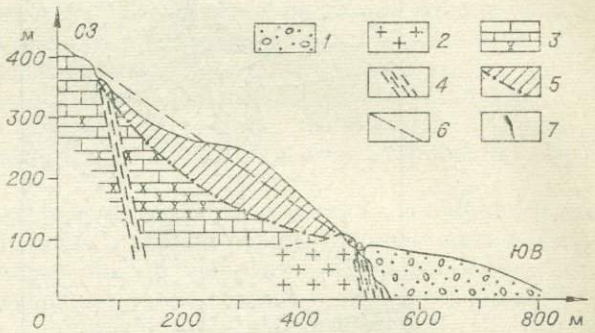


Рис. 37. Геолого-геоморфологический разрез через осевую часть сейсмогравитационного скального оползня на юго-восточном склоне Адянской гряды. *Составил Р. А. Курушин.*

1 — рыхлые отложения подгорного шлейфа; *2* — изверженные породы муйского комплекса; *3* — известняки и доломиты ленского яруса; *4* — зоны разломов—кулис неотектонического разлома; *5* — оползневой блок и предполагаемое положение поверхности скольжения оползня; *6* — профиль поверхности склона до формирования оползня; *7* — сейсмотектонические дислокации Таксимской структуры.

Время образования структуры ориентировочно определяется в 150—250 лет по степени сохранности сейсмодислокаций и возрасту выросшей в трещинах растяжения древесной растительности (сосна, лиственница). Магнитуда (M) землетрясения при этом составляла примерно 7—7$^1/_2$ (не менее 10 баллов).

Современная сейсмическая активность Таксимской структуры, как и других палеосейсмогенных структур Муйской впадины, низка. За десятилетний период инструментальных наблюдений здесь отмечено три эпицентра представительных землетрясений. Также сравнительно асейсмична и почти вся зона неотектонического разлома, ограничивающего с северо-запада и севера Муйско-Кондинскую котловину. Лишь к востоку от видимого затухания зоны, в приустьевой части р. Муя на правобережье Витима, зарегистрировано главным образом в 1964 и 1968 гг. около двух десятков землетрясений различного энергетического уровня, в том числе и Усть-Муйское землетрясение 1968 г. ($M = 5^1/_2$).

А/4—2. Парамская структура (рис. 38), протяженностью 21 км, расположена в зоне сочленения Муйской впадины (Парамской котловины) и сводово-блокового поднятия Северо-Муйского хребта между ручьями Самокут и Каменный.

Структура изучена фрагментарно и с разной степенью детальности. Отдельные элементы ее обнаружены и задокументированы Л. И. Салопом

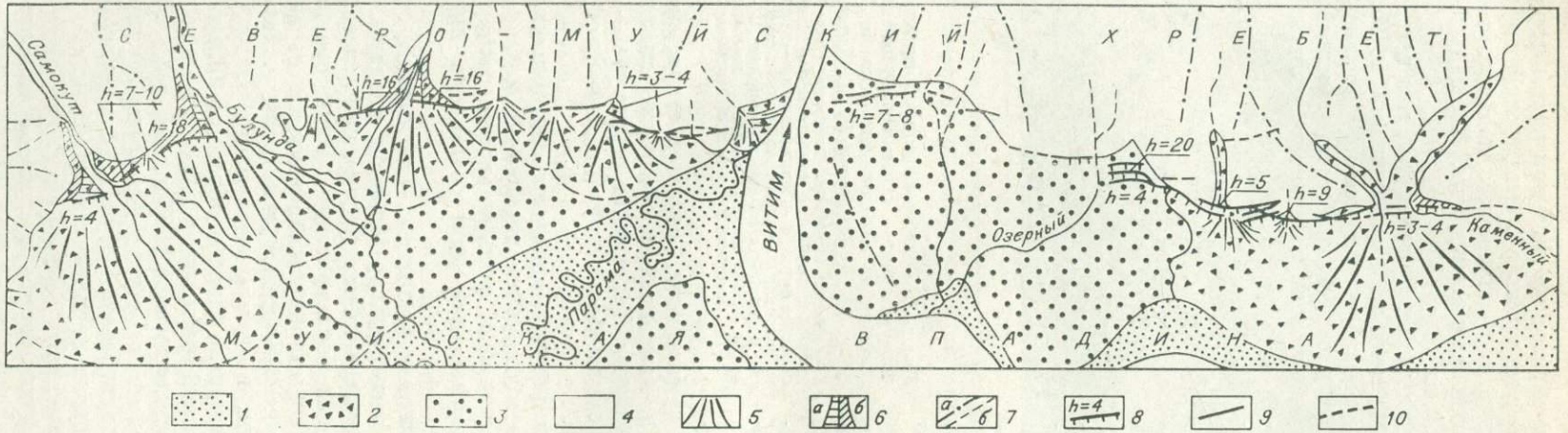


Рис. 38. Схема Парамской структуры. *Составил Р. А. Курушин.*

1 — современные пойменные отложения; *2* — верхнечетвертичные — современные накопления подгорного шлейфа и аллювий горных рек; *3* — нижне-среднечетвертичные песчаные толщи; *4* — докембрийские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования горного обрамления; *5* — конусы выноса; *6* — цокольные и аккумулятивные террасы: *а* — 10—15-метровые, *б* — 20—25-метровые, *7* — линии водоразделов (*а*) и тальвеги временных водотоков (*б*); *8—10* — сейсмодислокации: *8* — сбросы и их амплитуда, м, *9* — трещины растяжения (тектонические рвы), *10* — нарушения неясного морфологического типа.

в начале 50-х годов и Е. Е. Зеленским и другими в 1966 г.

По данным указанных исследователей, наблюдениям сотрудника ИЗК СО АН СССР С. В. Ласточкина и результатам стереофотограмметрической обработки аэроснимков, составлена схема структуры (см. рис. 38).

Северная прибортовая часть Парамской котловины почти на всем протяжении сложена мощными делювиально-пролювиальными накоплениями, сливающимися в сплошной подгорный шлейф шириной от 0,7 до 3 км. На его поверхности отчетливо выделяются многочисленные конусы выноса мелких временных и крупных постоянных водотоков, стекающих с Северо-Муйского хребта. К центру котловины из-под грубообломочных образований подгорного шлейфа проявляются песчаные нижне-среднечетвертичные осадки, мощные толщи которых выполняют, по-видимому, значительную часть Муйской впадины. В песчаные толщи врезан комплекс пойменных и террасовых отложений рек Витим и Парама. Некоторые крупные ручьи (Самокут, Булунда, Каменный) в нижних отрезках своих горных долин также сопровождаются террасами высотой до 25 м.

Северное горное обрамление котловины сложено докембрийскими осадочно-вулканогенными толщами муйской серии, прорванными массивными или гнейсовидными биотитовыми гранитами муйского комплекса. Сложно дислоцированные осадочные толщи имеют северо-восточное (40—60°) или субмеридиональное простирание. По наблюдениям Л. И. Салопа (1964), при выходе из гор руч. Самокут осадочно-вулканогенные образования муйской серии отделены зоной катаклазитов субширотного простирания шириной 40—50 м от мигматизированных амфиболовых гнейсов архея, обнажающихся в основании цокольной террасы ручья и предположительно слагающих фундамент котловины. В привитимской части северного борта развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения древнего заложения, составляющие Парамскую зону глубинного разлома север-северо-западного простирания. По ней в докембрии произошло внедрение Парамского массива ультраосновных пород (серпентинитов).

Парамская структура возникла в результате голоценового обновления мощного долгоживущего субширотного разлома, разделившего в кайнозое две тектонические структуры с разнонаправленным движением — Северомуйское поднятие и Муйскую впадину. За неоген-четвертичное время амплитуда вертикального перемещения блоков земной коры по нему достигла 1500 м.

Сейсмогенные дислокации структуры представлены сбросами и трещинами растяжения (тектоническими рвами). Последние, как правило, сопровождают разрывы с вертикальным смещением или возникают самостоятельно. Если в целом система сейсмогенных нарушений вытянута в субширотном (с легким уклоном к северо-западу) направлении, то отдельные разрывы или их отрезки ориентированы различно. Наиболее часто наблюдаются северо-восточные (60—80°) и субширотные (80—100°) простирания, реже северо-западные (290—310°). Большая часть дислокаций приурочена к контакту рыхлых четвертичных отложений и скальных пород крутого склона хребта. Но нередко наблюдается деформация и самих разновозрастных четвертичных образований. Так, в западной части структуры сбросы, кроме террас руч. Самокут, рассекают и смещают разновысотные террасы руч. Булунда и его крупного левого притока (в 3 км восточнее). Амплитуда вертикального смещения здесь достигает 16—18 м. В основании сбросовых уступов располагается присбросовый ров шириной от 3 до 10 м и глубиной 1,5—3 м. Южные стенки его не всегда четко выражены и обычно более пологи.

Дислокации западной части структуры деформируют аллювиальные отложения 25- и 10—15-метровой террас. Русловой аллювий и кое-где намечающаяся низкая пойменная терраса разрывами не затронуты. Со-

отношение морфологических элементов террас левого притока руч. Булунда на противоположных крыльях сбросов дает основание предполагать наличие вдоль разрыва левостороннего сдвига небольшой амплитуды. Далее к востоку нарушения проходят вдоль контакта рыхлых отложений и коренного склона или, реже, по склону таким образом, что плоскости сместителей и крутой уступ склона совпадают. В связи с этим определить истинную амплитуду вертикального смещения не представляется возможным. Лишь в одном случае отмечается система из трех ступенчатых сбросов, рассекающих конус выноса одного из временных водотоков в 2,7 км западнее р. Витим. Суммарная амплитуда смещения по ним не менее 10—12 м.

Наиболее эффектно морфологически выражена восточная часть структуры на правобережьи широтного отрезка р. Витим. Система дислокаций здесь протягивается почти непрерывно от руч. Озерного до руч. Каменного на расстояние более 5 км. Невысокий плоский водораздельный мыс восточнее руч. Озерного рассечен двумя субширотными сбросами, ограничивающими грабен шириной около 100 м и длиной 500 м. Разрыв, ограничивающий грабен с севера, имеет амплитуду вертикального смещения до 20 м, с юга — до 4 м. На поднятом крыле северного сброса в 100—120 м от него параллельно следует еще один разрыв с незначительным (не более 3—5 м) вертикальным смещением, быстро затухающим к флангам.

Нарушения, формирующие грабен, в восточной части водораздела сливаются в один сброс, непрерывно протягивающийся далее до руч. Каменного. На отдельных отрезках он сопровождается сопутствующими и оперяющими трещинами, образующими систему ступенчатых сбросов с суммарной амплитудой смещения до 10 м. Сброс прослеживается как по контакту крутого (до 25—30°) коренного склона и рыхлых отложений впадины, так и в валунно-глыбовом пролювии крупных и мелких конусов выноса. В 2 км западнее руч. Каменного он рассекает поперек молодой конус выноса размером 270 × 350 м, сформированный у подошвы склона против небольшой ложбины стока. Амплитуда сброса 9 м, крутизна сбросового уступа 35—40°. Уступ полностью прорезан временным водотоком и у его основания образовался новый конус выноса размером 30 × 40 м, наложенный на более древний.

Между руч. Каменным и расположенным западнее безымянным ручьем пролювиальные отложения их объединенного конуса выноса, представленные глыбами метаэффузивов, песчаников и гранитов, деформированы двумя параллельными тектоническими рвами. Расстояние между ними 15 м, простирание широтное. Южный ров выражен морфологически более четко, ширина его по верху до 10 м, глубина до 5 м. Борта рва асимметричны: северный с углом наклона около 30° и на 3—4 м выше южного, более пологого (15°). Верхний ров не имеет вертикальной составляющей, у́же и мельче нижнего. Местами южные стенки рвов отсутствуют и нарушения прослеживаются только по уступу северной стенки, высота которой не превышает 3 м.

Восточнее по простиранию описанных нарушений руч. Каменный резко меняет направление течения с юго-западного и меридионального на широтное. Более древние его русла на южном крыле структуры субмеридиональной ориентировки. Совмещая свое русло с трещинами растяжения восточного окончания Парамской структуры, ручей подмывает в основании склона (на левобережье) 25-метровую цокольную террасу. Цоколь террасы, сложенный аляскитовыми гранитами, обнажен на высоту 4—5 м. Вполне вероятно, что часть высоты террасы обязана и вертикальному смещению по сбросу, к которому приурочен ручей.

Характер и взаимосочетание различных дислокаций Парамской структуры показывают, что она возникла под влиянием тектонических напряжений, существенно не отличающихся от современных. Для них было характерно значительное растяжение в направлении, поперечном

неотектоническим структурам, обусловливающее образование сбросов и трещин отрыва. Не исключено, как отмечалось, и сдвиговое движение по плоскости смещения, для подтверждения чего необходимы тщательные наземные исследования.

Имеющиеся материалы не позволяют однозначно оценить время формирования структуры. На ее западном фланге сейсмодислокации выглядят как будто значительно древнее, чем на правобережье Витима. Возможно, что в данном случае мы наблюдаем результат наложения двух землетрясений, сейсмодислокации при которых наращивались к востоку, в сторону Муйско-Чарской межвпадинной перемычки. Последнее из этих землетрясений, магнитуда которого могла достигать 7 $^1/_2$ (10 баллов), произошло, судя по сохранности полых форм дислокаций, несколько сотен лет назад.

В современное время Парамская структура практически асейсмична.

А/4—19. Структура Кемен (рис. 39) расположена у южного борта Кеменской эмбриональной впадины, в районе слияния рек Наминга и Кемен.

В 2 км выше устья р. Наминга в правом береговом уступе вскрыта зона разлома. Здесь слой ледниковых валунов, залегающий на гранитах и подстилающий толщу валунных суглинков, сброшен на 12,5 м. Падение сместителя северо-восточное 30° под углом 75—80°. Прослой валунов на опущенном крыле, вблизи сместителя, залегает наклонно с падением на восток под углом 20°.

К юго-востоку по простиранию разлома в ледниковых отложениях наблюдаются пологие уступы высотой до 3—5 м, часто переходящие в широкие рвы глубиной до 8—10 м, рассекающие моренные гребни и валы. По правому борту р. Кемен в 5 км от русла р. Наминга по аэрофотоснимкам отмечается уступ, деформирующий террасированную морену.

Второй разлом северо-восточного (60°) простирания следует вдоль правого борта долины р. Наминга и переходит на правобережье р. Кемен. На местности он выделяется в виде уступов на склонах долин или ступенчато расположенных рвов с разностью высот стенок 10—12 м. Мощность зоны максимально раздробленных пород 8 м. Разломом деформированы «бараньи лбы» и другие ледниковые формы. Сброс с амплитудой 15—20 м смещает конус выноса небольшого водотока, конус перекрывает боковую морену. Сместитель падает на северо-запад под углом 50—70°. В рыхлых отложениях сброс выражен невысоким уступом крутизной 28—30°. Коренные обнажения, несущие крупные (до 15 м^2) фрагменты зеркал скольжения, подчеркивают сместитель сброса.

Общая протяженность прослеженных сейсмодислокаций составляет 4 км, ширина зоны до 0,5 км.

Возраст сейсмоструктуры определяется по деформациям ледниковых и пролювиальных образований и по сравнительной сохранности дислокаций последними сотнями — первой тысячью лет. Интенсивность землетрясения, создавшего сейсмодислокации, была не менее 10 баллов ($M \geqslant 7\ ^1/_2$).

А/4—20. Структура Эбгахлир приурочена к южному борту Токкинской впадины.

На участке между реками Пуричикан и Эбгахлир гребневидные водоразделы срезаны крутым (до 40°) сбросовым уступом, в результате чего образуются почти правильные треугольные фасеты. В основании одной из них протягивается крутой (60°) уступ высотой от 4—5 до 15 м, усложняющий морфологию основного разрывного нарушения и подчеркивающий его более позднее обновление на расстоянии около 5—7 км.

В привершинной части одного из наиболее крупных висячих каров на абсолютных отметках 1300—1400 м в гнейсах фиксируется стенка отрыва мощного скального обвала. Весь объем обвальной массы «выплеснут» по висячему каньону в его устьевую часть, где перекрывает совре-

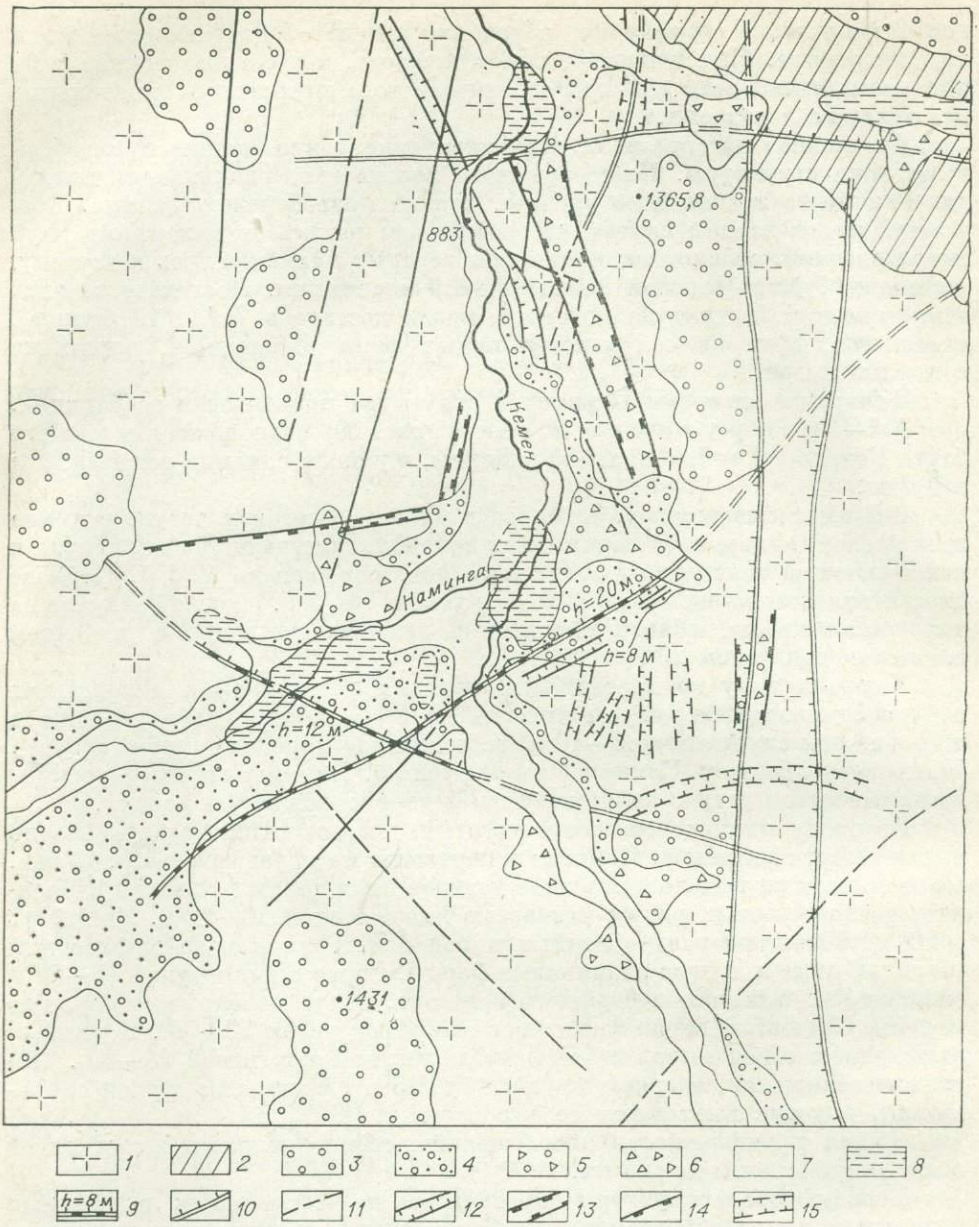


Рис. 39. Сейсмогеологическая схема Кеменской впадины. *Составил М. Демьянович.*

1 — гранитоиды; *2* — осадочно-метаморфические образования нижнего протерозоя; *3* — ледниковые отложения первого оледенения; *4* — ледниковые и водно-ледниковые отложения второго оледенения; *5* — ледниково-пролювиальные нерасчлененные отложения; *6* — пролювиальные отложения; *7* — аллювиальные верхнечетвертичные и современные отложения; *8* — наледи; *9* — голоценовые разломы и амплитуда вертикального смещения (бергштрихи в сторону опущенного крыла); *10* — разломы, активизированные в кайнозое; *11* — докайнозойские разломы; *12* — сейсмогенные рвы; *13* — ледниково-тектонические рвы; *14* — ледниково-тектонические уступы; *15* — ледниковые рвы (остатки ярусных долин).

менные отложения конуса выноса. Фронт обвала сложен крупно- и гигантоглыбовым остроугольным материалом и скальными блоками. Приблизительный объем обвальной массы 4,5—5 млн. м^3.

Судя по характеру изменения обвальной массы и тектонического уступа наложенными эрозионно-денудационными процессами, возраст структуры не превышает первые сотни лет.

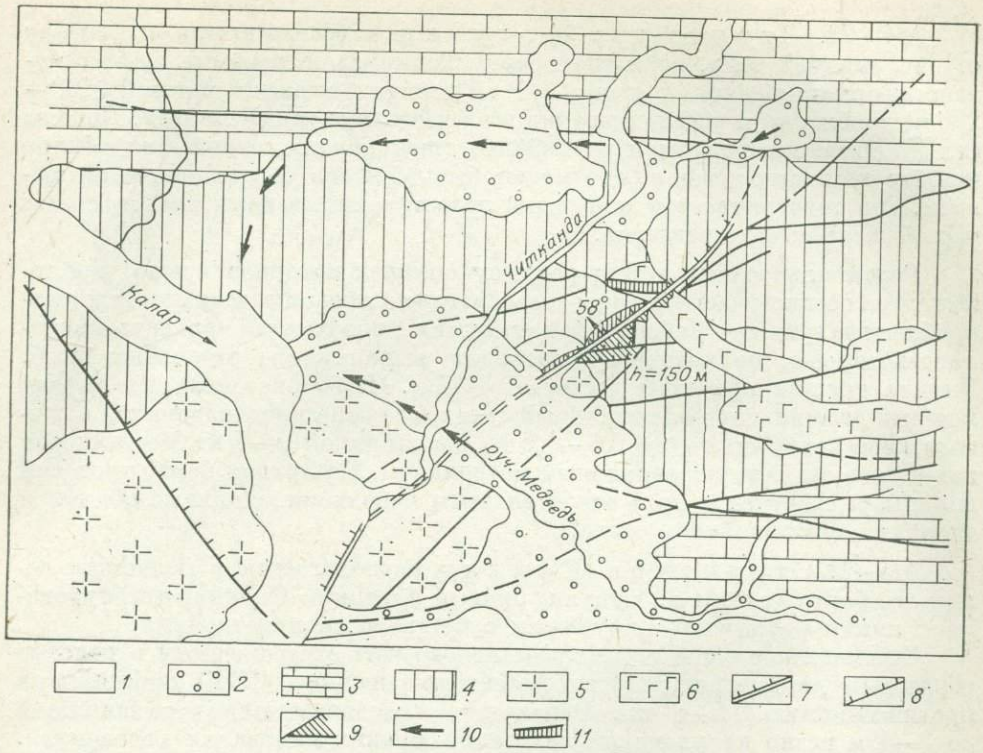


Рис. 40. План сейсмогенной структуры Медведь. *Составил М. Демьянович.*
1 — современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения; *2* — средне-верхнечетвертичные ледниковые отложения; *3* — терригенно-карбонатные породы палеозоя; *4* — докембрийские осадочно-метаморфические образования; *5* — гранитоиды докембрия; *6* — габброиды докембрия; *7* — сейсмогенный разлом (бергштрихи в сторону опущенного крыла); *8* — доголоценовые разломы; *9* — плоскости сбросо-обвала; *10* — направление древних долин; *11* — сейсмогенные рвы; *h* — амплитуда вертикального смещения сбросо-обвала; стрелка с цифрой — направление и угол падения сместителя.

А/4—21. Структура Медведь (рис. 40) находится в восточной части Верхнекаларской впадины, на левобережье р. Читканда (левый приток р. Калар).

Основные сейсмогенные нарушения произошли по Читкандинскому разлому северо-восточного (45—50°) простирания. Сместитель падает на северо-запад под углом 58—75°. Наиболее точно амплитуда вертикального смещения (15 м) устанавливается по разнице отметок днищ висячих долин и их продолжения на опущенном крыле. Разломом деформирован выступ докембрийских пород, окруженных кембрийскими отложениями. По зоне сброса образовался ров протяженностью до 2 км. Ров контролирует подножие стенки отрыва крупного сейсмогенного обвала коренных пород длиной (по подножию стенки отрыва) 400 м и высотой более 150 м. Хорошо сохранившаяся плоскость отрыва с огромными зеркалами скольжения падает на северо-запад под углом от 58° до близвертикального.

Общая протяженность прослеженных сейсмодислокаций 4 км.

Возраст нарушений определяется на основании деформаций ледниковых, аккумулятивных и эрозионных форм как голоценовый (первые тысячи лет).

Параметры нарушений указывают на десятибалльную интенсивность создавшего их землетрясения ($M \approx 7\,^1/_2$).

А/4—22. Структура Аргукан прослеживается к востоку от одноименной реки, на южном борту Токкинской впадины. Сейсмогенные деформации (длиной около 3,5 км) сопровождаются полосой (100—200 м) дробления и рассланцевания в архейских гранито-гнейсах. Породы сильно катаклазированы и интенсивно трещиноваты, отмечается обилие мелких сколовых трещин, что может быть связано со сдвиговым смещением. Это подчеркивается заметными левосторонними смещениями осевых частей мелких водоразделов.

Вертикальное смещение по разрыву (опущено нагорное крыло) проявляется на осевых участках водоразделов, где по трещине вскрываются раздробленные гранито-гнейсы. В таких местах наблюдается «рваная» поверхность отрыва, по которой происходит выкалывание отдельных глыб. Зияние трещин при этом достигает 4—5 м. На водоразделах, где развит мощный делювиально-элювиальный чехол, эта зона прослеживается обычно в виде неглубокого (до 0,5—1,5 м) рва шириной 2—5 м. Местами ров полностью затянут делювиальным материалом. На правом борту троговой долины р. Аргукан с этой зоной связаны небольшие скальные обвалы и оползни делювиального чехла.

А/5—1. Структура Кудули располагается в подножии северного борта долины р. Кудули (правый приток р. Олекма) и приурочена к линии разрывных нарушений субширотного простирания.

Сейсмогенное обновление представлено четко выраженным в рельефе сбросовым двухметровым уступом северо-западного (280°) простирания протяженностью 0,5—1 км. Вдоль него прослеживается зона шириной до 3—4 м резко нарушенного залегания юрских плитчатых песчаников. Внутри этой зоны отмечается вертикальное положение отдельных плит, имеющих площадь до 2 м². На поднятом крыле отмечаются небольшие скальные оползни в сторону опущенного крыла площадью до 40 м². На всем протяжении структура сопровождается полосой поваленного леса, причем упавшие деревья ориентированы на юг.

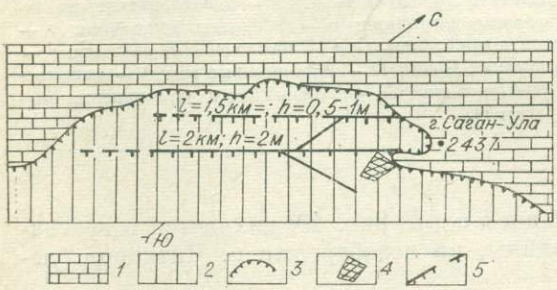


Рис. 41. План сейсмогенной структуры «Сархой». *Составил В. Николаев.*

1 — карбонатные породы кембрия; *2* — крутой (50—60°) эрозионный склон долины р. Сархой; *3* — бровка эрозионного уступа; *4* — плоскость сорванной вершины; *5* — сбросы.

Образование подобной дислокации произошло, судя по разрыву почвенно-растительного слоя, недавно (десятки лет тому назад) и могло быть вызвано землетрясением интенсивностью 9 баллов (в сравнении с сейсмодислокациями при Олекминском и Нюкжинском землетрясениях 1958 г.).

Б/1—1. Структура Сархой (рис. 41) расположена на левобережье одноименной реки правого притока р. Тисса, у горы Саган-Ула (2437 м).

Два параллельных сброса протягиваются в северо-восточном направлении (35—45°) и отчетливо выражены в виде крутых уступов, падающих на юго-восток под углом 65—70°. Сбросы смещают как тальвеги временных водотоков, так и водоразделы, разграничивающие их. Зоны разрывов сопровождаются светло-серыми слабо сцементированными брекчиями с величиной обломков от 0,5 до 5 см. Наиболее протяженный — нижний уступ, имеющий длину 2 км и амплитуду вертикального смещения 2 м. Параллельно ему в 200 м выше по склону следует второй разрыв длиной 1,5 км, с амплитудой вертикального смещения 0,5—1 м. Первый и второй сбросы сопровождаются оперяющими разрывами.

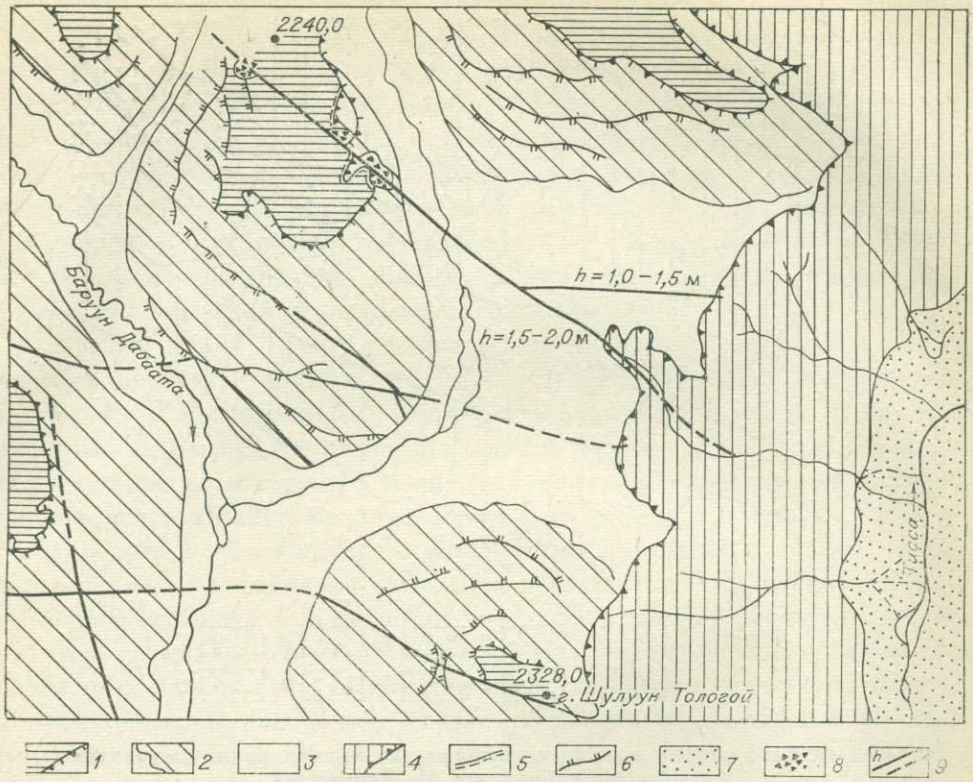


Рис. 42. Схематический план структуры Тологой. *Составил М. Демьянович.*

1 — выровненные поверхности вершин и их бровки; *2* — склоны; *3* — выположенная часть водораздела; *4* — борт долины р. Тисса и приводораздельная бровка; *5* — нивальные цирки; *6* — уступы гольцовых террас; *7* — аллювиально-пролювиальные отложения; *8* — высыпки крупноглыбового материала на водоразделе; *9* — предполагаемые разрывные нарушения; *h* — амплитуда вертикального смещения.

На северо-восточном окончании системы сейсмогенных трещин отмечается скальный срыв вершин столбов отседания по плоскости (площадью около 4000 м²), падающей под углом 25—35° на юго-запад 230—240°. Судя по масштабам голоценового обновления Сархойского разлома, можно предполагать, что образование структуры Сархой связано с землетрясением интенсивностью до 9 баллов. Время образования структуры определяется с большой долей условности. Хорошая сохранность сбросовых уступов в тальвегах и на водоразделах мелких распадков говорит о том, что возраст структуры составляет первые сотни лет.

Современная активность структуры подчеркивается пространственной приуроченностью к Сархойскому блоку Большого Саяна двух эпицентров сильных землетрясений с $K = 12$ и 14 (соответственно 5—6 и 7—8 баллов).

Б/1—2. Структура Тологой (рис. 42) расположена на левобережье р. Тисса между вершинами Шулуук-Тологой (абс. отм. 2328 м) и Жолгын-Сарьдаг (абс. отм. 2442 м).

Основное нарушение выражено в виде уступа северо-западного простирания высотой 1,5—2,0 м на плоском водоразделе рек Сенцы и Тисса. Уступ пологий (менее 30°), прослеживается на расстоянии около 5 км. На отдельных протяженных участках он подчеркивается линейной концентрацией обильной кустарниковой растительности.

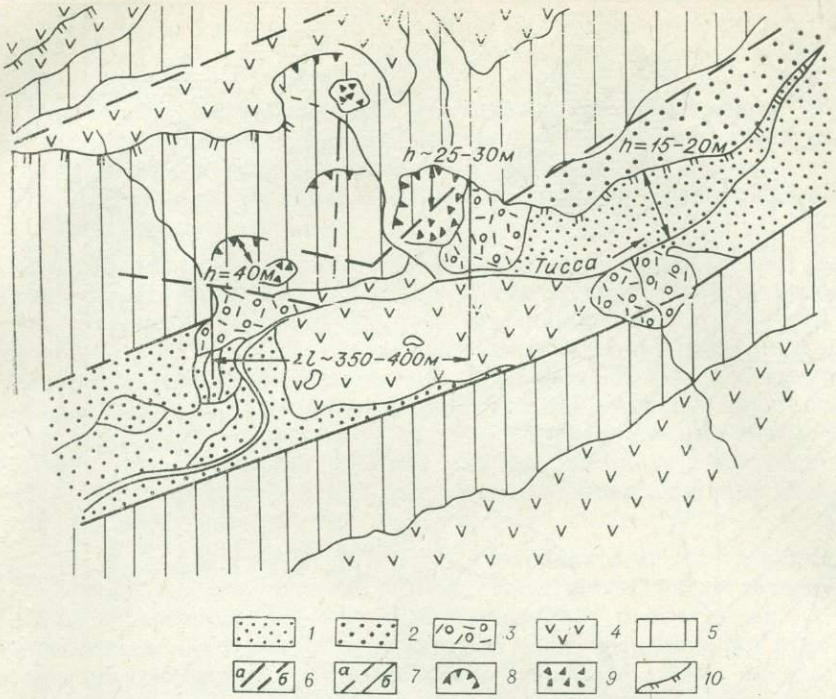


Рис. 43. Глазомерный план (с уточнениями по аэрофотоснимку) структуры Дугарай. *Составил М. Демьянович.*

1 — песчано-галечные отложения русла и поймы; *2* — отложения донной морены; *3* — отложения конусов выноса; *4* — неогеновые базальты; *5* — эпидот-хлоритовые сланцы докембрия; *6* — активизированные в кайнозое разломы; *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *8* — бровки сейсмогенных обвалов; *9* — образования обвальной фации; *10* — бровки эрозионных уступов; *h* — высота, *l* — суммарная длина зоны обвалов.

Юго-восточное окончание разрывного нарушения в приводораздельной части борта долины р. Тисса выражено рвом глубиной от 5 до 12 м и шириной до 15 м, переходящим в распадок, впадающий в долину р. Тисса. По бортам рва обнажаются окварцованные и ожелезненные эпидот-хлоритовые сланцы. Породы сильно трещиноваты с большим количеством зеркал скольжения. От основного нарушения к востоку отходит уступ высотой около 1,5 м, характеризующийся теми же признаками. В верхней части коренного склона долины уступ прослеживается в коренных породах на расстоянии до 200 м.

На пологих склонах соседних выровненных вершин наблюдаются подобные основному линейные уступы, иногда протяженностью более 2 км, совпадающие на отдельных участках со склонами гольцовых террас. На правобережье р. Баруун-Дабаат прослеживается эрозионно-тектонический (?) уступ субмеридионального простирания. На выположенной поверхности он переходит в линейную полосу мелкообломочного материала с сильной растительностью. Эта зона имеет протяженность более 5 км. Следы ее заметны на коренных водоразделах, в выровненных днищах седловин и на пологих склонах.

Можно предположить, что некоторые из описанных выше деформаций могли образоваться в последние десятки — первые сотни лет назад при землетрясении интенсивностью до 9 баллов.

Б/1—3. Структура Дугарай (рис. 43) расположена на левом берегу р. Тисса между ее притоками Тэргэтэ и Дабаат.

На склоне левого борта отмечено несколько свежих обвалов, прослеженных на расстоянии 350—400 м. Обвалы находятся в зонах тектонических нарушений, ориентированных в северо-восточном и близширотном направлениях. Западный обвал имеет площадь 100×50 м. Несомненно, что контуры этого обвала были больше, но ежегодные селевые паводки переработали его. По тыловой части конуса выноса прослеживается ров субширотного простирания глубиной около 2—2,5 м и длиной около 200 м. На склоне по простиранию рва эрозионные гребни временных водотоков осложнены поперечными уступами и седловинами.

Бровка стенки отрыва западного обвала к юго-востоку совпадает с линейно ориентированными уступами высотой до 3 м. Северо-восточнее расположены два небольших сближенных обвала с суммарной длиной около 250 м. Высота стенок отрыва обвалов до 30 м. Обвальным материалом перекрыты отложения пролювиального конуса выноса и поверхность базальтов кайнозойского возраста, залегающих в долине.

О возрасте сейсмоструктуры можно судить по налеганию обвальных образований на ледниковые отложения и базальты. В доледниковое время покров базальтов был деформирован и смещен по ступенчатой системе разломов северо-восточного простирания. Во время оледенения поверхность опущенных блоков была отпрепарирована, а базальтовый покров частично уничтожен. В районе был создан типичный экзарационный рельеф. В послеледниковое время тектонические движения привели к вспарыванию некоторых разломов. Следствие этого — образование сейсмогенных обвалов, которые перекрывали аккумулятивные и экзарационные ледниковые формы.

Судя по параметрам сейсмогравитационных явлений, они могли возникнуть при землетрясении 8—9 баллов.

Б/1—4. Структура Забит расположена на правобережье р. Забит в 2 км на север от устья правого притока р. Сахюрта.

По южному склону горы с абс. отметкой 2414 м прослеживается эрозионно-тектонический уступ, переходящий к северо-западу в линейную зону, пересекающую нагорные террасы, водоразделы и отдельные гольцовые останцы.

Условно возраст образования тектонического нарушения устанавливается как голоценовый на основании деформаций форм гольцовой планации, которые интенсивно формируются с конца верхнего плейстоцена до настоящего времени. Общая протяженность разрыва достигает 3 км, максимальная амплитуда вертикального смещения около 2 м. Такие параметры деформаций могут характеризовать интенсивность породившего их землетрясения 8—9 баллов.

Б/1—5. Структура Шулун (рис. 44) расположена на южном склоне хр. Кропоткина, обрамляющего с севера Окинскую впадину (3 км на северо-запад от пос. Хужир).

У подножия горы с абс. отметкой 2887 м произошло вскрытие разлома субширотного простирания с вертикальным смещением крыльев разрыва до 25 м. Опущено южное подгорное крыло. Наиболее резко сбросовый уступ выражен на водоразделе небольших речек (притоков р. Оки) Шулун и Булаг-Шэбэй, где разлом рассекает верхнепротерозойские гра-

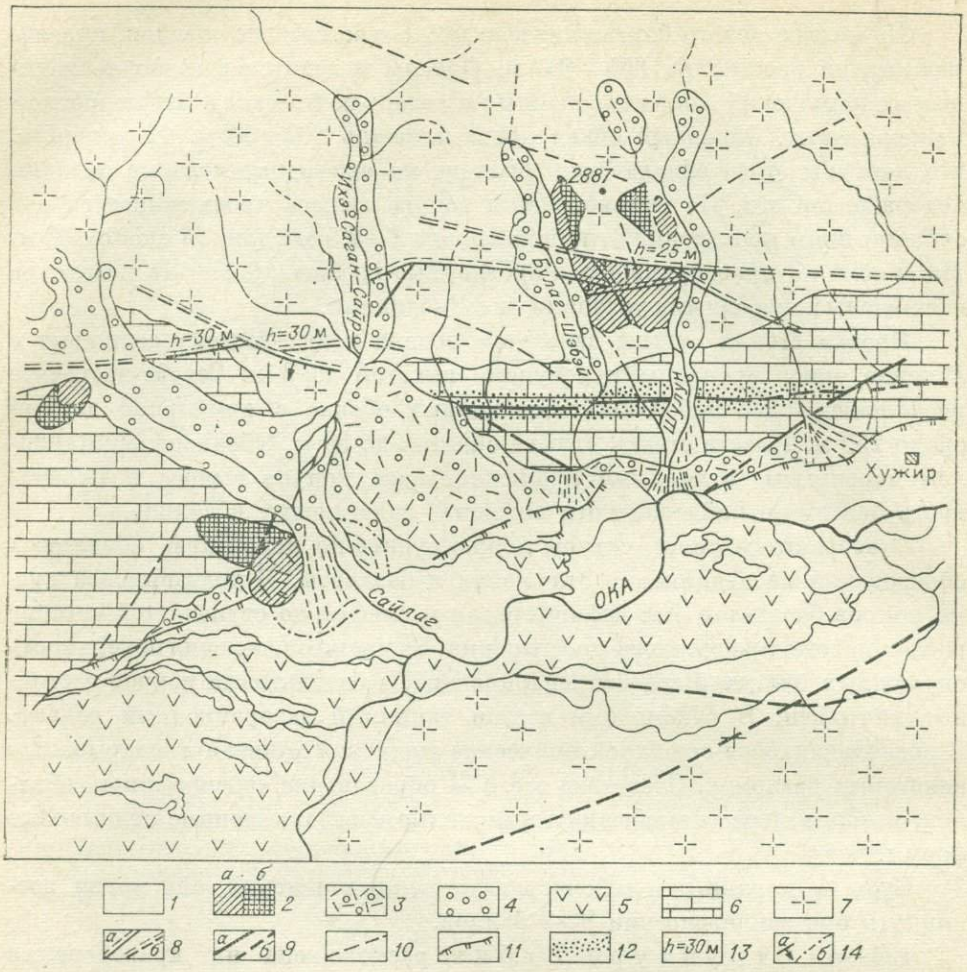


Рис. 44. План сейсмогенной структуры Шулун. *Составил М. Демьянович.*

1 — аллювиальные отложения; *2* — сейсмогенные обвалы; *а* — отложения обвальной фации, *б* — стенки отрыва; *3* — отложения предгорного шлейфа; *4* — ледниковые образования; *5* — голоценовые базальты; *6* — протерозойские скарнированные породы; *7* — протерозойские гранитоиды; *8* — активные в голоцене разломы (бергштрихи в сторону опущенного крыла: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *9* — активные в кайнозое разломы; *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *10* — древние разломы; *11* — эрозионно-тектонические уступы; *12* — зоны интенсивного брекчирования в скарнах; *13* — высота сбросовых уступов; *14* — *а* — направление падения сместителя, *б* — предполагаемая граница распространения обвальной массы.

ниты на расстоянии около 2 км. На поверхности морен в троговых долинах следы вскрытия разлома отмечаются в виде двух сравнительно пологих асимметричных рвов. В современном эрозионном врезе в ледниковых отложениях под рвами наблюдается наклонная полоса, соответствующая сместителю, в которой концентрируется наиболее крупнообломочный материал.

Образование сейсмотектонических дислокаций структуры Шулун сопровождалось многочисленными сейсмогравитационными явлениями, главным образом скальными обвалами. Крупные обвалы произошли непосредственно в зоне главного тектонического нарушения (правый борт долины р. Шулун и левый борт долины р. Булаг-Шэбэй). Два небольших обвала в устьевой части р. Хара-Жалга правого притока р. Сай-

лаг приурочены к разлому Сайлаг. Обвалом деформирован водораздельный мыс в районе выхода р. Сайлаг в Окинскую впадину. Обвальный материал перекрыл моренные отложения. Внешний контур обвального амфитеатра очерчивается по крупноглыбовому материалу на обеих берегах р. Сайлаг. Максимум обвальной массы сосредоточен у стенки отрыва на площади 0,7 км². Стенка отрыва общей площадью 0,8 км², ориентированная по длинной оси на юго-восток, сильно эродирована. В ней обнажаются карбонатные породы, инъецированные разгнейсованными гранитами. Породы сильно раздроблены и милонитизированы.

Все сейсмодислокации структуры Шулун находятся в пределах зоны крупного Окинского разлома, ответвляющегося от Главного Саянского. Характер и размеры сейсмотектонических и сейсмогравитационных деформаций земной поверхности позволяют оценить интенсивность создавшего их землетрясения более 9 баллов.

Возраст сейсмоструктуры устанавливается по деформациям ледниковых, эрозионных и других форм и по наложению образований обвальной сейсмогенной фации на ледниковые и аллювиальные отложения (последние залегают на голоценовых базальтах) в Окинской впадине. По совокупности вышеприведенных данных возраст сейсмоструктуры — сотни лет. Есть основание предполагать, что к этой структуре могли быть приурочены эпицентры сильных землетрясений 1858 и 1859 гг., особенно 19/II 1859 г., когда на Алиберовском руднике, в 90—100 км от района структуры Шулун, сила землетрясения могда достигать 8 баллов.

Б/1—6. Структура Хазалхы расположена на водоразделе р. Ока и ее левого притока р. Хазалхы в 14 км южнее пос. Сорок. Представляет прямолинейную зону протяженностью около 2,5 км, прослеживающуюся в метаморфических сланцах, падающих на северо-запад 350° под углом 65—78°. Простирание геоморфологически выраженной линии — северо-запад 280°. На местности она представляет уступ высотой 0,5 до 1,5 м, подчеркнутый обильной травянистой и моховой растительностью. Создается впечатление, что деформирована современная денудационная поверхность водораздела. Амплитуда вертикального перемещения денудационной поверхности снижается от центра к ее краям. На склонах уступ теряется в делювиальных отложениях.

Б/1—7. Структура Тустук (рис. 45) расположена в долине среднего течения одноименного правого притока р. Ока. Геоморфологически предполагаемое сейсмогенное обновление выражено четкими прямолинейными уступами. В основании их часто наблюдаются пологие понижения, к которым приурочены небольшие, вытянутые в широтном направлении озера. Вся эта субширотная зона структурных форм, выраженных в рельефе, имеет длину 6 км.

Наиболее отчетливо эрозионно-тектонический (?) уступ, высотой до 3—4 м, прослеживается вдоль левого борта долины р. Тустук выше устья его левого притока руч. Доода-Унаган.

Второй отчетливо выраженный фрагмент структуры приурочен к ее восточному флангу и располагается вдоль правого борта долины р. Тустук, выше устья р. Яхошоп. Это также линейный уступ высотой 5—6 м, наложенный на ледниковые формы рельефа. Он одинаково виден на по-

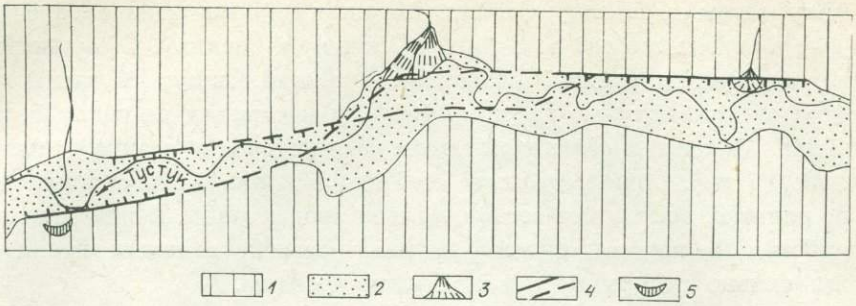


Рис. 45. План предполагаемой сейсмогенной структуры Тустук. *Составил В. Николаев.*

1 — склоны долины р. Тустук; *2* — аллювиальные отложения русла; *3* — конусы выноса; *4* — сбросы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *5* — срыв элювиально-делювиального материала.

верхности как коренных пород, так и рыхлых. Особенно хорошо это выражено на окончании сбросового уступа, где он смещает конус выноса безымянного правого притока. Амплитуда вертикального перемещения 3—4 м. На северном поднятом крыле структуры ручей врезался в конус выноса, а на опущенном — наблюдается аккумуляция рыхлого материала, так что на более старом конусе формируется молодой, меньших размеров.

Яркая выраженность уступа в рыхлых отложениях конуса выноса и его хорошая сохранность свидетельствуют о том, что это образование довольно молодое — в пределах первой сотни лет. Если в процессе дальнейших, более детальных сейсмогеологических исследований удастся подтвердить сейсмогенную природу молодых разрывов, то структуру Тустук можно будет уверенно отнести к сейсмодислокациям, образовавшимся при десятибалльном землетрясении.

Современный уровень сейсмической активности района структуры Тустук определяется приуроченностью к ней слабых ($K = 6—11$) и умеренных ($K = 12—13$) землетрясений.

Б/2—5. Истокская структура (рис. 46) занимает акваторию залива Сор Черкалова (Истокский сор) и примыкающие к нему низменные и сильно заболоченные участки прибрежной суши. Залив расположен в пределах мелководья юго-западной окраины дельты р. Селенга и имеет максимальную глубину до 12 м, а на большей площади — не более 3 м. От Байкала Истокский сор отделен субмеридионально вытянутой пересыпью из песчаных кос (п-ов Карга Лемесова, о-в Бабья Карга), а с юго-востока ограничен неширокой (0,2—1 км) полосой низменного заболоченного берега, примыкающей к прямолинейному уступу, высотой 10—12 м, древней Фофановской (третьей селенгинской) террасы. В обнажениях уступа вскрываются светло-серые мелкозернистые пески.

По данным геофизических работ А. П. Булмасова и буровых В. В. Самсонова и Г. П. Пономаревой, с линией уступа на поверхности совпадает зона крупного Дельтового разлома в кристаллическом фундаменте. Другой разлом ограничивает залив с запада, прослеживаясь в фундаменте вдоль песчаных кос, отчленяющих залив от акватории Байкала. Таким образом, структура в плане представляет примерно равносторон

ний тектонический клин со сторонами около 10 км. На севере, где она плавно сочленяется с поймой и первой террасой дельты Селенги, ширина клина около 5 км.

Предполагается, что террасированный участок берега, очерченный разломами, в результате землетрясения был опущен под уровень Байкала, подобно Посольскому сору (Солоненко В., Тресков, 1960, с. 4) и заливу Провал, и в последующем погребен под пляжевыми песками и донными наносами. В сейсмогенное погружение были вовлечены Кударинская (вторая селенгинская) терраса, фрагменты которой сохранились на юго-восточном берегу залива, и, возможно, приозерная часть Фофановской террасы. Максимальная деформация земной поверхности имела место в южной части залива, в районе смыкания ограничивающих его разломов. Амплитуда опускания здесь не менее 10—12 м.

Большое сходство в морфологии, размерах и строении Истокс-

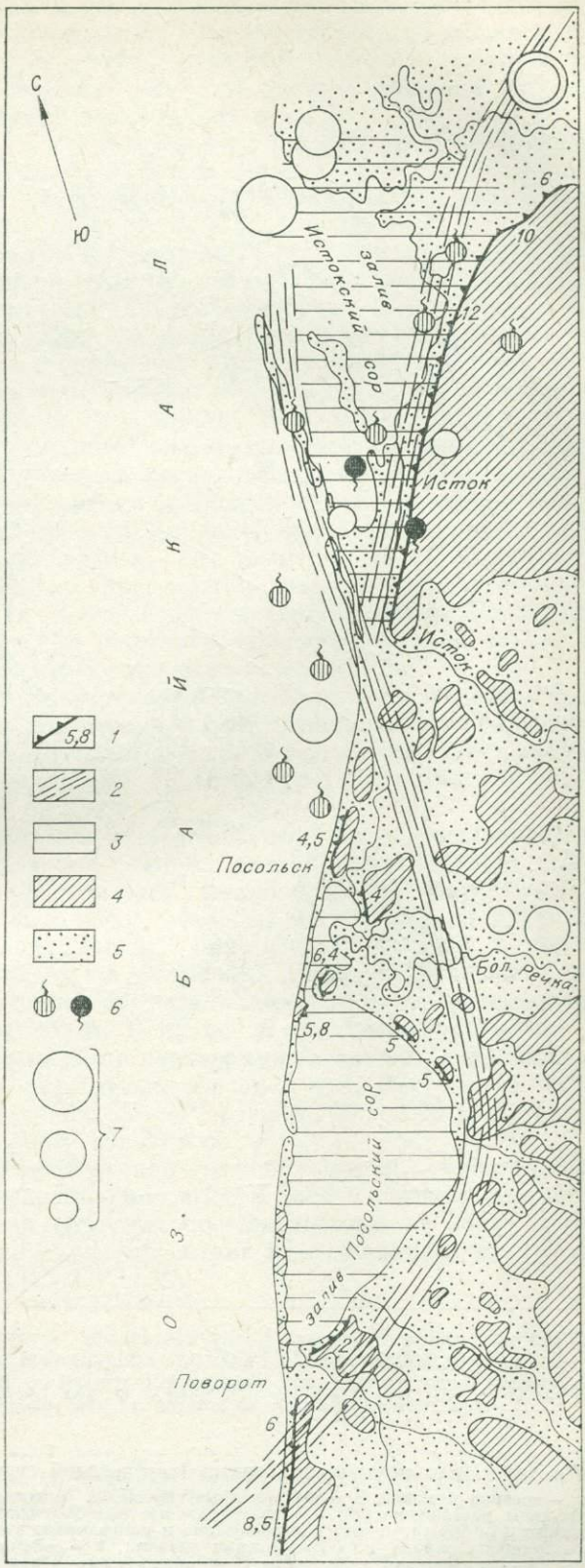


Рис. 46. План Истокской и Посольской сейсмогенных структур. *Составил А. Абалаков.*

1 — уступы террас предположительно сейсмотектонического происхождения и их высоты, м; *2* — зоны разломов в кристаллическом фундаменте; *3* — участки сейсмотектонических опусканий; *4* — Кударинская и фофановская (средне-верхнечетвертичные) террасы; *5* — пойма и первая надпойменная терраса; *6* — выходы газов и термоминеральных вод; *7* — эпицентры землетрясений силой 7, 5, 4 баллов соответственно.

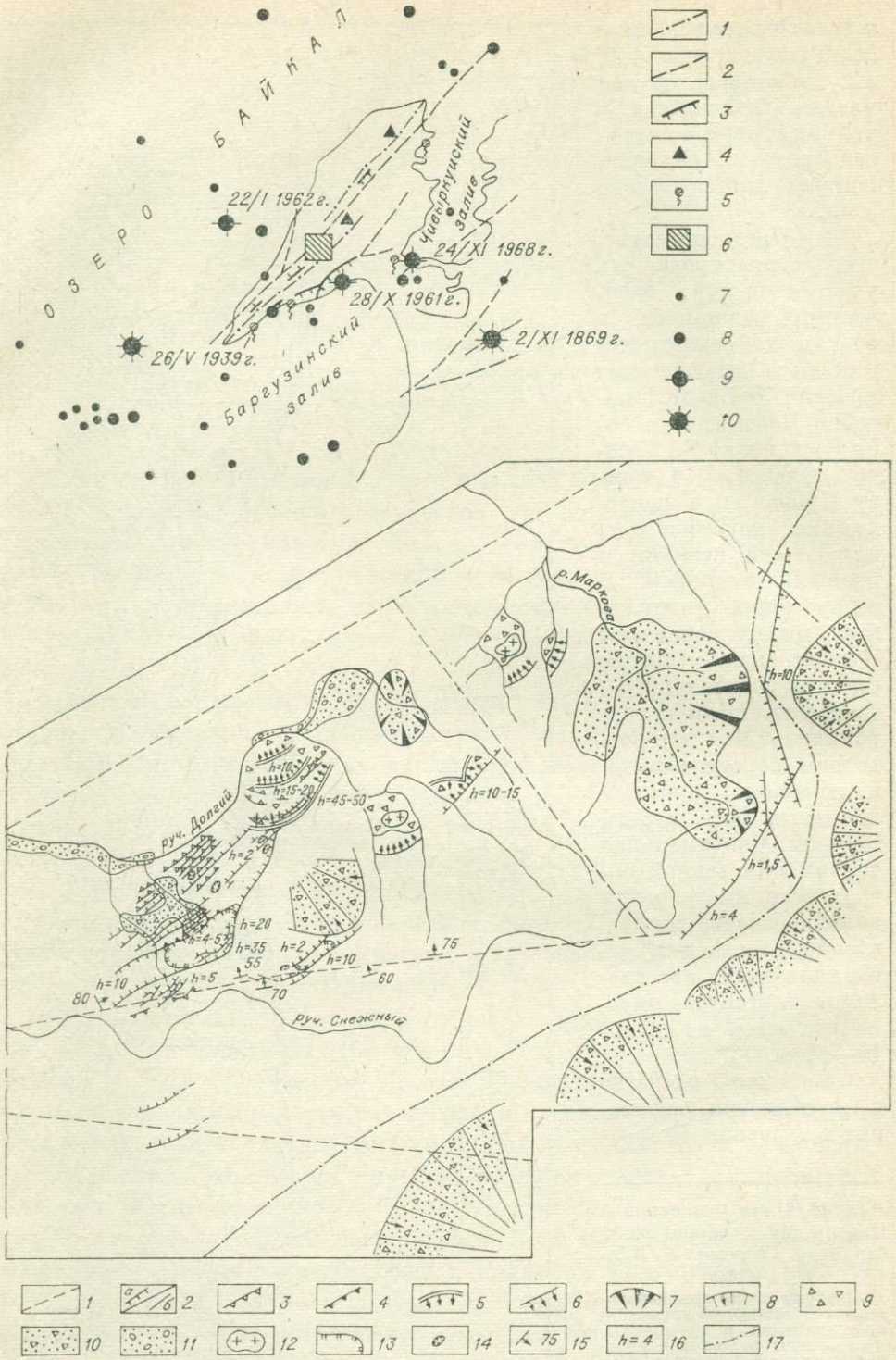


Рис. 47. План центральной части Святоносской структуры. *Составил А. Абалаков.*

1 — древние разломы; *2* — сейсмогенные сбросы (*а*, бергштрихи в строну опущенного крыла) и трещины растяжения (*б*); *3* — гравитационно-сейсмотектонические трещины; *4* — тектонические дамбы; *5* — бровки отрыва сбросо-обвалов и направление смещения обвальных масс; *6* — профиль поверхности склона до формирования оползня; *7* — сейсмогравитационные (осыпные) амфитеатры; *8* — эрозионные амфитеатры; *9* — сейсмогенные обвальные массы; *10* — осыпной материал; *11* — речной аллювий; *12* — смещенные скальные блоки обвалов; *13* —контуры участков с валовпадинным рельефом; *14* — воронки-поноры тектонического происхождения; *15* — элементы

кой структуры с Посольской[1] и заведомо сейсмотектоническим образованием зал. Провал позволяет усматривать в их происхождении общие генетические корни. Истокская структура, вероятно, моложе Посольской. Об этом свидетельствуют большие глубины залива, меньший размыв берегов и сравнительно слабая изоляция от озера.

Б/3—4. Святоносская структура (рис. 47) расположена на п-ове Святой Нос (восточное побережье средней части оз. Байкал). Полуостров лежит на северо-восточном продолжении ольхонской ветви Обручевского сброса.

Сейсмотектонические дислокации структуры представлены сбросами и трещинами отрыва. Основная система сейсмогенных сбросов выявлена в верховьях р. Марково, где они в виде четких прямолинейных, субпараллельных и пересекающихся разрывов прослеживаются более чем на 5 км. Длина отдельных нарушений до 1,5 км. На вершине горы, сложенной гранитами, наиболее протяженный отрезок сброса образует уступ крутизной 30—50° и высотой до 10 м. Опущено восточное крыло.

В юго-западной части рассматриваемой площади на пологом водоразделе ручьев Долгого и Снежного расположены два субпараллельных ступенчатых сброса, ограничивающих наклоненный на юго-восток блок.

На северо-западных склонах левого водораздела руч. Долгого расположен сейсмотектонический грабен. Его размеры 320×1700 м. Здесь по системе ступенчатых сбросов (простирание северо-восточное 45—50°) была опущена привершинная часть водораздельного гребня. Подгорное крыло одного из сбросов образует тектоническую дамбу высотой 4—5 м и длиной около 1 км, пересекающую дно распадка (рис. 48).

Гравитационно-сейсмотектонические нарушения представлены сбросо-обвалами и разрывами со значительной гравитационной составляющей. Формирование этого типа деформаций связано с подвижками по разломам с одновременным удалением силами гравитации отчлененных ими горных масс.

К сейсмогравитационным явлениям относятся обвалы, оползни-обвалы, оползни и осыпи, создающие сейсмогравитационные амфитеатры на склонах, бугристо-и вало-западинный микрорельеф на поверхностях сброшенных коренных блоков и среди обвальных масс. Наиболее крупный сейсмогенный скальный оползень-обвал приурочен к крутому водораздельному гребню в верховьях р. Марково. Объем обвала достигает 42 млн. м³. Смещение скального массива произошло в северо-западном направлении на расстояние 300 м. В плане он округлой формы (350 × × 200 м), высотой 25 м. Меньший по размерам оползень-обвал произошел на крутом водораздельном мысу левых притоков руч. Долгого. Поверхность стенки отрыва имеет уклон 35—40°, размер 250 × 500 м. Суммарный объем обвальных масс достигает 26 млн. м³.

Гравитационно-сейсмотектонические явления были встречены в районе Нижнего Изголовья. Здесь вершина высоты 1486 м разбита четырьмя сейсмогенными ступенчатыми сбросами протяженностью не более 200—300 м каждый. По наиболее крупному из них привершинная часть горы смещена вниз по склону на 10—12 м.

---

[1] Подсчеты, проведенные А. А. Рогозиным (1974) по скорости нарастания кос в Посольском соре, показывают, что впервые в заливе они появились примерно 500—600 лет тому назад. В Соре еще на памяти старожилов сохранялись затопленные деревья, пни и коряги. Следовательно, возраст залива около полутысячелетия.

залегания сланцеватости в гранитах; *16* — амплитуда вертикального смещения, м; *17* — линия водораздела.

В левом верхнем углу дана сейсмогеологическая схема п-ова Святой Нос.

1 — оси хребтов; *2* — неотектонические разломы; *3* — сейсмотектонические нарушения Святоносской структуры (бергштрихи в сторону опущенного крыла); *4* — сопутствующие сейсмогравитационные явления; *5* — минеральные источники; *6* — положение участка Святоносской структуры, изображенного на плане; *7—10* — эпицентры землетрясений: *7* — $K = 10—10^1/_2$; *8* — $K = 11—12$ *9* — $K = 13$, *10* — $K = 14—15$.

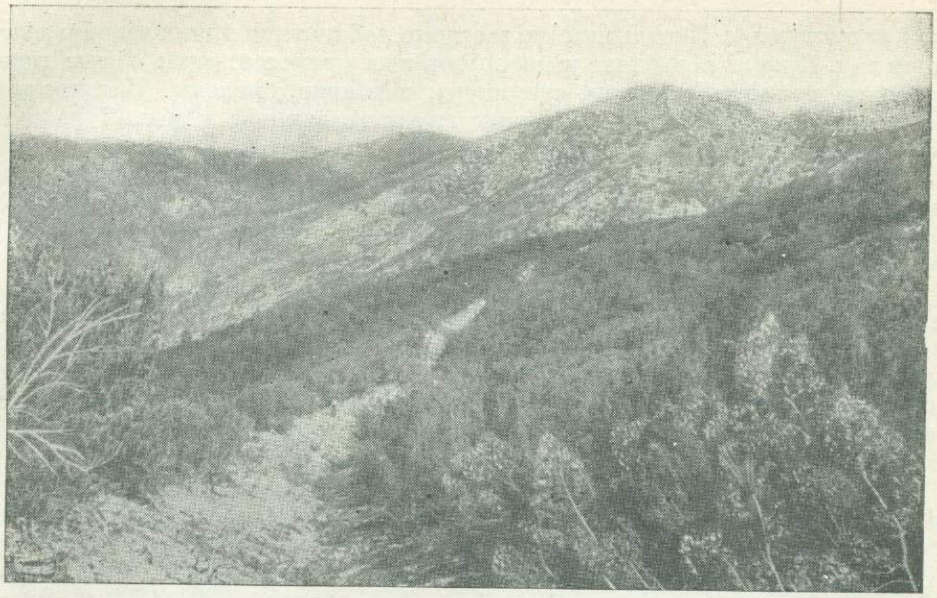


Рис. 48. Подгорное крыло сейсмотектонического грабена образует тектоническую дамбу. Амплитуда вертикального смещения 4—5 м. *Фото А. Абалакова.*

Сейсмодислокации на п-ове Святой Нос имеют свежий облик. Молодость сейсмогенных сбросов особенно ярко выражена на участках, где они образуют тектонические дамбы, перегораживающие распадки временных водотоков. Даже в их тальвеговой части следы размыва дамб отсутствуют, и обломочный материал перед ними еще не отложился. Рвы, проходящие вдоль юго-восточных подножий Южного хребта, рассекают ложбины стока временных водотоков. Бровки их почти не размыты. Рвы заросли лишь молодыми деревцами. Исходя из вышесказанного, возраст остаточных деформаций на п-ове Святой Нос определяется предположительно в первые сотни лет.

Общая протяженность зоны сейсмогенных нарушений на п-ове Святой Нос составляет 42 км, сейсмотектонических — 25 км. Размеры площади наиболее сильных деформаций — 6×13 км. Приведенные морфометрические характеристики сейсмодислокаций в соответствии с сейсмогеологической шкалой и в сравнении с размерами генерализованных изосейст по макросейсмическим данным (Солоненко, 1962 б, 1973; Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968) позволяют связывать их с катастрофическим землетрясением прошлого интенсивностью не менее 10 баллов.

Б/3—7. Малочивыркуйская структура (рис. 49) расположена на Баргузинском хребте в верховьях рек Мал. и Бол. Чивыркуй.

Структура представлена линейной системой сейсмогенных трещин, рассекающих плосковершинную поверхность юго-западной оконечности хребта (абс. отметка 1200—2000 м). Трещины представляют собой рвы, отдельные отрезки которых прослеживаются на расстоянии 3—4 км. В их стенках обнажаются выветрелые и трещиноватые гранитоиды баргузинского батолита. Ширина рвов 15—25 м, глубина 2—4 м. Амплитуда вертикальных смещений достигает 3 м. Опущены северо-западные крылья, их господствующая ориентировка северо-восток 30—50°. Стенки рвов пологие, лишь местами наклонены под углом 40—50°. Нагорные борта, как правило, круче подгорных. При пересечении трещинами ложбин стока временных водотоков размыва рвов не наблюдается, в то время

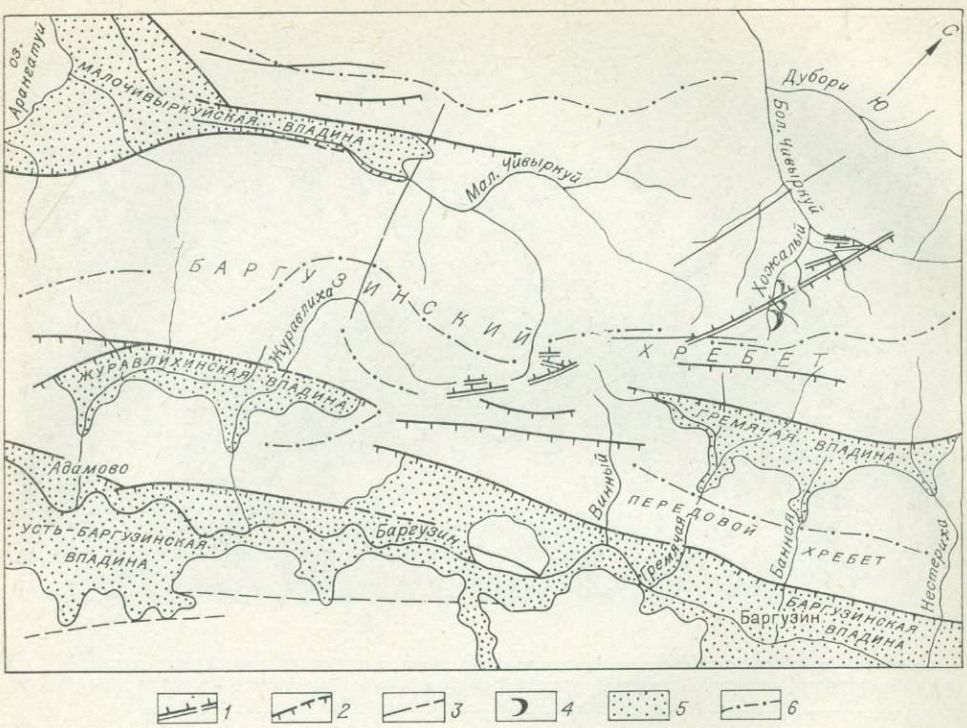


Рис. 49. План Малочивыркуйской структуры. *Составил А. Абалаков.*

1—3 — разрывные нарушения (бергштрихи в сторону опущенного крыла): *1* — сейсмотектонические, *2* — активные в кайнозое, *3* — докайнозойские, *4* — оползни; *5* — рыхлые кайнозойские отложения; *6* — оси хребтов.

как в тальвегах действующих водотоков они не сохранились. Сейсмотектонические разрывные нарушения прослеживаются на расстоянии 18 км.

Исходя из сохранности сейсмодислокаций (стенки рвов покрыты редкими пятнами лишайника, кедровый стланик и карликовая березка только начинают осваивать их), представляется, что они были образованы не позднее нескольких сотен лет. Параметры структуры в соответствии с имеющимися эталонами (Солоненко, 1962, 1973; Живая тектоника..., 1966) позволяют предполагать интенсивность этого палеоземлетрясения в 10 баллов.

Б/3—9. Большереченская структура (рис. 50) расположена на северо-западных склонах Баргузинского хребта в районе его сочленения с Большереченской впадиной. Сейсмодислокации сконцентрированы на площади 0,5 × 0,8 км и представлены двумя системами отчетливо выраженных в рельефе субперпендикулярных сбросов. Они заложены в гранитах баргузинского батолита. Ориентировка разрывных нарушений первой системы — северо-запад 320—330° с крутыми углами падения сместителей (70—80°) на северо-восток. Длина наибольшего разрыва этого направления 600 м. Его юго-восточное окончание имеет вид щелевидного рва шириной 13 м. Стенки субвертикальны, высота юго-западной — 12 м, противоположной — 5 м. Следуя вниз по склону параллельно гребню водораздела, ров постепенно переходит в уступ высотой 3—5 м. К юго-западу от него расположена гравитационно-тектоническая котловина неправильной формы. Ее нижний контур — тектоническая дамба, представляющая относительно приподнятое крыло криволинейного разрыва, проходящего поперек распадка.

Слабо выпуклый треугольный мыс у вершины с отметкой 1432 м разбит серией субпараллельных сбросов второй системы (рис. 51). Протяжен-

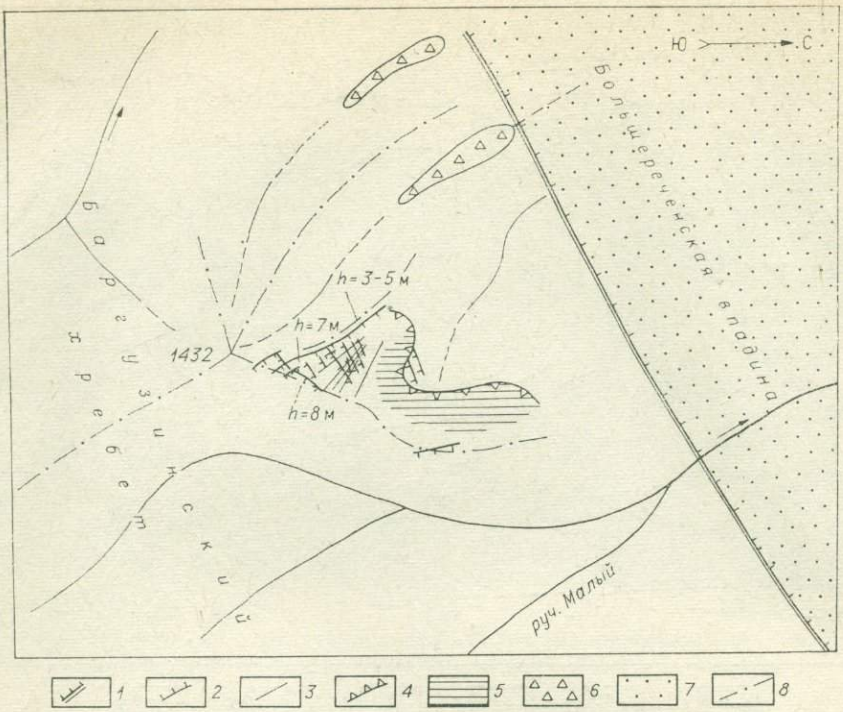


Рис. 50. Глазомерный план Большереченской структуры. *Составил А. Абалаков.*

1—4 — разрывные нарушения: *1* — активные в кайнозое (Большереченский разлом), *2* — сейсмогенные сбросы, *3* — сейсмогенные трещины, *4*—тектоническая дамба неясного генезиса; *5* — днище тектонической котловины; *6* — каменные потоки; *7* — рыхлые четвертичные отложения; *8* — оси хребтов.

ность их колеблется от 60 до 200 м. Сбросы ориентированы в северо-восточном направлении (40—45°) и имеют крутые углы падения (60—70°) в сторону хребта. По ступенчатым сбросам неравномерно опущена приводораздельная часть горного отрога. Наибольшая амплитуда вертикального смещения (8 м) установлена у самого верхнего сброса. Разрывные нарушения этого направления упираются в сбросы северо-западной ориентировки и далее не прослеживаются. Разрывы второй системы рассечены густой сетью поперечных тонких (1—1,5 м) и протяженных (до 200 м) трещин отрыва. Сочетанием сбросов двух систем, имеющих встречный наклон поверхностей сместителей, обусловлен выкол тектонических блоков. Их смещение к юго-востоку (в сторону хребта) объясняется наличием свободной поверхности в виде крутого склона левого притока руч. Малый.

Землетрясение, сопровождавшее образование описанного комплекса деформаций земной поверхности, произошло, по-видимому, в пределах первых сотен лет. Об этом свидетельствует молодость сейсмодислокаций. Склоны сбросовых эскарпов свежие и почти лишены растительности. Днища рвов едва прикрыты обломочным материалом и имеют резкие угловатые формы. Гравитационно-сейсмотектонические подвижки и сопутствующие сейсмогравитационные явления, вероятно, генетически связаны с сейсмогенным обновлением Большереченского разлома во время девятибалльного палеоземлетрясения.

Б/3—14. Структура Хаптон (рис. 52) расположена на северо-западном склоне одноименного хребта, являющегося южным горным обрамлением Верхнеципинской впадины.

Основная система дислокаций связана с сейсмогенным обновлением Северохаптонского (Верхнеципинского) разлома. Ее протяженность

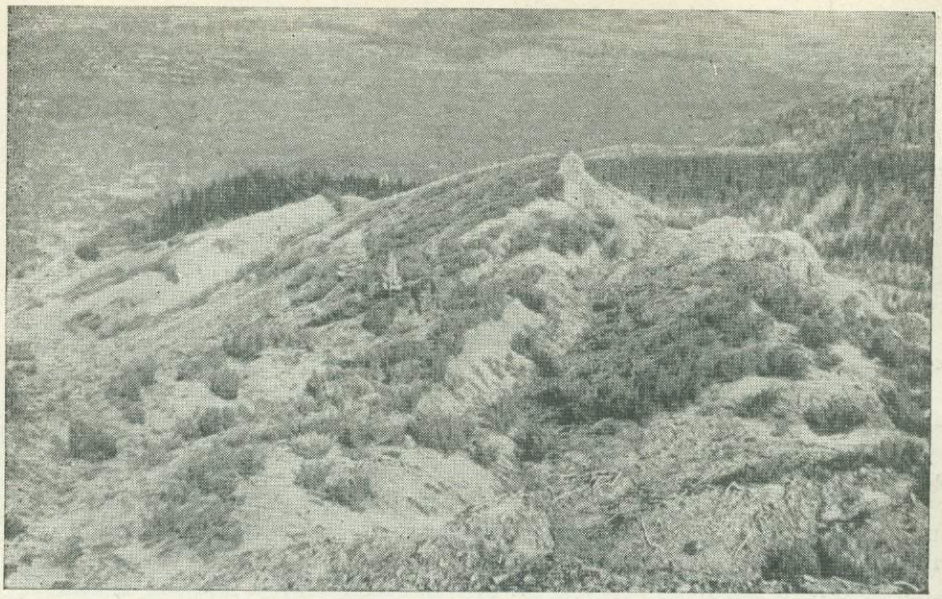


Рис. 51. Сейсмогенные сбросы на северо-западном борту Большереченской впадины. Амплитуда вертикального смещения по разрыву в центре снимка — 8 м. На заднем плане — Большереченская впадина. *Фото А. Абалакова.*

около 10 км. Нарушения здесь выражены в виде сбросовых рвов с разностью высот бортов 10—15 м, уступов высотой до 15 м, протяженных полых трещин в поле гранитов витимканского комплекса нижнего палеозоя. В руслах мелких водотоков отмечаются водопады. Вспарывание раз-

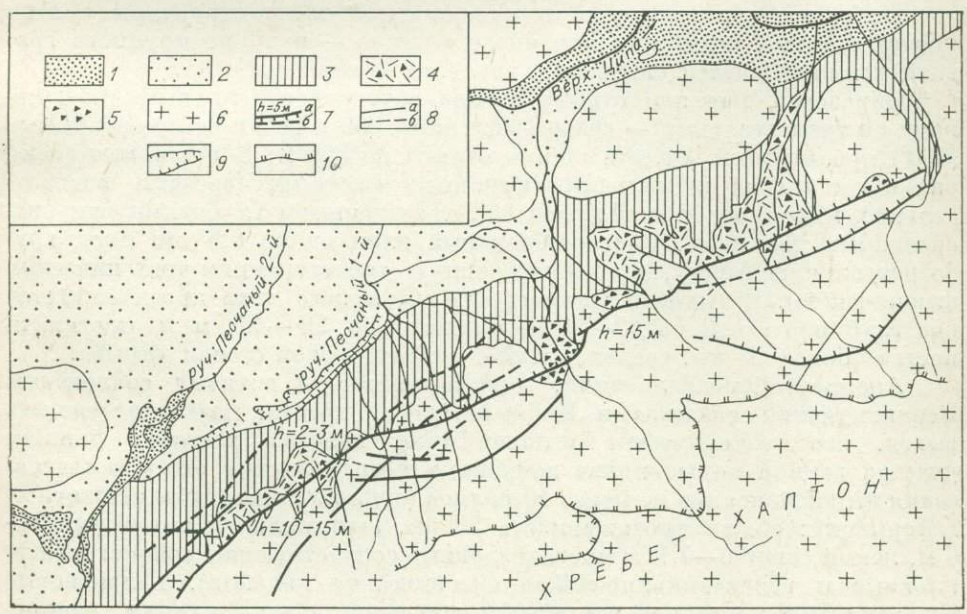


Рис. 52. План сейсмогенной структуры Хаптон. *Составил М. Демьянович.*

1 — аллювиальные отложения пойм; *2* — полигенные пески впадины; *3* — делювиальные отложения склона; *4* — обвально-пролювиальные отложения; *5* — обвальные образования; *6* — гранитоиды витимканского интрузивного комплекса; *7—8* — разломы (бергштрихи в сторону опущенного крыла) сейсмогенные и древние (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые) соответственно; *9* — эрозионно-тектонические долины; *10* — бровка поверхности выравнивания.

лома сопровождалось образованием многочисленных субпараллельных сбросов (иногда с левым сдвигом?) как ниже, так и выше по склону относительно главного нарушения.

Голоценовый возраст сейсмодислокаций устанавливается по деформациям мелких пролювиальных конусов выноса. Сопутствующие землетрясению гравитационные явления происходили в виде обвалов.

Судя по масштабам сейсмодислокаций, интенсивность землетрясения, создавшего их, должна быть не менее 9 баллов.

Б/3—15. Структура Олия расположена в зоне сочленения Южно-Муйского хребта с Верхнемуйской впадиной между правыми притоками р. Муя — реками Бира и Бугунда.

Комплекс деформаций структуры приурочен к зоне активного в кайнозое Верхнемуйского разлома на отрезке протяженностью около 30 км.

Наибольшая концентрация различных сейсмодислокаций зафиксирована на участках Бира и Олия.

Участок Бира находится на северо-восточном фланге структуры и охватывает междуречья р. Бира с соседними притоками р. Муя.

Следы голоценовых тектонических подвижек морфологически сохранились в виде асимметричных седловин, рвов шириной 15—20 м, глубиной 5—6 м и протяженностью до 200 м и более, ступеней, уступов в днищах долин, к которым приурочены водопады высотой до 6—7 м или каскады водопадов. Все эти формы линейно ориентированы, сохраняя в целом северо-восточное (60°) простирание. Разрывные нарушения деформируют коренные склоны, водоразделы, моренные гребни и долины. Кроме линейных дислокаций, на этом участке отмечаются небольшие обвалы, материал которых перекрывает самые молодые формы рельефа, а стенки отрыва приурочены к голоценовым разрывам.

Общая протяженность системы дислокаций на участке Бира около 5 км. Максимальная вертикальная амплитуда смещений (до 6 м) наиболее объективно устанавливается по высоте уступов, наблюдающихся как в коренных, так и в рыхлых образованиях.

Участок Олия находится в юго-западной части структуры против урочища Юкта. Особенность данного участка — наличие крупного гравитационно-сейсмотектонического элемента — сбросо-обвала.

Образование стенки отрыва обвала обусловлено сильными подвижками по трем разломам — северо-восточного (60 и 80°) и северо-западного (300°) простираний. Высота стенки отрыва до 300 м. В настоящее время она представлена несколькими крупными фасетами (срезами водораздельных мысов) крутизной более 45°, разделенными глубокими каньонообразными долинами. Сбросо-обвальный блок около 0,8 км^2 имеет груботреугольную форму, предопределенную трехсторонним тектоническим ограничением. В тыловой части сбросо-обвального тела прослеживается ров глубиной от 2 до 15—20 м, шириной до 20 — 25 м и протяженностью более 1 км, совпадающий с ориентировкой стенки отрыва.

Анализ сейсмодислокаций, приуроченных к южному сочленению Верхнемуйской впадины и Южно-Муйского хребта, позволяет сделать вывод, что тектонические условия голоценового развития данного участка земной коры вполне допускают возникновение здесь землетрясения интенсивностью не менее 10 баллов (судя по параметрам остаточных деформаций: общая протяженность 29 км, вертикальная амплитуда 5—6 м, левый сдвиг 6—7 м и многочисленные сопутствующие сейсмогравитационные и гравитационно-сейсмотектонические явления). Голоценовый возраст самых последних нарушений определен по деформациям ледниковых форм, главным образом последнего оледенения (верхний плейстоцен — ранний голоцен). Степень сохранности дислокаций позволяет датировать их последними сотнями — первыми тысячами лет.

Б/4—1. Структура Амнунда расположена в южной части горной перемычки, разделяющей Верхнемуйскую и Улан-Макитскую

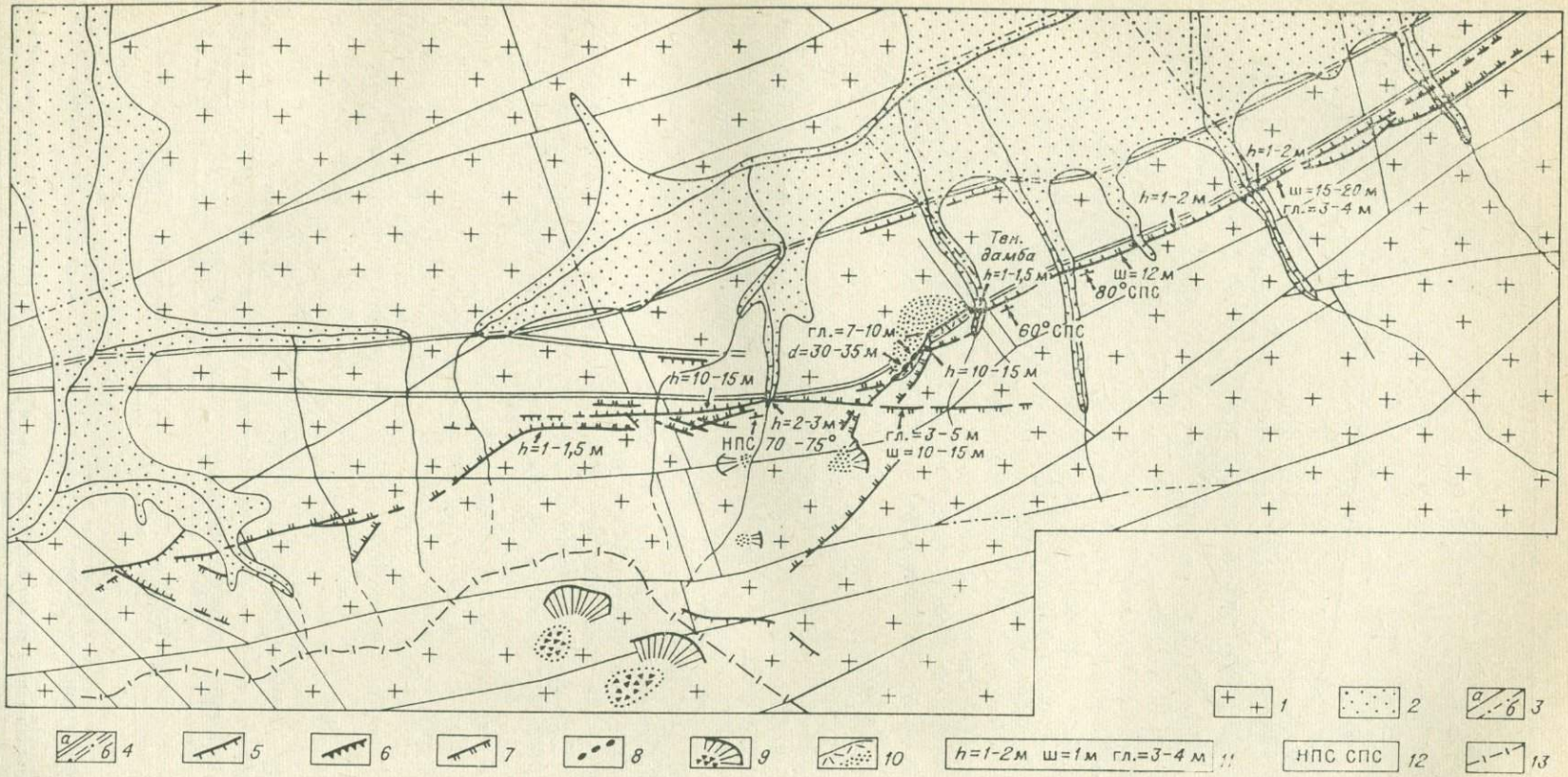


Рис. 53. Схема Тилишминской палеосейсмогенной структуры. *Составил В. Жилкин.*

1 — нижнепротерозойские граниты Чуйско-Кодарского комплекса; *2* — рыхлые четвертичные отложения; *3* — докайнозойские разломы: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *4* — разломы, активные в кайнозое: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *5—7* — сейсмотектонические разрывы: *5* — сбросы, *6* — взбросы, *7* — сбросовые рвы (трещины растяжения); *8—9* — сейсмогравитационные деформации: обвалы и осыпи соответственно, *10* — провальные «сейсмокарстовые» воронки; *11* — морфометрические параметры сейсмотектонических разрывов: ш — ширина, *h* — высота, гл.— глубина; *12* — элементы ориентировки плоскостей скольжения разрывов: НПС — неотектонические плоскости скольжения, СПС — сейсмотектонические плоскости скольжения; *13* — водораздела.

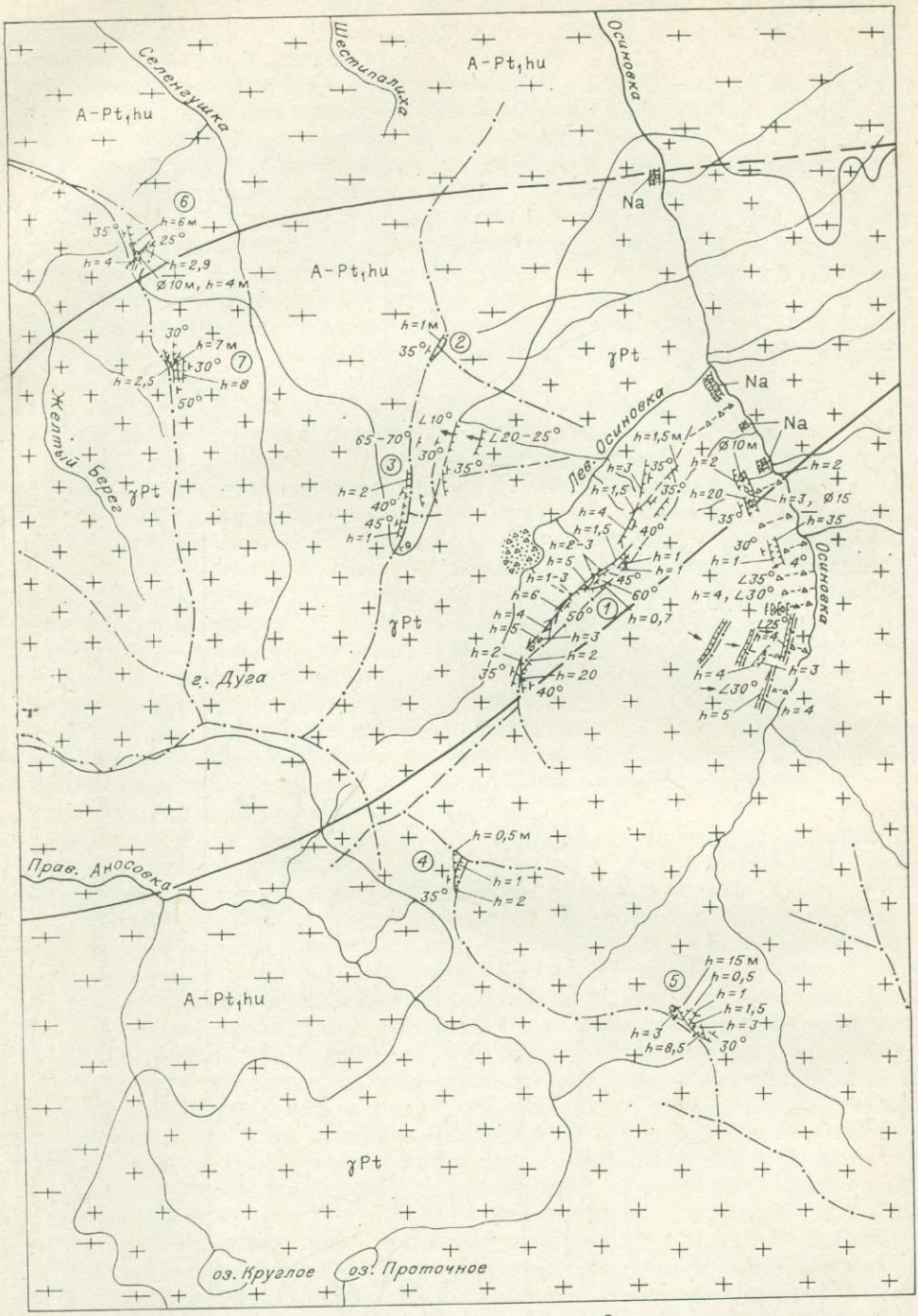


Рис. 54. План Осиновского структурного поля. *Составили С. Ласточкин и А. Абалаков.*

1 — хангарульская толща инъекционных гнейсов и сланцев; *2* — туранский комплекс гнейсовидных гранитов; *3* — конгломераты, галечники, глины аносовской свиты (плиоцен); *4* — обвальная масса обломочного материала; *5* — камнепады; *6* — аккумулятивные изометрические формы в об-

впадины, в верховьях правых притоков р. Муя. На перемычке кулисообразно смыкаются мощные неотектонические разломы, ограничивающие эти впадины с юго-востока.

Структура обнаружена при дешифрировании аэрофотоснимков и на месте не изучена. Общая протяженность видимых на снимках дислокаций составляет около 4,5 км, простирание системы северо-восточное 65°. Дислокации рассекают верхнечетвертичные ледниковые образования и, возможно, докембрийские интрузивные породы. Их сейсмотектоническая природа наиболее вероятна.

Б/4—2. Тилишминская структура (рис. 53) расположена на северном склоне Бамбуйского хребта на абс. отметках 1200—1400 м.

Вся система современных разрывов приурочена к Тилишминскому разлому, входящему в северо-восточную часть Баунтовско-Ципинской системы разрывов.

Детальное дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков, аэровизуальное и наземное обследования Тилишминской зоны показали, что перед нами довольно сложная система почти прямолинейных молодых тектонических разрывов. Они представлены сбросовыми рвами, сбросами, переходящими по простиранию во взбросы. Кроме того, вблизи современных сейсмогенных разрывов и особенно в пределах водораздельной части хребта, отмечен комплекс сопутствующих сейсмогравитационных явлений (обвалы, осовы, оползни). Общий объем обвально-оползневой массы при сейсмогравитационных срывах достигал 1 млн. м^3. Обвальные амфитеатры имеют почти вертикальные склоны высотой до 30—40 м.

Вся система живых дислокаций прослеживается на протяжении 15—16 км.

Восточный и западный фланги структуры, длиной соответственно 4 и 7 км, имеют северо-восточную ориентировку и представлены прямолинейными сбросами, переходящими вблизи эрозионно-тектонических распадков в непротяженные (до 100—150 м) взбросы. Максимальная амплитуда взбросов 1—1,5 м, сбросов — до 10—15 м. Плоскости сместителей, падающие на север под углом 70—80°, несут зеркала и борозды скольжения.

Центральная часть зоны дислокаций ориентирована в субширотном направлении и представлена наиболее сложной комбинацией сбросов и взбросов. Сбросы по протяженности преобладают над взбросами (соответственно 200—300 и 100—150 м) и, как правило, связующим звеном между ними служат сбросовые рвы с зиянием до 5—8 м. На отдельных участках по сбросовым рвам происходит интенсивное всасывание глыбового материала. Взбросы отчетливо прослеживаются на водораздельных мысах и в неглубоких эрозионно-тектонических распадках. Они отчетливо сохранились в аллювиально-пролювиальных отложениях в виде обратных тектонических выступов, иногда перегораживающих долины горных ключей. Несколько ниже по течению тальвеги горных ключей деформированы ступенчатыми уступами (сбросами) с образованием каскадов водопадов высотой до 2—3 м.

Как показали инструментальные сейсмические наблюдения, современная активность структуры подтверждается эпицентрами землетрясений 7—12-го энергетических классов (Голенецкий и др., 1973). При этом заметна приуроченность эпицентров землетрясений к зоне верхнего разлома.

Обнаруживая некоторое сходство основных сейсмотектонических

ломочном материале; *а* — положительные, *б* — отрицательные; *7* — линейно-вытянутые рвы в обломочном материале; *8* — осевые линии водоразделов; *9* — тектонические дамбы; *10* — линия стратиграфического контакта; *11* — линия морфологически выраженного разрыва с указанием падения сместителя: *а* — в коренных, *б* — в рыхлых породах; *12* — линия древнего разрывного нарушения; *13* — направление смещения обломочного материала; *14* — параметры положительных и отрицательных изометрических форм: *h* — высота, ∅ — диаметр; *15* — элементы морфологически выраженных форм: *а* — угол наклона склона, *б* — падение сместителя.

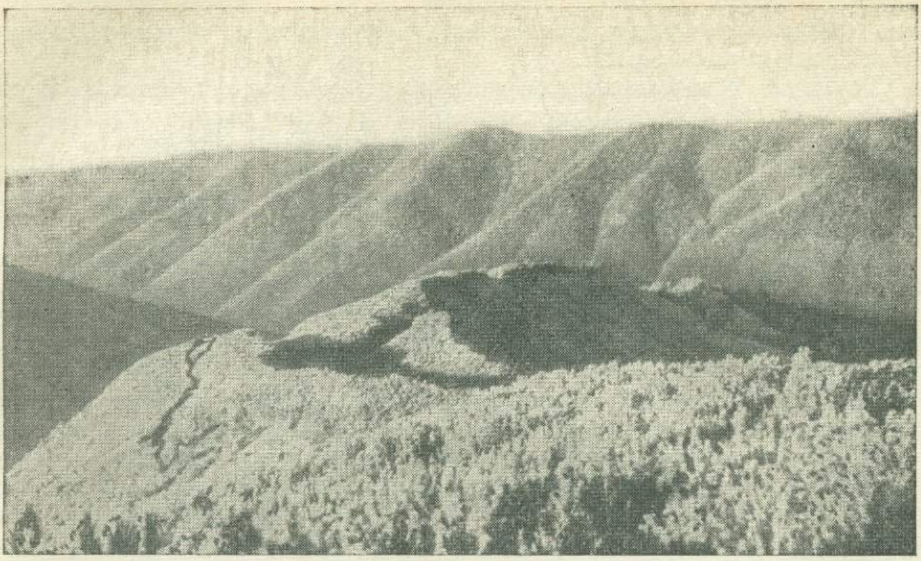


Рис. 55. Вершина левого водораздела р. Осиновка, рассеченная системой сейсмогенных разрывов. Амплитуда вертикального смещения достигает 6 м.
Фото А. Абалакова.

особенностей зоны (амплитуда, протяженность, тип сейсмодислокаций) геолого-геоморфологический план и напряженное состояние земной коры, с эпицентральной областью Муйского землетрясения, которое служит эталонным для восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, Тилишминская система палеосейсмодислокаций может свидетельствовать о землетрясении интенсивностью порядка 10 баллов. Менее определенно можно судить о возрасте сейсмогенной структуры. Прежде всего здесь необходимо учесть высокую активность эрозионно-денудационных процессов в условиях вечной мерзлоты. Хорошая морфологическая сохранность остаточных деформаций в Тилишминской зоне разломов дает основание предположить, что возраст структуры последние сотни — первые тысячи лет.

В/2—8. Осиновское структурное поле (рис. 54) расположено на северных склонах хр. Хамар-Дабан в 10 км к юго-востоку от берега Байкала в междуречье Аносовки и Осиновки. Координаты центральной части — 51°32′ с. ш., 105°14′ в. д.

Поле разрывов представлено семью изолированными друг от друга участками с деформацией водоразделов второго и третьего порядка.

Наиболее протяженные и четко выраженные разрывы затрагивают осевую часть водораздела между реками Лев. Осиновка и Осиновка (рис. 55). Они представлены серией линейно вытянутых в северо-восточном направлении (35°) трещин, главная из которых имеет протяженность в 1,6 км. Амплитуда вертикального смещения по ней достигает 5—6 м. Падение сместителей во всех случаях на юго-восток под углом 35—60°.

При пересечении стволовой трещиной сухого распадка подгорное (поднятое) крыло разрыва в его тальвеге образует крутой (до 60°) уступ (тектоническую дамбу) высотой до 1—3 м протяженностью более 40 м. Далее на северо-восток по простиранию главной трещины разрывами деформированы еще три распадка с образованием в них тектонических дамб.

Шесть других точек характеризуются однотипными деформациями. Во всех случаях деформированы приосевые части субмеридиональных водоразделов. Сместители, как правило, параллельны осям хребтов и па-

дают на восток под углом 40°. Максимальная протяженность непрерывных трещин до 250—300 м, амплитуда вертикального смещения (по типу — сбросового) от 1—2 до 7—8 м.

Сравнивая морфологическую сохранность отмеченных форм, можно указать на их примерную одновозрастность. Как правило, древесная растительность во рвах отсутствует, бровки рвов еще не сглажены денудацией, дамбы в долинах не размыты. Самый древний возраст деревьев во рвах 200 лет. Он и указывает на верхнюю временную границу образования описанных деформаций.

Судя по описанию Танхойской структуры (Хромовских, 1965), отмеченные формы весьма близки к ней по морфологическому типу и возрасту. Учитывая, что рассмотренное поле разрывов расположено всего лишь в 10 км западнее центральной части Танхойской сейсмогенной структуры, естественно включение его в состав этой структуры.

В/2—9. Мантурихинская структура (рис. 56) находится у подножия северного склона хр. Хамар-Дабан, в 5 км к северо-востоку от г. Бабушкина.

Структура представлена системой субпараллельных сбросовых уступов (простирание северо-восточное 50—55°), заложенных в массивных протерозойских гранитах туранского комплекса. Разрывы прослеживаются непрерывной полосой между приустьевыми частями рек Мантуриха и Мал. Тельная (6 км). На разных участках количество уступов колеблется от одного до пяти, протяженность 300—400 м. В случае увеличения числа уступов соответственно уменьшается высота каждого из них, так что суммарная амплитуда вертикального смещения в общем остается постоянной (12—15 м).

Происхождение Мантурихинской структуры следует, по-видимому, связывать с сейсмоактивным разломом Черского, проходящим вдоль подножия хр. Хамар-Дабан и в акватории оз. Байкал.

В районе станций Мысовая и Клюевка обследованы заброшенные каменоломни, отработанные в разные годы во время строительства Транс-

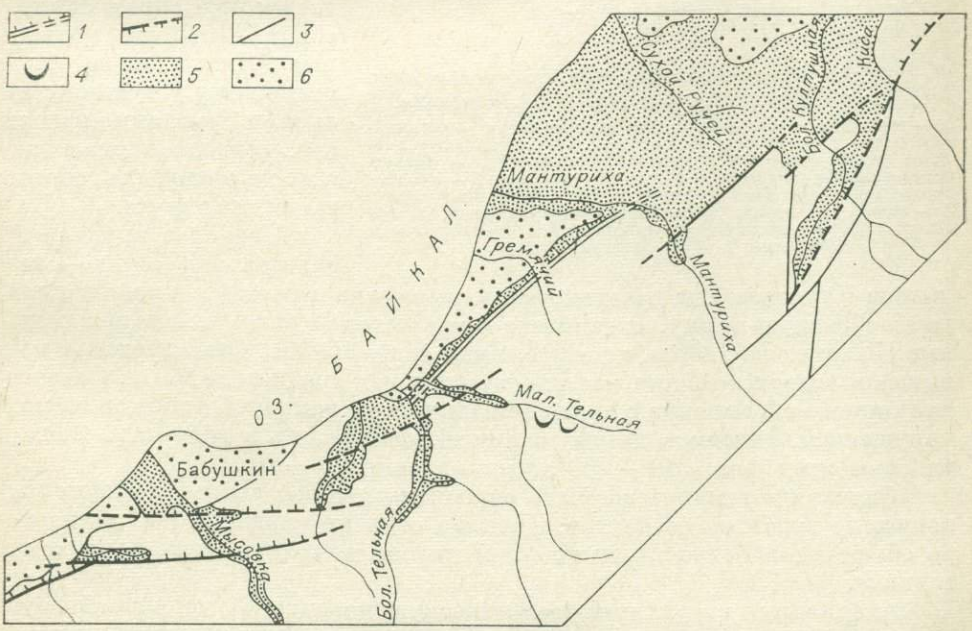


Рис. 56. План Мантурихинской структуры. *Составил А. Абалаков.*

1 — 3 разрывные нарушения (бергштрихи в сторону опущенного крыла): *1*—сейсмотектонические, *2* — активные в кайнозое, *3* —докайнозойские; *4* — обвалы; *5, 6* —рыхлые кайнозойские отложения: четвертичные и неогеновые соответственно.

сибирской железнодорожной магистрали. Сравнение сохранности стенок карьеров и сейсмодислокаций дает основание предполагать, что возраст структуры — первые сотни лет.

Параметры структуры в соответствии с эталонной шкалой сейсмодислокаций (см. гл. I) позволяют связывать ее возникновение с девятидесятибалльным землетрясением.

В/2—12. Структура Куюктуй (рис. 57) расположена на западном замыкании Кударинского хребта, в месте коленообразного изгиба р. Чикой на юге и дугообразного изгиба р. Кудара на севере. Приурочена к пересечению двух разновозрастных, разнонаправленных и различного генетического типа глубинных разломов — Нижнечикойского субмеридионального сбросо-сдвига (Сизых, 1966) и Чикойского взброса, являющегося звеном протяженного Монголо-Охотского разлома северо-восточного направления.

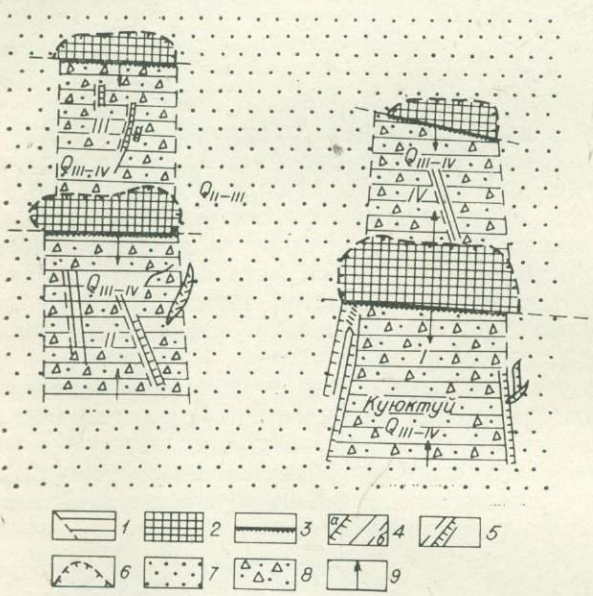


Рис. 57. Морфометрическая схема грабенообразных структур Куюктуй. *Составил С. Ласточкин.*

1 — грабенообразные замкнутые котловины; *2* — останцовые горы; *3* — поперечные разломы; *4* — продольные разломы достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *5* — уступы террасовидных площадок; *6* — выходы гранитов; *7* — средне-верхнеплейстоценовые песчаные и супесчаные отложения; *8* — днища котловин, выполненные плейстоцен-голоценовыми грубыми осадками; *9* — направление сноса рыхлого материала; I—IV — номера котловин.

Структура представлена четырьмя своеобразными бессточными котловинами субмеридионального простирания. Своеобразие их заключается в общности пространственной ориентировки, подобии асимметрии и внутреннего строения.

Замкнутые котловины не только общего направления, но и попарно параллельны между собой. С севера они имеют крутосклонные эрозионно-тектонические обрамления, а с юга — пологие эрозионные. Днища их и борта осложнены уступами с висячими руслами временных водотоков указывающих на молодость образования этих форм.

Наиболее крупная отрицательная форма — котловина Куюктуй. Она довольно четко выражена в рельефе, имеет в плане ромбообразную форму, ограничена с трех сторон разрывными нарушениями. Ширина ее 1300 м, протяженность более 1500 м. Относительное превышение северного борта над плоским днищем впадины до 200 м. Сочленение горного обрамления с днищем впадины контролируется тектоническим нарушением, фиксирующимся зонами милонитизации в гранитах. Азимут падения этих зон 340 — 350°, угол падения 70 — 80°.

Опускание впадины не было одноактным, о чем свидетельствует ступенчатый характер ее бортов. Нижние ступени западного и восточного обрамления более масштабны, рельефны и сохранились лучше, чем верхние.

Анализируя структурно-геологическую позицию Кударинской группы впадин, прежде всего следует отметить пространственную приуроченность их к Нижнечикойскому сбросо-сдвигу, с которым они, по-видимому, связаны и генетически.

Наиболее молодые из движений по этому разлому, возраст которых, повидимому, не выходит за четвертичный период (нарушается покров рыхлых четвертичных отложений), привели к заложению этих впадин. Дальнейший их рост в результате многоактной сейсмической активности разлома на протяжении последних тысячелетий и сотен лет в совокупности с эрозионными факторами привели к тому оформлению, которое мы сейчас наблюдаем. Наличие данных структур — несомненное свидетельство повышенной сейсмической активности этого района. Однако за отсутствием геофизических и неполнотой геологических материалов трудно судить об интенсивности землетрясений, создавших эти структуры. Предположительно на основании морфологических и морфометрических показателей в комплексе с известными геологическим данными, согласно шкале интенсивности землетрясений по палеосейсмогеологическим признакам (см. гл. I), можно говорить о девятибалльном землетрясении, обусловившем остаточные деформации грунтов при последней сейсмической активизации Нижнечикойского разлома.

В/3—1. Структура Ядрихинская (рис. 58) расположена на северо-западном борту Чикойской впадины, в 2,5 км севернее с. Ядрихино и в 7,5 км восточнее курорта Ямаровка.

Структура приурочена к зоне Чикойского разлома, рассекающего палеозойские гранитоиды малханского комплекса. Сместитель разлома падает на северо-запад (335—350°) под углом 65°. В рельефе он представлен эрозионно-тектоническим уступом высотой до 10 м с крутизной склона 40°. Деформациями затронуты конусы выноса современных водотоков, находящиеся на стадии формирования. Видимая мощность отложе-

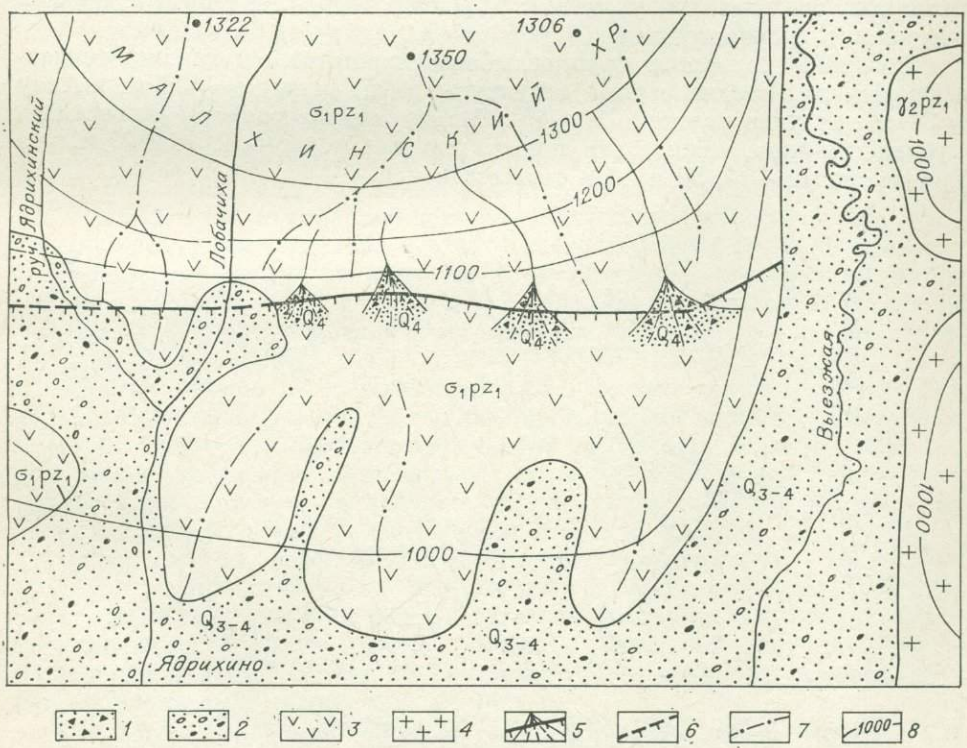


Рис. 58. Схема геологического строения Ядрихинской сейсмогенной структуры. *Составил С. Ласточкин.*

1 — отложения современных конусов выноса; *2* — верхнечетвертичные валунно-галечные, песчаные и супесчаные отложения речных пойм и надпойменных террас; *3* — диориты, габбро-диориты, гранодиориты малханского комплекса; *4* — граниты, гранито-гнейсы малханского комплекса; *5* — деформированные конусы выноса; *6* — зона активизированного тектонического нарушения (бергштрихи в сторону лежачего крыла); *7* — осевые линии местных водоразделов; *8* — линии вершинных поверхностей.

ний в конусах выноса не превышает 6 м. Материал, слагающий их, почти не окатан (от мелкообломочного до глыбового с дресвяным и супесчаным заполнителем). Один из конусов слабо обводнен.

Морфологически наиболее четко выражена остаточная деформация грунтов на восточном конусе. Это субпараллельные разрывы — рвы и уступы широтного направления. Высота тылового уступа до 3 м, угол наклона 30—35°. Уступ частично снивелирован денудацией. В основании он подчеркивается рвом. Длина его 250 м, глубина до 1 м, ширина до 3 м. К югу ров переходит в горизонтальную ступень шириной около 20 м. Она обрывается вторым уступом высотой до 4 м с углом наклона до 30—35°. Ров, тыловой и фронтальные уступы конуса залесены. Возраст древесной растительности до 300 лет.

Степень сохранности сейсмодислокаций примерно одинакова для всех трех деформированных конусов, что может указывать на одновременность их возникновения. Возраст структуры, судя по древесной растительности во рвах, более 300 лет.

Интенсивность землетрясения, создавшего эту структуру, с учетом ее протяженности (до 1,5 км), амплитуды вертикального перемещения (до 3 м) и характера проявления остаточных деформаций порядка 8—9 баллов.

В/3—2. Структура Танга (рис. 59) расположена в междуречье Бол. Тангакан и Дешулан, левых притоков р. Ингода.

Представлена оползнем-обвалом в приосевой части местного водораздела и приурочена к взбросу широтного простирания с падением сместителя на север под углом 40°. На подновление этой зоны в новейший этап тектонического развития указывает характер деформации по ней древней поверхности выравнивания.

Смещению подвергся крупноглыбовый гранитный и гранито-гнейсовый материал. Стенка отрыва структуры имеет длину до 430 м, высоту до 30 м при угле наклона 30—40°. Максимальные размеры (высота или глубина, ширина, длина) для положительных форм — 3, 40 и 70 м, для отрицательных — 4, 50 и 80 м соответственно.

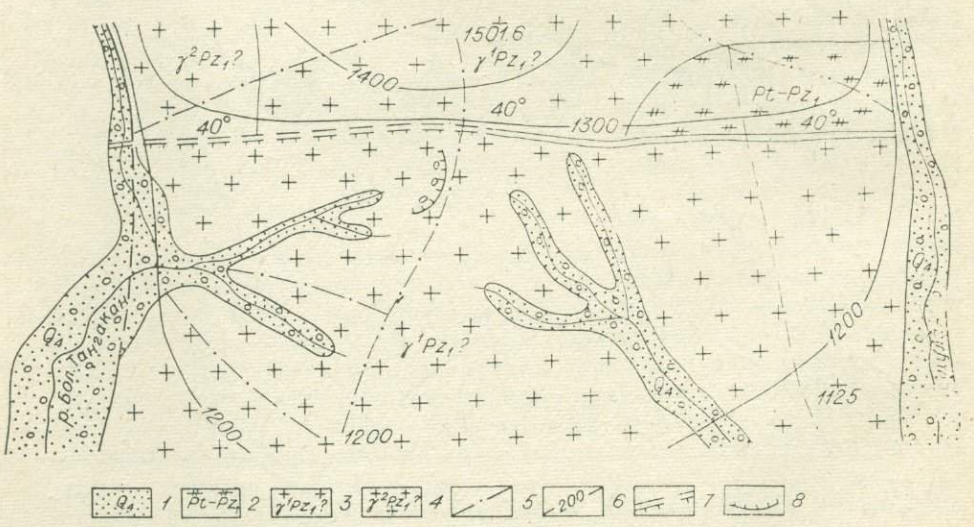


Рис. 59. Схема геологического строения обвально-оползневого участка Танга. *Составил С. Ласточкин.*

1 — современные русловые и пойменные отложения; *2* — кристаллические сланцы, роговики, гнейсы, амфиболиты (поля ксенолитов); *3* — мелкозернистые биотитовые граниты; *4* — гранито-гнейсы; *5* — линии местных водоразделов; *6* — изогипсы древней поверхности выравнивания; *7* — активизированные разломы; *а* — с горизонтальной, *б* — с вертикальной составляющей (бергштрихи в сторону лежачего крыла) движений по сместителям; *8* — оползень-обвал.

В стенке отрыва оползня-обвала отмечаются висячие русла временных водотоков, указывающих на относительную молодость ее образования.

Возможная генетическая связь структуры с сейсмической активизацией отмеченного разлома усматривается в непосредственной приуроченности ее к зоне тектонической трещиноватости, в механизме формирования, отличном от оползней гравитационного типа (его нельзя отнести ни к деляпсивным, ни к детрузивным): масса крупноглыбового материала испытала одноактное и, по-видимому, мгновенное смещение, без каких-либо причин, способствующих обычным гравитационным процессам (плоскость сместителя не обнаруживает стимулирующих литологических, гидрогеологических и других факторов для такого смещения). Интенсивность землетрясения, обусловившего образование структуры, могла быть различной, но по аналогии с другими районами Восточной Сибири подобные оползни-обвалы начинают появляться при землетрясениях интенсивностью 7 баллов и выше.

Возможность образования оползня-обвала от транзитного землетрясения исключается, поскольку в прилегающих зонах с благоприятными условиями для развития гравитационных процессов подобных явлений не отмечено.

По генетическому типу структуру следует отнести к разряду сейсмогравитационных и, естественно, привязка к ней эпицентра землетрясения несет в себе определенную условность.

О времени образования структуры можно судить лишь по возрасту деревьев (150—200 лет) вдоль сместителя.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО СЕЙСМОСТАТИСТИКЕ

Первые сведения о частых землетрясениях в Восточной Сибири относятся к концу XVII в. Сейсмостатистические данные за XVIII—XX вв. более или менее надежны только для г. Иркутска, но они относятся лишь к сильным землетрясениям с эпицентрами в Южном Прибайкалье и Северной Монголии. Сильные землетрясения, происходящие на севере Байкала и по всей восточной части Байкальской рифтовой зоны, в Иркутске не ощущаются. Исключение представляло землетрясение 1/II 1725 г., на которое не обратили бы внимание, если бы оно не охватило громадную площадь Восточной Сибири и не проявилось очень эффектно в Забайкалье.

Крайне низкая и неравномерная заселенность высокосейсмичных районов Восточной Сибири (за исключением южных впадин Байкальской системы), отсутствие населенных пунктов до 1932 г. во всей рифтовой зоне Станового Нагорья не позволяют зачастую даже приближенно определить местоположение эпицентров многих сильных и частью, по-видимому, катастрофических землетрясений XVIII и XIX вв.

Описание всех известных сильных землетрясений (а их более 650) заняло бы много места. Анализ имеющихся сведений по наиболее сильным землетрясениям проводился ранее неоднократно. Однако этот предмет ждет еще специального исследования, особенно учитывая, что библиотека Восточно-Сибирского отделения Географического общества и архивы сгорели во время Иркутского пожара 1871 г.

Все же из архивов, летописей, газет, отдельных публикаций XIX и начала XX вв. удается извлечь макросейсмические данные по некоторым землетрясениям, для которых оказалось возможным более или менее уверенно определить эпицентральные области, а в отдельных случаях — построить схематические карты изосейст. Все сведения по этим землетрясениям приводились в соответствие со шкалой MSK-64 (Медведев и др., 1965).

Таблица 10

Каталог сильных ($M \geqslant$) землетрясений Прибайкалья

Дата	Час	Координаты эпицентра		M	I_0	Примечание
		с. ш	в. д.			
1	2	3	4	5	6	7
1/II 1725	11	56,5°	118,5°	$\geqslant$8,0	11—12	Чина-Вакатская структура (см. табл. 12)
27/VI 1742	5—7	Ср.-Южн. Байкал		7,5	10	
24/X 1769	13	51,0—52,5	104,5—106,5*	7,0	10	
8/VIII 1771	2	51,8±0,5	105,4	5,5	8	
4/XII 1772	21	50,7	106,5	6,0	8	
1/VIII 1779	13	52,5	106,0	5,7	8	
2/IX 1814	20	51,8	102,2	5,5(?)	9	
16/XII 1814	23	51,0—51,5	104,5—106,0*	6,5	9	
7/III 1820	?	51,8	101,6	6,0(?)	9	
май 1827	?	57,5	107,7	6,0	8	Эпицентр вблизи окружности радиусом 60 км. См. Сейсмотектоника..., 1968
8/III 1829	21	51,7	101,3	7,0	9	
19/III 1829	?	51,4	104,5	7,0	9	См. Сейсмотектоника..., 1968
12/IV 1832	0	49,5	107,4	6,0	8	Эпицентр вблизи окружности радиусом 215 км
14/VI 1835	13	50,1	106,7	5,5	8	То же, радиусом 90 км
18/VIII 1839	1	51,7—52,5	105,7*	5,8	8	» »
17/VIII 1846	23	51,5—52,5	106,0*	6,5	9	» »
11/IV 1856	21	51,5	106,5	5,5(6,0)	8	
25/XII 1856	22	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,0	7	
27/XII 1856	8	51,5	105,5	5,0	7	
22/VI 1861	23	51,0	106,9	5,5—6,0	8	То же, радиусом 75 км
12/I 1862	9	52,5	106,8	6,7	9	Цаганское
13/I 1862	7	52,3	106,7	7,1	10	Образовался зал. Провал (203 км^2)
27/VII 1862	17	49,5	106,5	5,5	8	
21/V 1865	20	52,0	106,0	5,5	8	
8/III 1866	4	51,7	104—105*	6,0	8	
3/II 1869	21	51,0—52,5	104,5—106,5	5,0*	7	
1/XI 1869	15	53,5	109,0	5,0	7	
19/VI 1870	7	51,7	104,5	5,5	8	
3/III 1871	23	52,0	106,0	6,5	9	
6/VII 1874	14	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,5	8	
31/V 1876	17	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,5	8	
31/VIII 1876	15	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,5	8	
23/I 1881	22	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,5	8	
10/II 1881	1	51,0—52,5	104,5—106,5*	5,5	8	
9/X 1883	4	51,5—52,5	104,5—106,0*	5,5	8	
12/I 1885	16	52,5	106,5	6,5	9	
16/XI 1885	?	52,0	107,5	5,0	7	
19/XI 1885	20	51,3	108,1	6,5	9	
23/III 1902	9	51,8	105,9	5,1	7	

Продолжение табл. 10

1	2	3	4	5	6	7
11/IV 1902	23	51,5	104,5	6,4	9	
17/VIII 1902	18	56,6	112,8	6,7	9	Чуроканское
8/IX 1902	21	52,7	107,3	5,0	7	
26/XI 1903	11	52,7	107,6	6,7	9	
27/VI 1904	21	52,5	106,5	5,3	7	
28/IX 1904	9	51,6	105,2	5,1	7	
9/VII 1905	9	49,5	97,0	8,4	11	
23/VII 1905	2	49,2	96,0	8,7	12	
8/II 1906	9	52,5	107,5	5,0	7	
9/V 1907	22	52,2	106,5	5,8	8	
17/II 1912	13	51,8	105,7	5,4	7	
22/V 1912	8	51,7	103,8	5,5	7—8	
15/VI 1912	7	51,9	105,8	5,3	7	
20/V 1913	9	52,5	106,5	5,5	8	
21/XII 1913	2	50,0	104,4	5,0	7	
10/I 1915	0	49,6	99,7	5,8	8	
25/IX 1915	20	50,5	105,0	5,5	8	
29/IV 1917	11	56,0	113,8	6,7	9	Северобайкальское
9/XI 1924	1	52,0	103,0	5,2	7	
7/II 1925	17	48,0	105,0	5,4	7	
24/III 1926	11	50,0	97,0	5,5	8	
11/II 1927	10	56,0	115,0	5,2	7	
18/XII 1928	9	52,0	101,6	5,0	7	
10/V 1929	11	50,2	106,3	5,6	8	
6/V 1931	17	52,5	108,0	5,0	7	
6/VIII 1931	18	55,3	109,4	5,9?	8?	Опустилась дельта р. Верх. Ангары
19/VIII 1932	17	48,7	96,5	5,0	7	
26/IV 1934	13	52,1	105,7	5,2	7	
15/X 1934	18	51,3	109,5	6,0	8	
2/III 1935	3	51,5	107,0	5,3	7	
18/V 1935	18	51,5	105,0	5,0	7	
11/III 1936	8	56,5	112,5	5,1	7	
27/V 1936	14	51,5	105,0	5,5	7	
25/XII 1937	9	55,6	111,7	6,1	8	
24/II 1939	20	49,7	97,3	5,0	7	
10/III 1939	7	48,3	97,8	5,5	8	
19/V 1939	18	52,2	98,8	5,9	8	
26/V 1939	9	53,9	108,8	6,1	8	
4/VI 1939	7	53,0	107,5	5,0	7	
23/IX 1940	10	56,1	112,1	5,7	8	
1/VII 1941	6	52,6	106,8	5,6	8	
10/IV 1949	12	51,6	104,6	5,0	7	
6/V 1949	14	53,7	109,7	5,8	8	
4/IV 1950	18	51,8	101,0	7,0	9	Мондинское
8/IX 1950	14	51,7	100,9	5,0	7	
17/IV 1952	9	52,6	97,0	5,2	7	
25/XI 1952	13	52,7	106,8	5,0	7	
3/II 1953	8	51,4	100,7	5,0	7	
19/VI 1953	5	57,0	114,7	5,1	7	
7/V 1954	0	49,0	103,0	5,0	7	
5/X 1954	11	54,5	109,0	5,3	7	
6/II 1957	20	50,0	105,5	6,5	9	

Окончание табл. 10

1	2	3	4	5	6	7
27/VI 1957	0	56,1	116,4	7,9	10—11	Муйское
29/VI 1957	22	56,4	116,9	6	8	
20/VIII 1957	22	50,5	96,5	5,0	7	
31/VIII 1957	12	48,8	100,0	5,7	8	
3/I 1958	22	56,0	114,0	5,6	8	
5/I 1958	11	56,6	121,1	6,5	9	Нюкжинское
24/I 1958	4	56,4	116,2	5,8	8	
10/IV 1958	10	52,0	100,0	5,8	8	
23/VI 1958	5	48,7	102,9	6,2		
10/VIII 1958	11	51,7	102,0	4	5—6	
14/IX 1958	14	56,7	121,0	6,5	9	Олекминское
2/XI 1958	0	57,0	121,0	5,0	7	
29/VIII 1959	17	52,7	107,0	6,8	9	Среднебайкальское
8/X 1959	14	52,7	107,1	5,1	7	
26/IV 1960	6	56,5	120,5	5,0	7	
18/VII 1960	4	55,6	110,4	5,1	7	
6/X 1960	16	52,7	108,1	5,5	8	
25/VI 1961	19	52,4	106,7	5,2	7	
25/VI 1961	19	52,4	106,7	5,2	7	
27/VII 1961	23	54,1	110,0	5,0	7	
28/X 1961	22	53,6	108,8	5,5	7	
22/I 1962	7	52,4	100,2	5,5	7	
13/VIII 1962	20	53,6	108,7	5,2	7	
11/XI 1962	11	55,9	113,1	6,0	8	Муяканское
10/II 1963	6	52,6	106,9	5,0	7	
22/VI 1963	20	53,1	121,2	5,2	7	
1/XII 1963	4	55,9	112,0	5,0	7	
21/XI 1965	3	50,5	112,0	5,3	7	
10/V 1966	21	51,9	98,9	5,8	8	
30/VIII 1966	6	51,7	104,6	5,5	7	
31/XII 1966	0	55,7	110,8	5,0	7	
5/I 1967	0	48,0	103,0	7,8	10	Моготское
15/I 1967	19	55,6	110,8	5,2	7	
18/I 1967	5	56,6	121,0	7,0	9	Тас-Юряхское
20/I 1967	1	48,0	103,0	7,0	9—10	
11/II 1967	9	52,1	106,5	5,2	6	
7/VI 1967	7	49,6	97,1	5,0	7	
22/VIII 1967	23	56,2	112,9	5,5	7	
21/VII 1968	1	55,2	113,4	5,1	7	
31/VIII 1968	18	56,4	115,8	5,5	8	
26/XI 1968	18	55,9	111,5	5,3	7	
28/III 1970	9	52,2	105,9	5,5	7	
15/V 1970	20	56,8	117,7	5,6	7—8	
18/XII 1971	22	56,2	114,2	5,0	7	
26/II 1972	23	50,6	96,9	5,7	8	
9/VIII 1972	19	52,8	107,7	5,2	7	
16/VI 1973	12	54,8	112,6	5,0	7	
21/VI 1974	20	56,3	117,7	5,3	7	
8/X 1974	3	60,6	118,5	5,2	6—7	
29/XI 1974	21	51,8	98,5	5,4	7	
18/XII 1974	7	48,4	103,2	5,6	8	
6/II 1975	21	56,4	117,9	5,2	7	

Примечания. 1. Каталог дан по С. И. Голенецкому (с некоторыми изменениями). Эпицентры и магнитуды ряда землетрясений, зарегистрированных инструментально, переопределены на ЭВМ по программам, составленным в ИЗК СО АН СССР и ИФЗ АН СССР. Даты всех землетрясений по новому стилю и Гринвичскому времени. 2. Звездочкой отмечены землетрясения с эпицентром в полосе между пунктами, ограниченными указанными координатами.

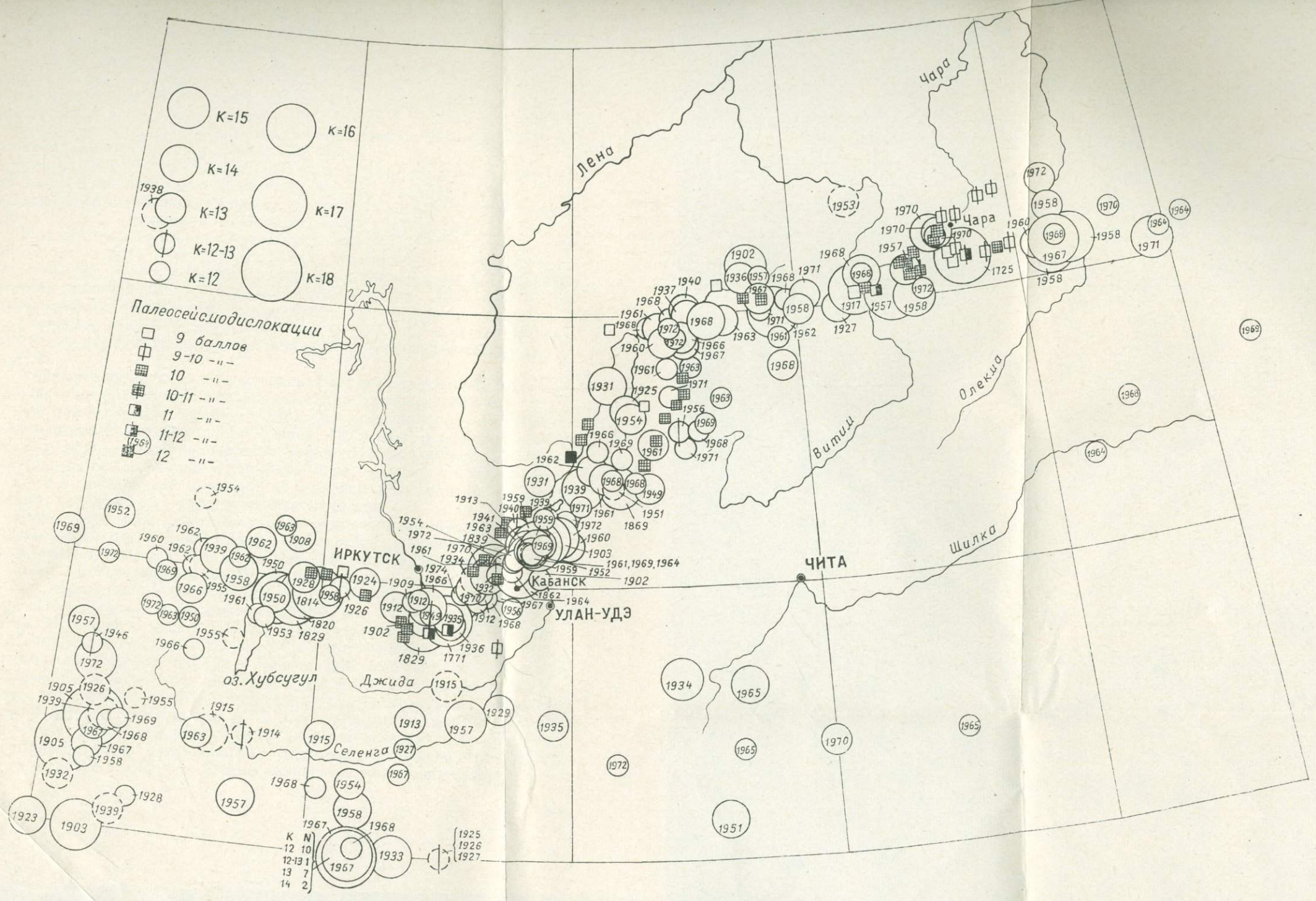


Рис. 60. Карта эпицентров землетрясений Прибайкалья ($K \geqslant 12$, $M > 4$).

Методика определения эпицентров исторических землетрясений заключалась в следующем:

1. Эпицентр располагался внутри площади, очерченной изосейстой максимальной балльности, или внутри треугольника с вершинами пунктов-баллов. При этом он помещался на равное расстояние от пунктов, испытавших наибольшее потрясение.

2. При одностороннем (по простиранию Байкальского сейсмического пояса) расположении пунктов-баллов использовались генерализованные радиусы изосейст известных землетрясений. При этом бралось кратчайшее расстояние до первого сейсмоактивного разлома, на котором и предполагался эпицентр землетрясения.

3. Интенсивность землетрясения в эпицентре определялась не только по макросейсмическим данным, но и по размерам площадей, охваченных потрясением в сравнении с картами изосейст современных землетрясений. Она считалась минимум на один балл большей, чем в двух пунктах с максимальной балльностью, расположенных на одной прямой по разные стороны от предполагаемого эпицентра.

4. Если были известны только два пункта с одинаковой балльностью, расположенные на концах линии, секущей морфоструктуры рассматриваемой территории, то эпицентр помещался на сейсмоактивный разлом, ближайший к центру этой линии.

5. Эпицентр располагался ближе к тому пункту с максимальным потрясением, где гул достигал наибольшей силы.

Список (табл. 10) и карта (рис. 60) не могут претендовать на полноту. Они не содержат некоторых даже очень сильных землетрясений, поскольку имеющиеся отрывочные сведения о них не позволяют составить даже приближенного суждения о местоположении их эпицентров.

К таким землетрясениям приходится отнести, например, землетрясения в июне — июле 1700 и 27/VI 1742 гг., проявившиеся в Иркутске, по-видимому, как восьмибалльные с вероятными эпицентрами в Южно-Байкальской или Тункинских впадинах, землетрясения 1827 и 1856 гг., ощущавшиеся в Киренске, и др. Сведения о многих сильных землетрясениях прошлых веков не сохранились или не найдены, или не дают возможности определить их эпицентральные области, и, следовательно, интенсивность.

В список и карту не включено сильнейшее землетрясение 17/III 1783 г. Оно охватило территорию в несколько миллионов квадратных километров — от оз. Байкал до Колыванского Алтая. Хотя сведения об этом землетрясении противоречивы (Мушкетов, Орлов, 1892), все же можно предположить, что эпицентр его находился в Западной Монголии или Восточной Туве (оно не было сильным в Иркутске и не ощущалось в Забайкалье). Судя по охваченной площади, по аналогии с известными землетрясениями, интенсивность его превышала 10 баллов.

Ниже приводятся некоторые данные о проявлении отдельных наиболее сильных землетрясений. Номер землетрясения в описании соответствует его номеру в списке. Для остальных толчков в таблице указаны ссылки на соответствующие литературные источники.

Землетрясение 1/II 1725 г. Анализируя сведения (очень скудные) по этому землетрясению и современные данные по сейсмичности Восточной Сибири, Монголии и Китая, В. П. Солоненко (Живая тектоника. . ., 1966, с. 147) пришел к заключению, что это землетрясение было выдающимся сейсмическим событием в Сибири. Оно охватило огромную территорию от Нерчинска до Иркутска, причем от Читы до Селенги (не менее 500 км) отмечались признаки семи-восьмибалльных макросейсмических эффектов: растрескивание и торошение земли и льда на водоемах, деформации зданий в Чите. Как и при других очень сильных землетрясениях, сотрясение распределялось неравномерно. Например, в районе Читы, на одном из островов в долине р. Ингода землетрясение не ощущалось.



Эпицентр мог находиться только в Становом нагорье. Если бы он находился в Маньчжурии, где в это время наблюдалась активизация вулканической деятельности, землетрясение охватило бы громадную территорию Китая и не могло бы не войти в каталоги китайских землетрясений.

В Южном Забайкалье и в восточной части Монголии, откуда землетрясение могло распространиться на юг Забайкалья, нет сейсмогеологических предпосылок для возникновения столь мощного землетрясения (Солоненко В., 1959). Поэтому единственной высокоактивной сейсмической зоной, с которой могло быть связано землетрясение 1/II 1725 г., оказывается рифтовая система Станового нагорья. Площадь, охваченная потрясением, превосходила, по крайней мере, в два раза площадь сотрясения при Муйском землетрясении ($M = 7{,}9$, $I_0 = 10$—11 баллов).

Из двух возможных сейсмогенных структур, которые могли быть связаны с землетрясением 1/II 1725 г.,— Чина-Вакатской и Довачанской— наиболее вероятна первая как по своим масштабам, так и свежести форм (рис. 61, 62). По параметрам сейсмодислокаций (см. табл. 9), магнитуда землетрясения могла превышать 8, интенсивность — 11—12 баллов (Живая тектоника. . ., 1966).

Землетрясения 8—19/III 1829 г. С 24 февраля по 3 апреля 1829 г. в Прибайкалье и Забайкалье одно землетрясение следовало за другим. С 8 по 19 марта они ощущались ежедневно по три-четыре раза в сутки.

Землетрясения охватили Нижнеудинский, Иркутский, Верхнеудинский, Нерчинский округа и Северную Монголию. «Эти землетрясения упоминаются в литературе как одно землетрясение, произошедшее 8 марта (24 февраля) 1829 г. В действительности же, по-видимому, было два землетрясения: 8/III (24/II) с эпицентром в районе Туранской впадины и 20 (19 по Гринвичу)/III (8/III) с эпицентром на юге Байкала» (Сейсмотектоника. . ., 1968, с. 60). Первое землетрясение было разрушительным в Тункинском районе; в Туранском пограничном карауле были «страшные удары, сопровождавшиеся гулом», разрушен деревянный сарай, а в Шимках трескались печи и упало несколько труб (Мушкетов, Орлов, 1892).

Сила второго землетрясения — умеренная в Тунке, но весьма значительная в Иркутске (до 8 баллов) и Кяхте (7—8 баллов). В Иркутске повреждены или разрушены многие здания, в земле образовались трещины. «Учитывая, что землетрясение было несколько сильнее в Иркутске, чем в Кяхте (соответственно 100 и 200 км от Южного Байкала) и значительно слабее в Верхнеудинске (Улан-Удэ) и Тункинской впадине, можно предположить местоположение его эпицентра на байкальском склоне Хамар-Дабана, где обнаружены следы эпицентральных зон недавних, но неизвестных землетрясений» (Солоненко, 1964а, с. 170).

К сожалению, сведения об этих землетрясениях скудны и противоречивы. В них подозрительно совпадают даты: 24/II ст. ст.— 8/III н. ст., 20/III н. ст.— 8/III ст. ст. Как будто первоисточниками сведений, извлеченных из иностранных литературных источников, послужили записки и русские летописи, поэтому смешение стилей вполне вероятно.

Цаганское землетрясение 12/I 1862 г. по силе и геолого-геоморфологическим последствиям заслуживает особого внимания. Результаты обследования землетрясения неоднократно публиковались и анализировались (Сейсмотектоника. . ., 1968).

Эпицентр его приурочен к тектоническому блоку, ограниченному «живыми» сбросами, опускание которого за четвертичный период превысило 300 м. Со стороны озера вдоль бывшего бара («Налетовская карга») проходит линия субаквальных термальных и газовых источников.

Рис. 61. Участок Чина-Вакатского разлома на левом склоне ущелья р. Нижний Ингамакит.

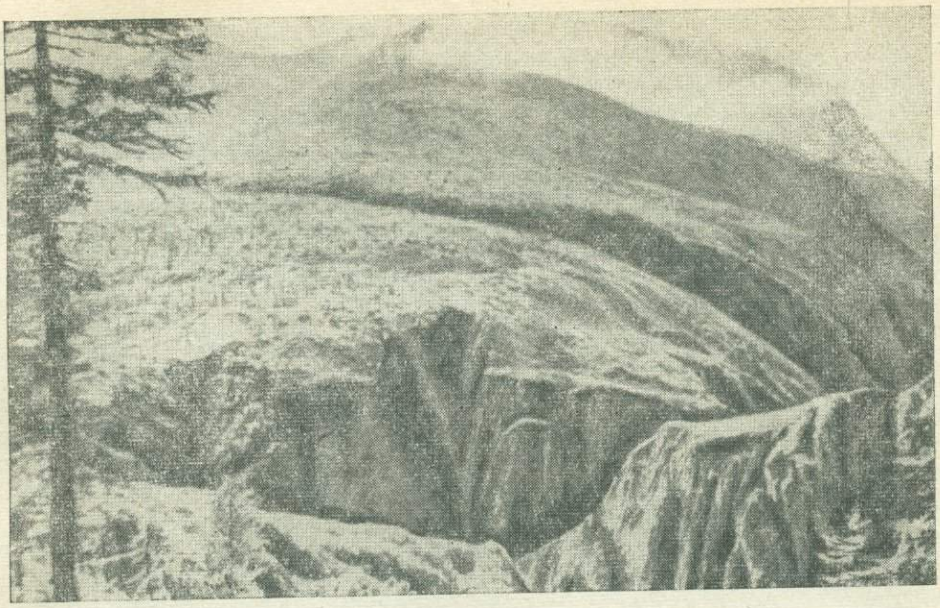


Рис. 62. Фрагмент Чина-Вакатской сейсмогенной структуры. *Фото В. П. Солоненко.*

Землетрясение началось легким сотрясением вечером 10/I 1862 г. На следующий день произошел первый сильный удар, который даже в Иркутске вызвал значительные разрушения (до 7 баллов). В течение суток в Иркутске отмечено восемь землетрясений.

Главный удар землетрясения произошел в 14 ч 18 мин 12 января. В деревнях, расположенных на террасе над Цаганской степью и в Цаганской степи, «деревянные срубы из колодцев вылетали как пробки кверху, вода за ними до 3-х саженей [2] в высоту» (Отчет ИРГО, 1864).

Блок земной коры от протоки Харауз до р. Энхалук, длиной 36 км (по Фитингофу, 40 верст [3]), шириной до 20 км опустился до 7—8 м. С юго-востока этот блок был ограничен четко выраженным сбросом с вертикальной амплитудой до 8 м. Присбросовый ров имел ширину до 4 м, глубину до 6 м. Он прослеживался от побережья Байкала через дер. Оймур до дер. Кудары, т. е. почти до центральной части дельты р. Селенга. Цаганская степь длиной около 20 км и шириной 9—14 км опустилась под уровень Байкала и образовался залив Провал. По карте, составленной полковником Рябовым в 1862 г., площадь залива Провал 203 км^2 (рис. 63).

Бар («Карга»), ограждавший Цаганскую степь со стороны озера, препятствовал свободному доступу байкальской воды на Цаганскую степь, хотя во время землетрясения вода со взломанным льдом перехлестнула через Налетовскую каргу высотой до 3,5—4 м и прошла в глубь Цаганской степи более чем на 2 км. 13 января бар был прорван в трех местах и байкальская вода хлынула через прорвы.

В Иркутске главная фаза землетрясения продолжалась полторы минуты. В это время во всех каменных зданиях образовались трещины, иногда зияющие, были повреждены многие церкви. Землетрясение сопровождалось сильным шумом, треском земли и льда на реках. Непрерывное колебание земли ощущалось 32 мин.

Полоса наиболее сильных землетрясений (до 8 баллов) от Провала шла на юго-запад через Кабанск, на Селенгинск и Загустайскую степь. Посольск, Верхнеудинск (Улан-Удэ) и Баргузин остались вне плейстосейстовой области.

---

[2] 1 сажень = 2,13 м.
[3] 1 верста = 1066,8 м.

В течение второй половины дня и ночью землетрясение ощущалось в Иркутске в среднем через 7—10 мин в Селенгинске — через 2—3 мин. Постепенно ослабевая, афтершоки продолжались 16 мес. особенно часто и сильно — в январе и феврале 1862 г.

Землетрясение охватило громадную площадь — порядка 2 млн. км². Полковник Таскин, принимавший участие в изучении землетрясения, указывал, что «разрушение зданий наблюдается верст за 600 от Кудары» (Отчет ИРГО, 1864). Крупные скальные обвалы зафиксированы до 400 км от эпицентра. .

Интенсивность Цаганского землетрясения оценивается по-разному, иногда даже в одних и тех же работах. В «Атласе. . .» (1962) — на карте 10 баллов, в списке землетрясений 9 баллов. А. В. Вознесенский (1932), имевший возможность широко пользоваться материалами первичной документации, считал, что сила землетрясения достигала 11 баллов. По-видимому, наиболее показательна сравнительная оценка Цаганского землетрясения с современными хорошо изученными землетрясениями.

При Среднебайкальском землетрясении ($M = 6\,^3/_4$, $I_0 = 9$ баллов) с близкой очаговой зоной восьмибалльные эффекты распространялись на расстояние до 25—30 км от эпицентра, при Цаганском —170 —180 км, площади ощутимого потрясения соответственно 0,8 и 2 млн. км². Ясно, что Цаганское землетрясение по своей интенсивности резко превосходит Среднебайкальское и по параметрам приближается к Муйскому землетрясению ($M = 7{,}9$, $I_0 = 10$—11 баллов, площадь ощутимого потрясения не менее 2 млн. км²).

По длине главного сброса (20 км) минимальная магнитуда землетрясения 7,4 (см. гл. 1).

Таким образом, весь комплекс признаков показывает, что интенсивность Цаганского землетрясения была не менее 10 баллов.

Землетрясение 12/I 1885 г. ощущалось на юге Восточной Сибири с интенсивностью от 3 до 6 баллов (табл. 11).

По времени можно думать, что в этот день произошло два землетрясения: между 10 и 11 ч и в 11 ч 42 мин — 11 ч 50 мин. Однако малая точность службы времени в те годы и, главное, отсутствие сведений из одних и тех же пунктов о двух толчках, заставляют предполагать, что фак-

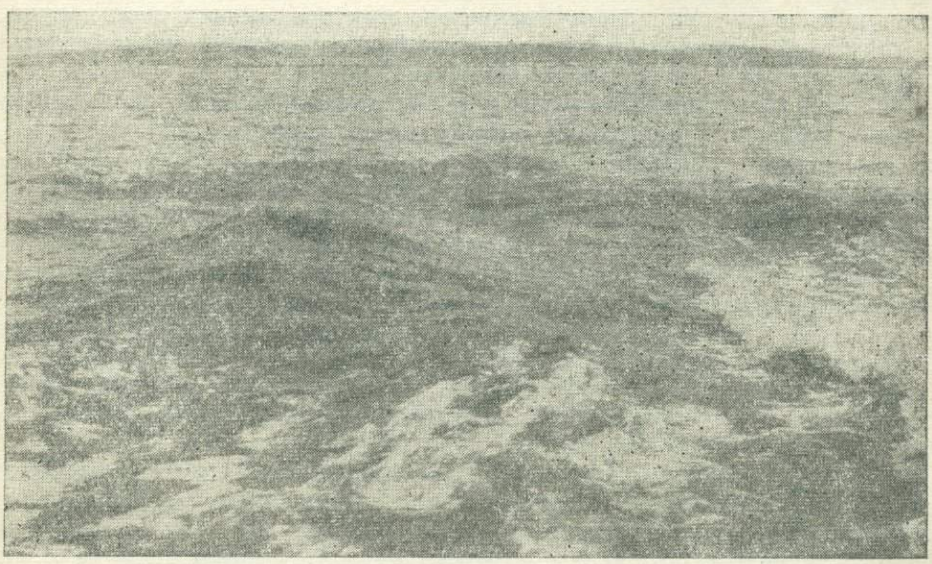


Рис. 63. Залив Провал, возникший при землетрясении 11—12/I 1862 г. *Фото В. П. Солоненко.*

Таблица 11

Макросейсмические сведения о землетрясении 12/I 1885 г. (Мушкетов, Орлов, 1892)

№ п. п.	Населенный пункт	Время землетрясений (ч—мин)	Балл	Эпицентральное расстояние, км	Примечание
1	Иркутск	10—40	6	150	Гул, подобный раскатам грома
2	Кяхта	10—30	3	250	
3	Балаганск	11—00	5	250	
4	Тулун	11—00	3—4	450	
5	Тарбагатай	11—00	3	230	
6	Селенгинск	11—42	5	160	Гул, подобный ударам в медный колокол
7	Кабанск	11—45	5	50	
8	Баргузин	11—45	3—4	250	
9	Верхоленск	11—45	4	180	Гул
10	Качуг	11—45	4	170	
11	Бирюлька	11—45	5	145	

тически произошло одно землетрясение с интенсивностью не менее 8 баллов, поскольку пункты с трех-четырехбалльным сотрясением отстояли друг от друга на расстоянии до 675 км (села Тулун, Тарбагатай).

Чуроканское землетрясение 18 (17)/VIII 1902 г. В Верхнеангарском хребте в верховьях р. Чурокан, правого притока р. Чуро (бассейн р. Верхней Ангары), участники Байкальской гидрографической экспедиции Ф. К. Дриженко примерно в 2 ч ночи по местному времени отметили «4 удара сильного землетрясения. Первый слабый, второй значительно сильнее, последние два снова слабые. При втором ударе имел место грандиозный обвал с горы на противоположном берегу реки. Каменной лавиной снесло лес и на правом берегу реки. Все не только проснулись, но и попадали с постелей». По этим данным, интенсивность землетрясения в месте наблюдения можно ориентировочно оценить не менее чем в 7—8 баллов. Возможно, что это же землетрясение ощущалось с силой 4—5 баллов на бодайбинских приисках, где многие проснулись и заметили раскачивание висячих предметов и звон посуды. В Иркутской магнитно-метеорологической обсерватории на маятниках Мильна и Боша записей не отмечено.

Поиски эпицентральной зоны в 1965 г. не привели к однозначному решению вопроса. Выявлено две сейсмогенных структуры, которые условно могли быть связаны с землетрясением 1902 г. Одна из них — структура Огней, находится на правом берегу одноименной речки (Верхнеангарском хребте, где произошло обновление участка одного из оперяющих нагорных сбросов Верхнеангарского разлома).

Вторая — Янчуканская структура — расположена с южной стороны Верхнеангарской впадины, на предгорной косой равнине Северо-Муйского хребта между реками Янчуй и Янчукан. В первом случае интенсивность землетрясения 9 баллов, во втором 9—10. Огнейский эпицентр более вероятен (лагерь экспедиции Ф. К. Дриженко находился в 50—60 км северо-восточнее структуры Огней и интенсивность землетрясения в нем могла достигать 7—8 баллов).

Байкальское землетрясение 26/XI 1903 г. относится к числу наиболее сильных землетрясений Восточной Сибири. А. В. Вознесенский, впервые составивший карту изосейст этого землетрясения, считал, что его эпицентр располагался в дельте р. Селенга и имел координаты: 52,14° с. ш. и 106,50° в. д.

Анализ дополнительного макросейсмического материала, выполненный В. П. Солоненко (1964а), показал невозможность построения обычной

карты изосейст. В действительности в пределах потрясенной территории (площадь около 600 тыс. км^2) интенсивность сотрясения распределялась весьма неравномерно. Наиболее крупная площадь с интенсивностью сотрясения не менее 6 баллов охватила долину р. Селенга до Улан-Удэ, восточное побережье Байкала до п-ова Святой Нос и долину нижнего течения р. Баргузин. По размерам территории, охваченной потрясением, землетрясение 26/XI 1903 г. сопоставимо с девятибалльным Среднебайкальским землетрясением. Сопоставляя карты этих землетрясений, можно предположить, что интенсивность Байкальского землетрясения в эпицентре могла достигать 9 баллов (M = 6,5), а эпицентр, по-видимому, находился несколько северо-восточнее эпицентра Среднебайкальского землетрясения 29/VIII 1959 г. (Солоненко, 1964).

Таблица 12

Макросейсмические эффекты при Танну-Ольских (Хангайских) землетрясениях 1905 г.

Населенный пункт	9/VII		23/VII	
	Балл	Эпицентральное расстояние, мм	Балл	Эпицентральное расстояние, км
Тунка . .	3—4	420	6—7	465
Иркутск	5—6	550	6—7	585
Братск . .	5	765	4—5	810
Ингода . .	4	1120	6	1155

Танну-Ольские землетрясения 1905 г. с эпицентрами в Западной Монголии имели интенсивность 11 и 12 баллов и охватили, кроме Монголии, значительные площади в Западной и Восточной Сибири.

Нами обработаны корреспондентские сведения А. В. Вознесенского об этих землетрясениях с применением шкалы MSK-64, построены карты изосейст, определены площади потрясенных территорий и эпицентральные расстояния до некоторых пунктов (табл. 12).

Землетрясение 9/VII 1905 г. 11 баллов, M = 8,4 (Рихтер, 1963). В эпицентральной зоне землетрясения произошло вскрытие разлома с образованием сложной сдвиго-взбросовой системы сейсмодислокаций протяженностью до 130 км, с амплитудой вертикального смещения до 1 м.

На территории России наиболее сильно землетрясение ощущалось на Крутобайкальской железной дороге и в пос. Кабанск. На участке между станциями Култук и Байкал (500 км от эпицентра) в пределах двух туннелей произошло смещение горного массива по сбросам, что привело к разрушению нескольких колец в каждом из туннелей.

Землетрясение 23/VII 1905 г. 12 баллов, M = 8,7 (Рихтер, 1963). Образовались левые взбросо-сдвиги длиной 370 и 90 км, с амплитудой вертикального смещения до 3,5 м и горизонтального до 2,4 м.

На территории России оно ощущалось от Томска до Сретенска (свыше 2100 км) и до Киренска на севере (1100 км от эпицентра). Общая площадь сотрясения не менее 4 млн. км^2 (см. табл. 15).

Максимальной интенсивности (6—7 баллов) на территории России землетрясение 23/VII 1905 г. достигло в Иркутске, Култуке, Тунке, Кяхте, Тибельти. Здесь люди едва удерживались на ногах, а многие падали. Возникла паника, звонили колокола. Дома трещали, падали тяжелые предметы. Во многих помещениях отваливалась штукатурка, а в некоторых лопались оконные стекла. В каменных зданиях Иркутска появились новые трещины (шириной до 1,3 см), а старые увеличились почти вдвое. В некоторых зданиях трещины разрывали стены от фундамента до крыши. На заболоченной местности в районе Иркутска наблюдалось фонтанирование грунтовых вод. В Кяхте растрескались стены храма и здания реального училища.

Северобайкальское землетрясение 29/IV 1917 г. (Живая тектоника..., 1966). По скудным макросейсмическим сведениям (Попов, 1939) можно заключить, что радиус четырехбалльной изосейсты превышал 400 км, а площадь ощутимых потрясений составляла, по-видимому, значительно

более 500 тыс. км². Наиболее удаленные населенные пункты, из которых получены сведения,— с. Воронцовка в нижнем течении р. Витим (4 балла) и пос. Баргузин (4—5 баллов). Землетрясение, кроме того, ощущалось на бодайбинских приисках и в г. Бодайбо с силой 4—5 баллов.

Землетрясение записано большинством сейсмических станций мира, действовавших в 1917 г. Тогда же Британский сейсмологический комитет определил координаты эпицентра (56° с. ш., 115° в. д.), а позднее Б. Гутенберг и Ч. Рихтер (Gutenberg, Richter, 1954) определили его магнитуду — $M = 6^1/_2$. Близкие параметры землетрясения определил С. Л. Соловьев: 56° с. ш., 115,5° в. д., $M = 6^1/_4 \pm {}^1/_4$.

Механизм очага (Введенская, 1961) наиболее хорошо согласуется с сейсмогеологической обстановкой зоны сочленения Южно-Муйского хребта и Муйской впадины. Здесь в 1963 г. проведены поиски эпицентральной зоны. В пункте 56,17° с. ш. и 115, 52° в. д., т. е. в непосредственной близости от пункта эпицентра, определенного С. Л. Соловьевым, была установлена сейсмодислокация «Усмун» (см. табл. 12), связь которой с землетрясением 1917 г. весьма вероятна.

По магнитуде и масштабу дислокаций интенсивность землетрясения 9 баллов.

Чикойское землетрясение 15/X 1934 г. произошло в районе курорта Ямаровка. Эпицентральная зона приурочена к подвижному тектоническому шву между Чикойской впадиной и Малханским сводово-глыбовым поднятием — фрагменту Чикойского глубинного разлома. В его зоне отчетливо выражены признаки дифференцированных голоценовых движений.

По свидетельству очевидцев, в долине р. Чикой в момент замлетрясения наблюдалось движение земляных волн, сильно раскачивавших деревья. Интенсивность землетрясения в зависимости от расстояния до эпи-

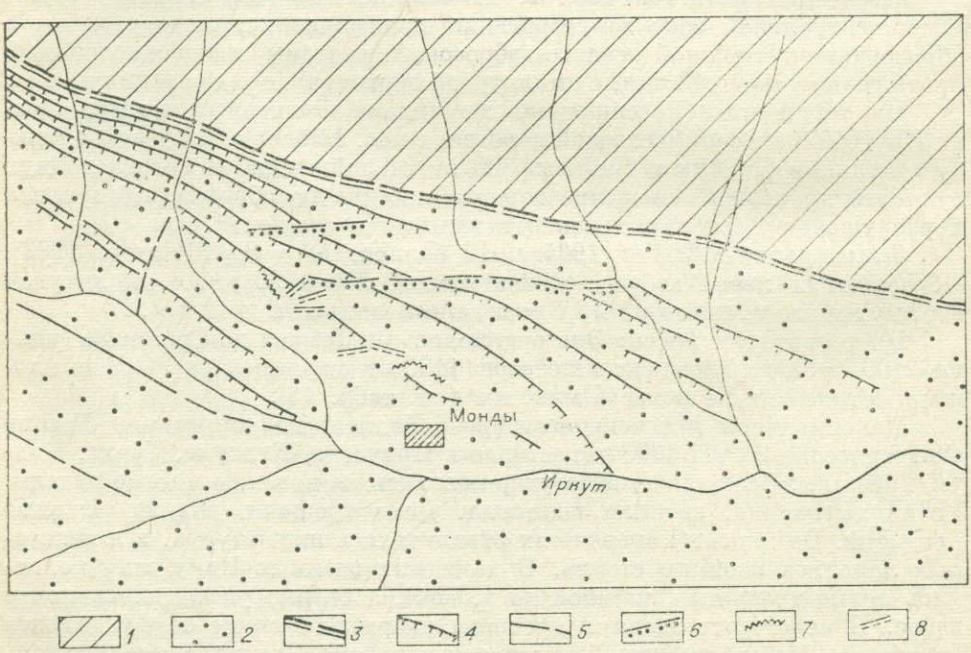


Рис. 64. Структурно-тектоническая схема эпицентральной области Мондинского девятибалльного землетрясения 4/IV 1950 г. *Составил В. М. Жилкин (с использованием данных М. Е. Медведева).*

1 — область погружения докайнозойского фундамента, перекрытая нерасчлененным осадочным комплексом; *2* — область его поднятия; *3* — Тункинский продольный сброс; *4* — сбросовые уступы мондинских террас; *5* — мезо-кайнозойские разломы; *6* — предполагаемые послеледниковые «южные» разломы, выявленные по аэрофотоснимкам; *7, 8* — элементы системы дислокаций, возникших при Мондинском землетрясении, выявленные в 1950 и 1972 гг. соответственно (условные знаки внемасштабные).

центра достигала (Попов, 1939; Солоненко В., 1968б) на ст. Хилок (70—80 км) 7 баллов; в. г. Петровск-Забайкальский (130—140 км) 6 баллов (сильные колебания продолжительностью 25—30 с, стекла в рамках лопались, повреждено несколько печей); в городах Улан-Удэ (230—240 км), Кяхта (280—290 км) и Слюдянка (300—310 км) — 5 баллов; в поселках Кабанск (300—310 км), Усть-Баргузин (320—330 км), Бабушкин (340—350 км), Торей (400—410 км) — 4 балла. Судя по магнитуде ($M \sim 6$) и отмеченным эффектам сотрясения на указанных расстояниях, интенсивность землетрясения в эпицентре не могла быть ниже 8 баллов.

Мондинское землетрясение 5/IV 1950 г. Главная фаза землетрясения ($M = 6^3/_4$, $I_0 = 9$ баллов) носила характер двойного толчка.

Поверхностные эффекты в эпицентральной области охватили западную часть Мондинской впадины. Здесь на высоких (шестой — девятой) террасах левобережья р. Иркута в зоне Тункинского разлома возникла система кулисообразных сбросовых трещин северо-западной и субширотной ориентировки с общим протяжением до 2—2,5 км (рис. 64). Часть трещин, расположенных вблизи тыловых бровок высоких террас, образовалась в момент главных толчков за счет отседания террасовидных склонов. В отдельных местах на крутых склонах видны следы обвально-оползневых смещений. Максимальная ширина трещин достигала 1—2 м, а вертикальная амплитуда смещения юго-западного крыла — 0,3—0,8 м (рис. 65). В некоторых случаях трещинами расколоты свободно лежащие глыбы гранита и гранито-гнейса, что говорит о большой концентрации и силе подземного удара. В центральной части зоны сейсмодислокаций, вдоль главной трещины, сформировалась блоковая структура (60 × × 300 м), в пределах которой амплитуда левостороннего сдвига достигла 10—15 см. Таким образом, движение по разрывам носило сбросо-сдвиговый характер.

Основная зона сейсмодислокаций удалена от пос. Монды на 1,5—2 км, что фиксирует минимальный радиус девятибалльного потрясения.

Мондинское землетрясение сопровождалось горными обвалами, отмеченными в ущелье р. Иркута, в 8—10 км к западу и востоку от Мондинской впадины.



Рис. 65. Трещины, возникшие в эпицентральной зоне Мондинского девятибалльного ($M = 6^3/_4$) землетрясения 4/IV 1950 г. Вертикальная амплитуда смещения — 0,8 м. *Фото П. М. Хренова.*

В пос. Монды во время землетрясения развалились все кирпичные печи. В деревянных зданиях обрушились потолочные балки и крыши, что было вызвано их общим движением к северо-западу. У некоторых деревянных домов углы разошлись в пазах, вывалились стены, искривились оконные и дверные рамы, вертикальные столбы были сломаны на высоте 1—1,5 м. Некоторыми жителями ощущались вертикальные толчки, что подтверждалось и подскакиванием отдельных предметов вверх. Сила землетрясения здесь достигала 9 баллов.

В Иркутске (240 км от эпицентра) сейсмические макроэффекты соответствовали 5-ти баллам.

Муйское землетрясение 27/VI 1957 г. по своей силе и макроэффектам наиболее значительное из всех известных в Восточной Сибири за исторический промежуток времени и сильнейшее на территории СССР с 1911 г. Магнитуда его 7,9 (Rothe, 1969). Оно ощущалось на площади 2 млн. км^2. Площадь, ограниченная пятибалльной изосейстой, составляла 600 тыс. км^2 (рис. 66). Сейсмогравитационные смещения грунтов (обвалы, осыпи) наблюдались на площади более 150 тыс. км^2 на эпицентральном расстоянии до 350 км. Восьмибалльные эффекты отмечены в 150 км, а шести-семибалльные — до 500 км (Чита, Бодайбо) от эпицентра. По комплексу признаков (магнитуде, макросейсмике, деформации земной горы, гидрогеологическим изменениям) интенсивность землетрясения надежно определяется в 10—11 баллов. По соотношению $M - I_0$ при $H = 20$ км: по Гутен-

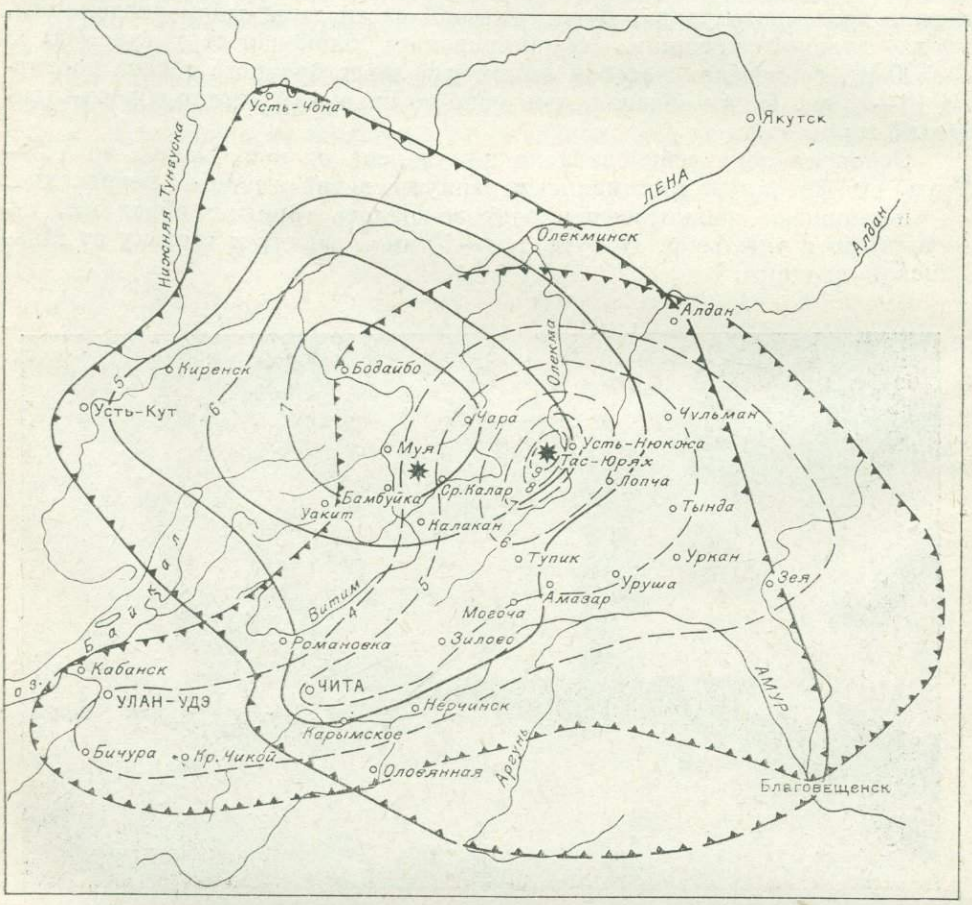


Рис. 66. Карта изосейст Муйского ($M = 7{,}9$, $I_0 = 10$—11 баллов) и Тас-Юряхского ($M = 7$, $I_0 = 9$—10 баллов) (штрих) землетрясений. Зубчатый контур — граница ощутимости (Курушин, 1974; Кочетков и др., 1975).

бергу и Рихтеру — 11 баллов, по Карнику — 12, по Шебалину — 10—11, по Бунэ — 11, по В. и А. Солоненко — 11 баллов (см. табл. 2).

Рекогносцировочное обследование Муйского землетрясения проведено в июле 1957 г., а детальное наземное изучение плейстосейстовой зоны — в 1962 г. Подробное описание результатов обследования опубликовано в доступных изданиях (Солоненко В., 1964б, 1965; Живая тектоника..., 1966), поэтому здесь ограничимся краткой информацией.

Эпицентральная область приурочена к Намаракитской эмбриональной впадине Байкальского типа. В ходе землетрясения впадина опустилась минимум на 5—6 м и сдвинулась к западу, а прилежащая часть хр. Удокан поднялась на 1—1,5 м и сдвинулась к востоку на 1—1,2 м. В результате возникла сложная система сейсмодислокаций общей протяженностью около 30 км. Среди сейсмодислокаций преобладают сбросо- и взбросо-сдвиги, но существенное значение имели также трещины растяжения (до 7—8 м, в одном случае до 19 м), следы сжатия — «кротовины», высотой до 3,8 м. Кроме того, задокументированы складки кручения, сейсмокупольные структуры, трещины скола и др.

Сейсмодислокации сосредоточены преимущественно с южной стороны впадины, что отражает ее общую структуру — односторонний грабен. Здесь однозначно выражен левый сдвиг не только по главным разрывам, но и оперяющим трещинам.

В западной части Намаракитской впадины имеется внутривпадинная горная перемычка. Она послужила контрфорсом впадине, смещающейся к западу, в результате чего здесь образовалась асимметричная антиклиналь (рис. 67), поперечная общему простиранию сейсмодислокаций. Видимая высота складки около 4 м, ширина 15 м.

С северной стороны впадины за горной перемычкой проходит сбросо-сдвиг, в центральной части — правый (смещение 1,05 м), а на восточном окончании — имеющий признаки левого сдвига.

Хребет Удокан поднимался по сместителю, падающему к югу (под хребет) под углом около 70°.

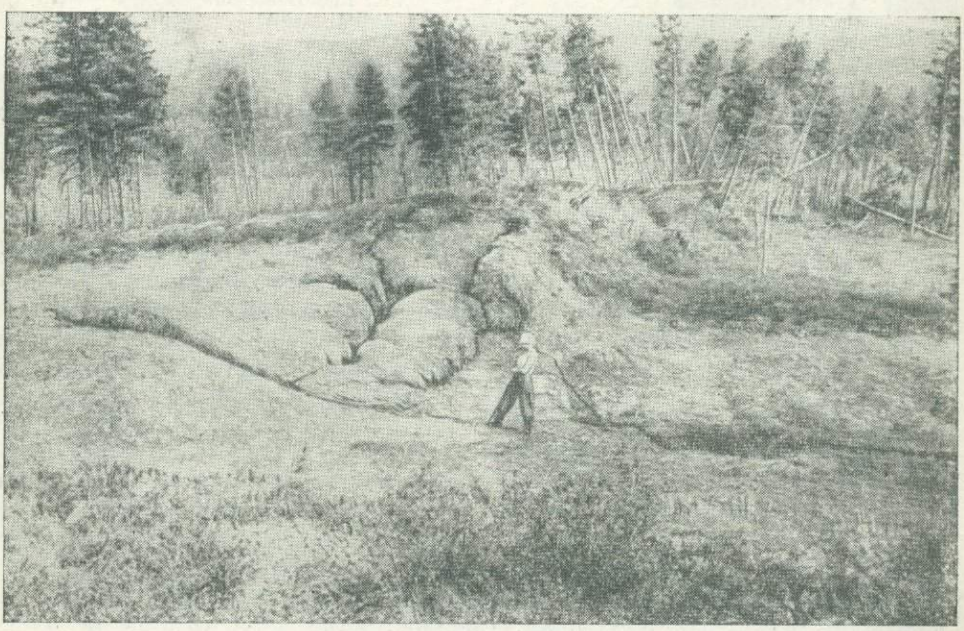


Рис. 67. Асимметричная складка западнее оз. Новый Намаракит, образовавшаяся при Муйском землетрясении 27/VI 1957 г. *Фото В. П. Солоненко.*



Рис. 68. Оз. Новый Намаракит, образовавшееся в опустившейся части Намаракитской впадины при Муйском землетрясении 27/V 1957 г. *Фото В. П. Солоненко.*

Вследствие опускания впадины в ней образовалось оз. Новый Намаракит (рис 68). Максимальная его длина до 3,5 км, ширина до 600 м. При обследовании эпицентральной зоны в конце июня 1962 г. озеро имело длину 3,1 км, но уровень его понизился на 1,8 м. Мы предположили, что это понижение связано с прорывом упомянутой выше антиклинальной складки (Живая тектоника..., 1966, с. 156). Впоследствии площадь озера неуклонно сокращалась и к июлю 1975 г. оно почти исчезло. Поскольку никаких гидрологических причин для спуска озера нет, то остается одно объяснение: опустившаяся впадина после землетрясения стала воздыматься. С 1957 г. она поднялась примерно на 4 м и к 1975 г. остаточная деформация с 5—6 м снизилась до 1—2 м. Явления возвратного движения земной коры после землетрясений известны и в других высокосейсмичных районах Земли. Так, при японском землетрясении 1/IX 1923 г. берег п-ва Миура поднялся на 7,6 м, а после землетрясения постепенно опустился на 6,1 м (устойчивая остаточная деформация + 1,5 м).

Необычная интенсивность Муйского землетрясения нашла отражение в сопутствующих явлениях. Пассивное движение крыльев разломов наблюдалось до 90 км к востоку (в сторону сдвига хр. Удокан) и в 50 км к западу от эпицентральной зоны.

На больших расстояниях изменился режим подземных вод. На местном курорте «Горячий ключ» в 180 км от эпицентра резко повысился дебит источника, а температура воды с 42—43° повысилась до 47—48°.

В Чите уровень глубоких подземных вод в трех скважинах пункта водоснабжения поднялся на 2 м, дебит их повысился с 60 до 100 м³/ч.

С движениями земной коры, вызванными Муйским и, возможно, Монгольским землетрясениями 1957 г., связывают заполнение Торейских озер (см. гл. I).

Среднебайкальское землетрясение 29/VIII 1959 г. ($M = 6{,}8$, $I_0 = 9$ баллов) ощущалось на площади около 800 тыс. км² (рис. 69). В эпицентральной зоне землетрясения произошло опускание участка дна оз. Байкал на 10—15 м, а также оживление разлома, ограничивающего залив Провал, на протяжении около 10 км (Солоненко В., Тресков, 1960).

Наиболее пострадали от землетрясения населенные пункты на восточном берегу залива Провал. Сейсмостойкие дома сибирской рубки здесь во многих случаях были заметно деформированы (разошлись углы и смещались верхние венцы и т. д.), а печи и трубы разрушены до основа-

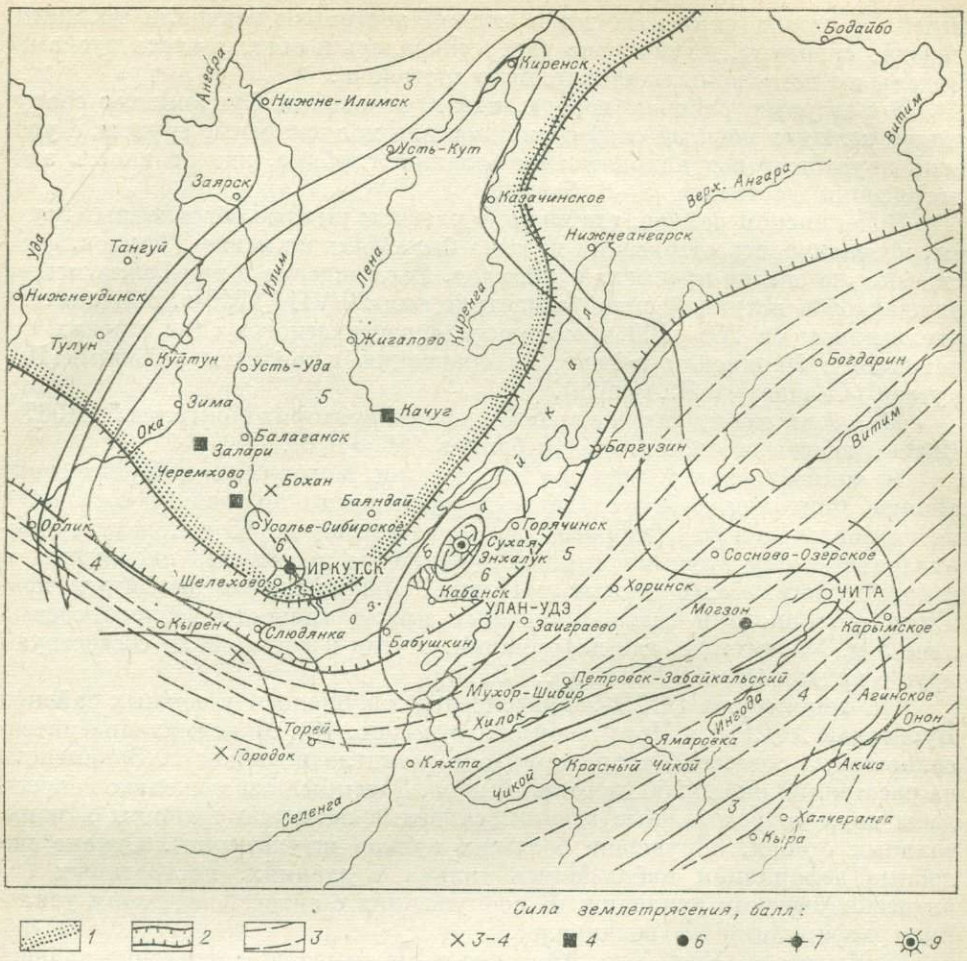


Рис. 69. Карта изосейст Среднебайкальского землетрясения 29/VIII 1959 г. *Составил В. П. Солоненко.*

1 — Сибирская платформа; *2* — окраинные части платформы и байкалид, активизированные новейшими движениями; *3* — генерализованные направления основных линейных структур; знаками указана сила землетрясения в баллах, не характерная для данной площади в целом.

ния или повернуты вокруг своей оси. Отмечались случаи неравномерного распределения интенсивности сотрясения на земной поверхности. Например, в здании клуба селения Мал. Дулан находилось четыре печи, расположенные в один ряд и отстоящие друг от друга на 3, 5 и 3 м соответственно. Первая печь была развернута по часовой стрелке на 15—20°, сильно растрескалась, но устояла, вторая — разрушена до основания, третья получила очень легкие повреждения, а у четвертой обрушилась по вертикали юго-западная половина. Разную степень разрушения печей в этом случае нельзя объяснить различием грунтово-гидрогеологических условий в основании их фундамента (Солоненко В., Тресков, 1960; Солоненко В., 1962а).

Другой пример более значительного по площади незакономерного затухания сейсмических колебаний дают наблюдения в районе Иркутска. Интенсивность сотрясения здесь изменялась от 5 до 7 баллов в зависимости от местных инженерно-геологических условий. Наиболее пострадала центральная часть города, расположенная на второй террасе р. Ангары и у подошвы и бровки третьей террасы. Здесь наблюдалось около 800 случаев разрушения и падения печных труб и частичного разрушения

печей. В стенах каменных домов старой постройки возникли трещины, нередко сквозные, штукатурка растрескивалась и обваливалась кусками. Отдельные дома пришли в аварийное состояние.

В нагорных районах города, где в основании фундаментов сооружений залегает мощный слой суглинков или полускальные грунты, а уровень грунтовых вод находится на большой глубине, интенсивность землетрясения достигала 5—6 баллов.

В Ленинском районе, где широко развиты рыхлые обводненные грунты, интенсивность сотрясения должна была быть не менее 8 баллов, фактически же она не превысила 5 баллов. Расхождение в три балла между ожидаемой и истинной силой землетрясения 29/VIII 1959 г. объясняется увеличением на 250—400 м мощности «пластического» слоя юрских отложений в Ленинском районе, по сравнению с южными районами Иркутска (Солоненко В., 1962а).

Могодское землетрясение произошло на территории Монголии 5/I 1967г. Интенсивность его достигала 10 баллов ($M = 7{,}8$).

В эпицентральной зоне на территории Могод-сомона Булганского аймака Монголии возникла система разрывных нарушений, состоящая из главного разлома (взброса) протяженностью до 45 км, двух субпараллельных ему крупных трещин и большого количества оперяющих и сопутствующих более мелких разрывов. Максимальная амплитуда поднятия восточного и северо-восточного крыла главного взброса составляет 5 м. Характерно, что деформации сжатия и растяжения соседствуют друг с другом (Нацаг-Юм и др., 1971).

На территории СССР землетрясение ощущалось в южных районах Бурятской АССР и в Иркутской области (рис. 70). Максимальной интенсивности на советской территории оно достигло в районе г. Закаменска на расстоянии около 250 км от эпицентра. Здесь были значительно повреждены двух- и трехэтажные здания (сквозные зияющие трещины в капитальных стенах, обрушение больших кусков штукатурки). Однако подобные деформации наблюдались только в зданиях, построенных без антисейсмического усиления. В сооружениях с антисейсмическим усилением деформаций не возникало.

В Иркутске, Улан-Удэ, Ангарске и Шелехове землетрясение проявилось с интенсивностью 5 баллов. Местное увеличение интенсивности сотрясения до 6 баллов наблюдалось за счет неблагоприятных грунтово-гидрогеологических условий. Во многих зданиях вскрылись антисейсмические швы, возникли трещины в штукатурке и т. д. В отдельных случаях образовывались сквозные трещины в капитальных стенах и отмечались разрывы водопроводных труб.

При Могодском землетрясении, как и при предыдущих, отмечались аномалии в распределении сотрясения на земной поверхности. Пятибалльная изосейста вытянута на северо-запад, вдоль Иркутской впадины. В контуре пятибалльной изосейсты, в районе с. Лиственичное, оказался «остров сейсмического затишья», в пределах которого интенсивность сотрясения не превышала 3—4 балла.

Тас-Юряхское землетрясение 18/I 1967 г. — одно из наиболее сильных на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. Оно произошло вблизи эпицентров Нюкжинского и Олекминского землетрясений 5/I и 14/IX 1958 г. ($M = 6{,}5$, $I_0 = 9$ баллов) и еще раз неопровержимо подтвердило, с одной стороны, сейсмотектоническую связь двух регионов — Прибайкальского и Станового, а с другой — непостоянство сейсмического режима. На площади в 500 км^2, где по расчетам сейсмической активности можно было ожидать девятибалльные землетрясения не чаще, чем одно во много тысяч лет, в действительности за девять лет произошло два девятибалльных и одно девяти-десятибалльное землетрясения.

Совместная обработка материалов наблюдений сейсмических станций Прибайкалья и Якутии позволила уточнить положение эпицентра этого

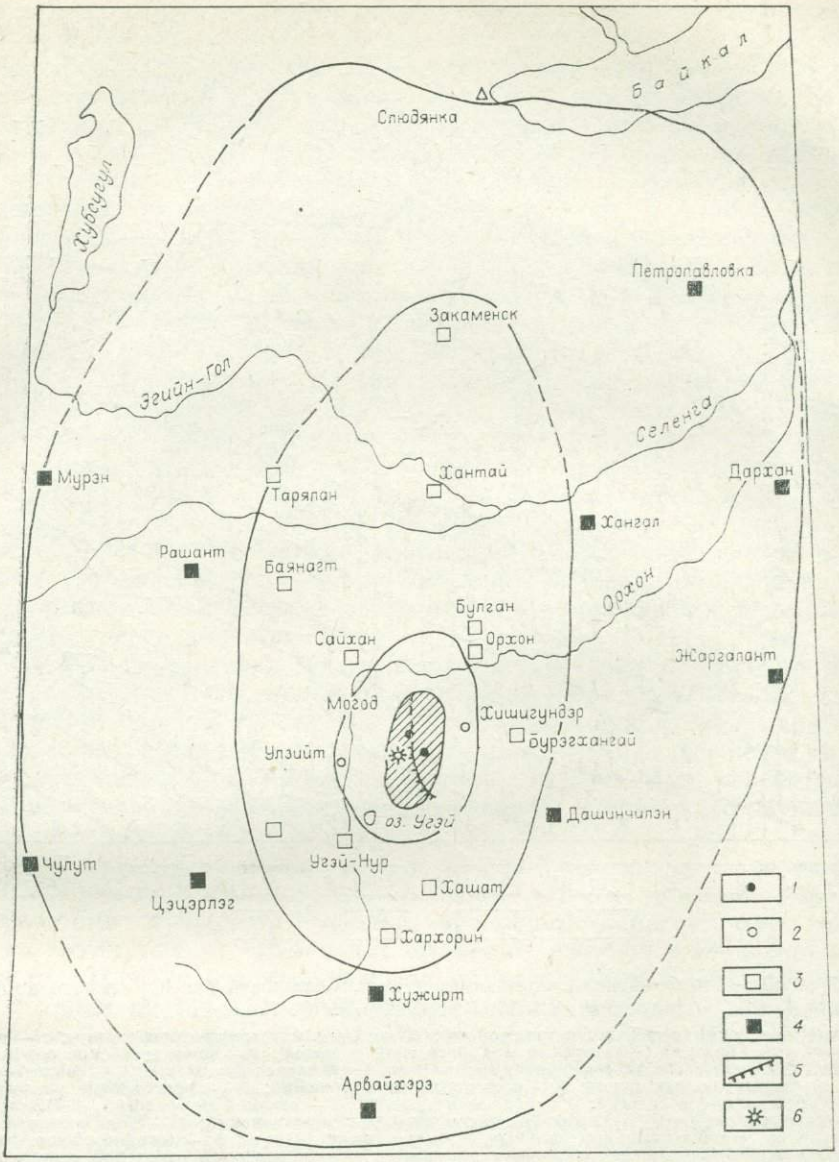


Рис. 70. Карта изосейст Могодского землетрясения 5/I 1967 г. *Составили С. Хилько и И. Балжинням.*

1—4 — интенсивность землетрясения в пунктах по макросейсмическим данным, баллы: *1—9*, *2—8*, *3—7*, *4—6*; *5* — зона остаточных сейсмогенных деформаций (сейсмоактивный обновленный разлом); *6* — инструментально определенный эпицентр землетрясения.

землетрясения (рис. 71), а также оценить глубину его очага; $H = 13$ км. Магнитуда (M) главного толчка, определенная по данным телесейсмических станций, оценивается в 7,0; энергетический класс (K) равен 16; интенсивность землетрясения в эпицентре (по соотношению $M - K - I_0$) — 9—10 баллов.

Тас-Юряхское землетрясение охватило обширную территорию Южной Якутии, Читинской и Амурской областей и Бурятской АССР общей площадью около 1 млн. км^2. Собранные макросейсмические данные позволили составить карту изосейст этого землетрясения (см. рис. 66), однако в некоторых участках из-за отсутствия населенных пунктов и неполной информации изосейсты проведены предположительно. Особенно

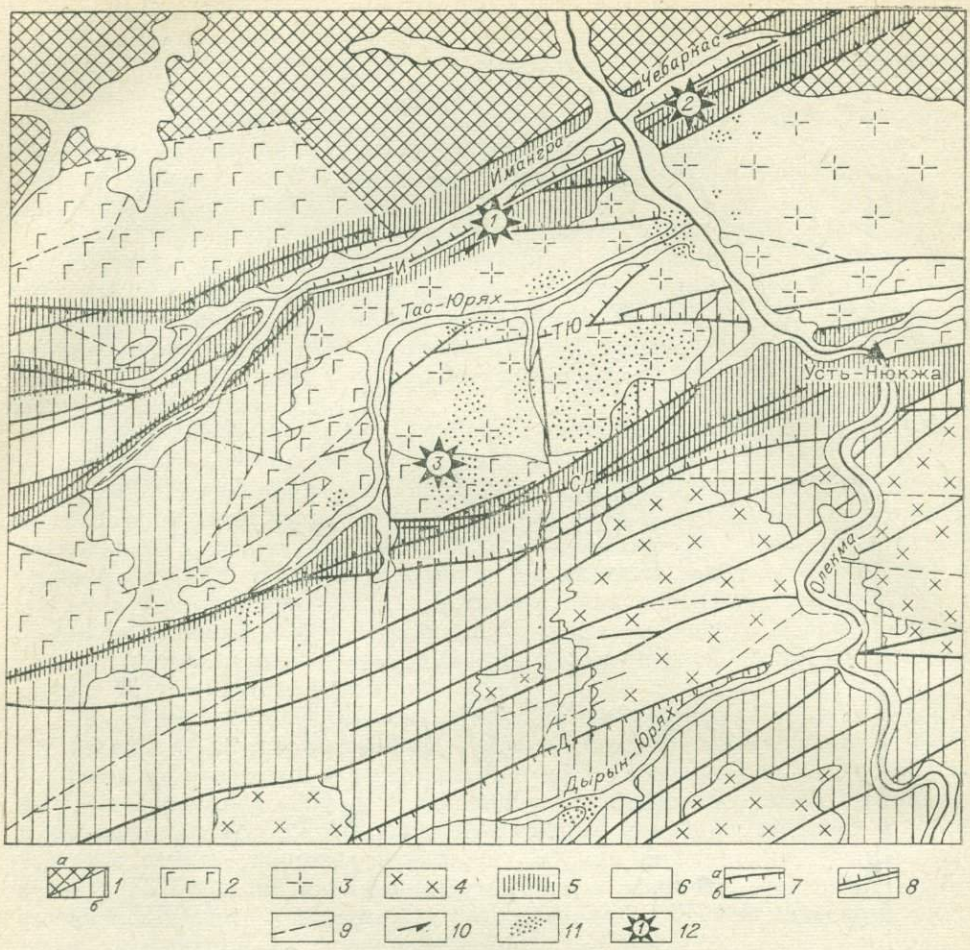


Рис. 71. Сейсмогеологическая схема эпицентральной области Тас-Юряхского землетрясения 18/I 1967 г. *Составил С. Хилько.*

1 — позднеархейские (*а*) и раннепротерозойские (*б*) гнейсы и кристаллические сланцы; *2* — габбро-анортозитовый комплекс (Иманграский и Арбагасский массивы); *3* — протерозойские порфировидные сиениты и граносиениты, *4* — прочие гранитоиды, в том числе мезозойские; *5* — зоны диафторитов и диафторированных пород; *6* — аллювиальные отложения; *7* — кайнозойские разломы, отчетливо выраженные в рельефе: *а* — сбросы и взбросы, *б* — неясной морфологии, И-Иманграский, ТЮ — Тас-Юряхский, СД — Северо-Дырындинский, Д-Дырындинский; *8* — зоны активизированных разломов, обновленные при сильных землетрясениях 1958 г.; *9* — докайнозойские разломы установленные; *10* — участки разрывных нарушений с установленной сдвиговой составляющей; *11* — площади поверхностных деформаций при Тас-Юряхском землетрясении; *12* — эпицентры сильных землетрясений (9—10 баллов) в Олекминском эпицентральном поле, цифры на схеме: *1* — Олекминского, 1958 г. *2* — Нюкжинского, 1958 г. *3* — Тас-Юряхского, 1967 г.

это касается северных площадей, оконтуренных изосейстами малых баллов (3—4).

Район максимального сотрясения (9 баллов), проявившегося на сравнительно небольшой площади (200—250 км^2) по правобережью среднего течения р. Тас-Юрях, выделяется в основном по поверхностным экзотектоническим эффектам (Кочетков и др., 1975). Это преимущественно поля «встряхнутого» элювия и делювия, образование оплывин, срывов (осовов) почвенно-растительного слоя, повал леса, многочисленные участки битого льда и местные ледоходы, камнепады и небольшие обвалы на крутых бортах долины р. Тас-Юрях. Сейсмическое ускорение в эпицентральной области, по-видимому, превышало единицу: на пологих участках (до 5°) крупные глыбы — до 120 т подлетали, перевертывались и ложились в свои же «гнезда» на бок или на «голову» (на более крутых склонах они скатывались).

Многочисленные сведения, свидетельствующие о сотрясениях в 8 и 7 баллов, были собраны в единственном здесь крупном поселке Усть-Нюкжа, в 35 км к востоку от эпицентра землетрясения, а также в зимовьях и палаточных стойбищах оленеводов, расположенных вокруг него в радиусе порядка 40 км. Резкое колебание почвы сопровождалось сильным гулом низких тонов, раскачиванием деревьев, камнепадами, взламыванием и оседанием льда на реках Олекма и Имангра. Наблюдения местной гидрометеостанции свидетельствуют о резком подъеме (до 15 см) и спаде (до 6 см) воды в р. Олекма во время землетрясения.

Шестибалльные эффекты отмечались на расстоянии 80—90 и 180—200 км от эпицентра. Люди в испуге выбегали из домов, с трудом стояли на ногах, колебание ощущалось на ходу, отмечался шум камнепадов и скатывание глыб по обоим бортам рек Олекма, Нюкжа и Тас-Юрях.

Во многих населенных пунктах, удаленных от эпицентра на сотни километров, микросейсмические эффекты соответствуют пятибалльным сотрясениям. При этом отмечается явная неравномерность распределения сотрясения по площади. Так, например, одинаковые эффекты отмечались в поселках Средняя Олекма (110 км от эпицентра), Усть-Уркима (180 км), Средний Калар (225 км), Уруша (290 км), Ксеньевская (350 км), Усугли (550 км). Более того, в Чите на расстоянии 675 км от эпицентра землетрясение ощущалось с силой, превосходящей 5 баллов: наблюдались деформации зданий современной постройки и зарегистрирован один случай разрушения деревянного дома.

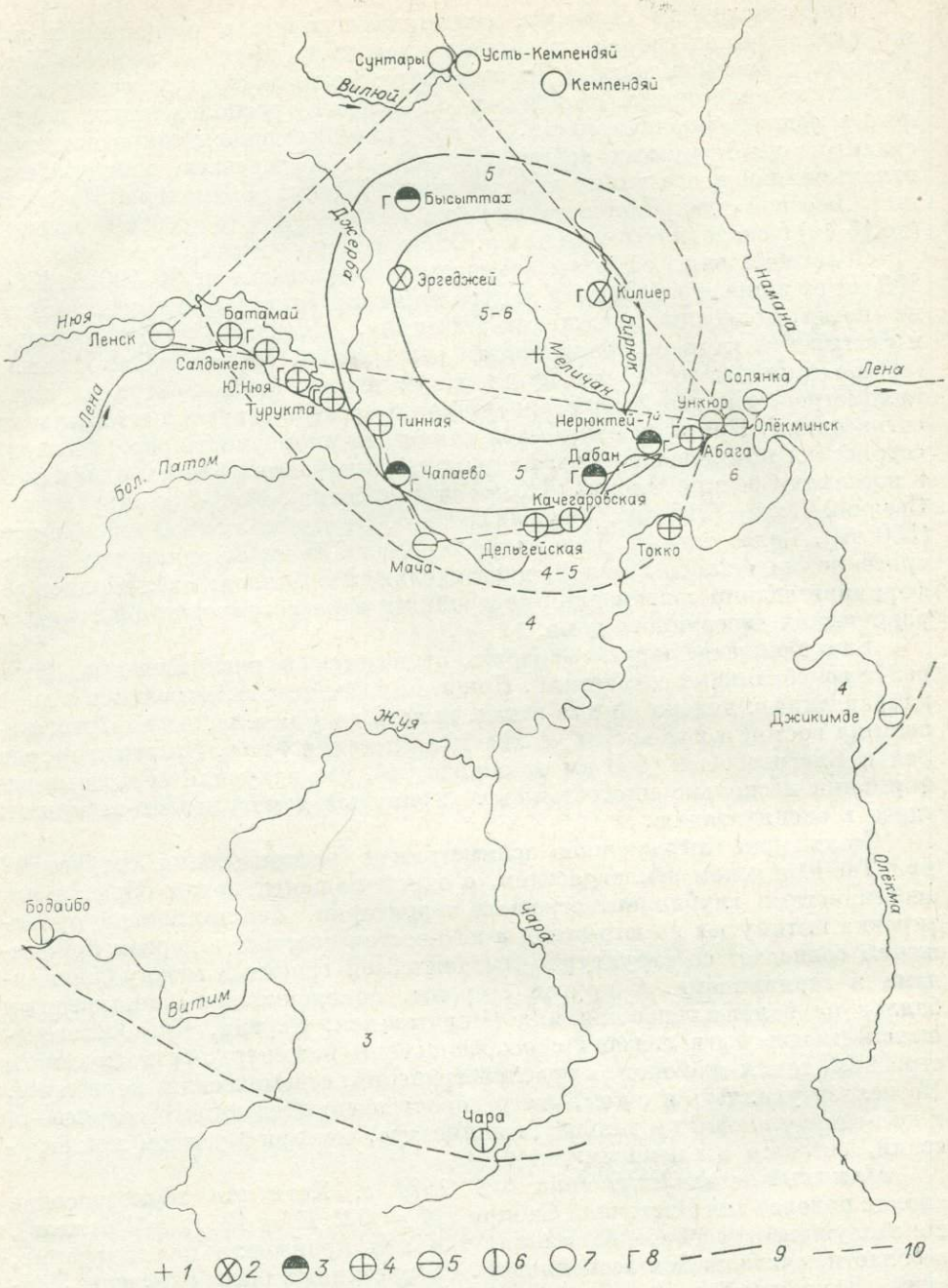
Еще большая неравномерность отмечается в распределении четырех- и трехбалльных сотрясений. При этом изосейсты вытягиваются в двух направлениях: далеко на юго-запад, вплоть до Байкала, и в меньшей степени на восток и юго-восток, захватывая поселки Унха, Огорон и города Зея и Благовещенск (850 км от эпицентра), где получили серьезные деформации несколько многоэтажных кирпичных домов, подготовленных к сдаче в эксплуатацию.

Столь ярко выраженная асимметрия в распределении сотрясений при Тас-Юряхском землетрясении, с одной стороны, может объясняться особенностями глубинного строения территории. Действительно, ориентировка вытянутых на юго-запад и юго-восток изосейст в первом приближении совпадает со структурно-тектонической границей между байкалидами и герцинидами. С другой стороны, появление зоны повышенных баллов на больших расстояниях (Чернышевск, Усугли, Чита, Благовещенск) может быть связано с особенностями инженерно-геологического строения таких районов и распространения сейсмических колебаний. Но нельзя умолчать и о том, что распространение ощутимого сотрясения к юго-западу на 470 км дальше от эпицентра, чем при Муйском землетрясении, остается загадочным.

Меличанское землетрясение 8/X 1974 г. Хотя это землетрясение вполне рядовое для Восточной Сибири ($M = 5{,}2$, $K = 13$, $I_0 = 7$ баллов), но заслуживает особого внимания, так как произошло на платформе, в области, считавшейся асейсмичной. Сотрясениями были охвачены Ленский, Вилюйский и Олекминский районы Якутской АССР и северные районы Иркутской и Амурской областей. Плейстосейстовая область землетрясения расположена в верховьях р. Меличан, правого притока р. Бирюк, впадающей в Лену в 50 км выше г. Олекминска.

По результатам макросейсмического обследования последствий этого землетрясения составлена карта изосейст (рис. 72).

Пяти-шестибалльные эффекты наблюдались на метеостанции Килиев (на эпицентральном расстоянии 50 км) и на монтерском пункте Эргеджей (85 км) телефонной линии Ленск — Сунтары. Землетрясение началось с удара «взрывного характера». Сотрясения ощущались даже на открытом воздухе во время ходьбы. Продолжительность колебаний 30 с. В домах появлялись трещины и осыпалась штукатурка.



+1 ⊗2 ◓3 ⊕4 ⊖5 ◐6 ○7 Г8 —— 9 — — — 10

Рис. 72. Карта изосейст Меличанского землетрясения 8/X 1974 г. *Составили А. Д. Абалаков, Т. М. Козырева.*

1 — эпицентр по инструментальным данным; *2 — 5—6* баллов; *3 — 5*; *4 — 4—5*; *5 — 4*; *6 — 3* балла; *7* — не ощущалось; *8* — населенные пункты, где был слышен гул; *9* — изосейсты; *10* — маршрут обследования; цифрами обозначена балльность.

Пятибалльные эффекты отмечены в поселках Дабан (75 км), Нерюктей-I (около 80 км), Чапаево (100 км), Быситтах (110 км). Колебания напоминали эффект, создаваемый проезжающим рядом с домом тяжелым трактором. Бревна в домах трещали, местами осыпалась штукатурка. У пос. Дабан в береговых обнажениях Лены, сложенных суглинками, образовались небольшие трещины отседания.

Шести-пятибалльные сотрясения ощущались на расстоянии 95—165 км в поселках Тинная, Кочегаровская, Дельгейская, Абага, Туруктa, Токко, Юж. Нюя, Салдыкель и Батамай. Слышался треск бревенчатых изб. Сотрясения напоминали эффект, создаваемый проезжающим рядом с домом грузовым автомобилем.

Четырехбалльными сотрясениями были охвачены города Олекминск, Ленск, поселки Ункюр, Мача, Солянка, Джикимде (105—270 км). Был слышен скрип бревен, дребезжание стекол и посуды.

Сведения о трехбалльных сотрясениях получены с сейсмостанций из поселков Бодайбо и Чара.

Приведенные данные свидетельствуют о неравномерности сейсмических колебаний — они распространялись далеко на юг, но резко затухали к северу. От эпицентра до поселков Бодайбо и Чара, где землетрясение проявилось силой в 3 балла, 400 и 425 км. В поселках Сунтары и

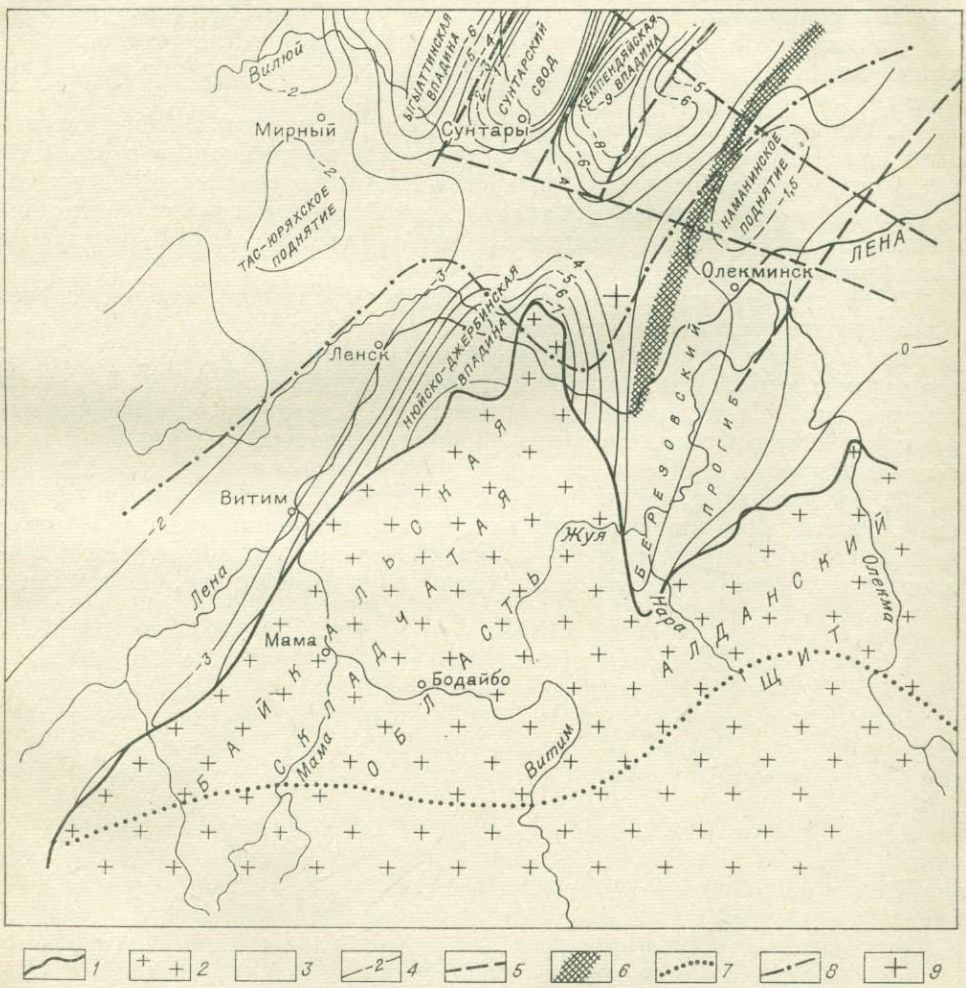


Рис. 73. Схема тектонического строения краевых структур Сибирской платформы района Мединчанского землетрясения 8/X 1974 г. *Составил А. Д. Абалаков с использованием структурной карты Сибирской платформы под редакцией А. А. Трофимука и В. В. Семеновича, 1972 г.*

1 — границы складчатых областей и выхода на поверхность кристаллических пород; *2* — кристаллические (складчатые) породы; *3* — осадочные породы (платформенный чехол); *4* — изогипсы кристаллического фундамента; *5* — разломы (недифференцированные); *6* — Кемпендяйско-Батаманский структурообразующий разлом (по геофизическим данным); *7* — границы рифтовой зоны; *8* — границы новейших поднятий; *9* — эпицентр землетрясения.

Кемпендяй, расположенных в 140—160 км к северу от эпицентра, землетрясение не ощущалось.

В тектоническом отношении плейстосейстовая область землетрясения приурочена к южной окраине Сибирской платформы и располагается на территории Березовского краевого прогиба (рис. 73). Здесь наблюдается резкий перегиб кристаллического ложа фундамента (более 3 км на 30 км линейного проложения), с которым сопряжена зона Кемпендяйско-Батаманского структурообразующего разлома. По данным ГСЗ, проведенного А. И. Янисом и Г. Д. Батаяном по профилю Мирный — Русская Речка, этот разлом является глубинным. Он пересекает границу Мохо и прослеживается в верхней мантии на глубину свыше 45 км. Кровля кристаллического фундамента опущена по разлому более чем на 3 км. Мощность земной коры на протяжении маршрута изменяется от 25,2 км на поднятом Наманинском блоке до 33 км на опущенном Кемпендяйском.

Кроме того, вблизи эпицентра землетрясения происходит сочленение новейших поднятий активизированных складчатых и платформенных областей с кайнозойским Березовским предгорным прогибом (см. рис. 73).

Из макросейсмических данных вытекает три особенности сильных землетрясений Восточной Сибири, важных для сейсмического районирования.

1. Площадь, охватываемая сотрясениями, в том числе и разрушительными, аномально большая, по сравнению с землетрясениями с равными $M(K)$ и I_0 в Кавказском и Среднеазиатском сейсмических регионах.

Это можно объяснить преобладанием в сейсмических районах кристаллических горных пород и наличием вечной мерзлоты, обладающих малой способностью «гасить» сейсмические волны.

2. Распространение сотрясений резко выраженное неравномерное. Классические карты с эллиптическими изосейстами с примерно равным расстоянием между соседними изосейстами далеки от истины. Поэтому все расчеты, основанные на картах изосейст (глубина очага, M, I_0), очень сомнительны. По-видимому, правильней будет методика определения параметров землетрясений по изосейсмальным площадям. Они как будто более или менее одинаковы для землетрясений с равными M (или K) и I_0.

3. На площадях, сложенных мощными рыхлыми толщами (впадины, выполненные мезо-кайнозойскими осадками), интенсивность землетрясений резко падает (иногда на 2—3 балла), что при районировании позволяет снижать нормативную балльность, по крайней мере, на единицу.

Глава VIII

АНАЛИЗ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО ПОЛЯ. СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПЛОЩАДИ

Анализу сейсмичности Прибайкалья на прежнем этапе исследования посвящен ряд работ (Мушкетов, Орлов, 1892; Попов, 1939; Атлас..., 1962; Землетрясения в СССР за 1962—1970 гг.; Солоненко В., 1950; Тресков, Пшенников, 1961; Вопросы сейсмотектоники, 1960; Вопросы сейсмичности Сибири, 1964; Живая тектоника..., 1966; Солоненко В., Тресков, 1967; Сейсмотектоника..., 1968; Байкальский рифт, 1968).

Предметом дальнейшего изложения является обсуждение результатов, полученных за последнее время в основном при изучении десятилетних (1962—1971 гг.) наблюдений современной сети сейсмических станций Прибайкалья, организованной в начале 60-х годов XX в. Практическая работа проводилась сотрудниками лаборатории региональной сейсмичности Института земной коры СО АН СССР.

Прежде всего заслуживает внимания вопрос о размещении эпицентров землетрясений по площади. На рис. 60 представлено распределение наиболее сильных известных толчков. Как и слабые землетрясения, они классифицированы по энергетическим классам в соответствии со шкалой Т. Г. Раутиан.

Общее расположение эпицентров слабых землетрясений (см. рис. 74) аналогично расположению эпицентров сильных (см. рис. 60). Чтобы получить количественные характеристики сейсмичности, по данным за 1962—1971 гг. (см. рис. 74), были построены карты плотностей эпицентров землетрясений (рис. 75) и сейсмической активности (рис. 76). Так как в конфигурации изолиний на этих картах много сходного, целесообразно описание их проводить совместно. При построении карты плотности эпицентров использованы данные о землетрясениях с 9-го энергетического класса, как и на вышеописанной карте эпицентров. Подсчет суммарного числа эпицентров землетрясений всех классов, начиная с 9-го, производился на площадках со сторонами 0,2° по широте и долготе. В процессе расчета площадка последовательно смещалась на 0,1° как по широте, так и долготе. Значения плотности эпицентров отнесены к площади 100 км^2 и одному году.

Карта сейсмической активности характеризует количество землетрясений 10-го энергетического класса на площади в 1000 км^2 в год. При построении карт по возможности исключались временные усиления сейсмической активности. Из каждой группы зависимых землетрясений учитывался только наиболее сильный толчок. Поскольку особые трудности составляет исключение афтершоков сильных землетрясений, при составлении карты сейсмической активности в районе Тас-Юряхского землетрясения 1967 г. (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) и Кодарского землетрясения 1970 г. (в хр. Кодар) активность рассчитывалась не за 10 лет, а за периоды времени до соответствующих главных толчков. В отличие от этого при расчете карты плотности эпицентров афтершоки исключались по сопоставлению с фоном землетрясений до главных толчков.

Расчет карты сейсмической активности по основному полю эпицентров производился способом суммирования (Ризниченко, 1964а) с постоянной детальностью (при постоянных площадках осреднения размером 0,4° по широте и долготе с перекрытием соседних площадок на 0,2°). Чтобы изолинии на карте не оказались неоправданно детальными в районах с малым числом зарегистрированных землетрясений (по краям главного эпицентрального поля в области рифта), в тех случаях, когда на площадку попадало менее трех эпицентров, вычисления активности осуществлялись по способу суммирования с постоянной точностью (Горбунова, Ризниченко, 1965) и заданием трех эпицентров на круговой палетке.

Высокое значение активности, полученное для средней части Икатского хребта, не отражает средних долговременных условий и вызвано несовершенством применявшейся методики исключения роев землетрясений, особенно в случае такого необычного долгоживущего роя. Поэтому на врезке карты дан вариант изолиний сейсмической активности для этой небольшой площади по данным за последние два года (1970—1971), когда активность здесь заметно снизилась.

Помимо карты сейсмической активности, описанной выше, за то же десятилетие была построена аналогичная карта активности (рис. 77) по полным данным о землетрясениях, начиная с 9-го энергетического класса (т. е. с включением всех толчков, составляющих рои, афтершоки, группы). Методика ее построения отличалась лишь тем, что в данном случае и при малом числе землетрясений на элементарных площадках (размером 0,4 × × 0,4° с последовательным смещением на 0,2°) расчет производился по способу суммирования с постоянной детальностью. Угловой коэффициент графика повторяемости в обоих случаях принимался один и тот же (—0,5), средний для Прибайкалья.

Общая конфигурация изолиний на обеих картах весьма похожа. Естественно, что на карте, построенной по полным данным, уровень активности во многих случаях оказывается более высоким и дополнительно обнаруживаются новые районы повышенной активности (на Среднем Байкале, в районе северного окончания Баргузинского хребта, в Баунтовской впадине, в Кодарском хребте и др.), обусловленные роями землетрясений и последовательностями афтершоков.

На картах плотности эпицентров и сейсмической активности, как показывает сравнение их с исходной картой эпицентров, за счет осреднения исчезают некоторые важные черты структуры эпицентрального поля. Из рис. 74 видно, что в ряде случаев эпицентры землетрясений образуют протяженные полосы, ограничивающие асейсмичные или малосейсмичные блоки земной коры. Карта активности, при построении которой особое внимание уделялось сохранению этих особенностей эпицентрального поля, приведена на рис. 78. Указанные на ней значения сейсмической активности выделенных зон оценивались согласно определению A_{10} с помощью карты рис. 74. Сплошными линиями на рис. 78 ограничены уверенно выделяемые зоны, штриховыми — устанавливаемые менее надежно.

Как следует из рис. 78, полосы эпицентров землетрясений ориентированы вдоль зоны Главного Саянского разлома и его ответвлений (A_{10} составляет здесь несколько сотых), по южному и среднему Байкалу (A_{10} до 0,75), в северо-восточном направлении через Баргузинский район (до пяти полос, некоторые из них косо секут Баргузинский и Икатский хребты, A_{10} измеряются десятыми). Три полосы, сближаясь, продолжаются еще далее на северо-восток. На северо-восточном фланге Байкальского рифта отмечается уже одна полоса. Полоса довольно редких эпицентров пересекает Витимское плоскогорье ($A_{10}\sim$ 0,03). Меридионально, в согласии с геологическим строением, ориентированы активные полосы на юго-западном фланге сейсмической зоны.

Выделенные полосы не всегда согласуются с зонами известных разломов. Сейсмичность крупных разломов, установленных по геологическим

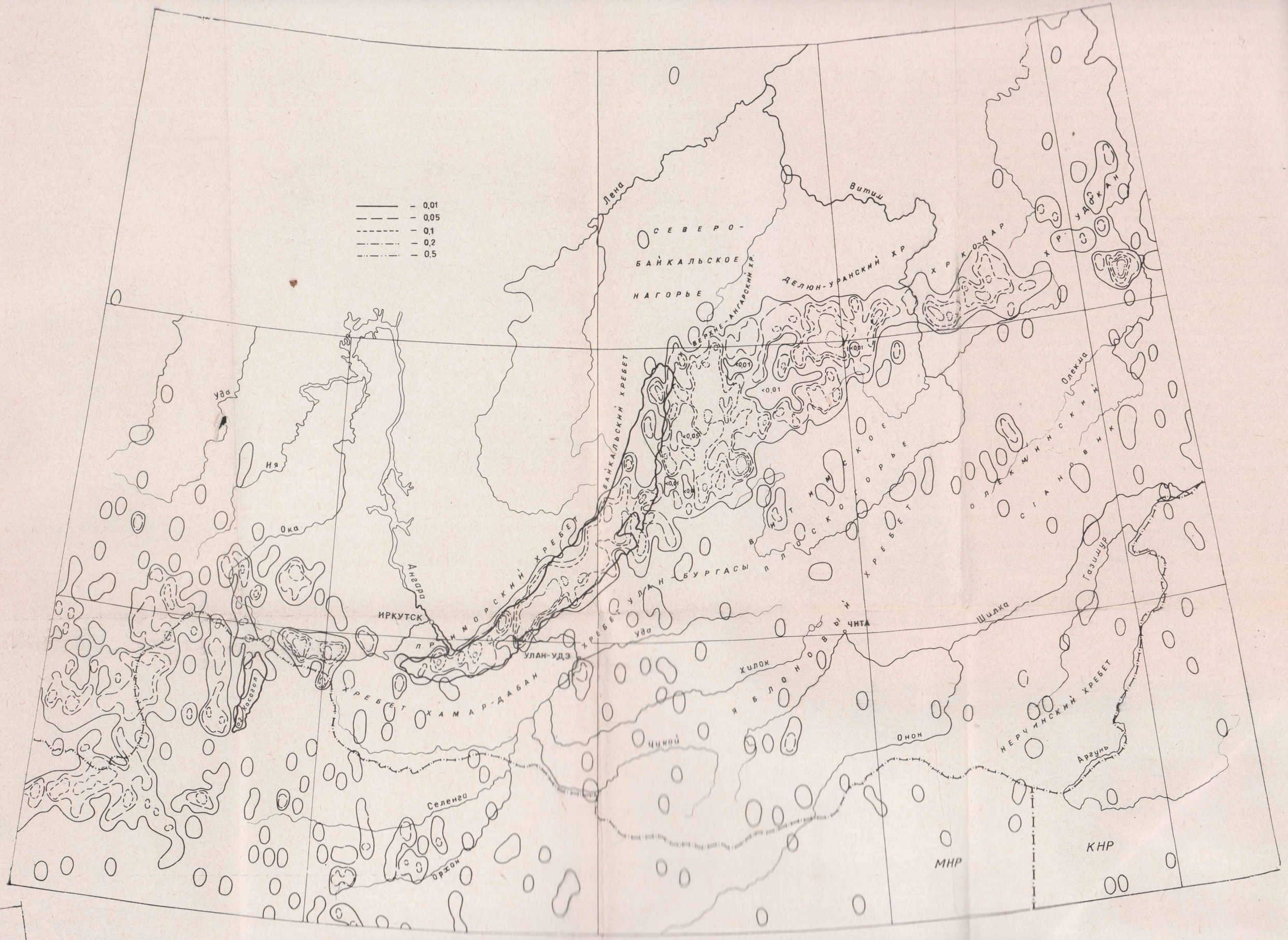


Рис. 75. Карта плотности эпицентров землетрясений за 1962—1971 гг. с $K \geqslant 9$. *Расчеты на ЭВМ проведены Г. Л. Мыльниковой*

К-9 К-10 К-11 К-12 К-13

К-14 К-15 К-16 К-17

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ

ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ ХР.

ДЕЛЮН-УРАНСКИЙ ХР.

ХРЕБЕТ КОДАР

ХР. УДОКАН

ХРЕБЕТ КАДАРО

Лена

Ангара

Ия

Ока

БАЙКАЛЬСКИЙ ХР.

ОЗ. БАЙКАЛ

БАРГУЗИНСКИЙ Р.

ИКАТСКИЙ ХРЕБЕТ

ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБЕТ

ПЛОСКОГОРЬЕ ВИТИМСКОЕ

Витим

ОЛЕКМИНСКИЙ СТАНОВИК

ХРЕБЕТ

БОРЩОВОЧНЫЙ

ИРКУТСКИЙ ХР.

ХР. УЛАН-БУРГАСЫ

ЧИТА

ЯБЛОНОВЫЙ ХРЕБЕТ

Хилок

Иркут

ПРИМОРСКИЙ

УЛАН-УДЭ

БАЙКАЛ

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

ХРЕБЕТ ХАМАР-ДА

оз. Гусиное

оз. Хубсугул

Джида

ДЖИДИНСКИЙ ХРЕБЕТ

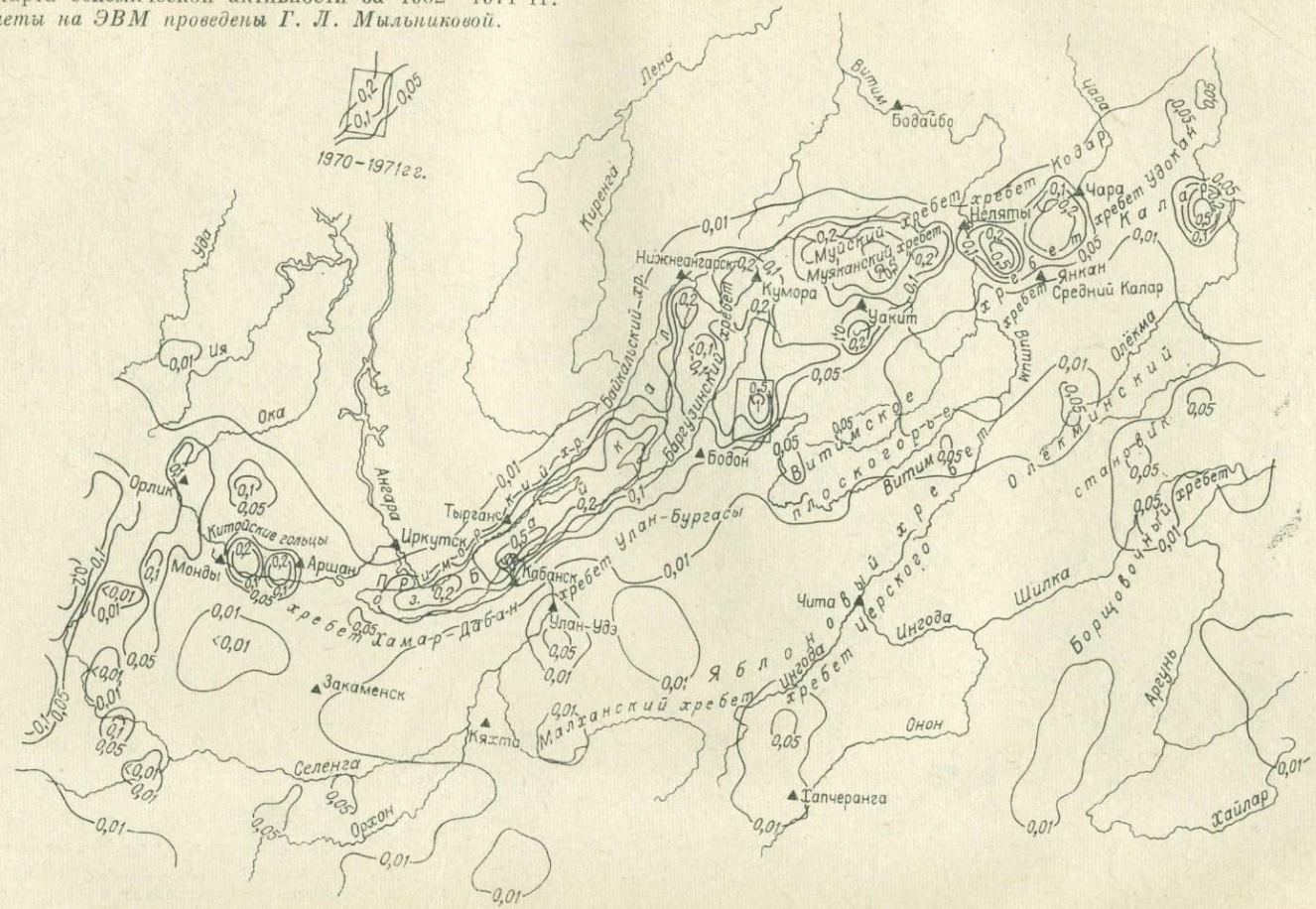
Селенга

ХР. БУЛНАЙ-НУРУ

ХРЕБЕТ БУРЭН-НУРУ

Рис. 74. Карта эпицентров землетрясений Прибайкалья за 1962—1971 гг. ($K \geqslant 9$). Числа в обозначениях соответствуют энергетическим классам землетрясений.

Рис. 76. Карта сейсмической активности за 1962—1971 гг.
Расчеты на ЭВМ проведены Г. Л. Мыльниковой.



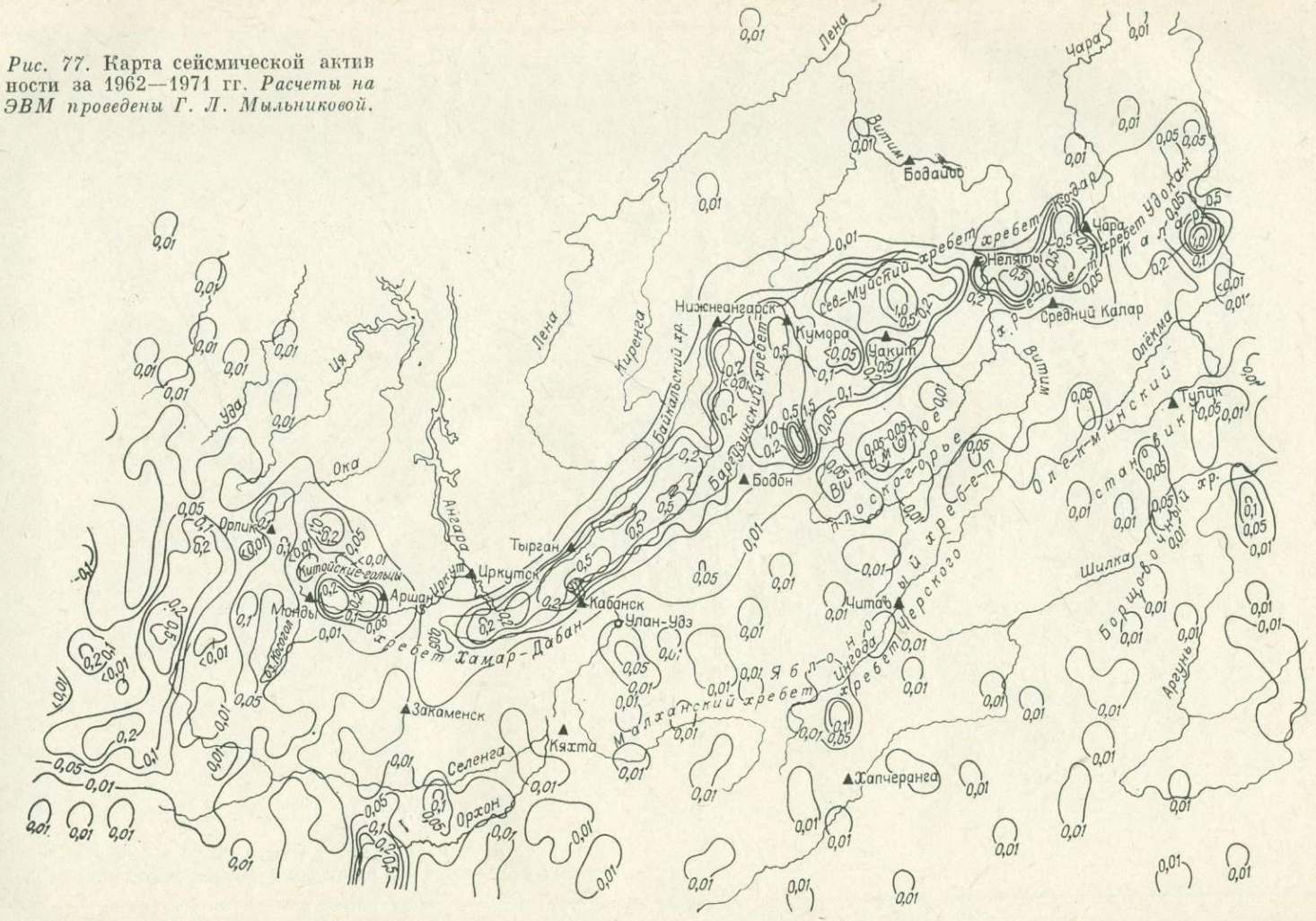


Рис. 77. Карта сейсмической активности за 1962—1971 гг. *Расчеты на ЭВМ проведены Г. Л. Мыльниковой.*

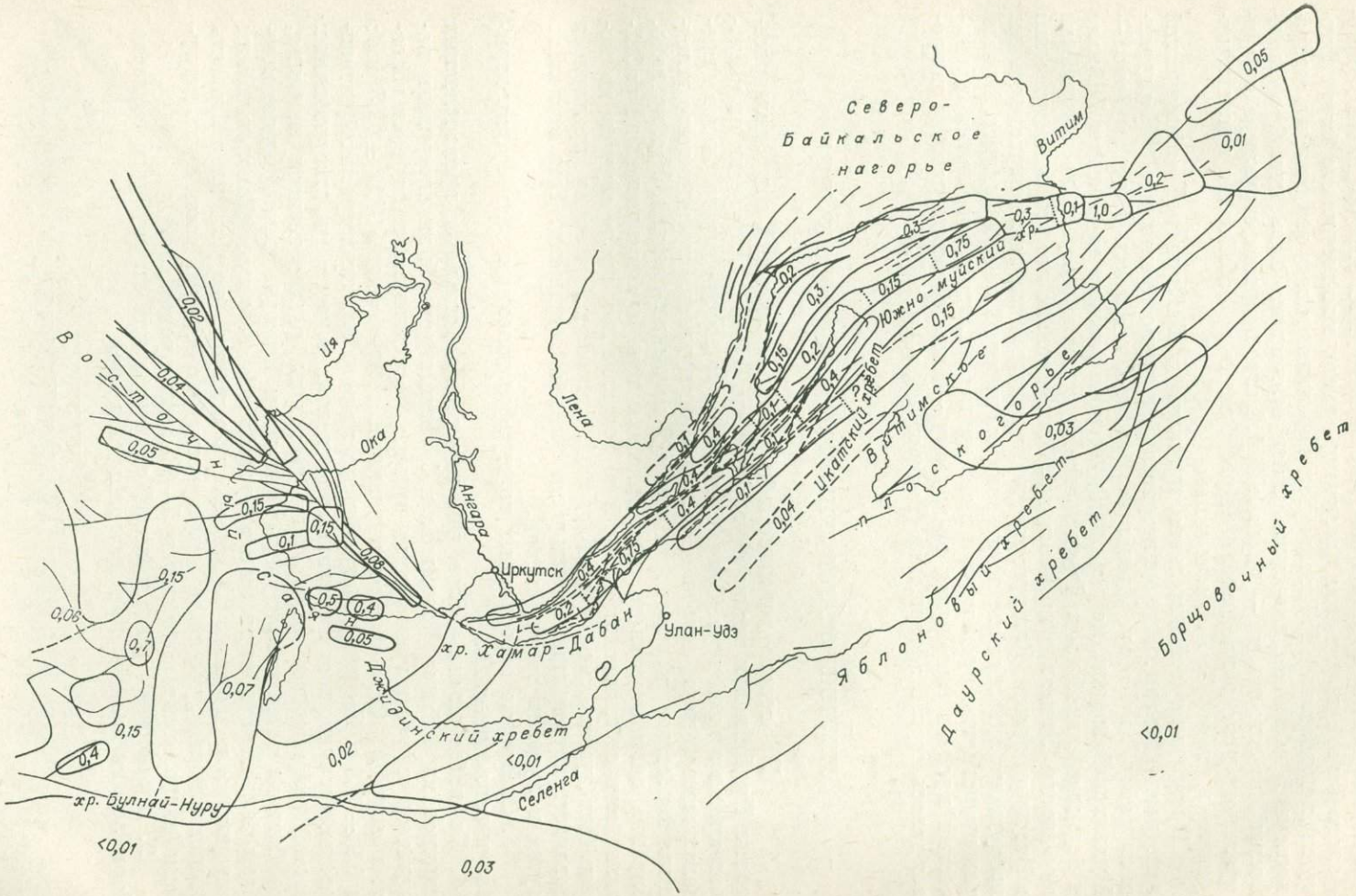


Рис. 78. Структура эпицентрального поля (схема по данным о землетрясениях с $K \geqslant 9$ за 1962—1971 гг.). Числа в оконтуренных зонах обозначают соответствующую сейсмическую активность.

признакам, нередко низка или проявляется только на отдельных участках (Тункинский разлом). Иногда наличие полос, возможно, указывает на заложение новых активных зон, еще не нашедших определенного геоморфологического выражения (например, вдоль юго-восточного борта Баргузинской впадины). Районы горных перемычек между впадинами в северо-восточной части Байкальского рифта отличаются повышенной сейсмичностью, на юго-западе — пониженной. Более подробно структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья проанализирована в работе С. И. Голонецкого (1976).

Проявления сейсмического процесса в Байкальской сейсмической зоне разнообразны. Рои землетрясений нередко происходят в Баргузинском районе, в Кодаро-Удоканском районе, в области Верхнемуйской—Муяканской впадин, по зонам Обруческого разлома на Среднем Байкале и меридиональной части Шурманско-Шутхулайского разлома на крайнем юго-западе. Уникален продолжавшийся несколько лет рой землетрясений в Икатском хребте. Как правило, места локализации роев в период времени инструментальных сейсмологических наблюдений не повторялись. Иногда рои происходили практически в тех же местах, где в иное время сейсмический процесс развивался по-другому — сильное землетрясение сопровождалось серией афтершоков (Голенецкий и др. 1973).

ГЛУБИНЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ [1]

На основе довольно обширных наблюдений над землетрясениями Прибайкалья можно с уверенностью сказать, что очаги их располагаются в земной коре. Однако точное установление глубин очагов в пределах земной коры встречает большие затруднения прежде всего вследствие недостаточной плотности сети сейсмических станций. Как правило, глубина очага отдельного землетрясения при существующей в Прибайкалье сети сейсмических станций в подавляющем числе случаев не может быть установлена с необходимой точностью. Поэтому приходится довольствоваться лишь некоторыми средними оценками. Есть несколько путей получения таких оценок.

1. Сравнение осредненных годографов головных волн P для взрывов и землетрясений.

По наблюдениям более чем над двумя десятками промышленных взрывов из районов Черемхово и Железногорска были определены кажущиеся скорости и начальные ординаты осредненных годографов головных волн P. Они оказались равными соответственно 7,9 $\pm$0,05 км/с и 6,9 $\pm$ 0,4 с. Расчеты годографов тех же волн для землетрясений численностью более двухсот в различных вариантах (в частности, для различных частей сейсмической зоны) дали несколько различающиеся значения, но близкие к тем, что получены по взрывам. Если учесть, что средняя мощность земной коры по трассам в Прибайкалье, согласно сейсмологическим материалам и данным ГСЗ, сильно не меняется, то указанная близость оценок означает, что очаги землетрясений по большей части очень неглубоки (располагаются в верхнем 5—10-километровом слое).

2. Построение распределений землетрясений по глубинам согласно формуле для времени пробега головной волны

$$t_P = (2H - h)\sqrt{\frac{1}{V_{P\text{ср}}^2} - \frac{1}{V_P^2}} + \frac{\Delta}{V_P}$$

[1] Большую часть фактического материала для данного раздела подготовил Э. А. Третьяк.

или, исключая время очага, по формулам для разностей моментов прихода прямой волны ($\overline{P}$ или $\overline{S}$) и головной волны P:

$$\overline{P} - P = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V_{\overline{P}}} - (2H - h)\sqrt{\frac{1}{V^2_{\overline{P}\text{ср}}} - \frac{1}{V^2_P}} - \frac{\Delta}{V_P};$$

$$\overline{S} - P = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{V_{\overline{S}}} - (2H - h)\sqrt{\frac{1}{V^2_{\overline{P}\text{ср}}} - \frac{1}{V^2_P}} - \frac{\Delta}{V_P},$$

где h — искомая глубина очага; $V_{\overline{P}_{\text{ср}}}$ — средняя скорость продольных волн в земной коре; V_P, $V_{\overline{P}}$, $V_{\overline{S}}$ — известные скорости распространения волн P, $\overline{P}$ и $\overline{S}$; Δ — эпицентральные расстояния, определенные при установлении эпицентра, H — средняя мощность коры в районе (при расчетах задается $H = 38$ км).

Полученные распределения свидетельствуют о небольших средних глубинах очагов и весьма значительном рассеянии результатов вследствие случайных погрешностей (рис. 79).

Расчетами охвачены наблюдения за январь-июнь 1971 г. над землетрясениями из различных районов Прибайкалья. Трассы распространения сейсмических волн при этом не дифференцировались, так же как не выделялись данные отдельных станций.

3. Построение распределений, основанных на наблюдениях за временем пробега головных волн до отдельных станций, как в предыдущем пункте, но при использовании более обоснованных значений средней мощности коры по профилю ГСЗ Средний Байкал — Баргузинская впадина.

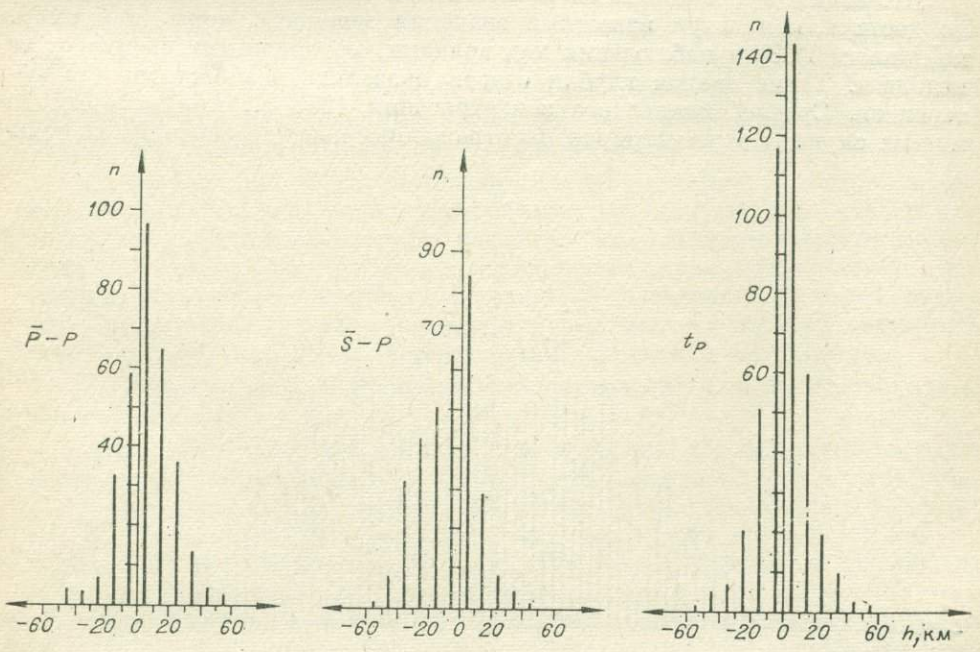


Рис. 79. Распределение землетрясений Прибайкалья по глубинам очагов h при использовании разностей моментов прихода волн $\overline{P}$ и ($\overline{S}$) и головных волн P и абсолютных времен пробега головных волн P (t_P) на отдельных станциях, n — число случаев.

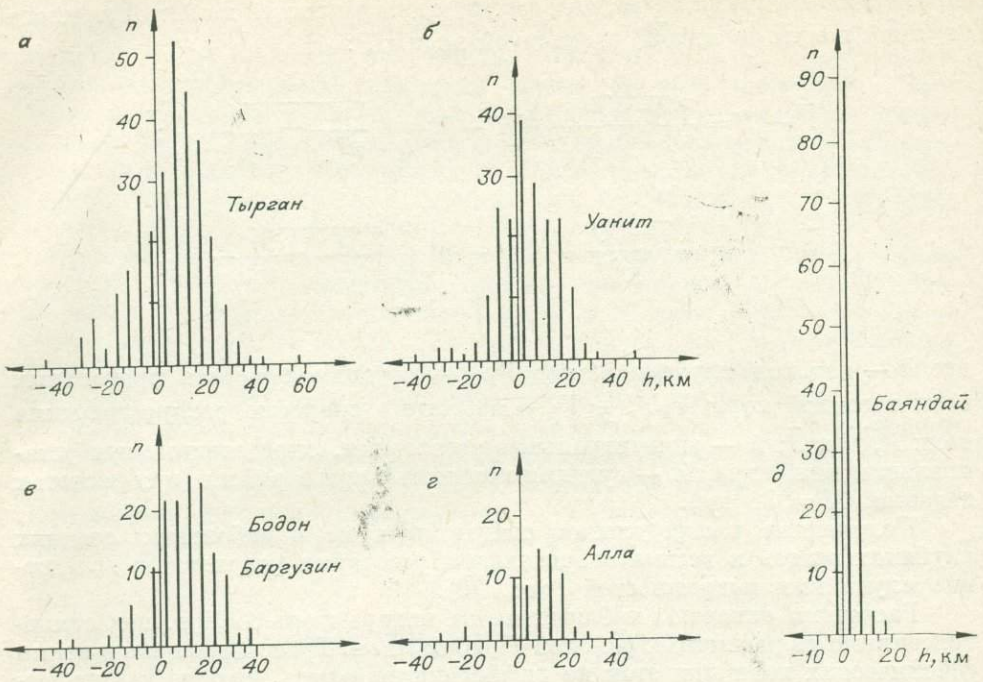


Рис. 80. Распределение землетрясений по глубинам.

а—г —по наблюдениям над головными продольными волнами *P*, *д* —по отраженным поперечным волнам.

Гистограммы, построенные по материалам за 1962 — середина 1972 гг. (рис. 80), похожи на графики из предыдущего пункта.

По-видимому, наибольшей точности при оценке глубины очага можно достичь, используя известные значения мощности коры (например, по данным ГСЗ) и наблюдения над волнами, отраженными сверху от ее подошвы. Такие оценки глубин очагов оказались возможными для афтершоков Среднебайкальского землетрясения 1959 г., при которых во многих случаях зарегистрированы отраженные поперечные волны на сейс-

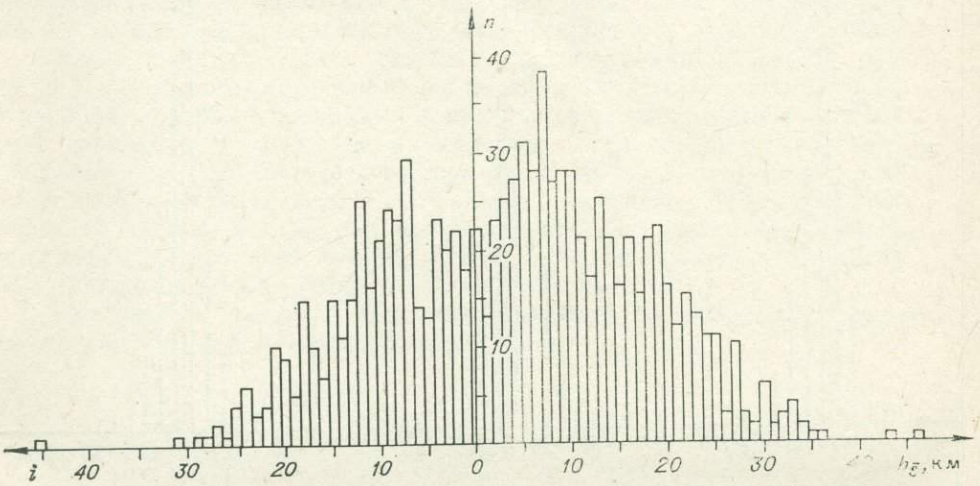


Рис. 81. Распределение глубин очагов землетрясений Прибайкалья за 1967 г. по наблюдениям над волнами $\overline{S}$ (*n* — число определений).

мической станции Баяндай, а в районе, близком к тому, где располагались пункты отражения волн, проведено независимое определение мощности земной коры способом ГСЗ. Расчеты глубины очагов h производились в данном случае на основе соотношения

$$(2H - h)^2 + \Delta^2 = \left(Vr\delta t + \frac{Vr}{V_{\bar{S}}}\sqrt{\Delta^2 + h^2}\right)^2,$$

где V_r — средняя скорость отраженной волны в земной коре, δt — разность моментов вступлений отраженной и прямой волн. Результаты расчетов оформлены гистограммой (см. рис. 80, *д*) и указывают, что глубина афтершоков Среднебайкальского землетрясения 1959 г. очень небольшая.

4. Расчеты глубин очагов землетрясений (наряду с установлением их эпицентров) по наблюдениям над прямыми волнами при наличии сейсмической станции на малом эпицентральном расстоянии ($\leqslant$10 км). Подобная редкая возможность имелась, например, при изучении афтершоков Усть-Муйского землетрясения 1968 г. Вычисления, осуществленные на ЭВМ на основе минимизации сумм квадратов невязок времен пробега, привели к заключению о небольших глубинах — скорее 0—5 км, чем 6—10 км.

Ниже дано распределение толчков Усть-Муйского землетрясения 1968 г. по глубине:

Глубина очага h, км	Использованы волны	
	$\overline{S}$	$\overline{P}$
0	5	12
5	2	3
10	4	1
15	0	0

5. Установление общего статистического распределения глубин очагов для всей Байкальской зоны по наблюдениям над прямыми волнами на сейсмических станциях с эпицентральными расстояниями до 50 км (при определенных, фиксированных, положении эпицентра и значении времени очага) из прямоугольного треугольника очаг — эпицентр — станция.

Примером такого распределения может служить гистограмма, построенная по 952 определениям глубины за 1967 г. (рис. 81). Гистограммы за другие периоды времени по внешнему виду несколько различаются, однако для всех характерно большое количество случаев определения мнимой глубины очага и широкий диапазон ее изменения. Это естественно, если фактические глубины невелики (первые километры), а точность отдельных определений низка, что в действительности и имеет место.

6. Использование макросейсмических сведений для наиболее сильных землетрясений.

Для десяти наиболее сильных землетрясений Прибайкалья по ранее построенным картам изосейст была сделана оценка глубин очагов. Расчеты проводились на основе известных макросейсмических формул (Н. В. Шебалин, 1968) с использованием численных параметров как определенных специально для Прибайкалья, так и средних по различным сейсмоактивным районам. Согласно этим расчетам, очаги достаточно сильных землетрясений также могут локализоваться на небольших глубинах (до 10—15 км), однако из-за малой надежности таких определений им можно придавать лишь вспомогательное значение. Единичные результаты указывают в этом случае на значительные глубины, но они не находят подтверждения какими-либо другими сейсмологическими наблюдениями.

Резюмируя все вышесказанное, следует признать, что на современном этапе развития знаний о землетрясениях Прибайкалья глубины очагов подавляющего их числа (несильные, постоянно регистрируемые землетрясения) можно считать небольшими, скажем, условно равными ~5 км. Правильность такого суждения подтверждается, в частности, тем, что при такой глубине очага оценки мощности коры, сделанные по наблюдениям над отраженными волнами при землетрясениях, согласуются в ряде районов Прибайкалья с данными, полученными глубинными сейсмическими зондированиями. Заключение о небольших глубинах очагов согласуется также с результатами современных исследований сейсмичности иных рифтовых зон, например, восточно-африканского рифта в Кении (Molnar, Agaewae, 1971), среднеатлантического — в Исландии (Ward e. a., 1969).

Это, разумеется, не означает, что в Прибайкалье не может быть какого-то меньшего числа землетрясений с более глубокими очагами. Возможно, например, что несколько более глубокими были Кодарские землетрясения 1970 г. В целом для решения вопросов оценки глубин очагов необходимо изыскивать дополнительные пути, в частности, по-видимому, следует рассмотреть возможности выявления на малых эпицентральных расстояниях волн типа pP (sS).

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Средняя повторяемость землетрясений различной силы — одна из важнейших характеристик сейсмического режима. Интерес представляет изучение средней повторяемости землетрясений как во всем Прибайкалье, так и в отдельных его частях, выделенных по сейсмическим или иным признакам. С этой целью по данным каталога землетрясений Прибайкалья за последние годы был рассчитан ряд линейных графиков повторяемости (зависимости логарифма числа землетрясений соответствующей энергии от логарифма энергии). Результаты расчетов, проведенных по способу наименьших квадратов, приведены в табл. 13. На рис. 82 представлены площади, для которых производились вычисления. Энергетические классы землетрясений K во всех случаях определялись с помощью известной номограммы Т. Г. Раутиан по наблюдениям сети сейсмических станций Прибайкалья.

Важнейший параметр графика повторяемости — его угловой коэффициент γ — для больших площадей (все Прибайкалье, рифтовая область) определяется достаточно устойчиво и численное его значение (—0,5) оказывается близким к среднему для других районов. Вместе с тем для отдельных частей региона значения угловых коэффициентов заметно различаются, свидетельствуя об известной неоднородности сейсмического процесса. Это начинает проявляться уже при сопоставлении двух произвольно выбранных половин рифтовой области: северо-восточной и юго-западной, граница между которыми проходит по меридиану между п-овом Святой Нос и Баргузинским хребтом и по параллели севернее Ушканьих островов. Однако различие здесь еще лежит в пределах возможных погрешностей: угловой коэффициент выше в северо-восточной, чем в юго-западной части рифтовой зоны. При переходе к меньшим областям обнаруживаются вполне определенные различия. Так, в районе дельты р. Селенга и прилегающих районах Байкала угловой коэффициент понижен (~—0,4).

По-видимому, понижен угловой коэффициент графика повторяемости в районе Тункинских впадин и юго-восточной части Восточного Саяна. Это занижение, однако, менее определенно, так как при расчете углового коэффициента за последнее пятилетие (1967—1971 гг.), правда, по меньшему числу наблюдений получается не заниженное, а завышенное его значение (~—0,62, ордината при $K = 10$ равна 0,3). Но такой график по-

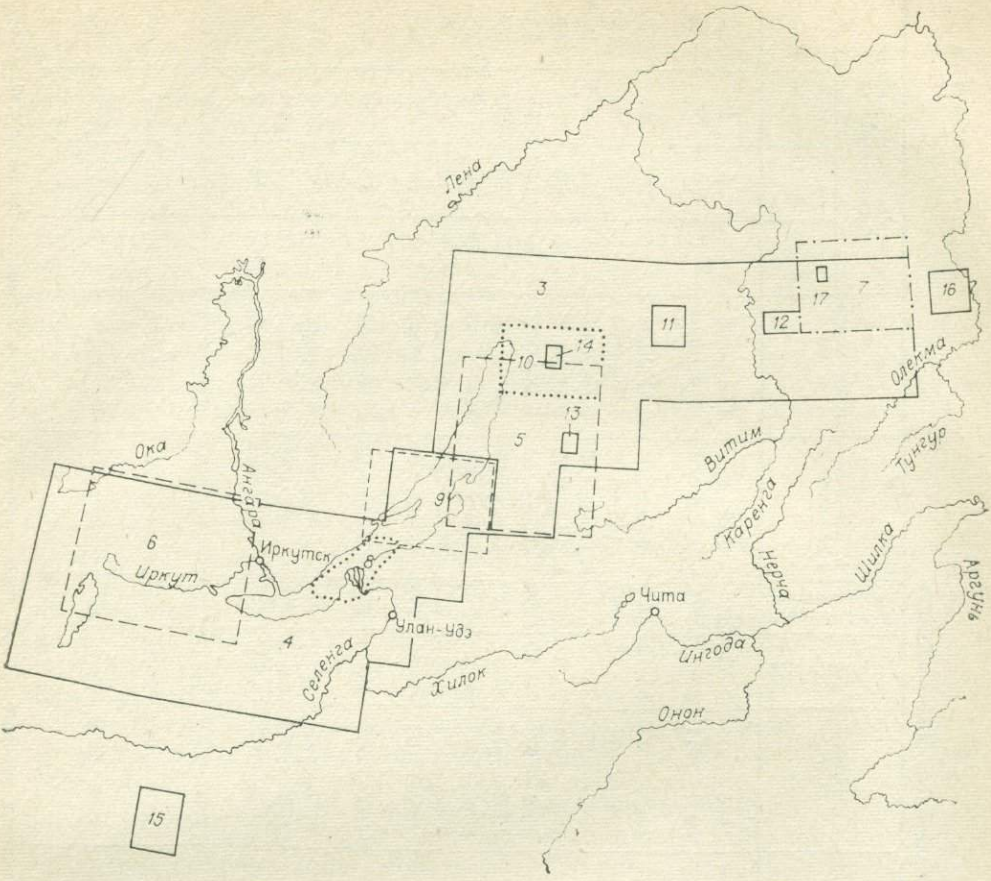


Рис. 82. Схема районов расчета графиков повторяемости землетрясений.
Числа соответствуют номерам районов в табл. 13.

вторяемости не согласуется с фактами, известными для этого района, поскольку тогда следовало бы ожидать повторения землетрясений 14-го энергетического класса через 100 лет, 16-го класса через полторы тысячи лет и т. д. Согласно фактическим данным, в районе происходили землетрясения ~16-го класса в XIX в. и в середине XX в. График повторяемости с меньшим углом наклона (см. табл. 13) лучше согласуется с этими фактами. Повышенные значения коэффициента получены для локальной области в средней части Икатского хребта (долгоживущий Икатский рой землетрясений).

Интересно, что для серий афтершоков Могодского 1967 г., Тас-Юряхского 1967 г., Кодарского 1970 г. землетрясений угловой коэффициент графика повторяемости имеет вполне нормальное значение, близкое к среднему по зоне. Особняком располагаются результаты для роя землетрясений в северной части Баргузинского хребта (конец 1966 — начало 1967 гг.). В этом случае определено весьма низкое значение углового коэффициента, но следует отметить, что этот вывод получен по наименьшему числу наблюдений и не исключена его недостаточно высокая объективность.

Известно, что различие угловых коэффициентов графиков повторяемости может быть связано с различием свойств разрушающейся среды. При разрушении менее однородного, раздробленного материала обнаруживаются более высокие значения этого коэффициента. Возможно, среда в районе дельты р. Селенга, в области Верхнемуйской — Муяканской

Таблица 13

Повторяемость землетрясений Прибайкалья

№ района	Район	Граница района: с. ш., град.	Граница района: в. д. град.	Площадь, тыс. км²	Период, год.	Классы, κ	Число землетрясений	Угловой коэффициент γ	Ордината при $K=10$	Средняя повторяемость землетрясений (лет): $K=14$	$K=15$	$K=16$	$K=17$
1	Вся зона	48—60	96—122	~ 1½ млн.	1965—1971	9—14	2005	—0,49±0,03	1,78±0,06	1—2	5	15	50
2	Зона рифта (3+3)	Согласно рис. 82		437	1968—1971	8—12	3071	—0,52±0,01	1,68±0,01	2	10	30	90
3	северо-восточная часть	»	»	212	1968—1971	8—12	2076	—0,55±0,01	1,47±0,01	5	20	70	240
4	юго-западная часть	»	»	225	1968—1971	8—12	995	—0,48±0,02	1,26±0,03	5	15	40	120
5	Баргузинский	53,0—55,5	108,5—112,0	64	1962—1971	8—12	1376	—0,54±0,02	0,91±0,03	5*	20*	60*	190*
6	Тункинско-саянский	51—53	100—104	61	1962—1971	8—11	294	—0,43±0,02	0,41±0,02	20	60	200	750
7	Кодаро-Удоканский	56,0—57,3	117,0—120,0	26	1965—1971	7—10	1194	—0,50±0,01	0,58±0,03	20	50	150	400
8	Дельта р. Селенги	Согласно рис. 82		14½	1962—1971	8—12	429	—0,41±0,01	0,59±0,02	25	80	250	850
9	Средний Байкал	52,7—54,0	106,5—109,5	29	1965—1971	8—11	618	—0,40±0,03	0,92±0,03	10	30	70	200
9	»	52,7—54,0	106,5—109,5	29	1965—1971	8—12	623	—0,46±0,04	0,86±0,06	5	10	30	80
10	Северный Байкал	55,0—56,0	109,5—112,0	17½	1965—1971	8—11	579	—0,49±0,02	0,77±0,02	10	30	80	250
10	То же без Баргузинского роя 1966—1967 гг.	55,0—56,0	109,5—112,0	17	1965—1971	8—11	497	—0,52±0,02	0,66±0,02	15	50	150	450
11	Верхнемуйский — Муяканский	55,8—56,4	113,3—114,2	3,7	1965—1971	7—10	961	—0,41±0,03	0,71±0,06	25	90	300	950
12	Муйский	56,0—56,3	116,1—117,0	1,9	1967—1971	7—11	396	—0,55±0,02	0,10±0,04	10	20	50	150
13	Икатский	54,20—54,45	111,1—111,5	0,7	1962—1971	8—11	404	—0,62±0,02	0,25±0,02	~100	450	1600	5500
14	Баргузинский рой 1966—1967 гг.	55,41—55,77	110,62—110,98	0,9	1966—1967	7—11	180	—0,36±0,02	0,95±0,04	170	700	3000	12000
15	Афтершоки Могодского землетрясения	47,9—48,8	102,5—103,5	7½	1968—1972	9—11	139	—0,48±0,06	0,81±0,05	10	40	100	350
16	Афтершоки Тас-Юряхского землетрясения	56,2—56,8	120,5—121,5	4,1	1968—1972	8—11	263	—0,52±0,00	0,53±0,00	35	100	400	1300
17	Афтершоки Кодарского землетрясения	56,8±0,1	117,7±0,1	0,2	1970	7—10	309	—0,52±0,06					

Примечание. Оценки, помеченные звездочкой, получены при изменении углового коэффициента и ординаты графика повторяемости на величины средне-квадратичных погрешностей.

впадин, в какой-то мере на Среднем Байкале и, по-видимому, в области Тункинских впадин характеризуется несколько иными, отличительными свойствами по сравнению, например, с районом Баргузинской впадины и Баргузинского хребта. Отметим, что во всех перечисленных областях с пониженным значением углового коэффициента графика повторяемости уже в исторический период происходили сильные землетрясения, но вместе с тем количество афтершоков после значительных толчков нередко было не очень велико. Вопрос этот, однако, непрост, так как возможна зависимость γ и от скорости деформирования (с ростом скорости значение γ уменьшается).

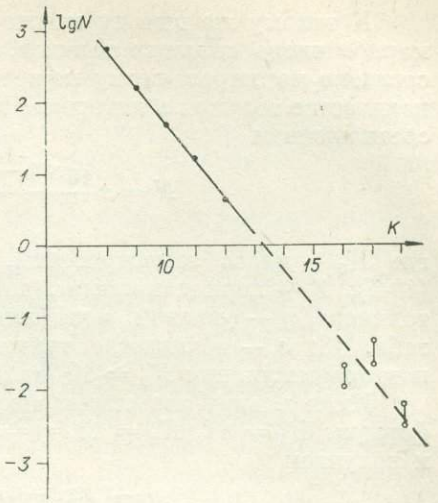


Рис. 83. График повторяемости землетрясений Байкальской рифтовой зоны (черные кружки — по инструментальным данным, светлые — по данным о палеосейсмодислокациях).

Результаты расчетов по полученным графикам повторяемости средних интервалов между землетрясениями наиболее высоких классов (см. табл. 13) разумеется, могут иметь лишь ориентировочное значение, поскольку они получены при значительной экстраполяции предположительно линейной зависимости и при условии, что сейсмический процесс стабилен, т. е. правильно описывается наблюдениями последних лет. Однако сопоставление их с историческими сведениями (последние десятки и одна-две сотни лет) о сильных землетрясениях Прибайкалья, не использованными в вычислениях, показывает, что они этим данным не противоречат. Другой довод в пользу возможности подобных ориентировочных оценок — факт удовлетворительного согласия с графиком повторяемости, построенным для рифтовой зоны по инструментальным сведениям (рис. 83), данных о палеосейсмодислокациях, полученных при систематических сейсмогеологических исследованиях в этой области.

Итоговая сводка палеосейсмодислокаций дает следующее распределение их численности:

Балльность	12	11—12	11	10—11	10	9—10	9	8—9
Число землетрясений	2	1	3	1	41	8	17	1

Указанные данные относятся к значительно более продолжительному времени. Точно установить интервал времени, который представляет эти данные, разумеется, нельзя. Исходя из сейсмогеологических признаков, можно ориентировочно оценить его в тысячу лет.

Очевидно, землетрясения 16-го класса (9 баллов) для этого периода времени оказываются уже непредставительными: сведения о них неполны. Исходные данные нанесены на график (см. рис. 83) также в предположении, что охватываемый период времени вдвое больше (равен двум тысячам лет), что не исключено. При этом обнаруживается несколько лучшее согласие с продолжением графика повторяемости. В целом следует признать, что с рассчитанным графиком повторяемости количество известных палеосейсмодислокаций согласуется вполне удовлетворительно для данных такого рода. Подобная картина наблюдается и в том случае, когда рассмотрение проводится не по всей зоне, а по отдельности для северо-восточной и юго-западной ее половин.

К такому же выводу можно прийти, если ориентироваться на суммарное число сильных толчков, начиная с определенного класса. Так, согласно нормированному по времени графику повторяемости, суммарное количество толчков в интервале классов $K_1 - K_2$ ($K_2 > K_1$) определяется соотношением

$$N = a\frac{10^{\gamma(K_1-K_0)} - 10^{\gamma(K_2-K_0+1)}}{1-10^{\gamma}} \cdot T,$$

где K_0 — класс землетрясений, по которым определяется активность (10-й); T — период времени, для которого находится суммарное число толчков; γ — угловой коэффициент графика повторяемости, взят из табл. 13; a — количество толчков, определенное по ординате графика повторяемости при $K_0 = 10$ (также из табл. 13).

Имея в виду все землетрясения в десять баллов и выше, задаем в формуле $K_1 = 17$, $K_2 = 18$, $\gamma = -0{,}52$, $a = 48$ (antilog 1,68), $T = 1000$ и получаем

$$N = 48\frac{10^{-0,52(17-10)} = 10^{-0,52(19-10)}}{1-10^{-0,52}} \cdot 1000 = 33,$$

т. е. за тысячелетний период, согласно графику повторяемости, должно произойти около 33 таких землетрясений. Это хорошо согласуется с данными, приведенными на с. 214 (около 50 землетрясений), хотя бы уже потому, что интервал в 1000 лет взят довольно условно.

Кроме того, используемые параметры графика повторяемости подвержены случайным погрешностям.

Если, например, γ равно не $-0{,}52$, а $-0{,}50$, то при расчете вместо 33 землетрясений получим 43.

Таким образом, для ориентировочных оценок, по-видимому, вполне можно использовать линейный график повторяемости, построенный по инструментальным данным, экстраполируя его в область толчков высших энергетических классов.

Землетрясения наивысшей силы (18-й энергетический класс) можно ждать в Прибайкалье (площадь $\sim$1,5 млн. км^2) с частотой в полтора века, землетрясения 17-го класса (10 баллов в эпицентральной области) происходят в среднем один раз в полвека, 16-го класса — через $\sim$15 лет (см. табл. 13). Если рассматривать только область Байкальского рифта (меньшая площадь), то эти интервалы времени приблизительно удваиваются. Еще реже следует ожидать замлетрясений отдельно в северо-восточной и юго-западной частях этой зоны (отметим, что различие приводимых в таблице чисел по соответствующим классам в данном случае находится в пределах возможных погрешностей оценок).

Землетрясения 16-го класса в одном из наиболее сейсмоактивных районов Прибайкалья — в районе дельты р. Селенга — должны наблюдаться через три четверти века, 17-го класса — почти через 200 лет. Сходные но несколько меньшие интервалы времени получены для другого особо активного района — Верхнемуйской впадины и Муяканского хребта.

По два варианта решения, приведенные в табл. 13 для районов Среднего и Северного Байкала, указывают, в какой мере получаемые оценки зависят от используемых исходных данных.

Необычные на первый взгляд результаты получены для Муйского района, где в 1957 г. произошло одно из сильнейших землетрясений Прибайкалья, относимое к 17-му классу. Район характеризуется высоким значением сейсмической активности A_{10}, эпицентры концентрируются на небольшой площади, составляющей часть субширотной сейсмической полосы. К югу и северу от нее они практически отсутствуют. Однако, несмотря на высокое значение сейсмической активности A_{10}, полученные в результате экстраполяции средние интервалы времени между землетря-

сениями высоких энергий здесь велики. Данные табл. 13 как бы свидетельствуют о том, что в Муйском землетрясении 1957 г. реализовалось редкое для этого небольшого района явление.

О значительности средних интервалов времени между возможными сильными землетрясениями можно сказать, рассматривая уникальную для Прибайкалья последовательность землетрясений в весьма локальной области центральной части Икатского хребта.

Наконец, к такому же выводу, по-видимому, приводят аналогичные расчеты для зон афтершоков двух других сильных землетрясений — Могодского и Тас-Юряхского. Конечно, вычисления по затухающим во времени сериям афтершоков не могут определить средних интервалов времени между сильными землетрясениями, но они показывают, что даже при таких значительных усилениях сейсмического процесса, какими являются последовательности афтершоков и какие по имеющимся данным не характерны для обычного режима Прибайкалья, регистрируемых слабых толчков все же недостаточно, чтобы сильные землетрясения на небольших площадях повторялись достаточно часто. Так, для того чтобы при условии стационарности режима землетрясения 16-го энергетического класса в указанном Муйском районе в среднем повторялись через 100 лет, наблюдаемая сейсмическая активность должна была бы быть, по крайней мере, в 10 раз более высокой, чем современная.

Разумеется, сказанное не исключает практической возможности повторения в отдельных случаях на небольшой площади нескольких сильных землетрясений в течение короткого интервала времени (как, например, имело место в районе Тас-Юряхского землетрясения), однако это нужно отнести к флуктуациям процесса вопреки средним характеристикам.

Убедительных доказательств нестационарности сейсмического процесса в Прибайкалье в настоящее время нет, как, впрочем, нет и вполне достаточных оснований считать его стационарным. Слишком мал для таких заключений период времени сейсмических наблюдений. Относящиеся сюда факты рассматриваются ниже.

РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ОБЛАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Как известно из исследований маханизмов очагов землетрясений (см. гл. V), ориентация напряжений в земной коре на обширной территории Прибайкалья характеризуется высокой степенью постоянства. Подавляющая часть эпицентров землетрясений, несомненно, тесно связана с относительно узкой и протяженной полосой внутриконтинентального Байкальского рифта, представляющего собой достаточно обособленную единую уникальную сейсмогенную структуру. Не исключено, что тектоническое развитие Байкальского рифта под напором относительно стабильного и однородного поля действующих в земной коре напряжений может следовать некоторым общим закономерностям. Поскольку жизнь рифтовых структур проявляется, в частности, в последовательности землетрясений, можно ожидать какой-то закономерности также и в пространственно-временном их распределении.

Одна из главных задач изучения развития сейсмического процесса во времени — рассмотрение вопроса о возможной цикличности землетрясений. К сожалению, исследования в этом направлении сталкиваются с большими трудностями в связи с тем, что периоды наблюдений (периоды, для которых имеются сведения о землетрясениях) не охватывают интервалов времени, в течение которых возможно наблюдать повторение процесса в его основных чертах.

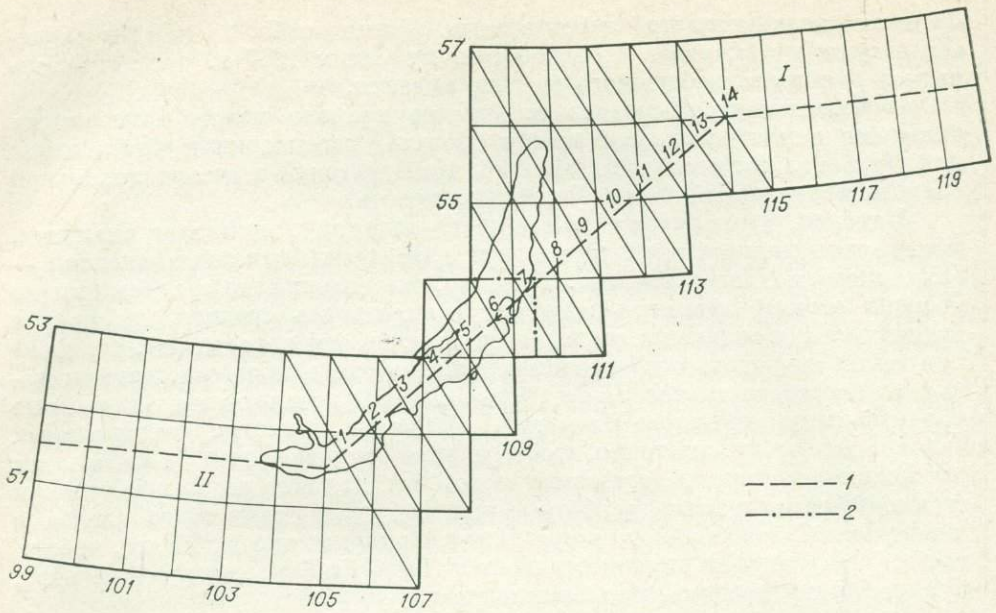


Рис. 84. Схема проведения условной оси Байкальской рифтовой зоны.

1 — условная ось рифтовой зоны; *2* — условная граница, разделяющая северо-восточную (*I*) и юго-западную (*II*) части зоны.

Все же иногда подобный анализ оказывается возможным и приводит к интересным результатам. Так, С. А. Федотовым (1968) выдвинуты представления о сейсмическом цикле в 140 ± 60 лет для землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии.

Для изучения развития сейсмического процесса в зоне Байкальского рифта была построена диаграмма пространственно-временного распределения землетрясений. По оси ординат откладывалось время, осью абсцисс служила условная осевая линия рифтовой системы, ориентированная, как указано на рис. 84, штриховой линией. На эту линию проектировались эпицентры из прилегающих областей эпицентрального поля. Территория, на которой располагались эпицентры рассмотренных землетрясений, покрыта на рис. 84 градусной сеткой.

Масштабом по горизонтальной оси служили сначала градусы долготы между 99—105-м меридианами (по параллели 51,5° с. ш.), затем—условная шкала, полученная при пересечении указанной осевой линии рифтовой системы диагоналями, соединяющими противоположные углы градусной сетки, и, наконец, градусы долготы между 114—120-м меридианами (по 56-й параллели). Под осью указаны близлежащие географические районы.

Диаграмма построена в двух вариантах: 1) по всем известным землетрясениям с $M = 4$ и выше (12-й энергетический класс и выше) за весь период времени, для которого имеются исторические и инструментальные сведения (рис. 85); 2) за 1967—1972 г. по землетрясениям с 9-го энергетического класса (в целях привлечения информации о более слабых толчках; рис. 86). Источником исходного материала служил каталог землетрясений, по которому построена карта эпицентров наиболее сильных землетрясений Прибайкалья, и список инструментально определенных эпицентров за последние годы.

Использованные исходные данные для различных периодов времени неравноценны по полноте и точности. За XIX в. имеются лишь отрывочные сведения о наиболее сильных землетрясениях, да и то только в юго-

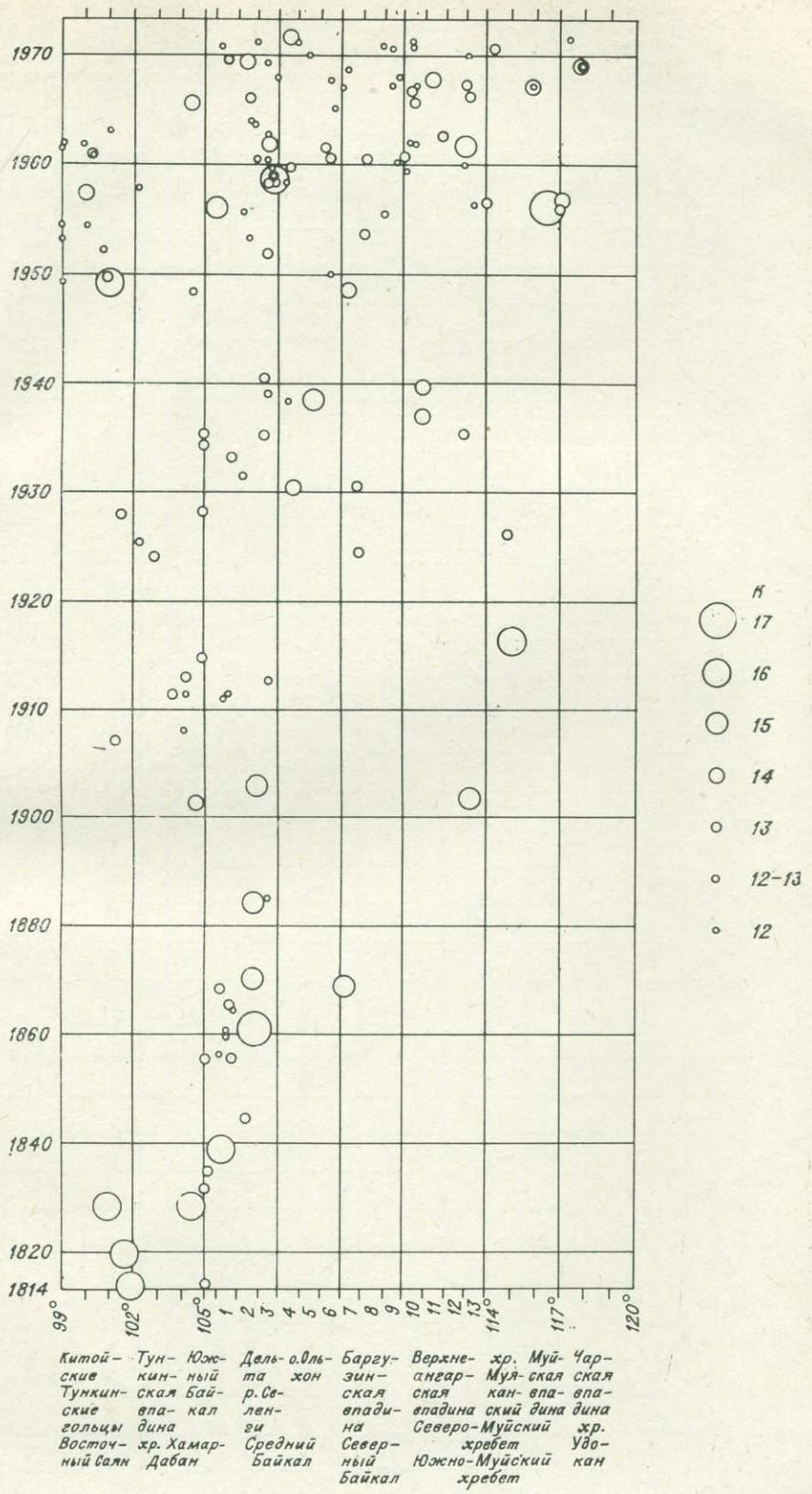


Рис. 85. Пространственно-временной график распределения наиболее сильных землетрясений Прибайкалья (с $M > 4$, $K \geqslant 12$) за XIX—XX вв. (в проекции на условную ось рифтовой системы согласно рис. 84).

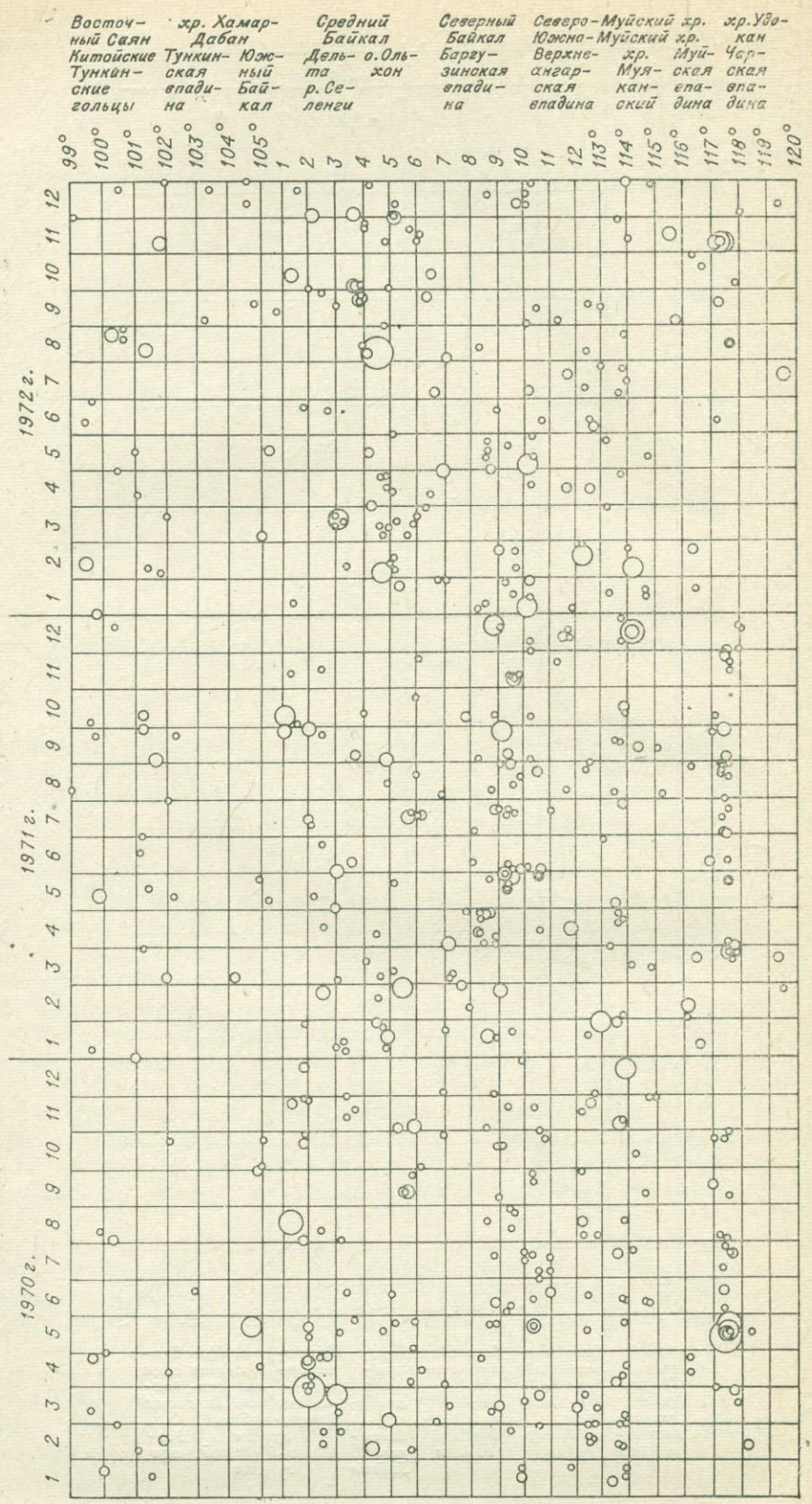
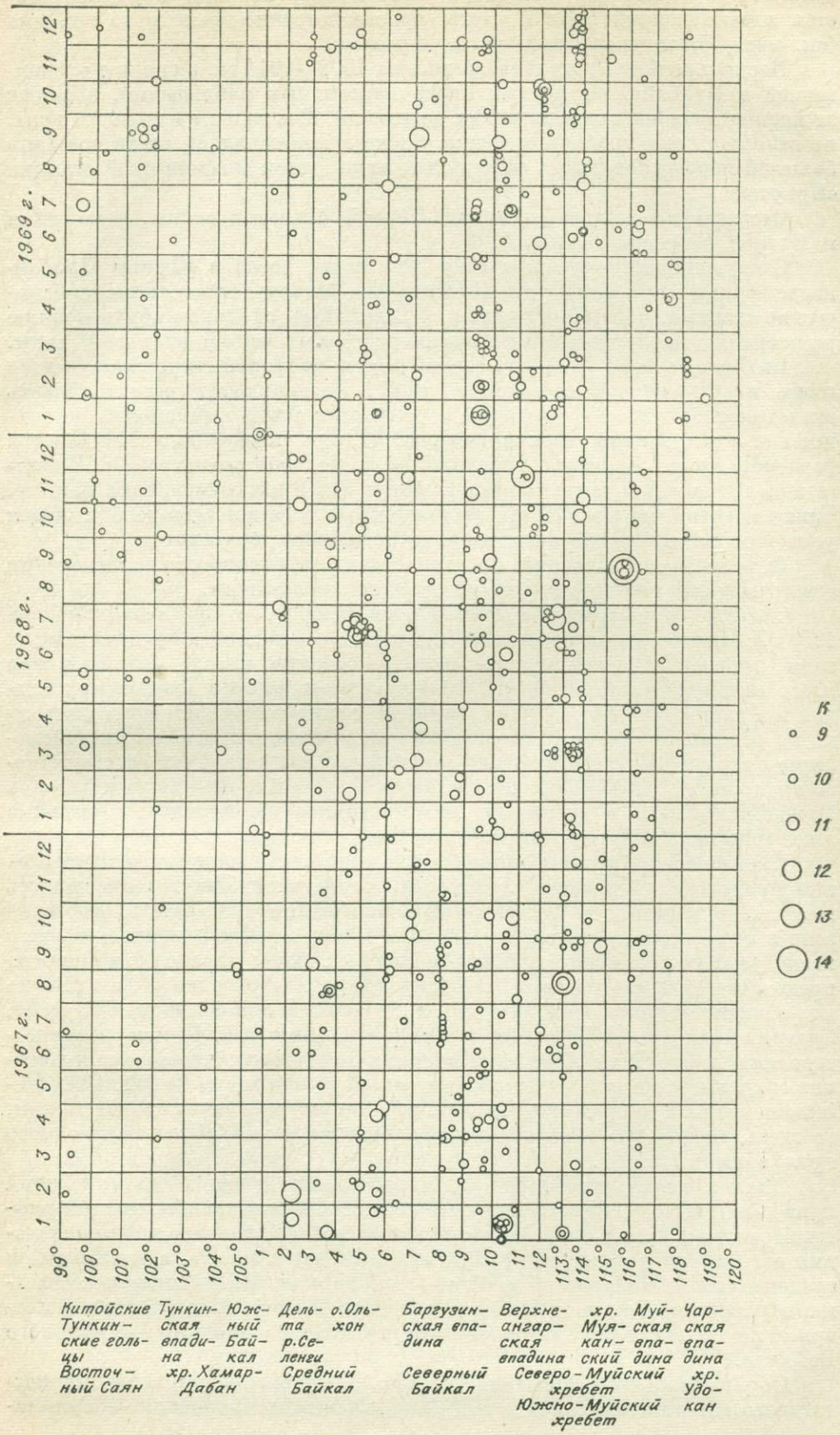


Рис. 86. Пространственно-временной график распределения землетрясений Присогласно



байкалья с $K \geqslant 9$ за 1967—1972 гг. (в проекции на условную ось рифтовой системы рис. 84).

западной половине рифтовой зоны. Несомненно, по этой причине остается незаполненной правая часть пространственно-временного графика (см. рис. 85) за указанный период времени.

Несколько более детальны данные за 1902—1914 гг. в связи с организацией в Прибайкалье первых инструментальных наблюдений, а также за период времени с середины 20-х до начала 40-х годов настоящего века, но относятся они преимущественно также к юго-западной части зоны и в большей мере основаны на материалах лишь одной сейсмической станции «Иркутск».

Отсутствуют данные за время Первой Мировой войны, революции и Второй Мировой войны.

Следующий период охватывает 50-е годы, когда в Южном Прибайкалье функционировали три относительно малочувствительные сейсмические станции, которые не могли осуществлять сколько-нибудь полную регистрацию землетрясений из северо-восточных частей рифтовой зоны.

Наконец, с 1960—1961 гг. сейсмичность рифтовой системы изучается сетью из 10—20 сейсмических станций, позволяющих регистрировать землетрясения из всех ее частей с более или менее одинаковой детальностью. Это отчетливо заметно на рис. 85, где определенно проявляется разнообразие и всех иных описанных выше условий регистрации. Естественно, лучшим условиям соответствуют и более многочисленные данные. Таким образом, по рис. 85 нельзя утверждать о каком-либо особом общем усилении сейсмической активности в последние десятилетия.

В результате изучения пространственно-временного распределения землетрясений можно сделать следующие заключения.

Сильные землетрясения (Мондинское 1950 г. и Среднебайкальское 1959 г.), отмеченные в последнее время в юго-западной и средней частях зоны, произошли в районах, где ранее — столетие назад — также имели место сильные землетрясения: соответственно в районе Тункинских впадин и в заливе Провал. Однако местоположения таких эпицентров взаимно не совпадают (очаги располагались на различных локальных сейсмогенных структурах). Поэтому для заключения о цикличности сейсмического процесса в Прибайкалье нет достаточных данных. Для других районов Прибайкалья, где в последние десятилетия также произошли сильные землетрясения, отсутствуют исторические сведения.

Имеющиеся факты свидетельствуют о том, что сильные землетрясения происходят в последовательности, которая исключает возможность говорить о каком-либо постепенном вспарывании субстрата в рифтовой зоне в определенном интервале времени в одном направлении. Эпицентр последующего сильного толчка обычно расположен далеко от эпицентра предыдущего землетрясения (Мондинское землетрясение 1950 г.— на юго-западном фланге зоны, Муйское 1957 г.— в северо-восточной ее части, Среднебайкальское 1959 г.— в центральных областях). Рассмотрение материалов наблюдений за отдельные годы показывает, что такое положение сохраняется и для более слабых землетрясений (с $K \geqslant 12$). Под действием мощных напряжений подвижки в земной коре происходят то там, то здесь, положение эпицентров смещается скачками, нередко из одного края зоны в другой.

Анализ пространственно-временного распределения землетрясений приводит к выводу, что современная сейсмичность отдельных частей рифтовой системы различна. Малосейсмичен район юго-западного окончания оз. Байкал и области, прилегающей к нему с запада, а также район средних частей Каларского хребта — хр. Удокан. По сравнению с соседними районами Среднего Байкала и северо-востока более слабые землетрясения происходят в районе Баргузинской впадины — Северного Байкала.

Обращает на себя внимание (см. рис. 85) прекращение в течение последнего десятилетия толчков с $K \geqslant 12$ в области Китойских — Тункин-

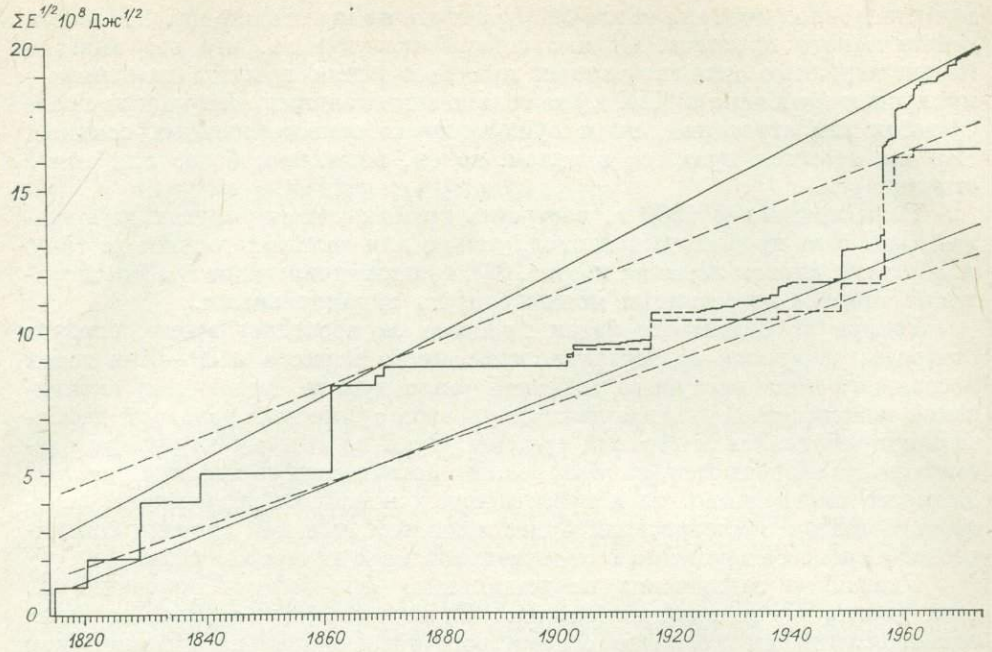


Рис. 87. График высвобождения условных упругих деформаций в области Байкальского рифта (по методике Беньоффа).

ских гольцов — Восточного Саяна. Не регистрировались такие толчки также перед Усть-Муйским (1968 г.) и Кодарским (1970 г.) землетрясениями 14-го класса (в период времени после Муйского землетрясения 1957 г. на северо-восточном фланге рифтовой системы).

Однако если обратиться к рис. 86, содержащему информацию и о более слабых землетрясениях, то оказывается, что в обоих случаях более слабые толчки все же наблюдались и в значительном количестве. Тесные группы землетрясений (см. рис. 86) соответствуют роям толчков и последовательностям афтершоков, более или менее протяженные полосы вдоль оси времен — оживлению сейсмичности, нередко после более значительных землетрясений. В других случаях после таких же по выделившейся энергии землетрясений подобного оживления сейсмичности не наблюдалось.

В целом при рассмотрении указанных материалов создается впечатление, что сейсмический процесс в области Байкальского рифта во времени довольно равномерен при наличии, разумеется, его значительных временных флуктуаций.

Другая характеристика развития сейсмического процесса в Байкальской рифтовой области получена при изучении высвобождения — в последовательности землетрясений — условных упругих деформаций (по Беньоффу) (рис. 87). Для построения этого рисунка использованы те же материалы, что и для описанного выше графика пространственно-временного распределения землетрясений и карты наиболее сильных землетрясений Прибайкалья (примененная методика приближенного перехода от макросейсмических исторических сведений о землетрясениях к энергетическим классам пояснена выше).

Форма этой зависимости обычная, ступенчатая и свидетельствует о том, что сейсмические процессы на протяжении периода времени, в течение которого имеются исторические сведения, не затухают. Ограничивающие график прямые (см. сплошные линии на рис. 87) с течением

времени расходятся, что могло бы указывать на повышение интенсивности сейсмического процесса. Однако естественнее думать, что это вызвано неоднородностью использованных при построении графика сведений — пропуском (особенно в XIX в.) не только значительных афтершоков после сильных землетрясений, но и существенных самостоятельных толчков. Что же касается процесса в целом, то он, возможно, более или менее станионарен.

Если начиная с 1900 г. построить график снятия упругих деформаций, как и за предыдущий период, только для сильных толчков (с 15-го класса; штриховая ломаная на рис. 87), то ограничивающие график штриховые прямые практически можно считать параллельными.

Говоря об отдельных фазах процесса за последнее время, следует отметить, что после относительно спокойного периода в 50—60-х годах настоящего века наступила заметная (надо думать, временная) активизация сейсмической деятельности, и уровень суммарной условной деформации приблизился к верхней границе. Судя по общему характеру рассмотренной зависимости, за этим должен последовать ее пологий участок. Если это справедливо, то в предстоящие ближайшие десятилетия опасность больших землетрясений будет понижена, так как энергия сейсмического процесса временно в значительной мере исчерпала себя.

Указанные заключения представляются еще более обоснованными, если учесть, что на графике (см. рис. 87) не нанесено несколько сильных землетрясений из крайнего северо-восточного окончания сейсмической зоны (Олекминское и Нюкжинское 1958 г., Тас-Юряхское 1967 г.). С включением этих землетрясений уровень последней активизации повысился бы еще больше.

Средняя скорость снятия условных упругих деформаций (наклон полосы между штриховыми линиями на рис. 87) для областей Байкальского рифта оказывается сопоставимой с аналогичной величиной для района Северного Тянь-Шаня (Курочкина, Нерсесов, 1970).

Глава IX

СОТРЯСАЕМОСТЬ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Расчеты сотрясаемости проводились по известной методике Ю. В. Ризниченко (Ризниченко и др., 1969), использующей карты сейсмической активности, максимально возможных землетрясений и закономерность затухания сотрясений с расстоянием. Практически значения активности первоначально снимались с карты (см. рис. 76), построенной по наблюдениям за 1962—1971 гг.

При расчетах сотрясаемости выяснилась большая зависимость результатов от сравнительно небольших изменений углового коэффициента графика повторяемости γ. Поэтому в окончательном варианте расчетов использовалась карта активности, полученная не для одного значения углового коэффициента по всей зоне, а при минимальной его дифференциации, что лучше соответствует исходному материалу, хотя, по-видимому, и не решает проблему полностью. Для северо-восточной половины зоны значение γ принималось прежним, равным — 0,5, для юго-западной (западнее 109-го меридиана) — 0,4. Эта карта сейсмической активности по существу мало отличалась от первой: конфигурация изолиний оставалась прежней и обычно происходил лишь их небольшой сдвиг. Учитывая возможные погрешности расчетов сотрясаемости, обусловленные иными причинами, и погрешности составления самих карт активности указанным небольшим различиям карт сейсмической активности не следует придавать существенного значения.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОТРЯСЕНИЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Характеристики затухания сейсмических сотрясений с расстоянием при сильных землетрясениях Прибайкалья, необходимые для расчета сотрясаемости, могут быть получены при анализе карт изосейст для известных землетрясений. При этом обычно используется известная макросейсмическая формула (Шебалин, 1968)

$$I_i = bM - s \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + c,$$

где M — магнитуда землетрясения; h — глубина очага; Δ_i — радиус изосейсты; I_i — балльность на расстоянии Δ_i от эпицентра, b, s, c — постоянные параметры. Указанное соотношение удовлетворяется лишь приближенно, поэтому можно определить только ориентировочные значения параметров. Для их оценки на данном этапе могли быть использованы карты изосейст для восьми землетрясений Прибайкалья:

Землетрясение	Дата	M
Среднебайкальское	29/VIII 1959 г.	6,7
Хамар-Дабанское	8/I 1963 г.	4,5
На Среднем Байкале . . .	10/II 1963 г.	5,5

Землетрясение	Дата	M
Усть-Муйское	31/VIII 1968 г.	,4 5
Святоносское	24/XI 1968 г.	4,8
Верхнеангарское	26/XI 1968 г.	5,3
На Среднем Байкале . . .	28/III 1970 г.	5,5
Кодарское	15/V 1970 г.	5,6

Параметр b, который, согласно литературным данным, мало изменяется от района к району, принимался равным 1,5 — среднему для ряда сейсмоактивных областей. Коэффициенты s и c вычислялись способом наименьших квадратов из соотношения

$$s\lg\sqrt{\Delta^2 + h^2} - c = bM - I_i.$$

Средний радиус изосейсты Δ_i находился как квадратный корень из произведения наибольшего и наименьшего радиусов. Исходные данные, использованные в расчетах, и полученные результаты приведены в табл. 14.

В качестве итоговых результатов оценки средних значений коэффициентов затухания, по-видимому, следует принять следующие: $s = 3$, $c = 2^1/_2$ (при заданном значении $b = 1^1/_2$).

Расчет средних диаметров изосейст на основе вышеприведенной макросейсмической формулы с использованием указанных значений параметров (табл. 15) свидетельствует об удовлетворительном согласии их с раз-

Таблица 14

Расчет коэффициентов затухания

Землетрясение	$1{,}5M - I_i$	$\lg\sqrt{\Delta_i^2 + h^2}$	
		h=10 км	h=20 км
Среднебайкальское	2,1	1,314	1,360
	3,1	1,487	1,509
	4,1	2,035	2,037
	5,1	2,510	2,511
	6,1	2,578	2,578
Хамар-Дабанское	0,75	1,525	1,544
	1,75	1,689	1,699
	2,75	1,984	1,987
На Среднем Байкале	2,25	1,429	1,458
	3,25	1,724	1,732
	4,25	2,188	2,189
Усть-Муйское	2,1	1,256	1,315
	3,1	1,562	1,578
	4,1	2,016	2,018
	5,1	2,232	2,233
Святоносское	1,2	1,072	1,188
	2,2	1,624	1,637
	3,2	1,862	1,865
	4,2	1,990	1,992
Верхнеангарское	2,95	1,831	1,835
	3,95	2,284	2,285
	4,95	2,393	2,394
На Среднем Байкале	2,25	1,755	1,774
	3,25	1,961	1,969
	4,25	2,159	2,163
Кодарское	2,4	1,561	1,605
	3,4	1,917	1,926
	4,4	2,186	2,188
Вычисленные значения коэффициентов s и c	s=3,0±0,3; c=2,2±0,6;		s=3,1±0,3; c=2,5±0,6

мерами изосейст, установленными В. П. Солоненко по эмпирическим данным.

Удовлетворительно согласуется с эмпирической зависимостью В. П. Солоненко между магнитудой и балльностью (описанной и использованной ранее) также и расчет по этим формулам балльности в эпицентре при заданных магнитудах.

Отметим, что принятые значения коэффициентов затухания сотрясений не очень отличаются от средних значений, полученных по различным сейсмоактивным районам: $b = 1{,}5$; $s = 3{,}5$; $c = 3$ (Шебалин, 1968). Нужно, однако, иметь в виду, что картина затухания сотрясений для отдельных землетрясений может быть довольно своеобразной, заметно отличающейся от осредненной. Переход от осредненных характеристик к более конкретизированным (в частности, учет азимутальных особенностей) требует дальнейших специальных исследований. Значения коэффициентов нуждаются в уточнении с привлечением дополнительных исходных данных.

Таблица 15

Расчетные диаметры круговых изосейст ($h = 10$ км), км

Энергетический класс землетрясения, K (балльность)	Балльность				
	10	9	8	7	6
17-й (X)	32	80	173	380	815
16-й (IX)	—	40	90	200	430
15-й (VIII)	—	9	32	104	228

КАРТА МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В расчетах сотрясаемости использовались два варианта карты максимальных возможных землетрясений: карта, полученная на основе корреляции с сейсмической активностью A_{10}, и карта, построенная в результате сейсмогеологических исследований. Вторая заимствована из работы В. П. Солоненко «Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны» (1968 б).

По поводу первой карты (рис. 88) следует сделать некоторые пояснения.

Попытки установления корреляционной зависимости, специфичной для Прибайкалья (с различными площадями осреднения при установлении средней активности или, в частности, по площадям зон афтершоков для землетрясений соответствующих классов), не увенчались успехом. Поэтому карта строилась по корреляционной зависимости Ю. В. Ризниченко для Средней Азии (Ризниченко, 1966):

$$\lg A_{10} = \bar{2},84 + 0{,}21(K_{\max} - 15),$$

основанной на большем фактическом материале. Радиусы R площадей, для которых при этом находилась сейсмическая активность, следующие (км):

K	10	11	12	13	14	15	16	17
R	20	20	21	27	34	46	72	144

В качестве источника фактического материала по распределению эпицентров использованы описанные ранее карта эпицентров землетрясений Прибайкалья за 1962—1971 гг. (см. рис. 74) и соответствующая карта сейсмической активности (см. рис. 76).

Как и следовало ожидать, области наиболее сильных возможных землетрясений на полученной карте $K_{\max}$ размещаются в основном в зоне рифта. Большую площадь в центральной и северо-восточной частях зоны за-

нимают области возможных землетрясений 16-го энергетического класса. Распределение эпицентров известных наиболее сильных землетрясений (с $K \geqslant 14$), также указанных на карте, в ряде случаев удовлетворительно согласуется с полученной картиной. Однако иногда различие весьма существенно и в связи с этим карта была скорректирована следующим образом: на северо-востоке, в районе эпицентра Муйского землетрясения 1957 г расчетное значение K_{max} составило 16. Поскольку Муйское землетрясение было более сильным, на карте здесь указана область $K_{max} = 17$ (ограничена штрих-пунктирной линией). Несколько выше расчетного указано на карте значение K_{max} для района Тас-Юряхского и Нюкжинского землетрясений. Аналогичное положение в районе дельты р. Селенга, где, как известно, в 1862 г. произошло очень сильное землетрясение, а расчетные данные едва достигают значений $K_{max} = 16{,}5$.

В районе Тункинских впадин указана область $K_{max} = 16$, ориентированная в широтном направлении. Согласно расчетам, K_{max} здесь несколько не достигает 16-го класса (и на заметно меньшей площади).

Существенные расхождения обнаруживаются на крайнем юго-западе зоны — в области известных сильнейших землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Расчетные значения K_{max} не достигают 16, а толчки 1905 г. следует отнести к 18-му классу. Еще хуже соответствие в районе Могодского землетрясения 1967 г. на южной границе зоны. Землетрясение можно считать относящимся к 17-му классу, а расчетное значение K_{max} оказывается равным 13. Другое землетрясение Северной Монголии 6/II 1957 г. 15-го класса — оказывается в области с $K_{max} = 12$.

В соответствующих районах на карте K_{max} внесены изменения. При этом площади для возможных землетрясений высших классов выбирались в согласии с соотношением Утсу и Секи (Utsu, Seki, 1955), выведенным ими для зон афтершоков;

$$\lg s = 1{,}02\,M - 4{,}01,$$

где s — площадь зоны, M — магнитуда землетрясения.

Отношение продольных и поперечных осей этих областей, ограниченных на карте штрих-пунктирными линиями, принималось равным 1 : 2, ориентировались они согласно общему простиранию структур.

Пунктирными линиями на карте ограничены области, в которых рассчитанные значения K_{max} лишь на 0,25 или еще менее не достигают соответствующих (указанных в данном месте) максимальных величин. Это области в Северном и Восточном Прибайкалье, а также на западе сейсмической зоны (меридионально ориентированная область).

Описанная карта K_{max}, безусловно, не может претендовать на полное и окончательное решение вопроса о максимальных возможных землетрясениях Прибайкалья. Это всего лишь рабочий вариант, предназначенный только для ориентировочных расчетов. По мере накопления новых данных он должен быть дополнен и изменен. Для большей обоснованности выводов в расчетах, предполагающих использование сведений о K_{max}, должны рассматриваться и другие варианты.

Полученная карта только в общих чертах сходна с упоминавшейся ранее картой максимальных возможных землетрясений по сейсмогеологическим данным. Карта, основанная на результатах сейсмогеологических исследований, более детальна, во многих случаях на ней выделены относительно узкие полосы, где согласно использованным критериям возможны землетрясения высшей интенсивности, в частности, и в районах с низкой современной сейсмической активностью. На карте, построенной по сейсмологическим данным, в этих районах не следует ожидать сильных землетрясений (например, между юго-западной оконечностью Байкала и Тункинской впадиной). В то же время некоторые районы на этой карте, где согласно результатам сейсмогеологического изучения не бывает сильных землетрясений, охватываются областью высоких значений K_{max}. Примером

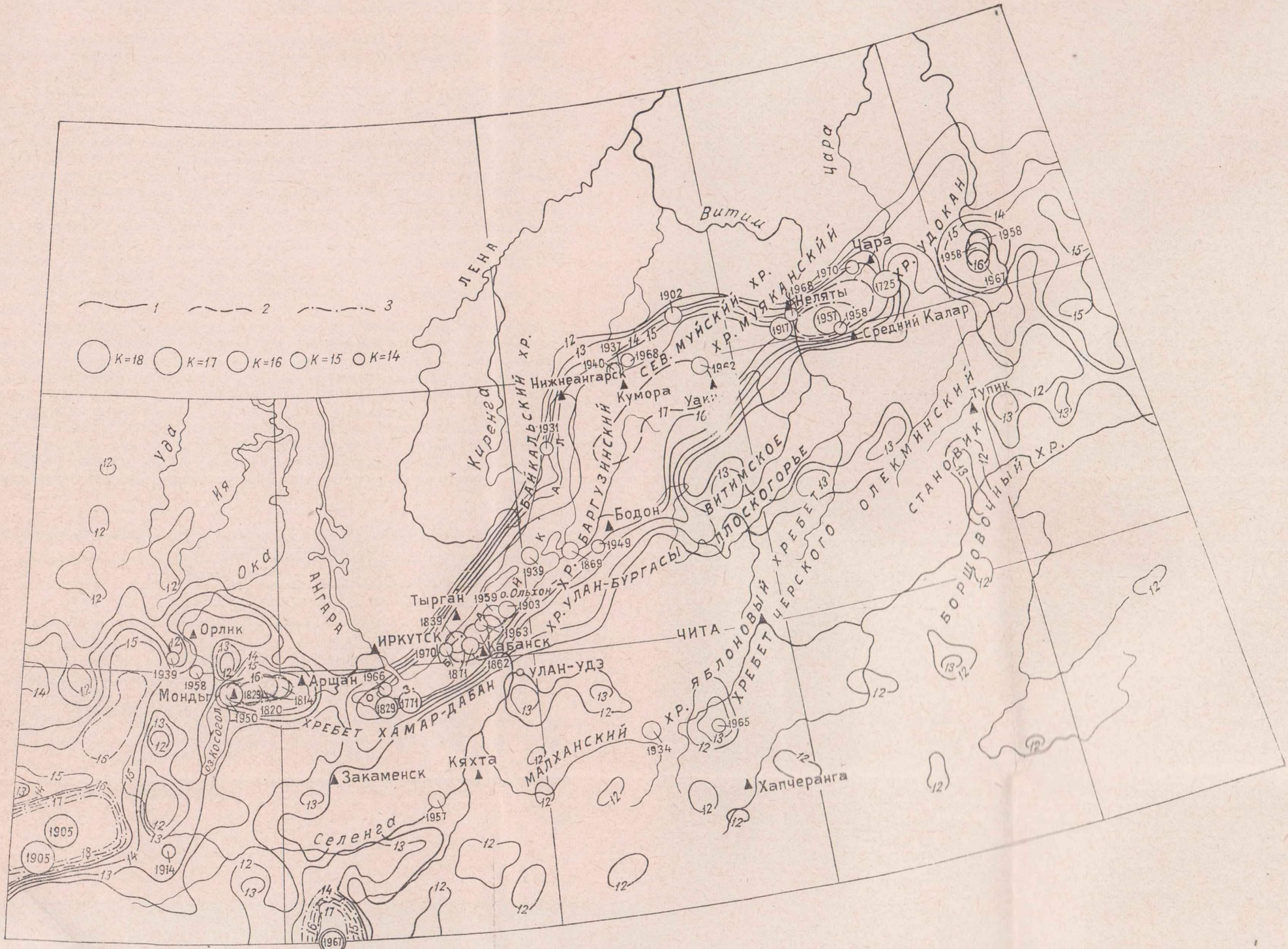


Рис. 88. Карта максимально возможных землетрясений Прибайкалья (построена по методике Ю. В. Ризниченко).

1 — изолинии K_{max}, *2* — то же, когда K_{max} округлено до бо́льших значений, с преувеличением на $\leqslant 0{,}25$; *3* — скорректировано по данным о сильных землетрясениях.

могут служить районы, прилегающие с востока к Северному Байкалу, севернее Баргузинской впадины. Вообще, области высоких значений K_{max} на этой карте более широкие.

Результаты расчета сотрясаемости

Элементарные площадки ΔS, на которые разбивалась вся исследуемая территория, в расчётах принимались равными 0,2° по широте и 0,2° по долготе. Учитывая поклассовое распределение K_{max} на картах максимальных возможных землетрясений, в формулу для расчета сотрясаемости вместо K_{max} подставлялось значение $K_{max} + 0{,}5$. При расчетах сотрясаемости B с балльностью I и выше практически в формуле бралось значение $I - 0{,}5$.

Угловой коэффициент графика повторяемости (—0,5) первоначально считался постоянным для всей зоны, так же как и коэффициенты в формуле затухания балльности с расстоянием.

При использовании карты K_{max}, построенной по сейсмологическим данным, рассчитаны средние периоды повторения сотрясений для сотрясений $\geqslant 9$, $\geqslant 8$, $\geqslant 7$ баллов (вариант 1). Так как карта K_{max}, основанная на данных сейсмотектоники района, составлена для меньших площадей, аналогичные расчеты при ее использовании можно было провести только для сотрясений $\geqslant 9$ и $\geqslant 8$ баллов (вариант 2). Общее представление о рассчитанных вариантах карт сотрясаемости можно составить из табл. 16.

Всем вариантам карт присущи некоторые общие черты. Так, в каждом из них наибольшая сотрясаемость характерна для одних и тех же районов: Среднего Байкала, Тункинских впадин, Верхнемуйской — Муяканской впадин, области между северо-восточным окончанием Южно-Муйского хребта и хр. Удокан, а также собственно хр. Удокан.

Сейсмическая сотрясаемость Забайкалья такова, что ею можно пренебречь.

Чем меньше балльность, для которой рассчитывается сотрясаемость, тем, естественно, шире охватываемые изолиниями площади. Карты сотрясаемости, построенные при использовании карты K_{max}, основанной на сейсмотектонических признаках, содержат больше деталей, чем аналогичные карты сотрясаемости, при расчете которых использовались менее детализированные карты K_{max} по сейсмологическим данным. При этом в первом случае в части районов расчет приводит к более низким значениям сотрясаемости (как, например, на отдельных участках в Баргузинском районе), в других районах области рассчитываемой сотрясаемости несколько расширяются (Южный Байкал, восточная часть Тункинских впадин). Однако

Таблица 16

Расчетные минимальные средние периоды повторения сотрясений (T, соответствующие первым изолиниям), лет

Район	Вариант 1, $\gamma = -0{,}5$			Вариант 2, $\gamma = -0{,}5$		Вариант 1, $\gamma = -0{,}4 - 0{,}5$		
	$\geqslant 9$	$\geqslant 8$	$\geqslant 7$	$\geqslant 9$	$\geqslant 8$	$\geqslant 9$	$\geqslant 8$	$\geqslant 7$
	балл							
Средний Байкал	1000	200	50	1000	200	200	50	20
Тункинские впадины . . .	2000	500	50	2000	500	1000	200	50
Верхнемуйская — Муяканская впадины	1000	200	50	2000	200	1000	200	50
Между Южно-Муйским хребтом и хр. Удокан	1000	200	50	2000	500	1000	200	50
Баргузинский	2000	500	100	2000 и больше	500	2000	500	100

Примечание. В вариантах использованы карты K_{max}: 1 — по сейсмологическим данным; 2 — по данным сейсмотектоники.

в общих чертах сохраняется хорошее соответствие карт, составленных в этих двух вариантах, и это нужно особо подчеркнуть. В целом результаты довольно мало зависят от того, какая из карт K_{max} использована.

Все рассчитанные карты удовлетворительно характеризуют относительное распределение сотрясаемости по площади, т. е. дают объективный материал для сравнения сотрясаемости отдельных районов между собой. Что же касается абсолютных ее значений, то здесь необходимо отметить следующее.

Карты, полученные с использованием среднего для всей зоны углового коэффициента графика повторяемости (—0,5), по-видимому, содержат заниженную оценку сотрясаемости, по крайней мере, для юго-западной половины рифтовой зоны. Наиболее сейсмичные районы в этой части рифтовой системы (Средний Байкал, Тункинские впадины), дающие основной вклад фактического материала и представляющие наибольший интерес при расчетах сотрясаемости, характеризуются меньшим угловым коэффициентом ($\sim$ —0,4). В то же время в северо-восточной половине зоны больше районов, приближающихся по значению углового коэффициента к —0,5. Поэтому при расчете карт сотрясаемости в другом варианте (рис. 89 — 92) в известной степени условно предполагалось, что угловой коэффициент графика повторяемости составляет —0,4 для юго-западной части рифтовой зоны (до меридиана 109° в. д.) и —0,5 для второй ее половины.

Сравнение различных вариантов расчета приведено в табл. 16, где для отмеченных выше наиболее сейсмоопасных районов Байкальского рифта даны значения времени, соответствующие первой изолинии (ограничивающей территорию с наибольшей для данного района повторяемостью сотрясений).

Сопоставление расчетов с известными историческими сведениями (табл. 17) осуществлено в двух пунктах — Кабанске и Иркутске, для которых эти сведения наиболее многочисленны. По единичным случаям выводы о повторяемости сотрясений из-за возможности значительных флуктуаций, разумеется, делать рискованно.

В последних двух колонках содержатся результаты расчетов сотрясаемости $T_{расч}$ для двух описанных выше случаев: при $\gamma = -0{,}5$ и $\gamma = -0{,}4 \div -0{,}5$. Первые колонки содержат данные для вычисления $T_{набл}$.

За интервалы времени, для которых можно предполагать отсутствие заметных пропусков сведений, подсчитано число наблюдавшихся земле-

Таблица 17

Сопоставление $T_{набл}$ и $T_{расч}$ средних периодов повторения сотрясений интенсивностью I и выше

Балльность	Интервал времени, лет	Число землетрясений	$T_{набл}$, лет	$T_{расч}$, лет	
				$\gamma=-0{,}4-0{,}5$	$\gamma=-0{,}5$
		Кабанск			
5	70(1902—1972)	13	5	2*	5
6	70	6	12	15	20
7	70	1—2		25	100
8	~110	1		100	400
9				500	2500
		Иркутск			
5	70(1902—1972)	18	4	7*	25*
6	70	4	20	40	150
7				350	2000
8				>50000	∞

Примечание. Звездочками отмечены величины для сотрясений с пятого балла.

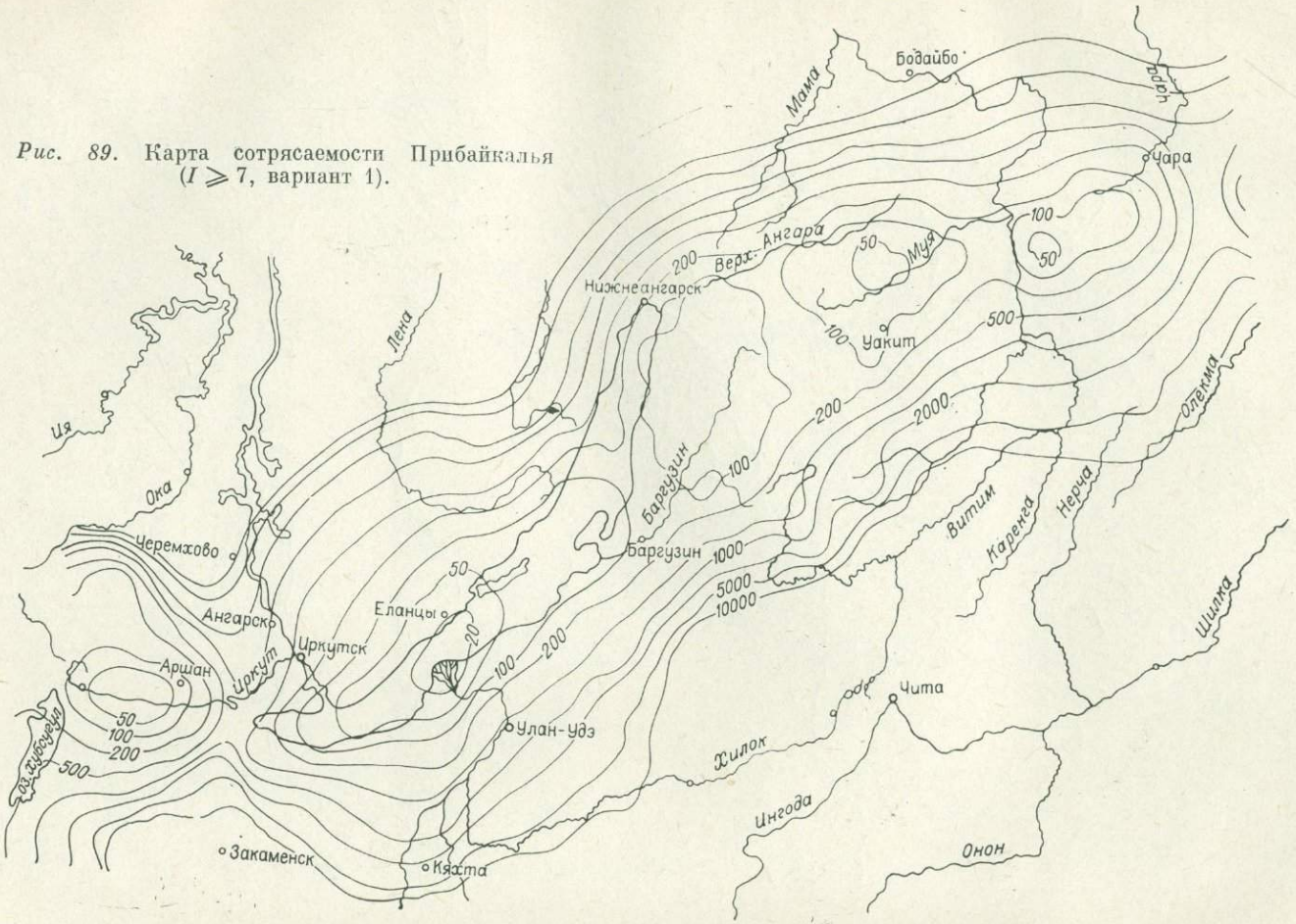


Рис. 89. Карта сотрясаемости Прибайкалья ($I \geqslant 7$, вариант 1).

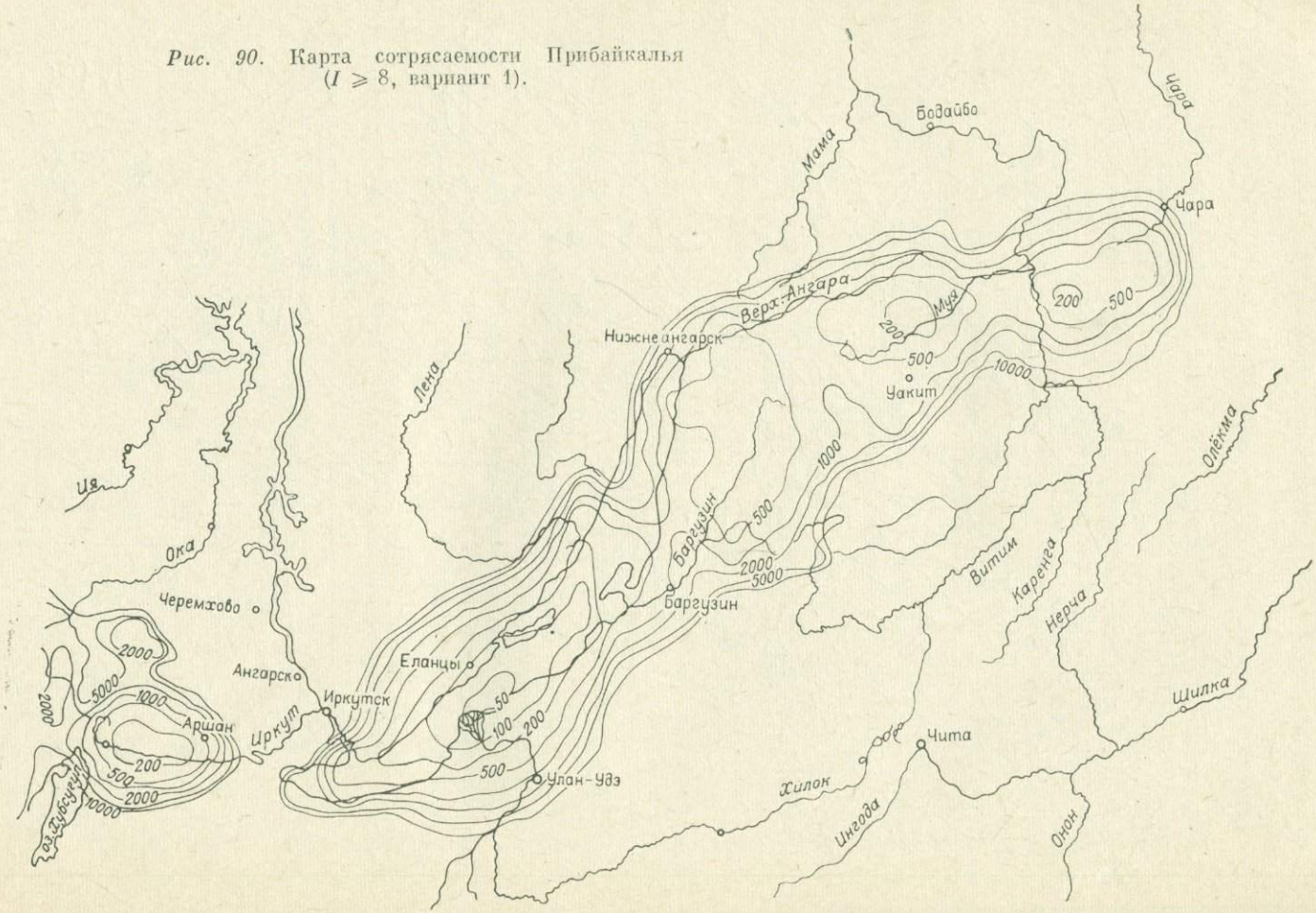


Рис. 90. Карта сотрясаемости Прибайкалья ($I \geqslant 8$, вариант 1).

Рис. 91. Карта сотрясаемости Прибайкалья ($I \geqslant 9$, вариант 1).

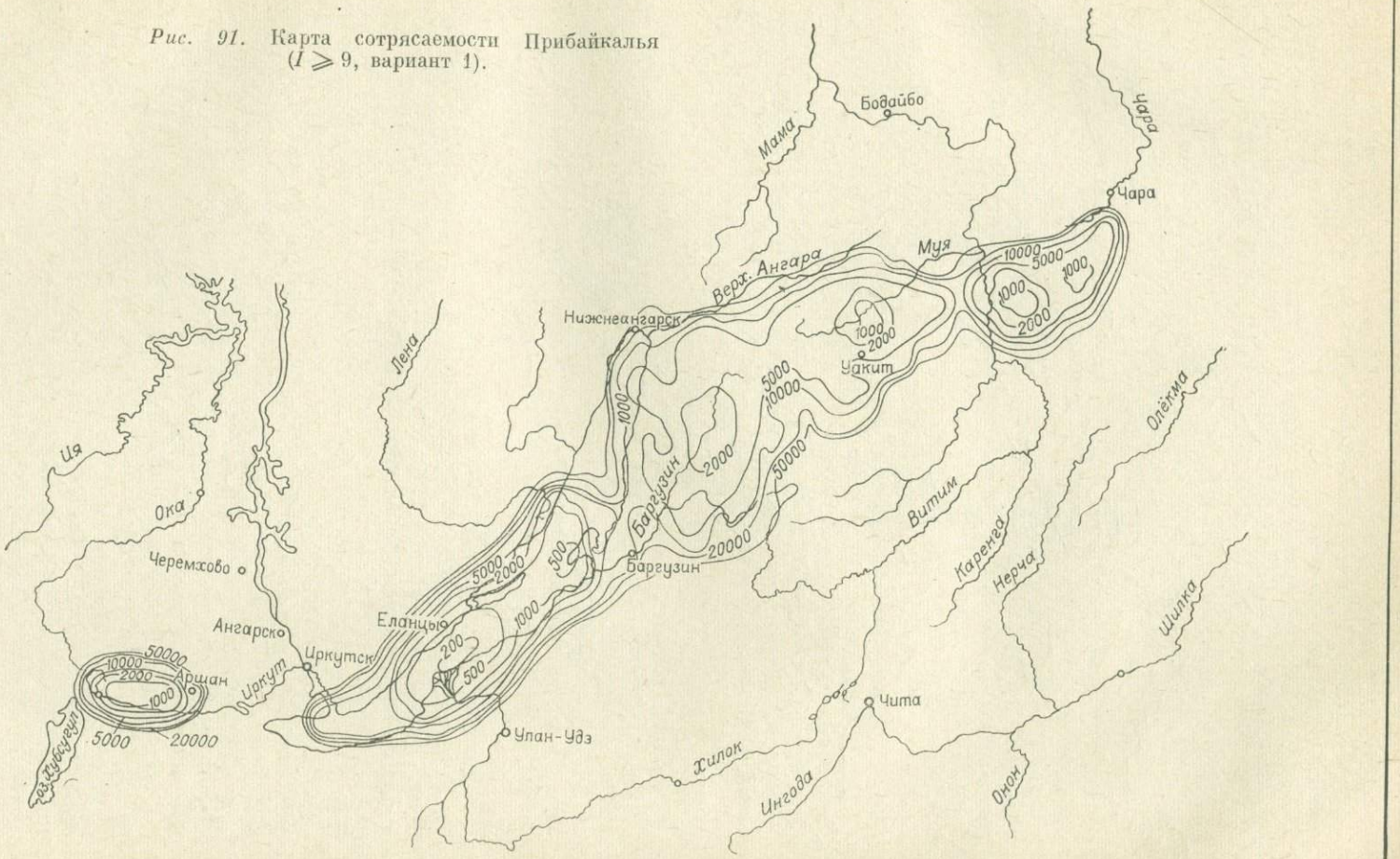
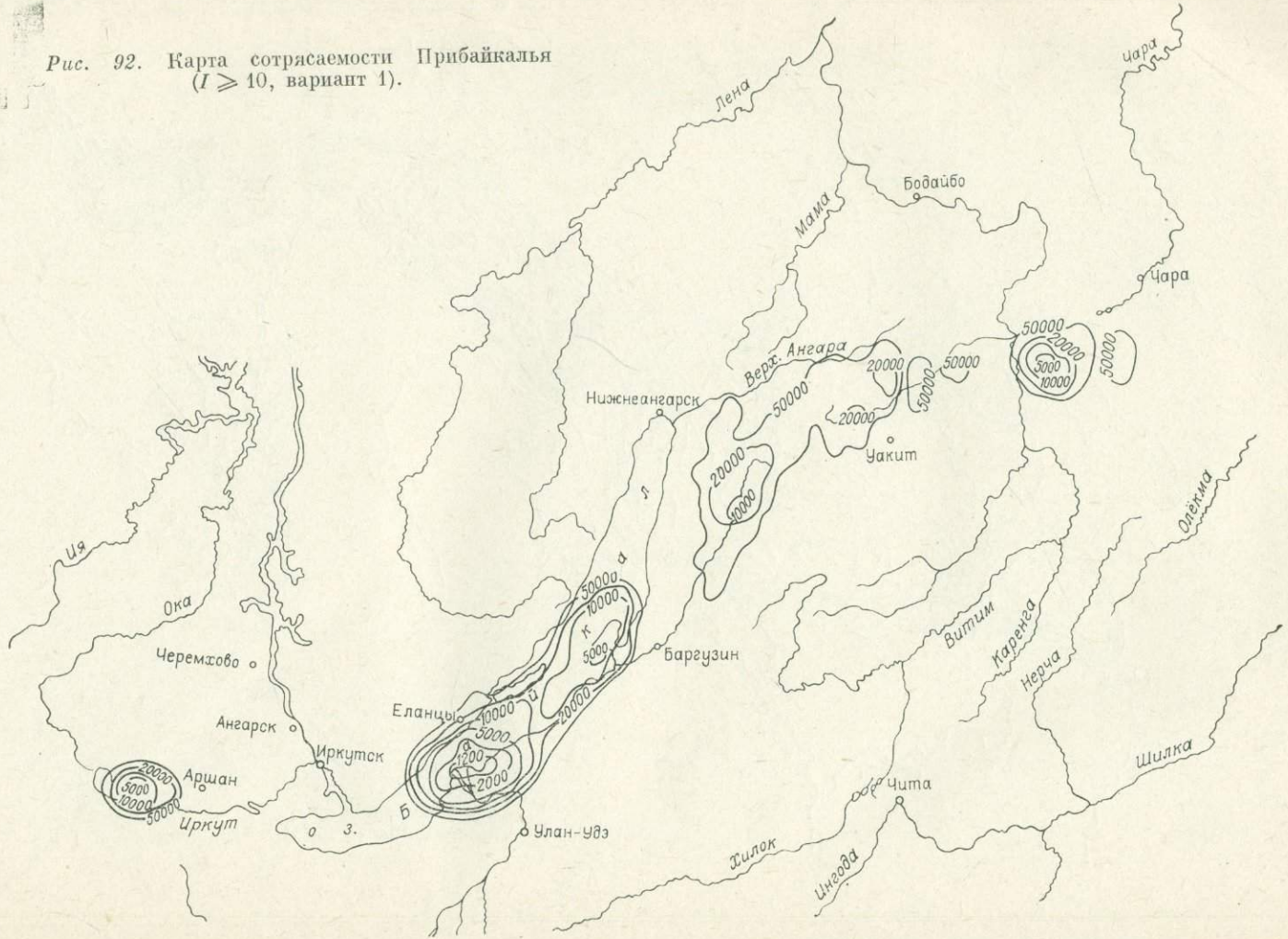


Рис. 92. Карта сотрясаемости Прибайкалья ($I \geqslant 10$, вариант 1).



трясений N силой 5 баллов и больше, 6 баллов и больше и т. д. Средний наблюденный период времени ($T_{набл}$) находился делением соответствующего интервала времени на число землетрясений. Очевидно, эта величина не может быть установлена очень точно, поскольку число достаточно сильных землетрясений невелико и известная неопределенность присуща оценкам балльности в данном населенном пункте. Тем не менее некоторые выводы все же сделать можно.

Как следует из табл. 17, сотрясаемость, рассчитанная при значении $\gamma = -0{,}4$ для юго-западной половины рифтовой области (и $\gamma = -0{,}5$ в ее северо-восточной части) более согласуется с фактами, чем расчеты, проведенные при $\gamma = -0{,}5$ для всей зоны.

Относительно вычислений $T_{расч}$ для сотрясений с пятого балла (знак * в табл. 17) следует заметить, что результаты должны быть в какой-то мере завышены, т. е. фактические значения $T_{расч}$ могут быть несколько ниже. Это связано с тем, что для расчета слабых сотрясений необходимо охватывать вычислениями большие площади, для которых должны иметься карты активности и K_{max}. Поскольку таких карт для больших площадей нет, приходится вести вычисления для меньших территорий, получая несколько завышенную оценку $T_{расч}$.

Можно, однако, думать, что указанное завышение $T_{расч}$ невелико. Сильные землетрясения, а только они могут дать соответствующие сотрясения на больших расстояниях, достаточно редки. Во всяком случае, при расчете $T_{расч}$ для пятого балла и выше в Иркутске выпала из рассмотрения располагающаяся к югу полоса между параллелями 44 и 48° с. ш. и с 91 по 96° в. д. Аналогично, для Кабанска подобные полосы были между 44 и 48° с. ш. и меридианами 93,5 и 98° в. д.

Этим, в частности, можно объяснить, что $T_{расч}$ для Иркутска (7 лет) оказывается больше $T_{набл}$ (4 года), хотя здесь возможны и другие причины и прежде всего просто погрешности определений. Различие для шестого балла в табл. 17 для Иркутска (20 и 40 лет) легко может возникнуть за счет погрешностей в оценке балльности отдельных землетрясений. С другой стороны, $T_{набл}$ для сотрясений с пятого балла в Кабанске, может быть, оказалось выше по сравнению с $T_{расч}$, если некоторые толчки за рассмотренный интервал времени здесь не учтены.

Согласно табл. 17, сотрясения в 7 баллов и выше в Иркутске должны быть очень редкими, в 8 баллов и выше — практически отсутствовать вообще. Однако, судя по историческим сведениям, можно думать, что на протяжении последних 250 лет в Иркутске наблюдалось до трех восьмибалльных землетрясений — в 1742, 1829 и 1862 гг. Это несколько напоминает результаты, полученные для Ташкента (Захарова, Сейдузова, 1971), и, возможно, объясняется тем, что расчет для сотрясений высокой балльности в данном случае ненадежен. Иркутск на картах сотрясаемости высоких баллов находится в краевой зоне. Но, вероятно, это обусловлено и другими причинами и в первую очередь — неучетом особенностей затухания сотрясений в этом случае. Не следует забывать, что выполненные расчеты сотрясаемости в Прибайкалье являются первым опытом, никак не могут претендовать на окончательное решение вопроса и в дальнейшем должны быть детализированы и уточнены (в частности, необходимо учесть особенности затухания сотрясений в разных условиях, конкретизировать вариации графиков повторяемости по площади). Поэтому полученные оценки сотрясаемости целесообразно использовать, скорее, для заключений общего плана, но не для детальных выводов в применении к локальным районам.

Говоря о точности расчетных оценок сейсмической сотрясаемости, следует отметить, что ошибка в 1,5—2 раза здесь вполне возможна (Ризниченко, Захарова, Сейдузова, 1969; Захарова, Сейдузова, 1971; Федотов, Шумилина, 1971; Джибладзе, Ризниченко, 1973).

От сейсмической активности сотрясаемость зависит линейно, т. е. при изменении сейсмической активности всюду в зоне вдвое сотрясаемость также изменится вдвое.

Численные значения сотрясаемости, полученные для Прибайкалья, сопоставимы с результатами, известными для других районов. Похожие результаты получены ранее для Италии (Ризниченко и др., 1970), несколько более низкая или такая же сотрясаемость характерна для Восточного Узбекистана (Захарова и Сейдузова,1971) и Грузии (Джибладзе, Ризниченко, 1973). Ниже, чем в Прибайкалье, сотрясаемость районов Крыма (Ризниченко, Бунэ и др., 1969) и Карпатской зоны (Друмя, Попов, Степаненко, 1971; Друмя, Попов, Решетников, Степаненко, 1971), более высокая сотрясаемость на Камчатке (Федотов, Шумилина, 1971), что вполне естественно, однако превышение это не столь велико, как можно было бы ожидать на первый взгляд. Расчеты сотрясаемости определяют, таким образом, место Прибайкалья по степени сейсмической опасности среди других районов Советского Союза.

Глава X

К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ)

В природе существуют совокупности землетрясений, принадлежность которых к единой очаговой зоне не вызывает сомнений: форшоки и афтершоки. Промежуточное, если так можно выразиться, положение между «независимыми» и «связанными» землетрясениями занимают рои и группы землетрясений, объединяемые определенной общностью территории (пространства) и, очевидно, как-то взаимосвязанные во времени.

Исследование пространственно-временны́х закономерностей в распределении совокупностей землетрясений представляет несомненный интерес, так как в ходе исследований можно получить данные об особенностях развития сейсмического процесса.

Так, изучение характера проявления афтершоковой деятельности дает информацию о развитии процесса в очаге, размерах и конфигурации очаговой зоны. Анализ географического распределения толчков в роях и группах позволяет сделать оценки влияния одного землетрясения на другое; пространственно-временно́й анализ распределения слабых землетрясений интересен для изучения процесса подготовки сильного землетрясения и т. д. Ниже приводятся результаты исследований перечисленных и некоторых других аспектов сейсмического процесса в Прибайкальской сейсмоактивной зоне, проведенных с целью выяснения возможности оценки возникновения сильных землетрясений.

В основу исследований положены данные о 2500 землетрясениях с $K \geqslant 8$, зарегистрированных Прибайкальской сетью станций в течение 1964—1968 гг.

Кроме того, оказалось возможным исследовать сейсмический режим области очага 20 сильных землетрясений ($M > 5$) и одного значительного роя, случившихся в зоне за период 1959—1968 гг. (табл. 18). Как правило, энергетические оценки для сильных землетрясений осуществлялись по известным соотношениям между K и M, выведенным Т. Г. Раутиан, применение которых вполне допустимо для Прибайкалья (см. гл. VI).

Наблюдения показывают, что для землетрясений средней силы (M до 5) координаты афтершоков и основного толчка неотличимы в пределах точности наблюдений. С ростом энергии главного землетрясения увеличивается площадь, занятая афтершоками. Обычно в Прибайкалье площади зон афтершоков имеют вытянутую форму; иногда эпицентры повторных толчков вытянуты в цепочки.

Как правило, в районах «нормального» сейсмического режима распределение землетрясений в пространстве и во времени следует Пуассоновскому, т. е. каждое землетрясение — случайное независимое событие. Отклонения, как было показано различными исследователями, связаны с возникновением афтершоков, роев и групп землетрясений. Под явлением группирования будем понимать значимое отклонение распределения толчков во времени от Пуассоновского на площадях, характеризующихся постоянной средней повторяемостью толчков, и не связанное с афтершоками и роями землетрясений (Боровик, 1972). Для нахождения толчков, составляю-

Таблица 18

Данные о последовательностях повторных толчков землетрясений Прибайкалья за 1959—1968 гг.

Дата	Координаты		M	l, км	S, км²	Q, км²	n	Примечания
	$\varphi°$ N	$\lambda°E$						
29/VIII 1959	52,6	107,1	$6^1/_2$	60	1800	>4000	224	
11/XI 1962	55,9	113,2	6	60	1200	3300	119	
30/VIII 1966	51,7	104,5	$5^1/_2$	25	—	~1000	5	Для определения S данных мало
31/VIII 1968	56,4	115,8	$5^1/_2$	(17)	(130)	(2000)	67	
13/VIII 1962	53,7	108,5	$5^1/_4$	35	(600)	2300	25	
22/I 1962	52,4	100,3	$5^1/_4$	15	—	—	6	
26/XI 1968	55,9	111,5	5,3	18	(60)	(300—450)	4	
11/II 1967	52,0	106,4	$5^1/_4$	(15)	—	—	3	
31/XII 1966	55,6	110,8	~5	35	600	2500	363	Рой землетрясений
15/I 1967	55,6	110,8	$5^1/_4$	—	—	—	—	
10/II 1963	52,6	106,8	5	15	90	750	9	
21/VII 1968	55,2	113,4	5	13	80	(650)	69	
1/XII 1963	55,9	112,0	$4^3/_4$—5	20	(200)	(1000)	6	
25/VI 1961	52,4	106,5	$4^1/_2$—5	5	—	—	2	
27/VII 1961	54,1	110,0	$4^1/_2$	25	—	—	5	
8/I 1963	51,3	101,9	$4^1/_2$	10	(50)	—	3	
11/XII 1964	52,4	106,3	$4^1/_2$	15	—	—	4	
9/I 1963	54,7	111,8	4	10	(70)	—	2	
1/VII 1962	51,7	101,9	$3^1/_2$—4	12	—	—	3	
10/X 1963	51,8	105,1	$3^1/_2$—4	5	—	—	2	

Примечания. 1. n — число толчков в серии, принятое во внимание при обработке; l— протяженность зоны афтершоков; S — площадь зоны афтершоков; Q — размеры области подготовки землетрясения. 2. Значения M взяты из сейсмологического бюллетеня сети сейсмических станций СССР и сборников «Землетрясения в СССР».

щих группу, необходимо выбрать критические значения размера области и отрезка времени, попадание в которые будет означать группирование толчков. Радиус этой области было бы рационально задать равным радиусу очага землетрясения. Однако для землетрясений 8—13-го энергетических классов в Прибайкалье возможные ошибки определения координат очагов значительно больше их размеров. Поэтому радиус площадки возможного группирования был взят равным 30 км. Расчет временно́го критерия группирования сводился к нахождению временно́го интервала такого, что вероятность появления в пределах этого интервала одного или более толчков была равна определенной заданной малой вероятности, в данном случае $P = 0{,}005$, при соответствующем среднем числе толчков, приходящихся на площадку группирования.

Для Прибайкалья к групповым относились толчки, произошедшие на площадке 2800 км² и разделенные временны́м интервалом, меньшим 0,35 сут. При единичном испытании случайное осуществление события с вероятностью 0,005 практически невозможно. Однако при выделении групповых землетрясений мы делаем не одну сотню испытаний и можем случайно иметь некоторое количество так называемых ложных групп. В Прибайкалье, исключая ложные группы, 18,2% землетрясений относятся к групповым.

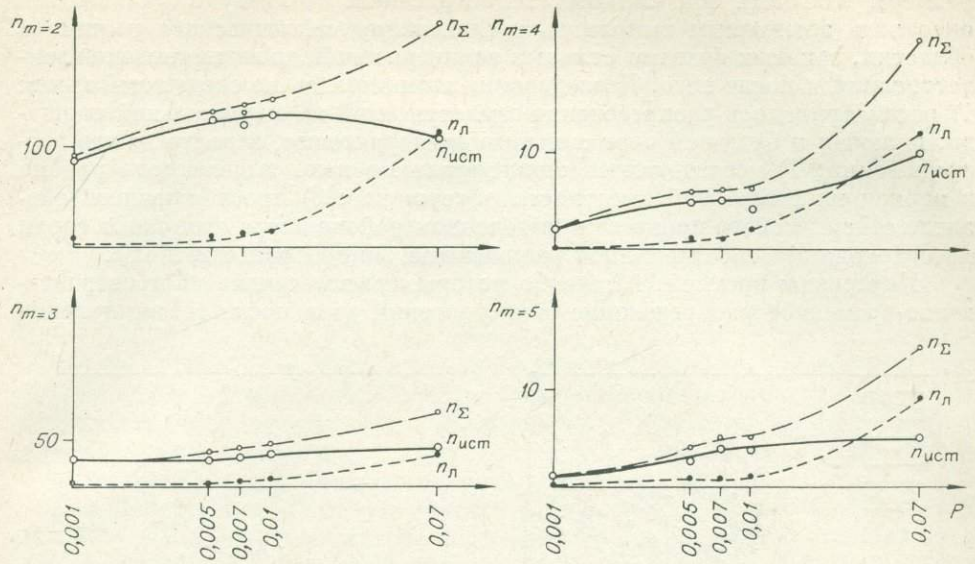


Рис. 93. Группирование слабых землетрясений при различных значениях вероятности случайного осуществления события.

n_Σ — общее число выделенных групп; $n_{ист}$ — число истинных групп; $n_л$ — число ложных групп; m — число групп (цифры 2, 3, 4, 5 — количество толчков в группе).

Выделялись группы при значениях вероятности от 0,001 до 0,07 (рис. 93). Наиболее устойчивы результаты при вероятностях 0,005—0,01, которые и целесообразно использовать на практике. Обратимся теперь к зависимости эффекта группирования от размеров площадки. Были выбраны следующие размеры площадок — 80, 314, 1200, 7800 и 2×10^5 км^2. Для каждого случая рассматривалось число истинных групп и коэффициент группируемости $\varkappa$ — отношение числа групповых землетрясений к общему числу. Коэффициент группируемости возрастает с уменьшением размера площадки группирования до тех пор, пока не начинает сказываться неточность в определении положения эпицентров, т. е. при выделении групповых землетрясений можно использовать любое значение площадки группирования, не превышающее 3000 км^2.

Ранее уже указывалось, что группы, как и серии афтершоков, относятся к локальным совокупностям взаимосвязанных событий. Афтершоки связаны общностью очага, в группах эта связь выражается влиянием близко расположенных очагов друг на друга. Можно определить приближенно границы этого влияния. Внутри каждой совокупности групповых землетрясений, выделенных при различных значениях площадки группирования, было исследовано распределение групп по максимальным расстояниям между толчками в каждой отдельной группе. Кроме того, учитывалось, землетрясения каких энергетических классов составляют группу. Для этого определялась разность $(K_1 - K_{max})$, где K_1 — энергетический класс первого толчка в группе, K_{max} — максимальный энергетический класс, отмеченный в данной группе. Из сопоставления следует, что чаще всего встречаются группы с расстоянием между наиболее удаленными толчками, не превышающим 10 км, т. е. взаимное влияние очагов слабых землетрясений проявляется именно на этом расстоянии. Более детальный анализ, к сожалению, невозможен, так как эпицентральная область очага землетрясения 8—11-го энергетических классов меньше области возможного положения эпицентра.

Таким образом, для Прибайкальской сейсмической зоны получены данные о протяженностях областей, в пределах которых расположены очаги групповых землетрясений, а также приближенно определены линейные

размеры очаговых зон сильных землетрясений. Поэтому в дальнейшем оказалось возможным выполнить исследования сейсмического режима в областях, занятых очагами сильных землетрясений, до возникновения землетрясения и после него. Исследование выполнялось по следующей схеме: 1) рассматривалось распределение землетрясений на значительной площади, включая и будущий очаг сильного землетрясения, задолго до его возникновения; 2) исследовалось эпицентральное поле выделенного района в период максимальной активности афтершоков; 3) прослеживалось развитие сейсмического процесса в выделенном районе после окончания серии афтертоков; 4) сопоставлялись выявленные эпицентральные поля.

Интервалы времени, в течение которых рассматривалось пространственно-временно́е распределение землетрясений до и после возникновения

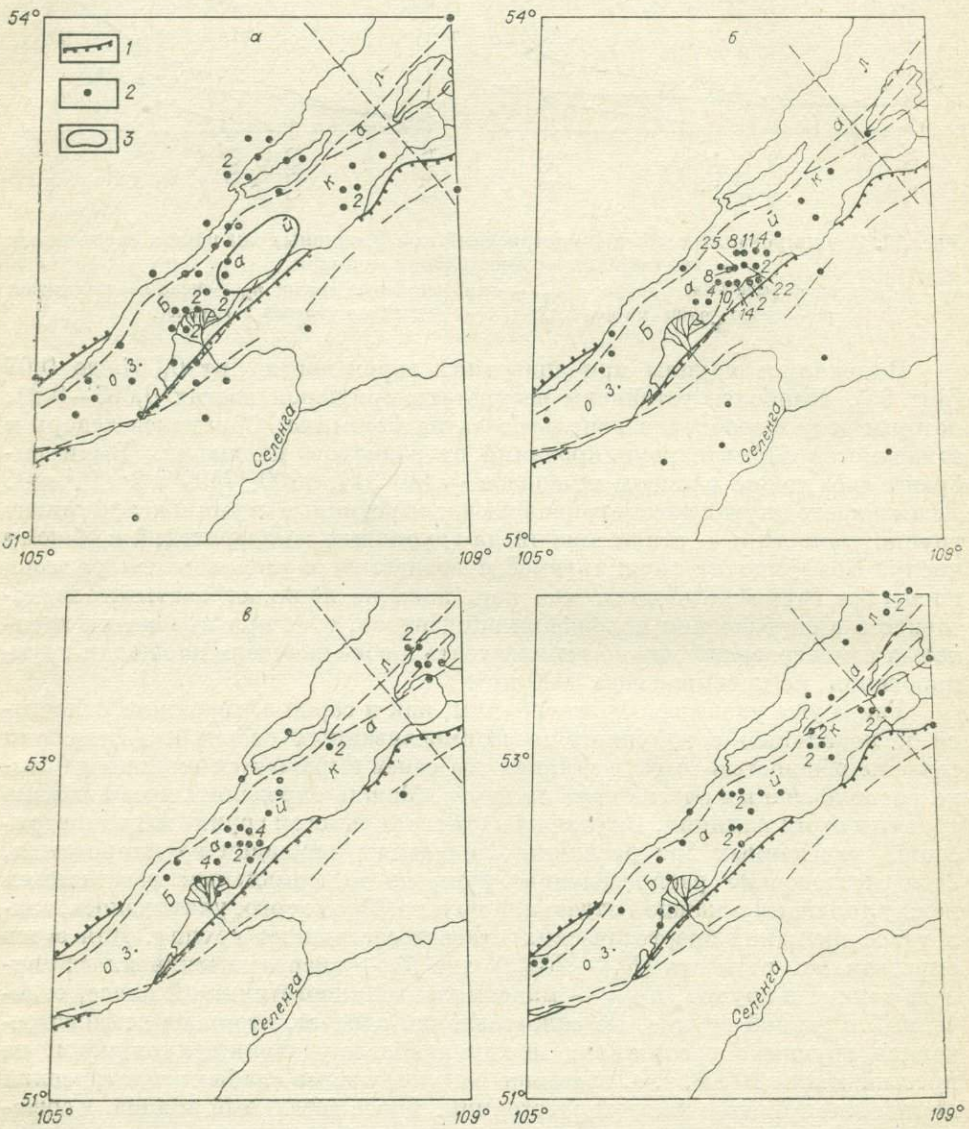


Рис. 94. Анализ эпицентрального поля в районе Среднего Байкала, по данным о землетрясениях с $K \geqslant 10$ за 1952—1970 гг.

а — эпицентральное поле района за период с 1/I 1952 по 29/VIII 1959 г.; *б* — эпицентральное поле района за период с 29/VIII 1959 по 31/XII 1960 г.; *в* — эпицентральное поле района за период с 1/I 1961 по 30/VI 1964 г.; *г* — эпицентральное поле района за период с 1/VII 1964 по 31/XII 1970 г. *1* — граница рассматриваемого района; *2* — эпицентры землетрясений с $K \geqslant 10$; *3* — граница зоны афтершоков.

серии афтершоков, выбирались обычно одинаковыми, продолжительностью в несколько лет, иногда месяцев, в зависимости от качества и количества исходных данных, плотности эпицентров в данном месте и силы землетрясения.

На рис. 94 представлены в качестве иллюстрации обработки серии афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29/VIII 1959 г. ($M = 6^3/_4$).

На рис. 94, *а* приведено распределение представительных землетрясений в районе Среднего Байкала за период 1/I 1952—29/VIII 1959 гг., на рис. 94, *б*—период максимальной активности афтершоков (29/VIII 1959—30/VI 1964 гг.). С июля 1964 г. (рис. 94, *в*) активность зоны афтершоков практически сравнялась со средней активностью района. Выделенная при сопоставлении карт эпицентров область пониженной сейсмической активности (рис. 94, *г*), включающая очаг землетрясения, имеет площадь порядка 4000 км². Назовем ее «областью подготовки». Размеры этой области примерно вдвое превосходят площадь зоны афтершоков. Правда, на северо-востоке граница проведена неуверенно из-за отсутствия данных. Для сопоставления выделена область (см. рис. 95, *а*), площадь которой для удобства выбрана равной площади области подготовки.

Данные об изменении активности в области подготовки землетрясения и примыкающей области сравнения приведены на рис. 95 (по оси ординат—число наблюдений, по оси абсцисс — время наблюдения). Как видно, «период молчания» области подготовки длился, по крайней мере, 7 лет; в то же самое время в окрестной зоне фон сейсмической активности практически не менялся.

По той же схеме обработаны серии афтершоков 12 сильных землетрясений за 1959—1968 гг. Результаты получились аналогичными, т. е. можно предположить, что сильному землетрясению предшествует длительный процесс подготовки, который развивается в пределах значительной области (Боровик, 1971).

Наиболее надежно области подготовки выделяются для землетрясений с магнитудами $M = 5^1/_2$ и более.

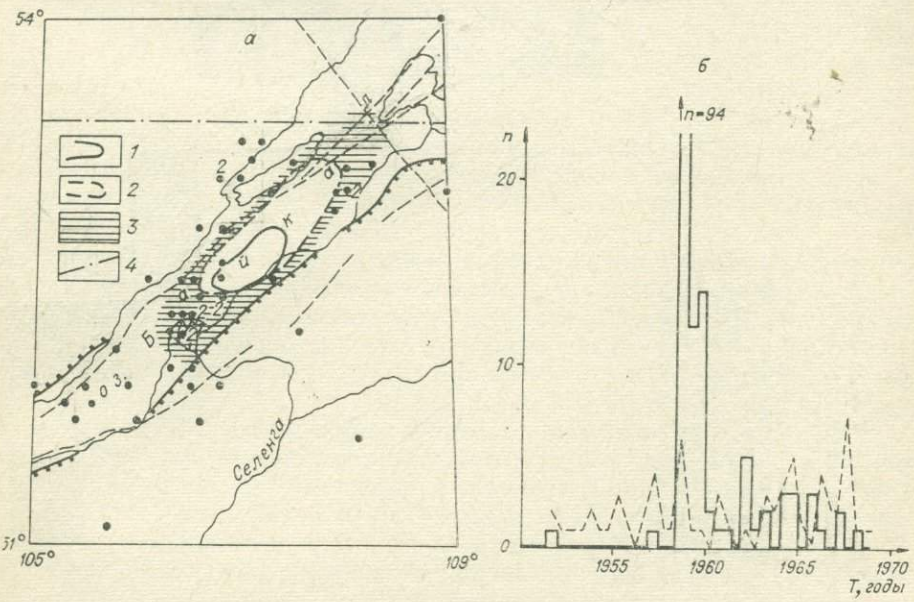


Рис. 95. Сейсмический режим в пределах области, занятой очагом землетрясения 29/VIII 1959 г.

а — зона афтершоков, область подготовки землетрясения и область сравнения: *1* — граница зоны афтершоков, *2* — граница области подготовки, *3* — область сравнения; *б* — развитие сейсмического процесса во времени в области подготовки землетрясения (сплошная линия) и в области сравнения (штриховая).

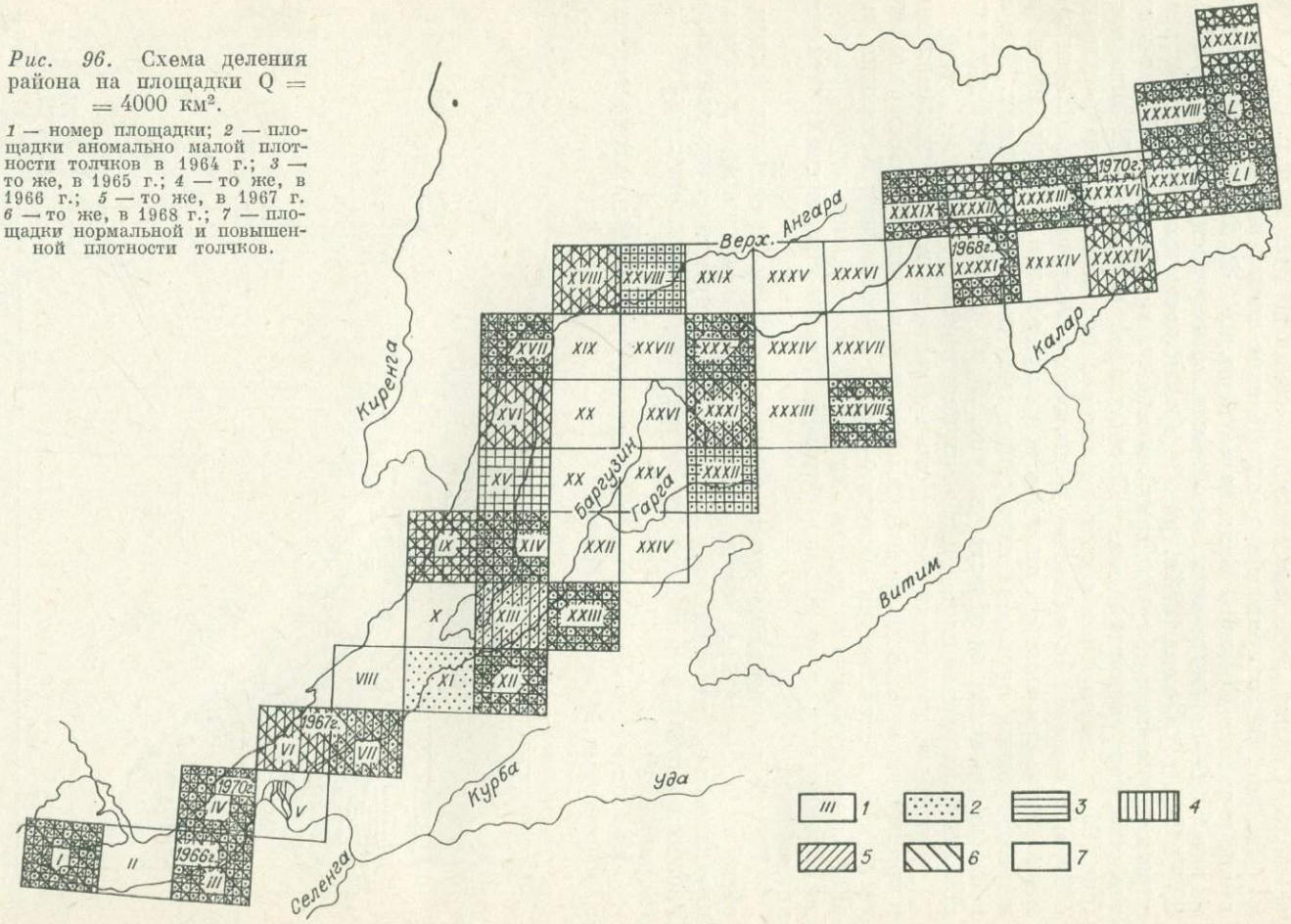


Рис. 96. Схема деления района на площадки $Q = 4000$ км^2.

1 — номер площадки; *2* — площадки аномально малой плотности толчков в 1964 г.; *3* — то же, в 1965 г.; *4* — то же, в 1966 г.; *5* — то же, в 1967 г. *6* — то же, в 1968 г.; *7* — площадки нормальной и повышенной плотности толчков.

Таким образом, для Прибайкалья область подготовки землетрясения определенной магнитуды можно характеризовать параметрами: Q, T_Q, n_Q, где n_Q — число толчков в области Q за период T_Q. При условии, что процесс возникновения сильного землетрясения подчиняется закономерностям, выявленным при исследовании сейсмического режима областей очагов сильных землетрясений прошлого, и сейсмической равноценности отдельных участков Байкальской сейсмической зоны, признаки Q, T_Q и n_Q можно использовать для выявления областей повышенной сейсмической опасности на ближайшее будущее (Боровик, 1974).

Область малой активности может быть выделена построением карт распределения эпицентров слабых землетрясений по определенным пространственно-временны́м площадкам, где пространственный параметр — размеры области подготовки землетрясения соответствующей магнитуды, а временно́й — длительность периода подготовки землетрясения той же магнитуды.

Затем выделенные области должны быть проверены на критерий n_Q. Приближенные значения Q, T_Q для соответствующих магнитуд указаны выше. Следует найти n_Q, при которых затишье можно полагать связанным с формированием области подготовки. Для этого, выбрав значение малой вероятности случайного осуществления события в пределах выделенной области, найдем вероятности появления 0, 1, ..., n_Q толчков. Если число толчков n в области Q за период T_Q меньше выбранного нами ($n \leqslant n_Q$), то затишье можно считать неслучайным.

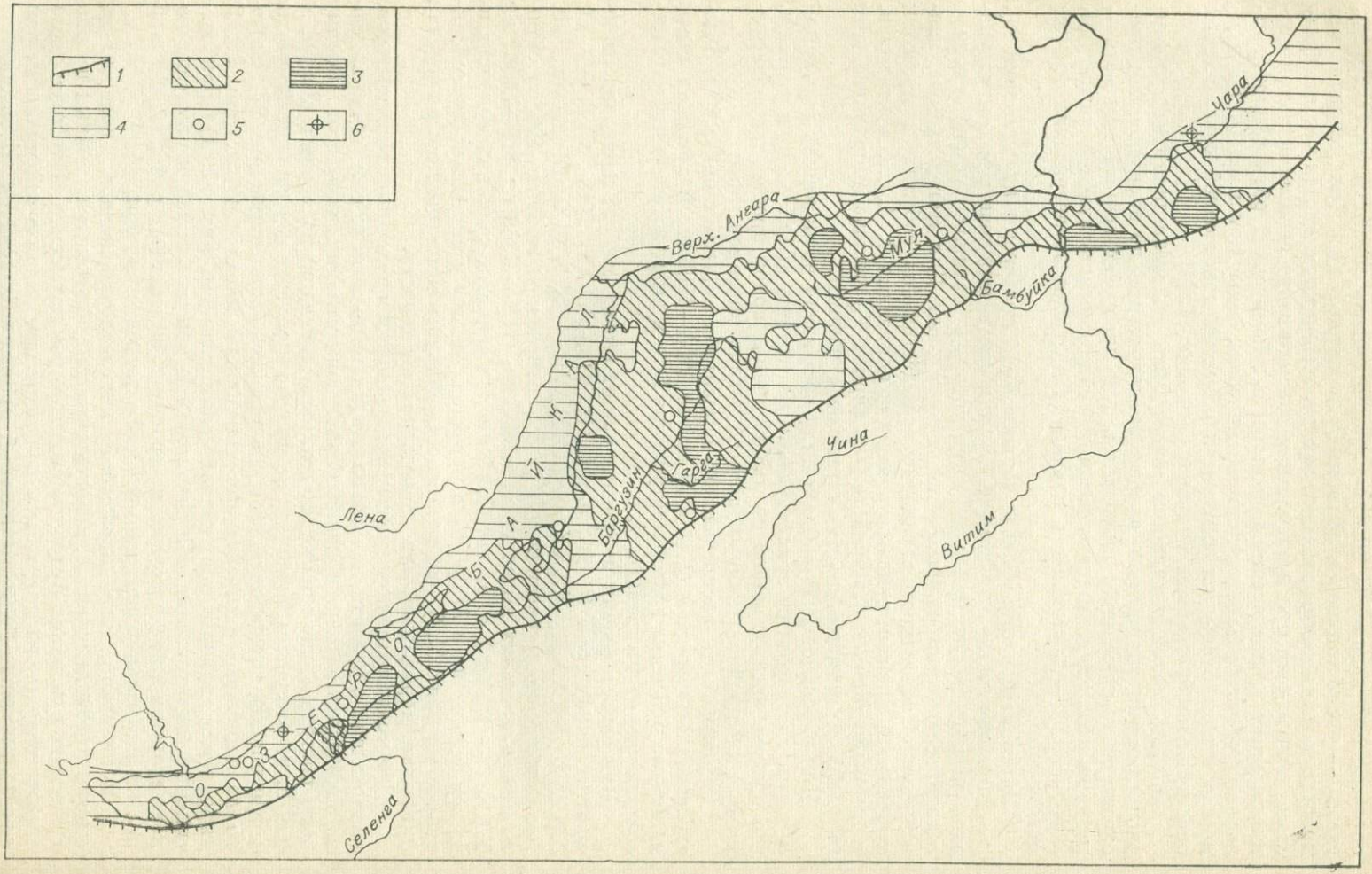
При вероятности $P = 0{,}005$ была обсуждена возможность выделения области, где вероятны землетрясения магнитуды $M \geqslant 5^1/_2$, при условии, что среднее число толчков на любой элементарной пространственно-временно́й площадке одинаково для всей рассматриваемой зоны.

Годовые карты распределения эпицентров землетрясений с $K \geqslant 8$ построены по площадкам $Q = 4000$ км^2 за 1964—1968 гг. В пределах такой площадки в течение года землетрясения 8-го и выше энергетических классов должны отсутствовать, т. е. $n_Q = 0$.

При сопоставлении полученных карт выделилось 14 площадок, отвечающих параметрам Q, T_Q, n_Q: I, III, VII, IX, XII, XIV, XVII, XXXI, XXXIX, XXXXII, XXXXIII, XXXXVIII, XXXXIX, LI на рис. 96. Все сильные землетрясения с $M \geqslant 5^1/_2$, отмеченные за 1964—1968 гг., произошли в пределах выделенных площадок (III — 1966 г.; III — 1967 г.; XXXII — 1968 г.), т. е. для Прибайкалья вероятность появления сильного землетрясения с $M \geqslant 5^1/_2$ в пределах участка с аномально-низкой активностью выше (0,2), чем вероятность сильного землетрясения в пределах площадки нормальной или повышенной активности.

Простое делениена элементарные площадки и подсчетчисла эпицентров, попадающих в пределы каждой площадки, не повзоляют достаточно надежно определить размеры областей низкой концентрации эпицентров. Поэтому была построена еще одна карта плотности: площадка размером 0,4° с. ш. × 0,6° в. д. смещалась через 0,1° по широте и долготе и в каждой из таких смещающихся площадок подсчитывалось число эпицентров (рис. 97). На фоне равномерного распределения нормальной плотности (см. рис. 97, *2*) выделяются районы пониженной плотности (см. рис. 97, *4*). Наиболее сильные землетрясения или значительные рои на ближайшее будущее более вероятны в пределах или на границах выделенных районов, чем в областях нормальной или повышенной плотности толчков.

Естественно, что пятилетний интервал наблюдений, который мы смогли проанализировать, недостаточен для получения надежных прогностических признаков будущего сильного землетрясения. Наиболее достоверные результаты могут быть получены при анализе сейсмичности района за возможно более длительный промежуток времени. К сожалению, мы не располагаем возможностью выполнения подобного анализа. Могут быть выполнены лишь косвенные оценки сейсмичности выделенных рай-


1
2
3
4
5
6
Чара
Верх. Ангара
Муя
Бамбуйка
Чина
Витим
Лена
Баргузин
Гарга
Селенга

онов пониженной плотности: анализ карты эпицентров землетрясений с $K \geqslant 8$ за 1964—1968 гг., распределения сильных землетрясений за 200 лет (1771—1971), центров палеосейсмодислокаций и схемы основных систем разломов. Сопоставление подтверждает правомерность возможного появления сильных землетрясений в выделенных районах.

В пределах I района 28/III 1970 г. произошло сильное землетрясение ($M = 5{,}5$); в мае 1970 г. отмечено сильное землетрясение ($M = 5{,}6$) в пределах V района. В 1973 г. наблюдались землетрясение с $M \approx 4{,}5$ и значительный рой в пределах II и IV районов.

Таким образом, детальный анализ сейсмической информации за довольно непродолжительный период наблюдений позволил получить заслуживающие внимания результаты:

1. На основании исследования 20 серий афтершоков и одного роя установлена зависимость между максимальными линейными размерами зоны афтершоков и магнитудой главного землетрясения.

2. Исследование группирования слабых землетрясений, не относящихся к сериям афтершоков и роям, показало, что из всех землетрясений ($K = 8—11$), зарегистрированных в 1964—1968 гг., 18,2% относится к групповым. Взаимное влияние группирующихся землетрясений друг на друга проявляется на расстояниях, не превышающих 10 км.

3. На основе исследования областей очагов 12 землетрясений с $M = 5$ и более установлено, что перед каждым из них имеет место некоторая область затишья, размеры которой пропорциональны величине землетрясения и которая может рассматриваться как область подготовки.

4. Исследование обратной закономерности — связь «пустых» областей (отвечающих параметрам Q, T_Q, n_Q) с последующим возникновением сильных землетрясений показало, что области затишья можно рассматривать как области с повышенной вероятностью возникновения сильных землетрясений или значительных роев.

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Основные материалы, позволяющие охарактеризовать сейсмичность того или иного района,— результаты обработки инструментальных наблюдений за землетрясениями. Однако однородный сейсмостатистический материал по югу Восточной Сибири накапливается только с 1962 г. В связи с тем, что срок наблюдений невелик, этот материал характеризует как долговременную, так и кратковременную (случайную) составляющие сейсмического процесса, причем в ряде районов случайная составляющая может доминировать. Поэтому трудно прогнозировать будущую сейсмическую активность по сейсмостатистике. В известной мере указанный недостаток изучения сейсмичности восполняет палеосейсмогеологический метод. Сейсмогеологическими исследованиями на юге Восточной Сибири обнаружено большое количество палеосейсмодислокаций и дана ориентировочная оценка балльности землетрясений, в результате которых сформировались указанные палеосейсмодислокации. Полученный материал свидетельствует о том, что повышенная сейсмичность наблюдалась на отдельных участках описываемой территории сотни и первые тысячи лет тому назад. Однако вследствие интенсивного действия процессов денудации до наших

Рис. 97. Карта плотности эпицентров землетрясений (диапазон существования «нормального» сейсмического фона получен при малом значении вероятности случайного осуществления события $P = 0{,}005$: $12 \leqslant N_{норм} \leqslant 42$).

1 — границы рассматриваемого района; *2* — участки «нормальной» плотности; *3* — участки повышенной плотности толчков; *4* — участки пониженной плотности толчков; *5* — эпицентры землетрясений с $M \leqslant 5$ за 1968—1970 гг.; *6* — эпицентры землетрясений с $M = 5\frac{1}{2}$ за 1968—1970 гг.

дней сохранились следы лишь самых сильных катастрофических землетрясений, по которым, естественно, нельзя получить полное представление о проявлении сейсмического процесса на всей рассматриваемой территории Восточной Сибири.

Дошедшие до нас сведения о сильных землетрясениях XVII—XIX вв., обширный материал по палеосейсмодислокациям в сочетании с сейсмостатистическими данными позволяют утверждать, что повышенная сейсмичность вот уже на протяжении длительного периода присуща сравнительно четко локализованной площади Байкальской рифтовой зоны. О продолжении процесса тектонической активизации в Байкальской рифтовой зоне свидетельствуют многочисленные землетрясения — 3000 и более в год.

Явления сейсмичности Байкальской рифтовой зоны нельзя рассматривать изолированно, в отрыве от различных геолого-геофизических характеристик этого региона. Глубинными геофизическими исследованиями последних лет установлено, что зоны новейшей тектонической активизации— как океанические, так и континентальные рифтовые системы — обладают рядом специфических черт: контрастностью форм современного рельефа, существованием крупных рифтовых впадин, заполненных мощными кайнозойскими отложениями, повышенным разогревом земных недр, наличием зоны пониженных скоростей в верхней мантии и многими другими. Байкальская рифтовая зона, по данным многочисленных исследований (Булмасов, 1959; Зорин, 1971; Горностаев и др., 1970; Мишарина, 1967, 1972; Новоселова, 1972 а,б; Пузырев и др., 1974), также характеризуется существенно отличной от сопредельных территорий поверхностной и глубинной структурой земной коры и соответственно специфическими особенностями геофизических полей (см. гл. IV). Изменение поверхностной и глубинной структуры земной коры, обусловленное рифтогенным процессом, протекает медленно, и имеющиеся в настоящее время характеристики рельефа, структуры земной коры и геофизических полей представляют собой результат длительного развития региона. Поскольку и современная сейсмичность Байкальской рифтовой зоны, и особенности ее поверхностного и глубинного строения характеризуют разные стороны одного и того же тектонического процесса, намечается принципиальная возможность получить представление о долговременной составляющей сейсмичности из сопоставления сейсмостатистических данных с различными геолого-геофизическими параметрами, характеризующими новейшую тектоническую активность. Однако для экстраполяции основных особенностей долговременной составляющей сейсмичности на современный этап развития региона нужны доказательства сохранения главных тенденций в проявлении тектонического процесса. Некоторыми доказательствами этого мы располагаем. Прежде всего это проявление повышенной сейсмичности почти в тех же рамках области кайнозойской активизации, где наблюдается особое строение поверхности Земли и ее недр. Затем — сохранение основных особенностей в развитии поднятий и впадин. Образование зарождающихся впадин в хребтах Кодар, Удокан и Хамар-Дабан, изменение скоростей осадконакопления представляют собой явления локального порядка.

Таким образом, располагая сведениями о долговременной составляющей тектонического процесса в виде геоморфологических параметров и характеристик геофизических полей и данными о современной сейсмичности (имеется в виду сейсмическая активность), можно попытаться установить между ними количественные связи и, при наличии последних, определить долговременную составляющую сейсмичности.

Изучение связей сейсмичности с различными геолого-геофизическими параметрами приобрело широкие масштабы в самое последнее время. Довольно часто исследователи ограничиваются установлением качественных связей рассматриваемых параметров (Гамбурцев, 1954, 1955; Гамбурцев, Вейцман, 1956; Ибрагимов, 1970; Друмя, 1973; Кузнецов и др., 1971; Карагитян, Манукян, 1971). Значительно больший интерес представляют ра-

боты, направленные на получение количественных характеристик связей сейсмичности с геолого-геофизическими параметрами (Ризниченко и др., 1969; Таль-Вирский и др., 1971; Бутовская, Соколова, 1970; Горшков, Шенкарева, 1970). Но только в работах В. И. Бунэ, М. Е. Артемьева, Н. Ш. Камбарова (1971) и Н. Ш. Камбарова (1971) предпринята попытка оценки сейсмической опасности территории на основании количественных связей сейсмичности, изостатических аномалий силы тяжести и их градиентов.

В Прибайкалье исследования количественной связи сейсмической активности с рельефом и гравитационным полем начали Ю. В. Ризниченко, Ю. А. Зорин и К. В. Пшенников (Ризниченко и др., 1969). Карта сейсмической активности, составленная К. В. Пшенниковым по методу суммирования землетрясений с использованием постоянной площадки осреднения за период с 1962 по 1966 г., сопоставлялась с высотами осредненного рельефа (размеры площадки осреднения 30×30 км), модулями градиентов высот осредненного рельефа (размеры площадки осреднения 45×45 км) и осредненными изостатическими аномалиями, вычисленными Ю. А. Зориным по предложенной им упрощенной методике. Парная корреляция выполнялась для всей территории Байкальского рифта в целом и отдельно для его флангов и центральной части. Оказалось, что на всей территории между высотами осредненного рельефа и сейсмической активности четкой количественной взаимосвязи не существует. Коэффициент парной корреляции близок к нулю. Он возрастает до $-0{,}34 \pm 0{,}15$ только на флангах рифтовой системы.

Модуль градиента высот осредненного рельефа коррелируется с сейсмической активностью несколько лучше: $r = 0{,}36 \pm 0{,}09$ и сохраняет порядок величины как на отдельных участках территории, так и в целом по рифтовой зоне.

Связь между осредненными изостатическими аномалиями и сейсмической активностью оказалась также достоверной, но слабой ($r = 0{,}23 \pm \pm 0{,}09$). При переходе от одного участка рифта к другому характер связи не оставался постоянным. Полученные результаты привели к выводу, что количественные связи между сейсмической активностью и некоторыми геоморфолого-гравиметрическими параметрами в линейной и квадратичной формах существуют достоверно, но они слабы и не могут быть использованы для прогноза долговременной средней сейсмической активности.

Дальнейшее изучение взаимосвязи сейсмической активности с геолого-геофизическими параметрами продолжено М. Р. Новоселовой и Ю. А. Зориным в направлении поисков более совершенной формы связи и такого набора параметров, которые имели бы более тесную связь с сейсмичностью. Для сопоставления была использована карта сейсмической активности, построенная в лаборатории сейсмологии ИЗК СО АН СССР по методу постоянной точности на сейсмостатистическом материале 1965—1968 гг. Размеры площадок осреднения изменялись от 96 до 18 000 км^2, а точность определения сейсмической активности оставалась равной 35%. Сейсмическая активность рассчитана по общепринятой формуле в точках сети с шагом 0,2° по широте и долготе. Использованы все землетрясения, начиная с 8-го энергетического класса. В качестве K_0 принят 10-й класс. Угловой коэффициент графика повторяемости для использованной совокупности землетрясений равен 0,485.

Описываемая карта сейсмической активности в общих чертах подобна таковой в работе Ю. В. Ризниченко и др. (1969), но отличается в деталях. Это различие обусловлено использованием сейсмостатистического материала за разные годы и применением разных методик построения. Следует отметить, что коэффициент корреляции между значениями сейсмической активности обеих карт равен 0,6. Однако при повторении корреляции сейсмической активности по новой карте с градиентами осредненных высот и изостатическими аномалиями получены оценки степени линейной и квад-

ратичной связей, имеющие тот же порядок, что и в ранней работе (Ризниченко и др., 1969).

В качестве новых параметров, с которыми проводилось сопоставление сейсмической активности, были использованы модуль градиентов высот верхнемелово-палеогеновой поверхности выравнивания, деформированной новейшими движениями, модуль горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести в редукциях Буге и изостатической, а также значения гравитационных аномалий в редукции Буге. Карты модулей построены по общему принципу, описанному в работе Ю. В. Ризниченко и др. (1969). Градиенты рассчитывались по площадкам осреднения порядка 9000 км². Последняя величина получена как среднее арифметическое из размеров площадок, использованных для расчетов сейсмической активности.

Парные коэффициенты корреляции, характеризующие линейную форму связи, оказались достоверными, но невысокими.

Далее была проведена множественная корреляция сейсмической активности с наборами геолого-геофизических параметров. Было опробовано несколько вариантов сочетания коррелируемых параметров, но при этом всегда участвовали величины, характеризующие расчлененность рельефа, изменчивость локальной составляющей гравитационного поля и сами значения этого поля. Помимо линейной, опробованы квадратичная, кубическая, логарифмическая и полулогарифмическая формы связи. Наилучшей формой связи оказалась полулогарифмическая (логарифм сейсмической активности считался линейной функцией геолого-геофизических параметров). При подобной форме связи максимальный коэффициент множественной корреляции ($0{,}75 \pm 0{,}05$) получен для сейсмической активности, градиентов высот осредненного рельефа, градиентов изостатических аномалий и собственно аномалий Буге.

Уравнение регрессии имеет вид[1]

$$A_{10} = 2{,}3 \cdot \exp\{75{,}58 \cdot |\operatorname{grad} h_{\text{ср}}| + 0{,}1 \cdot |\operatorname{grad} g_{\text{из}}| - 0{,}01 \cdot g_{\text{Б}} - 4{,}02\}. \quad (1)$$

По этому уравнению построена карта прогноза долговременной составляющей сейсмической активности. Анализ этой карты дан в работе Ю. А. Зорина и М. Р. Новоселовой (1972).

В 1972 г. С. И. Голенецким и Г. Л. Мыльниковой построена новая карта сейсмической активности методом суммирования землетрясений при постоянной площадке осреднения (постоянными оставались угловые размеры площадки). Ее подробная характеристика дана в гл. VIII. Здесь же отметим, что несомненное достоинство новой карты в отличие от ранее составленных — охват большого сейсмостатистического материала (1962—1971 гг.).

Естественно, можно было надеяться, что такая карта даст более объективную характеристику сейсмической активности и будет более пригодной для определения ее долговременной составляющей. Карта построена в двух вариантах: с учетом всех землетрясений и с исключением роев слабых толчков.

Ввиду того, что площадка осреднения имела значительно меньшие размеры (988—1321 км²) по сравнению со средней площадкой, использовавшейся ранее, появилась необходимость соответственно трансформировать карты геолого-геофизических параметров (привести размеры площадок осреднения параметров в соответствие с теми, которые применялись при вычислении сейсмической активности).

Коррелируемые значения сейсмической активности и геолого-геофизических параметров были выбраны в точках сети 45×15 км. Коэффициент

---

[1] Все расчеты, связанные с корреляционным анализом и определением коэффициентов уравнений регрессии, выполнены на машине БЭСМ-4 Восточного геофизического треста (г. Иркутск).

множественной корреляции оказался равным 0,75 ± 0,05. Уравнение регрессии имеет вид

$$A_{10} = 2{,}3 \cdot \exp \{80{,}03 \cdot |\text{grad } h_{\text{ср}}| + 0{,}07 \cdot |\text{grad } g_{\text{из}}| - 0{,}013 \cdot g_{\text{Б}} - 4{,}90\}. \quad (2)$$

Сопоставление уравнений (1) и (2) показывает, что их коэффициенты близки между собой. Таким образом, несмотря на различный исходный сейсмостатистический материал, операция выравнивания ряда с использованием стабильно определяемых геолого-геофизических параметров приводит к близким результатам. Это позволяет сделать вывод, что мы в итоге получаем описание действительно стабильной (долговременной) составляющей сейсмического процесса.

Следует уточнить, что приведенное уравнение (2) получено в результате сопоставления геолого-геофизических параметров с полными значениями сейсмической активности (т. е. с теми, которые получены при учете всех землетрясений, начиная с их данного представительного класса). Используя карты сейсмической активности с исключенными роями землетрясений, получается практически такое же уравнение (различия коэффициентов статистически недостоверны). Это означает, что предлагаемая методика автоматически обеспечивает исключение роев слабых землетрясений, если эти сейсмические события случайны.

Попытаемся объяснить существующие связи сейсмической активности с каждым из параметров, входящим в уравнения (1) и (2). Модуль градиента высот осредненного рельефа прямо пропорционален модулю горизонтального градиента скорости новейших вертикальных движений. Физический смысл связи последней величины с сейсмическим режимом общеизвестен (Гзовский, 1959, 1963). В природных условиях, при неоднородности земной коры, эта связь совершенно естественно носит статистический характер, поэтому на отдельных участках вполне допустимы ее нарушения.

Физическая сущность связи сейсмической активности с гравитационным полем не столь очевидна. Объяснить ее помогут следующие соображения. В гл. II указывалось, что Байкальской рифтовой зоне в поле аномалий Буге соответствует протяженный региональный минимум (точнее — система минимумов), который, судя по глубинным сейсмическим зондированиям, обусловлен наличием области разуплотнения верхней мантии (см. гл. IV). Подъем разуплотненного вещества с больших глубин, очевидно,— основная причина рифтогенеза (Артемьев, Артюшков, 1968; Зорин, 1971), к одним из проявлений которого и относится повышенная сейсмичность региона. Интенсивность рифтогенеза, видимо, прямо связана с объемом вещества, накопившегося под корой. В таком плане становится понятной коррелируемость сейсмической активности с интенсивностью аномалий Буге.

Связь сейсмичности с горизонтальными градиентами локальных аномалий принято объяснять тем, что максимумы последних фиксируют разломы. Однако при использовании для вычисления градиентов изостатических аномалий площадки осреднения диаметром порядка 40 км максимумы градиентов лишь в отдельных случаях могут соответствовать конкретным крупным разломам. Анализ карты модуля градиентов изостатических аномалий показывает, что повышенные значения этого параметра присущи всей рифтовой зоне в целом, т. е. он отражает в обобщенном виде лишь степень контрастности локальных аномалий (региональная составляющая поля полностью исключается изостатической редукцией). Контрастность локальных аномалий прежде всего обусловлена наличием мощной толщи кайнозойских отложений в крупных (но сравнительно узких) рифтовых впадинах типа Байкальской, Баргузинской и т. п. Поэтому связь сейсмической активности с модулями градиента изостатических аномалий косвенно отражает унаследованность современных тектонических движений, выра-

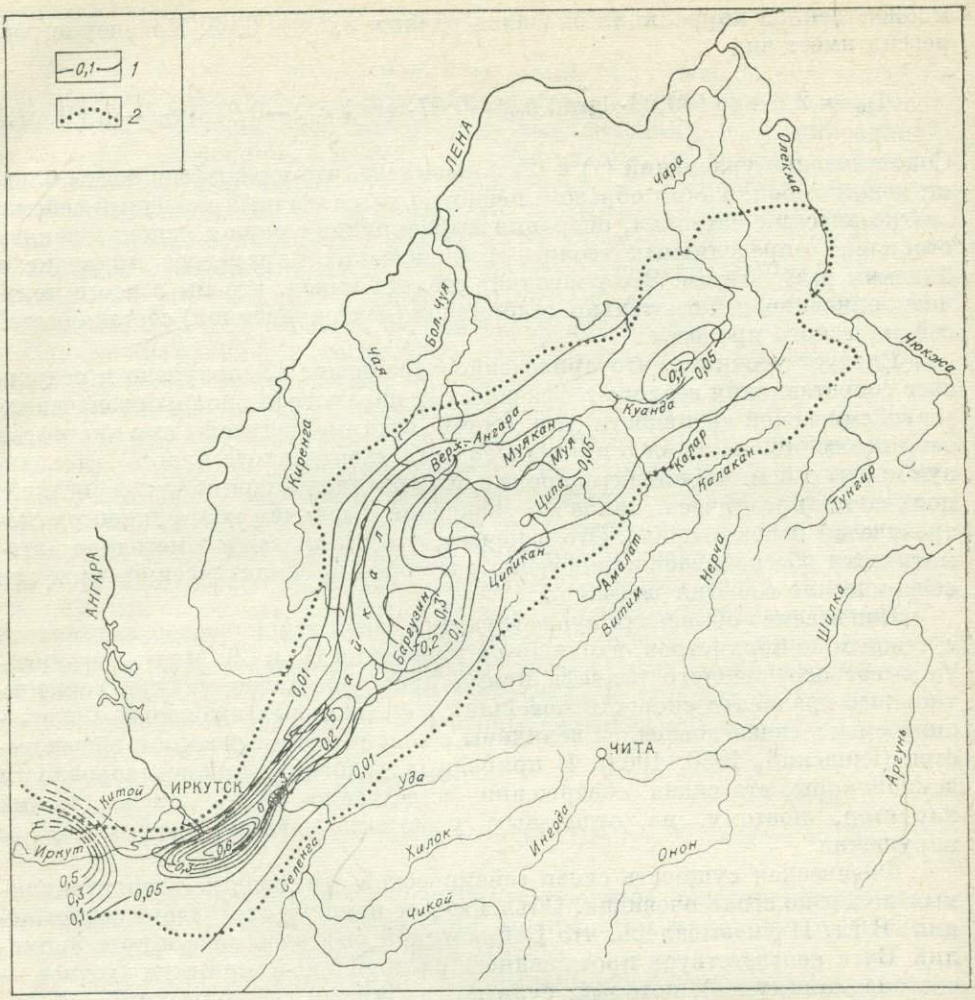


Рис. 98. Карта долговременной сейсмической активности Прибайкалья. *Составила М. Новоселова.*

1 — изолинии долговременной составляющей сейсмической активности; *2* — граница Байкальской рифтовой зоны (по Ю. А. Зорину, 1971).

женных в сейсмичности, от движений всего новейшего этапа. Это справедливо и в отношении остальных использованных параметров. Контрастность локальных аномалий силы тяжести обусловлена, кроме того, повышенной гетерогенностью верхнего слоя земной коры. Как показала М. Р. Новоселова (1972), это — специфическая черта Байкальской рифтовой зоны по сравнению с сопредельными территориями. Прямое следствие этого — снижение механической прочности материала коры, что в условиях тектонической активизации способствует нарушению сплошности вещества и, следовательно, повышению сейсмичности. Е. В. Карус и И. Е. Резанов (1971) указывают, что именно участки сочленения веществ с различными физическими свойствами наиболее благоприятны для проявления сейсмичности.

Используя уравнение (2) и значения названных выше параметров, мы рассчитали долговременную составляющую сейсмической активности (рис. 98) для всей территории Байкальской рифтовой зоны. Нам представляется полезным сопоставить полученную карту с исходными данными (сейсмостатистическими) о сейсмической активности. При подобном сопоставлении в принципе возможны три случая:

1. Полное совпадение исходной и прогнозной карт. Это указывает на абсолютное сохранение тенденции развития тектонического процесса и на безусловную пригодность исходной карты сейсмической активности для долгосрочного прогноза места и силы землетрясений. Однако участки совпадения исходной и прогнозной карты немногочисленны, имеют небольшую площадь и располагаются главным образом по периферии Байкальской рифтовой зоны.

2. Значения долговременной сейсмической активности выше, чем на исходной карте. Исходя из самой постановки вопроса, в этом случае мы можем полагать, что снижение сейсмической активности в подобных районах представляет собой явление временное. Нельзя гарантировать, что такое снижение долго продлится в будущем. Наоборот, тектонически активные в недавнем геологическом прошлом участки, в которых последние 5—10 лет активность относительно понизилась, могут соответствовать зонам подготовки сильных землетрясений. Этот вывод хорошо согласуется с данными Н. С. Боровик и др. (1971) об образовании подобных зон за несколько лет до сильных землетрясений.

К районам с такими соотношениями современной и долговременной сейсмических активностей относятся южная часть Байкальской впадины, Тункинская впадина и ее окрестности, а также северо-восточная часть Северо-Байкальской впадины.

3. Значения прогнозной долговременной составляющей сейсмической активности ниже, чем на исходной карте. Подобные соотношения характерны для районов, где геолого-геофизические показатели тектонической активности сравнительно невелики, а современная сейсмичность высока. К таким районам относится прежде всего северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны. Это послужило главным основанием для предположения, что процесс рифтогенеза развивается в северо-восточном направлении, охватывая новые территории, на которых еще не успела произойти заметная перестройка крупных объемов земной коры и типичные рифтовые структуры морфологически еще плохо выражены (Солоненко В., 1968 б).

Строго говоря, наши данные о количественных соотношениях геолого-геофизических показателей с сейсмической активностью ничего не говорят ни за, ни против этой гипотезы. Формально последние районы совершенно равноправны с теми участками, где долговременная составляющая активности выше современной. Действительно, при статистическом подходе (в процессе решения задачи о выравнивании ряда) отклонения в разные стороны от уравнения регрессии равновероятны. Мы можем полагать, что наблюдаемое увеличение сейсмической активности — явление временное (случайное). Однако эта тенденция может просуществовать в течение десятков и сотен лет. Если какой-либо промышленный или иной объект разрушается сильным землетрясением, то причисление последнего к разряду случайных, незакономерных событий — слабое утешение. Поэтому мы полагаем, что в подобных районах, определяя сейсмическую опасность, следует ориентироваться на современную высокую активность, а не на ее долговременную составляющую. Подобная «перестраховка» вполне оправдана, когда имеем дело с такими разрушительными силами природы, как землетрясение.

Таким образом, при оценке сейсмичности мы рекомендуем использовать как карту прогноза долговременной составляющей сесмической активности, так и исходную карту этого параметра, отдавая в каждом районе предпочтение той, на которой указан больший уровень сейсмичности. На рис. 99 изображена сводная карта максимально возможных значений сейсмической активности, построенная указанным способом.

Вполне естественно задать вопрос, насколько достоверны сведения о долговременной составляющей сейсмической активности, полученные по геолого-геофизическим параметрам с коэффициентом множественной кор-

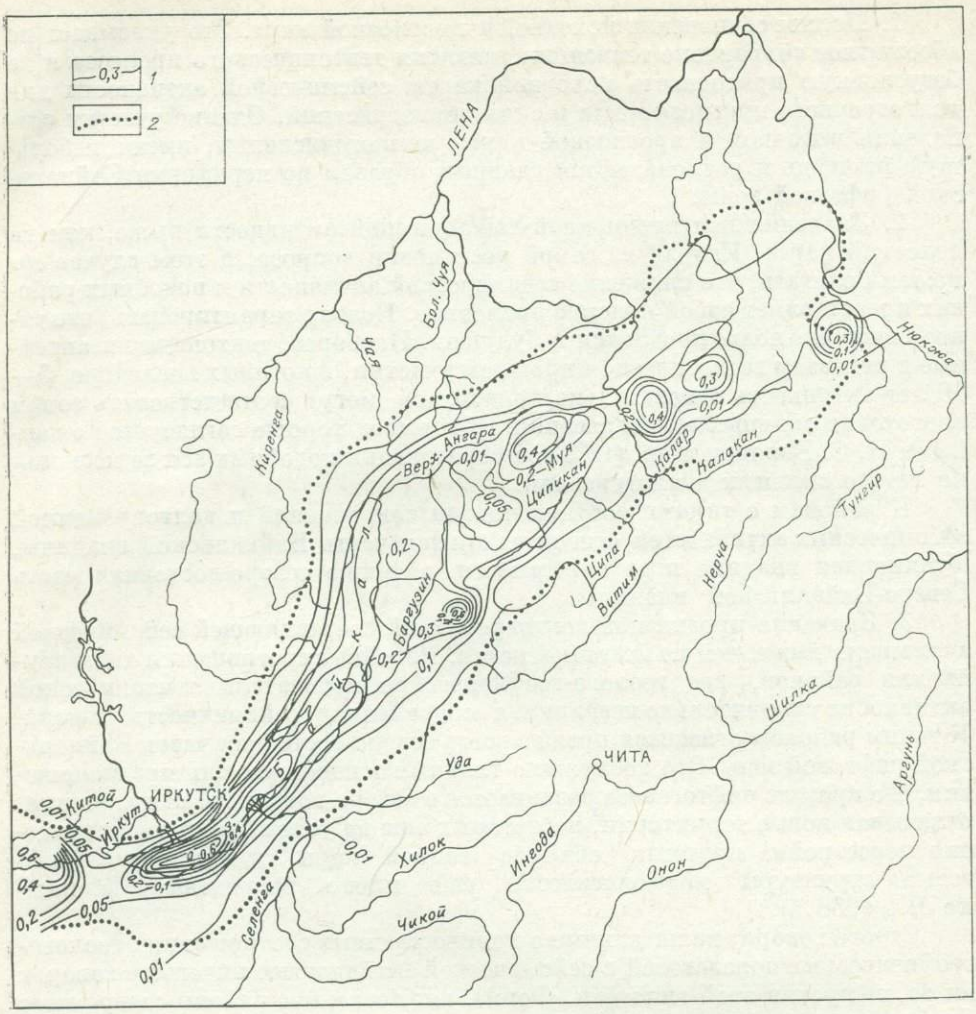


Рис. 99. Карта прогноза суммарной сейсмической активности (долговременной и кратковременной составляющих) Прибайкалья. *Составили М. Новоселова и Л. Богатова.*

1 — изолинии прогнозной суммарной сейсмической активности; *2* — граница Байкальской рифтовой зоны (по Ю. А. Зорину, 1971).

реляции 0,75. Мы уже отмечали выше, что коэффициент корреляции между значениями сейсмической активности, рассчитанными для различных отрезков времени, составляет всего 0,6. Более того, коррелируемость между значениями активности, рассчитанными Л. А. Анисимовой и Г. Л. Мыльниковой (1971) способом постоянной точности и способом равных площадок для одного и того же 1970 г., оказалась на уровне 0,75. Таким образом, сама воспроизводимость этой величины при изменении способа и интервала времени оказывается, к сожалению, невысокой. По статистической достоверности карта прогноза долговременной составляющей активности не уступает исходным картам.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. В Байкальской рифтовой зоне современная сейсмическая активность обнаруживает довольно тесную множественную корреляцию с модулями градиента осредненного рельефа, градиента изостатических аномалий и собственно аномалиями Буге. Все перечисленные фак-

торы характеризуют суммарный эффект новейших тектонических движений.

2. Уравнение множественной регрессии позволяет определить долговременную составляющую сейсмической активности. Карта этой составляющей дает возможность выделить потенциально опасные в сейсмическом отношении участки, характеризующиеся в настоящее время сравнительно спокойным сейсмическим режимом.

3. Использование полученных карт для целей сейсмического районирования целесообразно в совокупности с сейсмостатистическим материалом и сведениями о палеосейсмодислокациях.

4. Предлагаемая методика определения долговременной составляющей сейсмической активности может быть рекомендована и для других сейсмических регионов, особенно для тех, где слабо развита сеть сейсмических станций.

Глава XI

НЕОТЕКТОНИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИКА

На территории горного пояса Восточной Сибири в процессе кайнозойской активизации широко проявились разнообразные геолого-геоморфологические, неотектонические и сейсмические процессы. Комплексные сейсмогеологические исследования этого сложного региона позволили установить здесь как общие черты, так и глубокие различия входящих в него неотектонических зон и отдельных элементов морфоструктуры.

Неотектоника горного пояса Восточной Сибири и прилегающей части Сибирской платформы рассматривается нами в сейсмотектоническом аспекте. Это позволяет сконцентрировать внимание на неотектонических движениях, способствовавших формированию морфоструктур с различными сейсмогеологическими связями и характером проявления землетрясений. Молодые движения преобразовали древние (докайнозойские) структуры и создали неотектонические зоны, в развитии которых явления унаследованности тесно сочетаются с резкой перестройкой древнего структурного плана (например, Забайкальская блоково-волновая и Байкальская рифтовая зоны). В сейсмотектоническом отношении это сказывается прежде всего на различном сейсмическом потенциале таких регионов и входящих в них структурных элементов разного морфогенетического типа.

Сейсмотектонику — часть новейшей тектоники — некоторые исследователи рассматривают в узком плане как раздел, изучающий возникновение, ход и поверхностные эффекты сильных землетрясений (Варданянц, 1935; Святловский, 1955; Гофштейн, 1963; и др.). По-видимому, правильнее задачи сейсмотектоники рассматривать в более широком плане — прежде всего в раскрытии генетической связи современной сейсмичности с геолого-структурным развитием того или иного региона (Губин, 1950, 1960; Петрушевский, 1955; Флоренсов, 1960, 1968; Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968, 1975а, б; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Allen e. a., 1965; и др.). Так или иначе главная цель сейсмотектонических исследований должна заключаться в том, чтобы на основе геолого-геофизического анализа соотношения геологическая структура—морфоструктура—землетрясение установить сейсмогенные структуры и определить их сейсмический потенциал — один из важнейших элементов комплекса признаков, по которым проводится сейсмическое районирование.

Из понимания морфоструктур как генетически единых комплексов тектоно-орографических элементов, сформированных новейшими эндогенными движениями, вытекает важность их сейсмотектонической классификации с соответствующей оценкой относительной потенциальной сейсмичности. При этом наиболее важно выяснить геодинамический тип и характер движений, обусловивших генетическое разнообразие морфоструктур и современные геоморфологические контрасты. Нередко, особенно при недостатке сейсмологических и сейсмогеологических данных, такая оценка затруднена и в некоторой степени субъективна. Тем не менее сов-

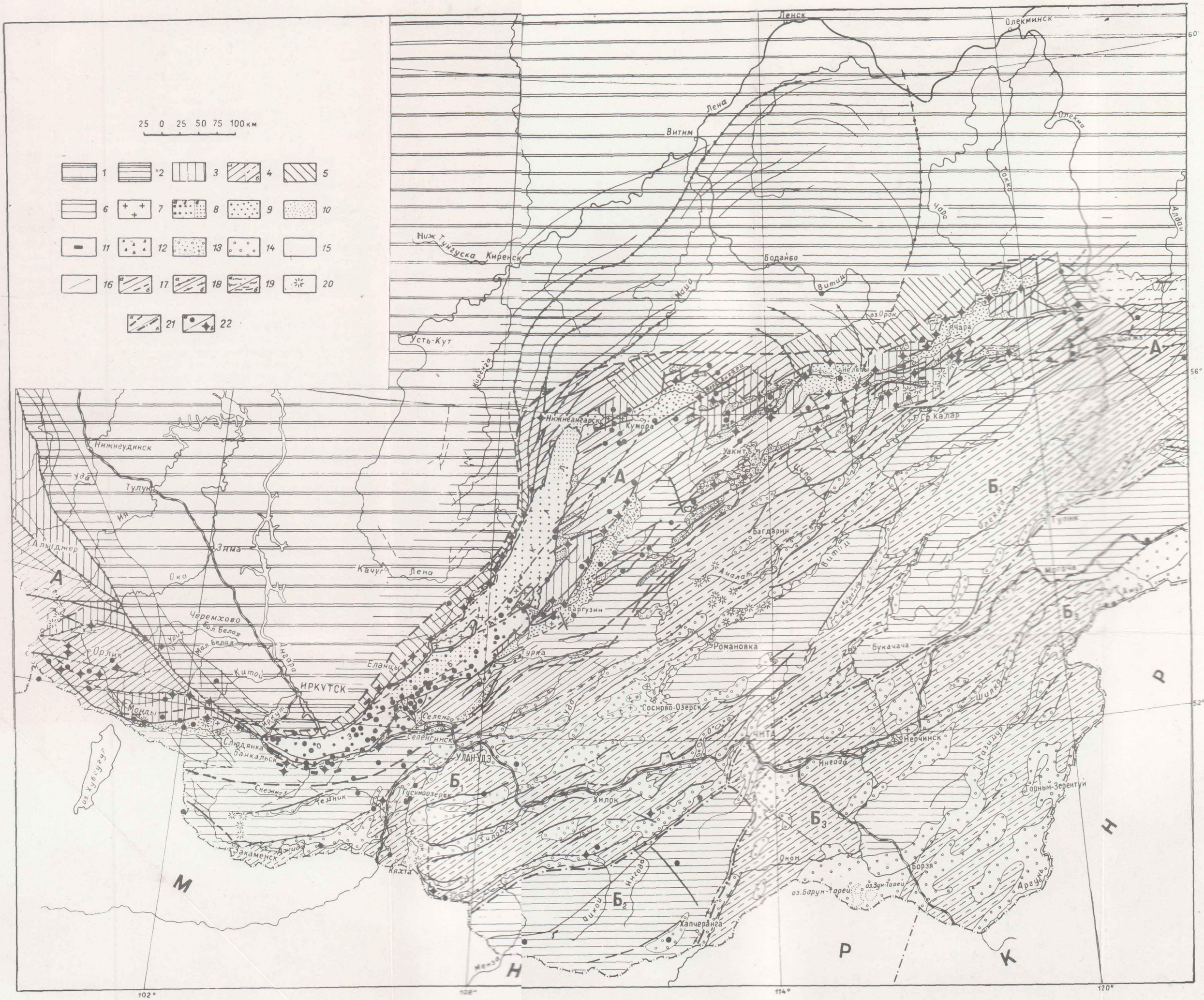


Рис. 100. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири. *Составили А. Д. Абалаков, М. Г. Демьянович, В. М. Жилкин, Р. А. Курушин, С. В. Ласточкин, В. В. Николаев, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских. Под редакцией В. П. Солоненко, 1973 г.*

Сибирская кайнозойская платформа: *1* — стабильные области, *2* — краевые части, охваченные кайнозойской активацией; эпиплатформенный кайнозойский орогенный пояс: А — Байкало-Становая зона интенсивных сводово-блоковых и рифтогенных движений, Б — Забайкальская блоково-волновая зона (Б$_1$ — Селенгино-Витимская подзона умеренных дифференцированных движений, Б$_2$ — Хэнтэй-Даурская подзона интенсивного сводового поднятия, Б$_3$ — Восточно-Забайкальская подзона слабо дифференцированных движений); положительные морфоструктуры: *3* — блоковые, *4* — сводово-блоковые (*а* — в зоне А, *б* — в зоне Б), *5* — сбросо-сводовые, *6* — сводовые, *7* — межвпадинные и внутривпадинные перемычки: отрицательные морфоструктуры: *8—12* — рифтовые впадины: *8* — зрелые незагруженные (*а* — участки с резкой внутривпадинной дифференциацией фундамента, *б* — участки со слабой внутривпадинной дифференциацией фундамента, *в* — участки максимального погружения фундамента), *9* — зрелые загруженные, *10* — эмбриональные и впадины — сателлиты. *11* — зарождающиеся, *12* — инфантильные; *13* — субрифтовые впадины: *14* — впадины забайкальского типа; *15* — приразломные впадины неясного типа; разломы: *16* — главные докайнозойские, *17* — активные в кайнозое (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *18* — глубинные (*а* — установленные, *б* — предполагаемые). Остальные обозначения: *19* — рельефы погребенных складчатых сооружений (*а* — мезозойских, *б* — третичных), *20* — четвертичные вулканы, *21* — границы (*а* — Байкальской рифтовой системы, *б* — остальных зон и подзон), *22* — эпицентры сильных землетрясений: *а* — по сейсмостатистике ($M \geqslant 4^1/_2$; $K \geqslant 12$), *б* — по палеосейсмодислокациям — преимущественно 9 баллов и более, $M \geqslant 6^1/_2$.

местный анализ геолого-геофизических, неотектонических и сейсмологических данных позволяет довольно надежно выделять основные эпицентральные зоны возможных максимальных землетрясений.

Основой для этого служит карта сейсмотектоники (рис. 100), отражающая различные структурно-геологические и морфоструктурные критерии сейсмических процессов, протекающих в земной коре,— тип и дифференциацию морфоструктур и разрывных дислокаций, активные разломы и главные «сейсмогенерирующие» зоны, палеосейсмогенные структуры и другую сейсмогеологическую информацию. Из рассмотрения этих данных вместе с сейсмологическими и геолого-геофизическими материалами, как следствие, вытекает вывод об оценке потенциальной сейсмичности неотектонических зон и отдельных морфоструктур — наиболее важного элемента сейсмотектонического анализа. При этом наиболее информативны палеосейсмодислокации, отображающие максимальную интенсивность землетрясений, которые происходили в той или иной зоне за период новейшей активизации, а также сейсмостатистические данные и результаты их интерпретации (карты активности, K_{max} и др.). Такая оценка эпицентральных зон возможных максимальных землетрясений приводится на карте потенциальной сейсмичности [1].

На этих картах в неотектоническом и прежде всего сейсмотектоническом плане рассматриваемая территория Восточной Сибири охватывает два крупных разнотипных региона — в значительной степени активизированную южную часть Сибирской кайнозойской платформы и эпиплатформенный орогенический пояс. Нео- и сейсмотектонические движения в них проявились по-разному и обусловили наряду с другими геодинамическими особенностями специфику проявления землетрясений. В соответствии с этим на карте сейсмотектоники выделяется четыре региона: 1) стабильная и краевая активизированная зоны платформы; 2) Байкало-Становая область интенсивных сводово-блоковых и рифтогенных движений; 3) Забайкальская блоково-волновая зона и 4) пояс морфоструктур, переходных между второй и третьей областями.

Для некоторых крупных площадей горного пояса Восточной Сибири сейсмогеологическая и сейсмостатистическая информация скудна или вообще отсутствует. Чаще всего это слабо или недавно обжитые районы с общим сейсмическим потенциалом, не превышающим 8 баллов (например, большая часть Забайкалья, Байкало-Патомское нагорье). В таких случаях, хотя бы для качественной оценки потенциальной сейсмичности конкретных морфоструктур, используется (в комплексе с другими данными) оценка вертикальных тектонических движений. Для этой цели, по соответствующей методике (Гзовский и др., 1959; Гзовский, 1963), с некоторыми изменениями (Ласточкин, 1972) была построена карта градиентов скорости вертикальных тектонических движений горного пояса Восточной Сибири (рис. 101). В связи с наметившимся в последние годы расхождением мнений по проблеме соотношения «рельеф —сейсмичность» следует дать некоторые разъяснения.

Значения градиентов для разных районов колеблются от $5 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$ и более. Максимальные величины их характерны для Байкало-Станового нагорья с интенсивными сводово-блоковыми и рифтогенными движениями, средние — для западной и центральной частей Забайкальской блоково-волновой зоны, а низкие — для восточной части последней и краевых зон активизации Сибирской платформы. Внутризональное соотношение сейсмичности и величины градиентов скорости вертикальных тектонических движений далеко не всегда и не везде проявляется, а порой противоречиво. Это свидетельствует о том, что корреляция между сейсмичностью и рельефом существует только в самом общем виде, в масштабе, по крайней мере, молодых горных поясов, где через резко дифферен-

[1] Она совмещена с картой сейсмического районирования.

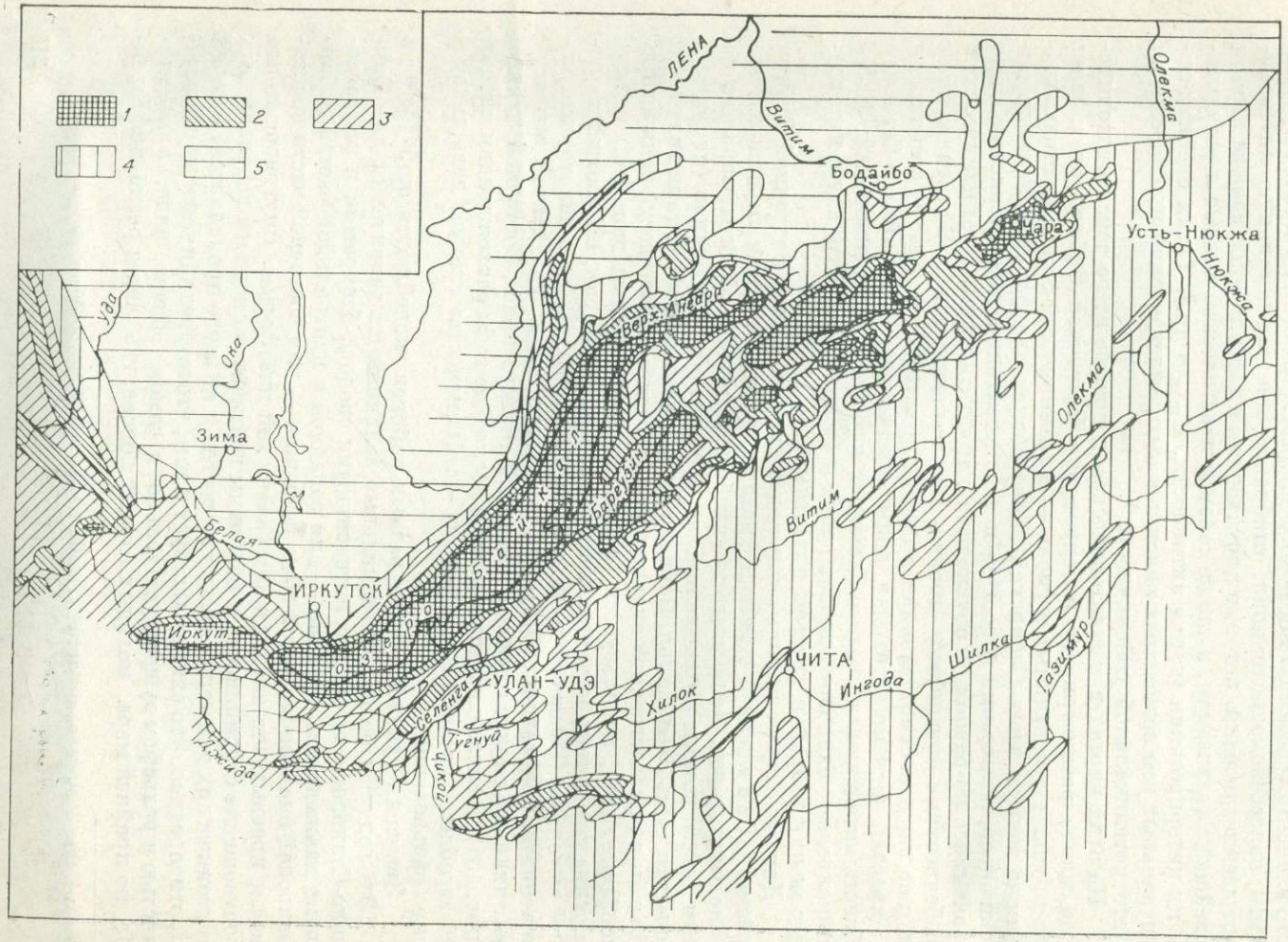


Рис. 101. Карта наибольших значений градиентов скорости вертикальных тектонических движений на территории Восточной Сибири (для 10^7 лет). *Составили С. Ласточкин, Р. Курушин, 1973 г.*

1 — до (0,6—1) 10^{-8} год$^{-1}$ и более; *2* — до (4—6) 10^{-9} год$^{-1}$; *3* — до (2—4) 10^{-9} год$^{-1}$; *4* — до (0,5—2) 10^{-9} год$^{-1}$; *5* — менее (5) 10^{-10} год$^{-1}$.

цированный и контрастный рельеф проявляется механически незавершенное сочленение подвижных (преимущественно блоковых) морфоструктур.

Таким образом, в общей форме между сейсмичностью и рельефом (а, следовательно, и градиентами скорости вертикальных тектонических движений) должна существовать столь же простая корреляция, какая существует между новейшей тектоникой и рельефом в целом. Однако сейсмотектонически такие связи могут быть выразительными только для областей устойчивого тектонического режима. Если же тектонический режим существенно изменяется в современную эпоху (например, на флангах рифтовой зоны), то соотношение уровня современной сейсмичности и градиентов скорости вертикальных тектонических движений будет аномальным. Поэтому применение «градиентов» как показателя уровня сейсмичности, в отрыве от других сейсмотектонических критериев, может привести к неверным представлениям о сейсмическом потенциале конкретных морфоструктур и к серьезным ошибкам при сейсмическом районировании. Это относится не только к сейсмоактивным районам Восточной Сибири. Многие исследователи (Петрушевский, 1960, 1964, 1969; Флоренсов, 1961, 1965; Флоренсов и др., 1964; Солоненко, 1960 в, 1965), а в последнее время и сами авторы метода, рассматривая проблему соотношения «рельеф — сейсмичность», предостерегали от приувеличения этой «связи», особенно при оценке сейсмичности конкретных участков.

Не останавливаясь подробно на неотектонической истории развития горного пояса Восточной Сибири, которая была уже предметом широкой дискуссии и рассмотрена в известных работах (Павловский, 1948 б; Флоренсов, 1960 а, 1968; Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968; Ламакин, 1968; и др.), перейдем к сейсмотектоническому анализу конкретных элементов морфоструктуры этой территории.

СИБИРСКАЯ КАЙНОЗОЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На рассматриваемой территории Восточной Сибири платформенная область занимает подчиненное положение, входя в нее лишь своей краевой, преимущественно активизированной частью. На юге и юго-востоке она окаймлена Байкало-Становым орогеническим поясом, от которого резко отличается низкими градиентами скорости вертикальных тектонических движений ($5 \cdot 10^{-10} — 2 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$). Однако кайнозойский тектогенез проявился и здесь в виде пологих изгибовых деформаций. Как показали Е. В. Павловский (1948 а, б) и Н. А. Логачев и др. (1964), в кайнозойских осадках краевой части платформы отмечаются признаки складчатости — преимущественно плоские синклинали с углами падения крыльев до 10°. Суммарная стратиграфическая мощность кайнозойских отложений достигает 500 м (Предбайкальский прогиб).

Байкало-Становой орогенический пояс оказал существенное влияние на краевую зону Сибирской платформы, что отразилось в ее дифференциации с образованием кайнозойских прогибов и поднятий. Тем не менее новейшие разрывные нарушения, играющие главную роль в развитии морфоструктур Байкало-Становой зоны, здесь теряют свое значение, и определяющую роль приобретают изгибовые деформации и флексуры.

Геолого-геоморфологические, нео- и сейсмотектонические особенности Сибирской платформы позволяют выделить на ее территории стабильную (внутреннюю) и охваченную кайнозойской активизацией (краевую) зоны.

Стабильная область Сибирской кайнозойской платформы по периферии Иркутского амфитеатра ограничивается краевыми предгорными поднятиями и прогибами. Для этой области характерны наиболее низкие ($< 5 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$) градиенты вертикальных тектонических дви-

жений, широкое развитие донеогеновой поверхности выравнивания, крупные куполовидные и валообразные поднятия с большим радиусом кривизны.

Неотектонические структуры стабильной области платформы практически асейсмичны. Вместе с тем неоднородность строения кристаллического фундамента и покрывающего его чехла мощных мезозойских и кайнозойских осадков обусловливают разную степень проявления «транзитных» потрясений, причем в областях поднятий они проявляются более резко, чем в крупных прогибах с мощным чехлом мезозойских и кайнозойских осадков (Предбайкальский прогиб).

Краевые части, охваченные кайнозойской активизацией, представляют собой переходное морфоструктурное звено между платформенными и орогеническими структурами и имеют сейсмотектонические особенности, присущие как первым, так и вторым.

Отсутствие внутренней неотектонической дифференциации и послеледниковой активизации разрывных нарушений, хорошая сохранность донеогеновых поверхностей выравнивания и развитие сглаженных форм рельефа, а также низкая степень сейсмической активности позволяют считать эти морфоструктуры близкими к платформенным. С другой стороны, повышенная скорость неотектонических движений и их градиенты (до $2 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$), отраженные в специфических формах рельефа, свидетельствуют о генетической связи краевых поднятий и прогибов с Байкало-Становым орогеническим поясом. Последнее подтверждается также местными очагами слабых землетрясений, что свидетельствует об их сейсмогенерирующей роли, в отличие от стабильных платформенных структур. Примеры подобного развития — Передовой хребет, Байкало-Патомское нагорье, Алданский щит, Предбайкальский и Присаянский прогибы.

Распределение местных очагов землетрясений в краевых зонах платформы подчинено некоторой закономерности. Там, где орогенический пояс имеет четкое разрывное ограничение (Присаянский участок) или к нему непосредственно примыкают кайнозойские прогибы (Предбайкальский), активизированная зона платформы обычно имеет небольшую (50—100 км) ширину, и плотность эпицентров резко падает в сторону платформы. Там же, где краевые части платформы не имеют четких ограничений, плотность эпицентров с удалением от орогенического пояса снижается постепенно и ширина таких зон достигает 300 км (Байкало-Патомское нагорье), то есть в 3—6 раз больше, чем в Присаянье и Прибайкалье.

Краевые поднятия и прогибы, находящиеся под воздействием интенсивного развития Байкало-Становой зоны сводово-блоковых и рифтогенных движений, участвуют в этом процессе пассивно. Тем не менее здесь происходит накопление и разрядка тектонических напряжений. Следовательно, краевые поднятия и прогибы имеют самостоятельный сейсмотектонический потенциал, и в их пределах возможны очаги землетрясений с магнитудой до $4^3/_4$ (до 7 баллов).

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ КАЙНОЗОЙСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Байкало-Становая зона интенсивных сводово-блоковых и рифтогенных движений

Байкало-Становая зона представляет собой систему закономерно ориентированных линейных морфотектонических элементов, составляющих в совокупности крупное сводообразное поднятие, обрамляющее с юга Сибирскую платформу. Эта новейшая мегаструктура первого порядка протягивается в рассматриваемых границах от горных сооружений Восточного Саяна до западной части Станового хребта на расстояние около 2000км.

при ширине в среднем 150—200 км. Почти на всем протяжении осевая часть сводообразного поднятия фрагментарно осложнена впадинами байкальского типа, продольно и поперечно дифференцирующих его на неотектонические структуры более высоких порядков. Последние в большинстве случаев соответствуют основным орографическим элементам территории — горным хребтам и межгорным впадинам.

В основу морфоструктурного деления Байкало-Становой зоны положены понятия о геотекстуре, морфоструктуре и морфоскульптуре земной поверхности, разработанные И. П. Герасимовым (1946) и углубленные Ю. А. Мещеряковым (1965; Герасимов, Мещеряков, 1967), Н. А. Флоренсовым (1960 а, 1964), Н. В. Думитрашко и др. (1968). В сейсмотектоническом отношении для нас наиболее важны морфоструктуры, представляющие собой генетически единые комплексы тектоно-орографических элементов, созданные эндогенными процессами в неотектонический этап развития.

Кайнозойский цикл седиментации, в котором запечатлена история формирования морфоструктур Байкало-Становой зоны, оторван от мезозойского во времени и, частично, в пространстве. Региональный перерыв в осадконакоплении охватывает верхний мел и палеоген [2]. В этот период сформировалась мощная (до 80 м) кора выветривания, покрывавшая слабо расчлененную донеогеновую поверхность.

Территория высокогорного пояса Восточной Сибири в конце третичного — начале четвертичного периода подвергалась интенсивному тектоническому воздействию, коренным образом преобразовавшему ее внутреннюю структуру и рельеф (Логачев, 1958; Флоренсов, 1960 а). Революционному периоду становления современной горной страны с ее геолого-геоморфологическими и гипсометрическими контрастами предшествовал более длительный (палеоген — ранний неоген) эволюционный этап развития. В эоцен-олигоцене наметился переход от стабильного состояния к вяло-подвижному тектоническому режиму (Логачев, 1968). Современные впадины в большинстве случаев представляли тогда мелководные бассейны седиментации. Относительные превышения бортов котловин над их днищами вряд ли были более 500 м (Логачев, 1968). Страна обладала в то время слабо волнистым, спокойным рельефом. Судя по мощности позднепалеогеновых-миоценовых угленосных осадков, прогибание днищ впадин в этот период достигло, в конечном итоге, 1—3 км. Однако такое погружение, по-видимому, компенсировалось в то время накоплением осадков, и крупных незагруженных водоемов, наподобие современной впадины Байкала, не существовало (Логачев, 1958; Флоренсов, 1960а).

Коренные изменения в тектонической жизни региона наступили в конце третичного — начале четвертичного времени (Флоренсов, 1968). Мощный процесс начавшегося горообразования привел к резкой тектонической дифференциации рельефа. На фоне аркогенного вспучивания территории оформляются и постепенно приобретают современные очертания морфоструктуры разных порядков (хребты-своды и их антиподы-прогибы). Механическая дифференциация осадков в поперечнике впадин отражает интенсивный рост их горного обрамления (Логачев, 1968), достигший своего максимума в районе современной Байкальской горной области. Развитие рифтовой зоны в позднем плиоцене и антропогене происходило в условиях подавления ранних пластических форм все более активными разрывными деформациями (Флоренсов, 1948).

В общих чертах размах и контрастность кайнозойских движений могут быть охарактеризованы следующими фактами. Континентальные от-

---

[2] Терригенно-эффузивная свита мощностью до 60 м условно палеогенового возраста выделена в последнее время в Тункинской впадине (Мазилов и др., 1972). Н. А. Логачев (1968) допускает возможность существования мел-палеогеновых отложений во впадинах Байкальской системы на глубинах более 3000 м.

ложения мезозоя, обнаруженные в Байкало-Становой зоне, залегают в виде разобщенных полей на различных гипсометрических уровнях. С одной стороны, они вскрыты бурением в дельте р. Селенга на глубине свыше 1500 м, с другой—встречены на высотах до 2000 м и более в Тункинском Удоканском и Кодарском хребтах, причем генетически эти отложения совершенно не связаны с современным рельефом. Неогеновые осадки найдены на гольцах высотой 2000—2500 м над ур. м. (хр. Хамар-Дабан, Китойские и Тункинские гольцы). Здесь они залегают горизонтально или слабо наклонно (Флоренсов, 1960). Аналогичные же отложения межгорных прогибов залегают, по данным бурения и геофизики, на 2000—2800 м ниже земной поверхности (1500—2300 м ниже ур. м). Более того, не исключено, что подошва третичных образований в Байкальской впадине залегает почти на 6—7 тыс. м. (Зорин, 1971; Ветров, 1968; Булмасов, 1968), а по данным МТЗ, даже на 10 тыс. м ниже уровня моря. В этом случае величина перемещения по вертикали разорванных участков третичного пенеплена достигает 12 км. Эти данные свидетельствуют о мощных дифференцированных движениях послеолигоценового времени, приведших к коренному переустройству земной поверхности и возникновению высококонтрастного четвертичного рельефа горного пояса Восточной Сибири (Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1974).

В целом новейшая структура Байкало-Становой зоны определяется сложным взаимодействием изгибовых и разрывных деформаций земной коры. По характеру проявления и направленности неотектонических движений они подразделяются на две основные группы — положительные (поднятия) и отрицательные (опускания) морфоструктуры. Те и другие формировались, судя по имеющимся разрезам кайнозойских осадков, одновременно, причем амплитуды абсолютных нисходящих движений сопоставимы или значительно превосходят амплитуды восходящих. Последнее характерно для Байкальской впадины, в отдельных частях которой на долю восходящих движений приходится не более одной трети суммарной амплитуды вертикальных неотектонических движений. На флангах Байкало-Становой зоны — в Восточном Саяне и Становом хребте доминируют относительно слабо дифференцированные абсолютные поднятия (резко преобладают положительные морфоструктуры).

Таким образом, главная роль в нео- и сейсмотектоническом развитии Байкало-Становой зоны интенсивных сводово-блоковых и рифтогенных движений принадлежит положительным и отрицательным морфоструктурам, составляющим сложный эволюционный ряд, и зонам активизированных разломов — главным сейсмоактивным линеаментам.

Положительные морфоструктуры. По преобладанию того или иного типа деформаций поднятия подразделяются на блоковые, сводово-блоковые сбросо-сводовые и сводовые[3]. Границы между ними часто в известной мере условны и нередко характеризуются постепенными переходами.

Сбросо-сводовые поднятия представляют собой специфический комплекс тектоно-орографических элементов, обрамляющих Байкальскую рифтовую зону со стороны Сибирской платформы. Такое пограничное положение сбросо-сводовых поднятий определяет особенности их внутренней неотектонической структуры и сейсмичности.

Наиболее характерный пример этой морфоструктуры — Приморский и Байкальский хребты, обрамляющие с северо-запада впадину оз. Байкал. Структурно и морфологически они представляют единое поднятие длиной около 600 км и шириной от 15 до 60 км. Абсолютные отметки вершинной поверхности его неравномерно возрастают с юго-запада на северо-восток от 1000 до 2400 м. С Байкальской стороны поднятие контролируется столь же протяженными субпараллельными системами активных в кайнозое сбросов и сбросо-сдвигов, входящих в зону мощного долгоживущего

[3] Сводовые поднятия, как нетипичные для рассматриваемой зоны, охарактеризованы в разделе «Переходные структуры».

Обручевского разлома. Они разбивают приозерный склон морфоструктуры на узкие линейные тектонические блоки, ступенчато погружающиеся во впадину. Характерная особенность разломов, очерчивающих сбросо-сводовое поднятие со стороны впадины,—максимальные для рифтовой зоны амплитуды суммарных вертикальных неотектонических движений. Об этом свидетельствует разность отметок фундамента впадины и вершинной поверхности ее горного обрамления, достигающая в узкой полосе западного борта 8000—8500 м (Зорин, 1971).

Со стороны платформы отчетливо проявляется изгибовый характер деформации исходной поверхности, приведшей к формированию северо-западного крыла сбросо-сводового поднятия. Здесь земная поверхность постепенно воздымается к осевой линии структуры, максимально приближенной к берегу озера, отсутствуют крупные неотектонические швы и не отмечается современной активизации разрывных нарушений. Переход от платформенных к рифтовым структурам часто отражен образованием новейших флексур, в настоящее время практически асейсмичных.

Таким образом, в поперечном сечении поднятия Приморского и Байкальского хребтов имеют характер узкого, внутренне слабо дифференцированного крыла свода, оборванного в своей осевой части системой крупноамплитудных молодых разломов. Последние почти повсеместно несут следы голоценового сейсмогенного обновления. Более расплывчатая картина наблюдается у северной оконечности Байкала и в Северо-Байкальском нагорье, где отмечается виргация, постепенное затухание разрывных нарушений и значительная внутренняя дифференциация морфоструктуры. Этот участок более соответствует другому морфогенетическому типу — сводово-блоковому поднятию.

Аналогичные сбросо-сводовые морфоструктуры обрамляют с северо-запада и севера крупные зрелые впадины рифтовой зоны Станового нагорья—Верхнеангарскую, Муйскую, Чарскую. Морфологическая особенность их заключается в значительно большей ширине внешних приплатформенных крыльев, которую можно объяснить тем, что здесь сбросо-сводовые поднятия пластически переходят в слабо поднятую в кайнозое краевую часть платформы. В связи с этим северная граница рифтовой зоны становится еще более затушеванной и неопределенной.

Резкая асимметрия сбросо-сводовых поднятий определяет, по-видимому, и различную современную сейсмичность их приплатформенных и предрифтовых частей — от минимальной до 8—9 баллов. Кроме того, можно отметить изменение степени сейсмической активности и по простиранию морфоструктур. В частности, она уменьшается в северной части Байкальского хребта, где, как уже было сказано, отмечается виргация и затухание морфоструктурных элементов.

В зонах сочленения с отрицательными структурами уровень потенциальной сейсмичности сбросо-сводовых поднятий по сейсмогеологическим данным может достигать в обрамлении Байкала 11—12 баллов, в обрамлении впадин Станового нагорья — 10 баллов. Сейсмическая опасность внутреннего поля поднятий определяется в основном транзитными потрясениями из приразломных очагов землетрясений.

Блоковые поднятия представляют по существу различной величины горсты, чаще всего односторонние, располагающиеся вдоль осевой части рифтовой зоны — в полосе максимально дифференцированных и контрастных неотектонических и современных движений земной коры.

Внутреннее поле блоковых поднятий чаще всего не дифференцировано или дифференцировано слабо. Здесь практически отсутствуют молодые или обновленные разломы и связанные с ними морфоструктурные элементы высоких порядков и сейсмогенные структуры. Однако во многих случаях главные зоны разломов, контролирующие горсты, сопровождаются оперяющими поперечными или диагональными и продольными (сопутствующими) разрывами. Именно с ними иногда генетически связаны отрица-

тельные структуры — зарождающиеся и эмбриональные впадины бакайльского типа и палеосейсмодислокации, отражающие самую молодую (голоцен) дифференциацию и, вероятно, инверсию радиальных тектонических движений в осевой полосе рифтовой зоны. Примерами таких поднятий могут служить северо-восточная часть Южно-Муйского хребта (междуречье Сюльбана и Конды), Довачанский блок в области Муйско-Чарской межвпадинной перемычки и п-ов Святой Нос (диагональная перемычка внутри впадины оз. Байкал).

Ширина переходных зон между блоковыми поднятиями и сопряженными с ними отрицательными морфоструктурами минимальна. Морфологически они представлены крутонаклонными косыми равнинами, ограниченными с тыла тектоническими швами. Обычно это протяженные (до 100—200 км) разломы, имеющие длительную историю развития и значительные (до 1,5—2 км) амплитуды вертикального смещения, обусловленного разнонаправленными движениями горстов и сопряженных с ними впадин. Многочисленные эпицентры как сильных, так и слабых землетрясений и особенно палеосейсмогенные структуры пространственно тяготеют к этим зонам. Изгибовые деформации здесь практически отсутствуют, и разрядка напряжений трансформируется лишь в разрывные смещения монолитных блоков по ограничивающим их сдвиго-сбросам.

В целом потенциальная сейсмичность блоковых поднятий представляется наиболее высокой из всех положительных морфоструктур Байкало-Становой зоны. Она определяется, прежде всего приуроченностью морфоструктур к наиболее тектонически активным и резко дифференцированным частям рифтовой зоны, что обусловливает максимальную подвижность всего тела положительной структуры при резко контрастных движениях по ограничивающим ее разломам. Ожидаемая максимальная сила землетрясений в их пределах может достигать 8—9 баллов с локальными повышениями (за счет усложнения поднятия оперяющими и сопутствующими разрывами) до 10 баллов. Потенциальная активность блоковых структур, принимающих участие в обрамлении крупных зрелых впадин байкальского типа (Тункинские гольцы, южная половина Баргузинского хребта), а также составляющих отдельные поднятия в восточно-саянской части зоны, в силу их значительной монолитности и гораздо меньшей современной сейсмической активности, представляется более низкой (7—8 баллов).

Сводово-блоковые поднятия в Байкало-Становой зоне распространены наиболее широко. Главным образом они обрамляют, совместно со сводовыми морфоструктурами, систему рифтовых впадин со стороны Забайкальской блоково-волновой зоны. Юго-восточные или южные крылья этих поднятий являются во многих случаях одновременно и бортами отрицательных морфоструктур субрифтового типа, несущих в себе черты впадин как той, так и другой зоны (см. ниже).

В образовании и эволюции сводово-блоковых поднятий равную роль играют как изгибовые, так и разрывные деформации, что хорошо иллюстрируется наиболее типичной морфоструктурой Удоканского хребта, обрамляющего с юга и юго-востока Чарскую и Токкинскую рифтовые впадины (Живая тектоника..., 1966).

Широкое распространение в хребте Удокан морфоструктурных элементов более высоких порядков, как отрицательных, так и положительных, свидетельствует о сложной дифференциации радиальных тектонических движений при формировании сводово-блоковых поднятий, достигших кульминационной точки своего развития (в смысле максимума накопления сводового напряжения) в голоцене. Поэтому внутренние приразломные зоны этих морфоструктур несут на себе следы грандиозных сейсмических катастроф недавнего прошлого — структуры Чина-Вакатская, Кемен, Медведь. Именно по ним и определяется высокий сейсмический потенциал морфоструктуры в целом.

Сводово-блоковые поднятия в других частях Байкало-Становой зоны отличаются от Удоканского степенью тектонической дифференциации сво-

их внутренних полей. Так, например, морфоструктура северной половины Баргузинского хребта дифференцирована очень слабо и то главным образом со стороны Байкальской впадины. Такова же примерно степень внутренней дифференциации и западной части сводово-блокового поднятия Станового хребта. Тем самым, очевидно, намечаются постепенные переходы от сводово-блоковых к сводовым морфоструктурам.

Уровень современной сейсмической активности сводово-блоковых поднятий сравнительно невелик, за исключением предполагаемого эпицентра одиннадцатибалльного землетрясения 2/II 1725 г., где известны сотрясения до 14-го энергетического класса. Многочисленные эпицентры слабых землетрясений распределяются более или менее равномерно, с наибольшей концентрацией в зонах эмбриональных впадин и главнейших активизированных разломов, контролирующих поднятия и частные структуры высоких порядков внутри его.

Внутривпадинные и межвпадинные перемычки представляют собой блоковые выступы кристаллического фундамента рифтовой зоны, отражающие внутреннюю дифференциацию отрицательных морфоструктур и разделяющие их друг от друга. Отнесение перемычек к тому или иному типу часто затруднено, так как в большинстве случаев рифтовые впадины образуют геоморфологически единые протяженные структуры, в которых межвпадинные перемычки мало отличаются от внутривпадинных. Такова, например, линейная зона впадин и разделяющих их перемычек Тункинско-Южнобайкальско-Баргузинской системы (рис. 102).

Существенно иная картина наблюдается на северо-восточном (Байкало-Чарском) отрезке рифтовой зоны, где наряду с линейными системами прослеживается и кулисообразное расположение впадин. Крупные зрелые впадины байкальского типа не имеют здесь непосредственной структурной и морфологической связи друг с другом. Они разделены обширными, максимально раздробленными участками рифтовой зоны, в сложении которых доминируют блоковые поднятия (рис. 103). Последние — прямое продолжение и результат внутренней дифференциации положительных морфоструктур, слагающих крылья рифтовой зоны, с которыми имеют сопоставимые амплитуды воздымания. Такие участки могут рассматриваться как межвпадинные горные перемычки (Верхнеангарско-Муйская, Муйско-Чарская и, возможно, Баргузино-Муйская).

Внутривпадинные перемычки — характерные морфоструктурные элементы большинства рифтовых впадин от эмбриональных до зрелых. Они гораздо меньшей высоты, чем окружающие поднятия, и представляют обычно блоки фундамента, относительно стабильные или испытывающие замедленное опускание. По отношению к общей ориентировке впадин перемычки могут располагаться продольно, поперечно и диагонально, что предопределено условиями их формирования и характером ограничивающих молодых разломов. Диагональные и поперечные перемычки возникли в процессе постепенного продольного слияния соседних впадин в единую более крупную отрицательную неотектоническую структуру, продольные — в результате бокового слияния двух параллельных впадин.

Сейсмотектонический потенциал внутри- и межвпадинных перемычек неодинаков в различных частях рифтовой зоны. Наиболее высок он как по сейсмогеологическим, так и инструментальным сейсмологическим данным в рифтовой зоне Станового нагорья (Живая тектоника.., 1966). К перемычкам приурочено большинство палеосейсмогенных структур и эпицентров как сильных, так и слабых землетрясений. Современная сейсмическая активность областей межвпадинных перемычек здесь примерно в 3 раза выше средней для Байкальской рифтовой зоны.

В Центральном и Юго-Западном Прибайкалье уровень сейсмичности перемычек в целом понижен, хотя и имеются крайние случаи — наивысшая голоценовая и современная активность Святоносского блока (Абалаков, 1973, 1974), входящего в состав диагональной перемычки, разделяю-

щей впадины Южного и Северного Байкала, и почти полная тектоническая пассивность перемычки между впадинами Южного Байкала и Тункинскими [4].

Отрицательные морфоструктуры. В Байкало-Становой зоне эпиплатформенного орогенического пояса описанные выше положительные морфоструктуры генетически и пространственно тесно сопряжены с узкими линейно вытянутыми грабенообразными впадинами. В соответствии с сейсмотектонической классификацией В. П. Солоненко (1968) эти отрицательные морфоструктуры образуют единый эволюционный ряд: зарождающиеся — эмбриональные — зрелые (моно- и полиструктурные) — отмирающие (или инфантильные) (рис. 104). Развивающиеся морфоструктуры этого ряда определяют сейсмический потенциал как всей территории в целом, так и отдельных ее частей. Поэтому целесообразно привести краткую характеристику типичных отрицательных морфоструктур с учетом результатов новейших исследований, проведенных в последние годы (Логачев, 1968; Зорин, 1971; Шмотов, 1972; Солоненко В., и др. 1971; Сейсмотектоника..., 1968, 1975а, б; Мазилов и др., 1972; Ружич, 1972; Шерман и др., 1973; Пузырев и др., 1973).

З а р о ж д а ю щ и е с я в п а д и н ы формируются на склонах и в приапикальных частях ряда положительных морфоструктур.

К этому типу впадин относятся нагорные грабены — провалы сейсмогенных структур: Китойской, Бабхи, Снежной, Танхойской, Приморской, Довачан и Баронки. Некоторые из них, возможно, заложились в конце плейстоцена, но наиболее интенсивное развитие получили в голоцене и в современную эпоху. Протяженность нагорных сейсмогенных грабенов колеблется от 0,6 до 12 км, ширина и глубина от десятков до сотен метров. Сбросы, ограничивающие грабены, наследуют древние разломы или возникли в первично целостном кристаллическом субстрате. Но в том и другом случае они являются следами катастрофических землетрясений с интенсивностью до 10—11 баллов. Днища грабенов — фрагменты платообразных и островерхих горных вершин—заклинены внутрь хребтов, испытывающих растяжение. Осадконакопление в зарождающихся впадинах находится в начальной стадии. Мощность осадков не превышает первые десятки метров.

Наиболее яркий представитель зарождающихся впадин — центральный грабен сейсмогенной структуры Довачан. Его протяженность 12 км, ширина 0,8 км и глубина до 100 м. Высокий сейсмический потенциал этой впадины доказывается не только наличием палеосейсмодислокаций, но и чрезвычайно высокой современной сейсмической активностью, а также перенапряженным состоянием горных пород. Последнее обусловливает высокую повторяемость здесь скальных обвалов. Один из них, произошедший 29/VII 1961 г., мгновенно охватил фронт склона протяженностью около 2,5 км. При обвале 27/VII 1962 г. дробление скальных пород происходило независимо от систем развитых в них трещин отдельности (Живая тектоника.., 1966; Солоненко В., 1968 в).

В районе зарождающихся впадин возможны землетрясения с M до $7\,^{3}/_{4}$—$8\,^{1}/_{4}$ (10—11 баллов).

Э м б р и о н а л ь н ы е в п а д и н ы заложились, по-видимому, в нижнем или среднем плейстоцене. Длина таких впадин — первые десятки километров, ширина до 6 км, а мощность накопившихся в них осадков — 300—400 м. Эти морфоструктуры могут классифицироваться как грабены, односторонние грабены и грабен-синклинали. Разломные ограничения большинства из них имеют явные признаки сейсмогенного об-

---

[4] Сейсмическая пассивность этой перемычки в течение, по крайней мере, последних двух-трех столетий остается пока загадочной: в ее окрестностях сходятся такие мощные и активные разломы, как Черского, Обручева, Тункинский и Главный Саянский.

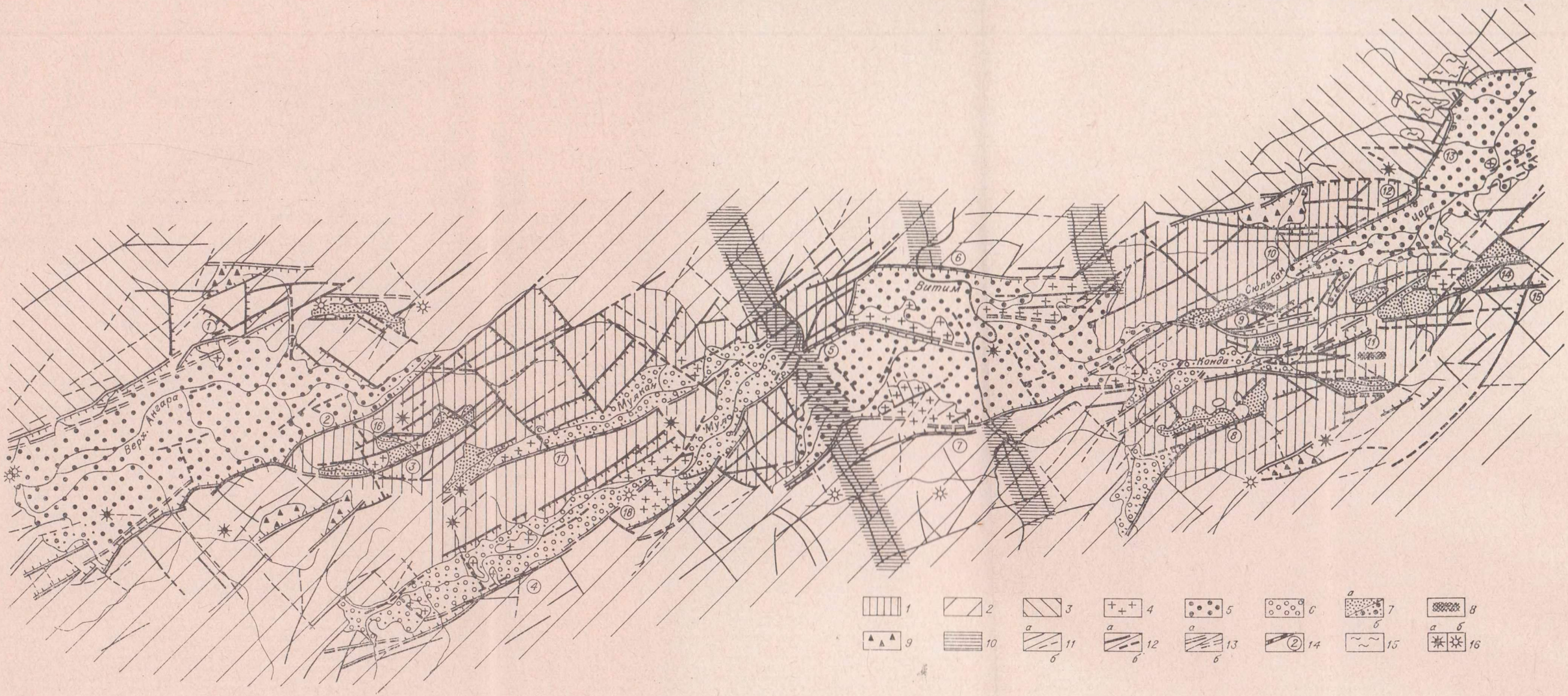
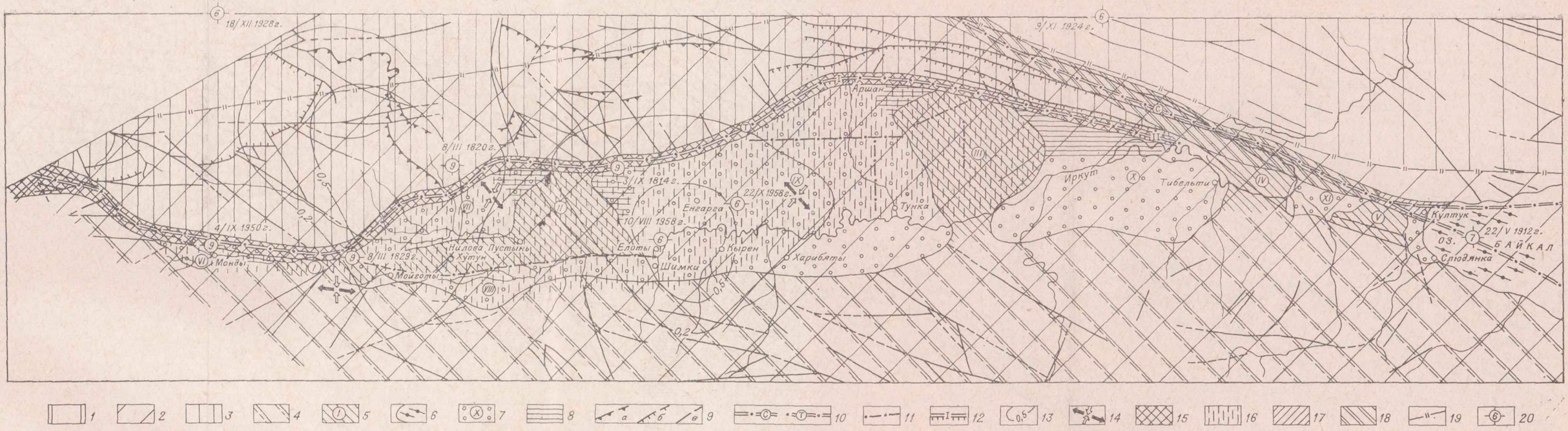


Рис. 103. Сейсмотектоническое строение участков зоны Станового нагорья между зрелыми загруженными впадинами байкальского типа. *Составил Р. Курушин.*

1—4 — положительные морфоструктуры: *1* — блоковые, *2* — сводово-блоковые; *3* — сбросо-сводовые, *4* — относительно поднятые блоки фундамента (внутри- и межвпадинные кристаллические перемычки); *5—9* — отрицательные морфоструктуры (рифтовые впадины): *5* — зрелые полиструктурные, *7* — промежуточного типа между зрелыми и эмбриональными (*а*) и впадины-сателлиты (*б*), *8* — зарождающиеся, *9* — предположительно эмбриональные; *10—14* — разломы (бергштрихи в сторону опущенного крыла): *10* — глубинные, *11* — докайнозойские (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые), *12* — активные в кайнозое (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые), *13* — рифтогенные, сейсмогенерирующие, *14* — участки разломов, обновленные при землетрясениях интенсивностью 9 баллов и более, *15* — реликты верхнемезозойского прогиба; *16* — эпицентры сильных ($K \geqslant 12$) землетрясений (*а* — установленные с точностью *а* и *б*, *б* — неклассные).



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

Рис. 102. Карта сейсмотектоники района Тункинской системы впадин. *Составили В. Хромовских, В. Солоненко, В. Жилкин.*

1 — краевые части Сибирской платформы, охваченные кайнозойской активизацией; *2* — Байкальская рифтовая зона; *3—5* — положительные морфоструктуры: I — Хамар-Дабанская, II — Ниловская, III — Еловская, IV — Тибельтинская, V — Култукская (зоны замедленного поднятия); *6—7* — отрицательные морфоструктуры (рифтовые впадины байкальского типа): *6* — незагруженные впадины с резкой внутривпадинной дифференциацией фундамента, *7* — загруженные впадины: VI — Мондинская, VII — Хойтогольская, VIII — Туранская, IX — Тучкинская, X — Торская, XI — Быстринская; *8* — внутривпадинные участки современных прогибов, связанные с продольными сбросами; *9* — докайнозойские разломы: *а* — надвиги, *б* — сбросо-взбросового типа, *в* — прочие; *10* — древние разломы, активизированные в кайнозое; Т — Тункинский, С — Главный Саянский; *11* — кайнозойские разломы; *12* — отрезки разломов, обновленные и возникшие при землетрясениях интенсивностью 10 баллов, и палеосейсмогенные структуры: I — Аршанская, II — Торская; *13* — изолинии сейсмической активности (A_{10}); *14* — максимальные напряжения в очагах землетрясений: белые стрелки — ориентировка осей сжатия, черные — то же, растяжения; *15—18* — потенциальная сейсмичность (возможные эпицентральные зоны максимальных землетрясений): *15* — $M > 7$ (10 баллов и больше), *16* — $M = 6^1/_2$ —7 (9 баллов), *17* — $M = 5^1/_2$—$6^1/_2$ (8—9 баллов), *18* — $M = 4^3/_4$—$5^1/_2$ (7—8 баллов); *19* — граница байкальской рифтовой зоны; *20* — эпицентры сильных ($M \geqslant 4^1/_2$) землетрясений по сейсмостатистике.

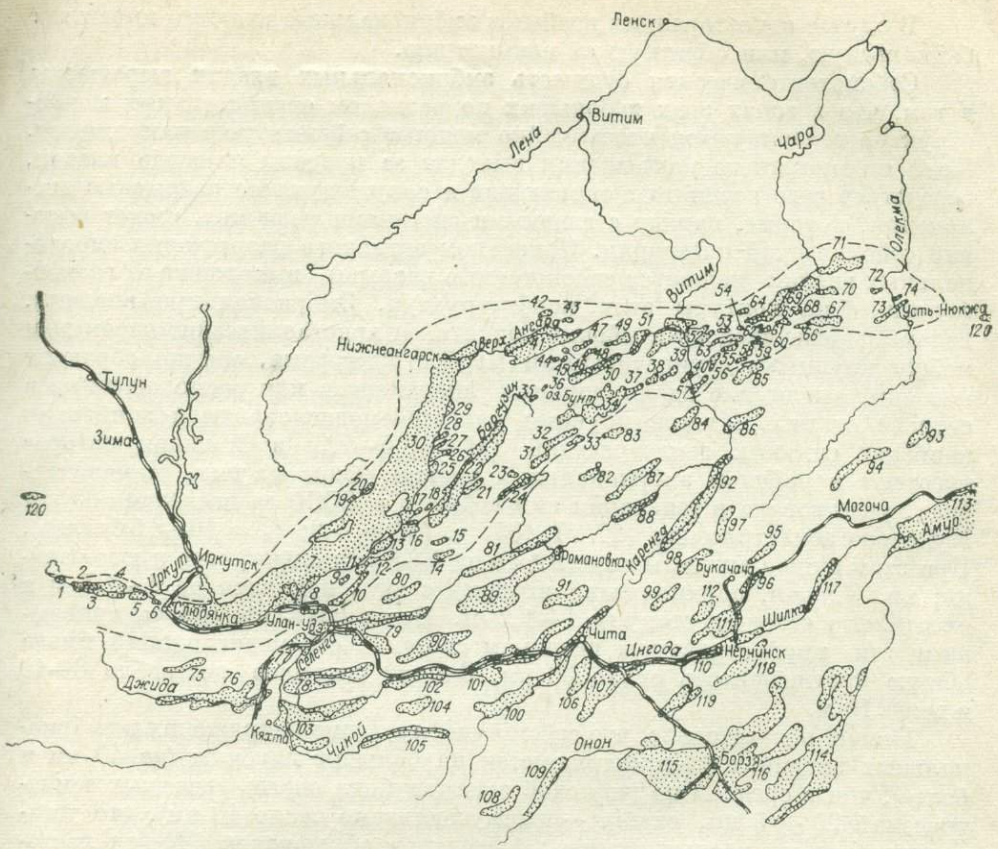


Рис. 104. Схема расположения главнейших впадин эпиплатформенного орогенического пояса Восточной Сибири. Штриховой линией обозначена граница Байкальской рифтовой зоны. *Составили Р. Курушин, С. Ласточкин.*

1 — Мондинская; *2* — Хойтогольская; *3* — Туранская; *4* — Тункинская, *5* — Торская; *6* — Быстринская, *7* — Байкальская южная; *8* — Селенгино-Итанцинская, *9* — Колокская; *10* — Итанцинская; *11* — Котокельская; *12* — Туркинская; *13* — Максимихинская; *14* — Верхнетуркинская; *15* — Ямбуйская, *16* — Усть-Баргузинская; *17* — Малочивыркуйская, *18* — Гремячая; *19* — Онгуренская; *20* — Кочериковская, *21* — Улан-Бургинская; *22* — Баргузинская; *23* — Верхнеикатская; *24* — Витимканская; *25* — Сосновская; *26* —Большереченская; *27*—Езовская, *28*—Кабанья, *29* — Шегнанда, *30* — Байкальская северная; *31* — Горбылокская; *32* — Цишиканская, *33* — Алакарская; *34* — Ципа-Баунтовская; *35* — Амутская; *36* — Тураки, *37* — Кадалинская; *38* — Бамбукойская; *39* — Тилишминская; *40* — Бамбуйская; *41* — Верхнеангарская; *42* — Правомайская; *43* — Чуро; *44* — Нироконская; *45* — Асиндинская; *46* — Янчуйская; *47* — Ковоктинская; *48* — Верхнемуяканская; *49* — Муяканская; *50* — Верхнемуйская; *51* — Уланмакитская; *52* — Муйская; *53* — Сольбанская; *54* — Баронка; *55* — Намаракитская; *56* — Таксимская; *57* — Джело; *58* — Кокоревская; *59* — Эймнахская; *60* — Довачан; *61* — Лурбунская; *62* — Угаргасская; *63* — Куандинская; *64* — Верхнесюльбанская; *65* — Ингамакитская; *66* — Чинейская; *67* — Верхнекаларская; *68* — Кеменская; *69* — Чарская; *70* — Читкандинская; *71* — Токкинская; *72* — Ханийская; *73* — Иманграа-Чебаркасская; *74* — Кудуликанская, *75* — Темникская; *76* — Джидинская; *77* — Гусиноозерская; *78* — Тугнуйская; *79* — Удинская; *80* — Курбинская; *81* — Зазинская; *82* — Багдаринская; *83* — Талойская; *84* — Имамская; *85* — Среднекаларская; *86* — Калаканская; *87* — Амалатская; *88* — Краснояровская (Витимская); *89* — Еравнинская; *90* — Худунская; *91* — Кондинская; *92* — Ненюгинская; *94* — Тунгирская; *95* — Морикская; *96* — Бело-Урюмская; *97* — Зелено-Озерская; *98* — Средненерчинская; *99* — Усуглинская; *100* — Читино-Ингодинская; *101* — Беклемишевская; *102* — Хилокская; *103* — Чикой-Хилокская; *104* — Унго; *105* — Чикойская; *106* — Оленгуйская; *107* — Оленгуйско-Тыргетуйская; *108* — Алтан-Кыренская; *109* — Ононская; *110* — Куэнгинская; *111* — Оловская; *112* — Зюльзинская; *113* — Шилка-Амурская; *114* — Аргунская; *115* — Торейская; *116* — Урулюнгуйская; *117* — Усть-Карская; *118* — Ундаинская; *119* — Шарокудуйская; *120* — Верхнеалданская.

новления, сопровождавшегося подземными толчками интенсивностью от 9 до 10—11 баллов.

В Байкало-Становой зоне выделяется большое количество эмбриональных впадин. Наиболее типичные из них — Мондинская, Гремячая, Верхнеикатская, Ковоктинская, Тилишминская, Намаракитская, Игнамакитская. По существу морфологически они представляют собой зрелые впадины байкальского типа в миниатюре. В более развитых из них отчетливо проявляется блоковая дифференциация фундамента.

В случае односторонних грабенов эмбриональные впадины имеют или байкальскую, или обратную ей асимметрию.

Сейсмотектоническая сущность эмбриональных впадин выражается в том, что в зонах этих небольших по размерам отрицательных морфоструктур генерируются чрезвычайно мощные сейсмические напряжения. Поля сейсмогенного напряжения выходят за пределы площади впадин, вследствие чего возникают оперяющие и сопутствующие разрывные дислокации, которые, наряду с главными системами разломов, имеют высокий сейсмический потенциал. Признаком активного разрастания эмбриональных впадин являются сейсмогенные разрывы, выходящие за геоморфологические контуры этих морфоструктур. Эмбриональные впадины, взламывающие сводово-глыбовые поднятия и кристаллические перемычки между крупными отрицательными морфоструктурами, обычно образуют цепочки, вытянутые вдоль крупных линеаментов или расположенные в стороне от них. Многие крупные палеосейсмодислокации и эпицентры наиболее сильных землетрясений ($M = 6{,}5—7{,}9$) в Становом нагорье тяготеют к районам эмбриональных впадин. Одна из них, Намаракитская, участвовала в генерации сильнейшего в СССР за последние 65 лет Муйского землетрясения 27/VI 1957 г. ($M = 7{,}9$; $I_0 = 10—11$ баллов). При этом днище впадины опустилось на 5—6 м и сдвинулось к юго-западу; хр. Удокан, обрамляющий впадину с юга, поднялся на 1—1,5 м и сместился к северо-востоку на 1—1,2 м. Возникшая по разграничивающим эти морфоструктуры разломам система сейсмодислокаций имела общую протяженность около 30 км. Зияние разрывов достигало 8—10 и даже 19 м.

Весьма показательно, что сейсмогенерирующие напряжения в эмбриональных впадинах распространяются на бóльшие глубины (до 40 км и более), чем в среднем по рифтовой зоне (глубина очагов сильных землетрясений 20 ± 5 км, слабых—преимущественно около 10 км), что устанавливается по распределению гипоцентров афтершоков (Живая тектоника. . ., 1966).

На рассматриваемой территории районы эмбриональных впадин и морфоструктур с зарождающимися впадинами имеют наивысший сейсмический потенциал. По инструментальным и палеосейсмогеологическим данным, к ним могут быть приурочены эпицентры землетрясений с M до 8 ($I_0 = 10—11$ баллов).

З р е л ы е в п а д и н ы составляют основу Байкальской рифтовой системы и делятся на две группы — незагруженные и загруженные, или суходольные.

К *незагруженным* относится впадина оз. Байкал, занимающая центральное место среди рифтовых морфоструктур. Она подразделяется на две депрессии — Южнобайкальскую и Северобайкальскую соответственно с резко и слабо дифференцированным фундаментами (см. рис. 100). По-видимому, с образования ее южной котловины начался процесс рифтогенеза, распространившийся затем в северо-восточном и западном направлениях (Флоренсов, 1960 а; Логачев, 1968), хотя некоторые исследователи считают северную котловину Байкала древнее южной (Дмитриев, Колокольцева, 1970). Начало рифтообразования в районе Южного Байкала более вероятно, поскольку именно здесь проходит ось грандиозного неотектонического прогиба, прослеживающегося по целому комплексу структурных и орографических признаков от южного края Сибирской платформы в глубь Центральной Азии. Этой точки зрения придерживается большинство исследователей (Флоренсов, 1960 а, 1961; Соловьев, 1963; Логачев, 1968; Сейсмотектоника. . ., 1968).

Основные элементы структуры впадины Байкала и один из крупнейших разрывных нарушений региона — Обручевский разлом (Щербаков, 1951) и сброс Черского, описанные в разделе «Активизированные разломы».

Мощность линзы рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих Южнобайкальскую впадину, изменяется от 4 до 6 км, а во фронтальной части дельты р. Селенга увеличивается до 8 км (Ветров, 1968; Зорин, 1971). По мощностям кайнозойских осадков Южнобайкальской впадины [5] мы можем судить о скорости седиментации, а равно и о темпе прогибания днища депрессии. Мощность третичных отложений в районе Танхоя, по данным Г. Б. Пальшина (1955) и Н. А. Логачева (1968), 1905 м. Суммарная мощность четвертичных отложений неизвестна. Однако несколько западнее расположена Солзанская депрессия, которая представляет следующее закономерное звено в системе Танхойских кайнозойских прогибов. Максимальная мощность валунно-галечных, предположительно четвертичных, образований, выполняющих ее, превышает 500 м (Солоненко В., 1964а)[6]. Солзанская депрессия имеет большое структурно-тектоническое сходство с заливом Провал, который так же, как и она, приурочен к зоне разлома Черского. Мощность четвертичных осадков в заливе Провал превышает 300 м, а в Усть-Селенгинской депрессии—около 500 м (Замараев, Самсонов, 1959)[7]. Напомним, что и в Тункинской впадине мощность плейстоценовых отложений 400—500 м. Следовательно, для ориентировочных вычислений скоростей прогибания днища Южно-байкальской впадины мы вправе принять и для нее мощность четвертичных осадков, близкую к 500 м. Но тогда скорость седиментации в третичном периоде (25—30 млн. лет) составляет здесь около 70 м за 1 млн. лет, а в четвертичном периоде (1 млн. лет) она близка к 400—500 м. Следовательно, темп опускания кристаллического ложа впадины возрос в антропогене в 6—7 раз.

В совокупности с другими признаками это может служить объяснением высокой сейсмичности Южнобайкальского прогиба. Однако фронт неотектонической и сейсмотектонической переработки кристаллического субстрата в исторический период охватывает уже не только периферические зоны впадины. Он смещается в сторону ее горного обрамления и, в частности, на северный склон сводового поднятия Хамар-Дабана. Именно здесь в последние столетия и тысячелетия происходит наиболее интенсивное дробление кристаллического субстрата с образованием инверсионных сейсмогенных структур, генетически связанных с десяти-одиннадцатибалльными землетрясениями.

Северная впадина Байкала изучена менее детально. Фундамент ее слабо дифференцирован. От Южнобайкальской котловины она отделена диагональным поднятием Академического хребта — подводным продолжением о. Ольхон. Вдоль юго-восточного склона Академического хребта намечается разлом, признаки которого установлены по гравиметрическим данным и эхолотированием (Лут, 1961 а; Зорин, 1971).

Максимальный прогиб фундамента установлен в северной части, в районе дельты р. Верхняя Ангара, где мощность кайнозойских осадков достигает 4500 м. На остальной территории впадины она находится в пределах 1—3 км, уменьшаясь до первых сотен метров в Малом море (Зорин, 1971). По расчетам Г. А. Дмитриева и Э. М. Колокольцевой (1970), скорость накопления кайнозойских осадков в Северном Байкале на протяжении всего периода его формирования была почти в 5 раз ниже, чем в южных частях озера (1,5 и 7 см в 1000 лет соответственно). Поэтому время, необходимое для накопления линзы осадков в Северобайкальской впадине, определяется этими исследователями в 40 млн. лет, а в Южнобайкальской) — в 30 млн. лет. Рассмотрев целый ряд вариантов осадконакопления с целью возможного устранения этого несоответствия,

---

[5] Северобайкальская впадина из расчетов исключается, поскольку для нее неизвестна достоверная мощность четвертичных отложений, а о возрасте существуют противоречивые данные.

[6] По последним геофизическим данным — до 700 м.

[7] В последней работе В. В. Самсонова и Г. П. Пономаревой (1970) в это число включается часть разреза верхнеплиоценовых отложений.

Г. А. Дмитриев и Э. М. Колокольцева приходят к выводу, что «северная часть Байкала древнее южной и центральной» (1970, с. 73).

Однако в последнее время установлены некоторые факты, указывающие на молодость северной впадины, заполнение которой водой можно относить к концу плейстоцена — началу голоцена.

К *загруженным* (суходольным) впадинам байкальского типа относятся Тункинская, Усть-Баргузинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская, Чарская, Токкинская.

Большинство перечисленных морфоструктур, так же как и незагруженные Южно- и Северобайкальская впадины,— полиструктурные грабены. Они возникли за счет слияния моноструктурных впадин, взламывающих разделяющие их продольные или поперечные горные перемычки.

Муйская впадина — яркий пример еще неполностью завершенного слияния двух субпараллельных депрессий в единую рифтовую структуру. К ней мы относим крупное широтное межгорное понижение, расположенное в нижних течениях рек Муя, Конда и Парама. Размеры ее 90×45 км. Наименьшая абсолютная отметка днища впадины — 463 м, средняя — около 550 м. С севера и юга впадину обрамляют Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты. С востока она ограничена сложными блоковыми сооружениями Муйско-Чарской межвпадинной перемычки, с запада — горными отрогами Северо- и Южно-Муйского хребтов. Водораздельная линия последнего отстоит всего на 4—5 км от аккумулятивной границы впадины, в то время как для Северо-Муйского хребта это расстояние увеличивается до 12—15 км. Но и здесь многие вершины с отметками 1500—1900 м расположены в 3—5 км от северной границы рыхлого покрова впадины. Среднее максимальное превышение окружающих впадину поднятий над ее аккумулятивной поверхностью около 1800 м. Указанные соотношения характеризуют большую крутизну субширотных ее бортов, достигающую в некоторых случаях 35—40°.

Муйская впадина выполнена кайнозойскими отложениями различного состава и генезиса. Как и в других отрицательных структурах Станового нагорья, разрез их изучен только в приповерхностной части. Наиболее древние осадки датируются началом плейстоцена (Зеленский, 1971).

Структура фундамента впадины по геофизическим данным (Зорин, 1971) очень сложна. Как уже указывалось, Муйская впадинаразделена крупной продольной перемычкой на две котловины — Муйско-Кондинскую и Парамскую. Наибольшее погружение, исходя из интерпретации результатов гравиметрических наблюдений, испытала южная — Муйско-Кондинская котловина, мощность рыхлых отложений в которой достигает 2100 м (Зорин, 1971). Область максимальных глубин кристаллического ложа располагается в западной части котловины (западнее р. Витим) и приближена к ее северному борту. В восточной половине, по наблюдениям М. В. Иванова и В. Д. Огородникова соответствующие области максимального осадконакопления приближены к южному горному обрамлению впадины. Тем самым можно предполагать изменение характера поперечной асимметрии фундамента вдоль продольной оси котловины.

Общую субширотную структуру Муйско-Кондинского грабена нарушает сравнительно небольшая заливообразная депрессия более высокого порядка (впадина-сателлит), глубоко вдающаяся в южное горное обрамление. Она расположена в юго-западном углу котловины и вытянута в север-северо-восточном направлении вдоль рек Мудирикан, Аневрикан, Ана. Поперечный профиль депрессии резко асимметричен: юго-восточный крутой борт ее обрезан мощным разломом, видимая вертикальная амплитуда смещения по которому не менее 700 м. Противоположный борт пологий, его образуют плавно погружающиеся на восток склоны субмеридионального горного отрога Южно-Муйского хребта, который одновременно с запада ограничивает Муйско-Кондинскую котловину. В восточной ее

части аналогичная впадина-сателлит протягивается к северо-востоку вдоль р. Сюльбан, внедряясь в пределы Муйско-Чарской межвпадинной перемычки.

Значительно более простое строение имеет северная, Парамская, котловина. Мощность кайнозойских осадков здесь не превышает 600 м, и максимум погружения фундамента располагается вдоль подножия северного горного обрамления (Зорин, 1971). Южное крыло котловины полого воздымается к внутривпадинной перемычке. С запада и севера она отделена от Северо-Муйского поднятия зонами активных в кайнозое разломов субмеридионального и субширотного простираний. Амплитуда вертикального перемещения по ним от 500 до 2000 м.

Внутривпадинная перемычка, разделяющая обе котловины, представляет собой низкогорную гряду, возвышающуюся на 200—400 м над аккумулятивной поверхностью впадины. Она сложена в основном архейскими породами и протягивается узкой (4—8 км) полосой в субширотном направлении по левобережью р. Муя. К востоку от р. Витим перемычка продолжается через выступ фундамента у пос. Барголино по правобережью р. Конда. Северный склон гряды, судя по извилистой линии контакта рыхлых отложений и кристаллического фундамента, а также по геофизическим данным, плавно погружается в сторону Парамской котловины. Южный склон выражен резким прямолинейным уступом, круто обрывающимся к Муйско-Кондинской котловине. Уже в 2—3 км южнее уступа фундамент котловины находится на глубине порядка 1000—1500 м. Помимо этого, на сбросовую природу южного склона перемычки указывают сейсмогеологические наблюдения и термальные источники, расположенные в приустьевой части р. Муя. Разлом по левобережью Муи восточнее Витима, видимо, кулисообразно сменяется другим, скрытым под рыхлыми отложениями тектоническим нарушением субширотного простирания, завершающим структурное оформление Муйско-Кондинской котловины с севера.

Таким образом, Муйская впадина имеет в целом симметричное строение и представляет собой полиструктурный грабен. Отрицательные структуры более высокого порядка в ее пределах имеют как «байкальскую», так и противоположную ей асимметрию. В формировании современного структурно-тектонического облика впадины и блоковой дифференциации ее фундамента, кроме отмеченных выше субширотных тектонических нарушений, принимают участие разломы субмеридионального (20—30°) и северо-восточного (60—70°) направлений. Первые из них проявлены преимущественно в западной половине впадины, очерчивая здесь ее дистальные границы, вторые — при приближении к Муйско-Чарской межвпадинной перемычке. Кроме того, в кристаллическом фундаменте впадины устанавливается система нарушений северо-западного простирания, совпадающая с ориентировкой докайнозойских (главным образом протерозойско-нижнепалеозойских) складчатых и разрывных структур. Эти нарушения были, видимо, пассивно обновлены во время формирования рифта.

Наиболее общим признаком зрелых впадин байкальского типа, имеющим значение для оценки их сейсмотектонического потенциала, служит мозаично-блоковое, иногда чрезвычайно сложное строение кристаллического ложа. Это демонстрируется, в частности, приведенными примерами Южнобайкальской и Муйской впадин. В последнем случае продольная горная перемычка, разделяющая морфоструктуру на две котловины, может стать областью возникновения очагов сильных землетрясений, что будет лишь отражением наметившейся тенденции к слиянию Муйско-Кондинской и Парамской впадин. Аналогичная картина наблюдается на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны в Тункинской системе впадин, где Ниловская и Еловская кристаллические перемычки рифтогенными разломами постепенно охватываются, дробятся и отторгаются от горного обрамления в сторону впадин — ситуация, поч-

ти в деталях повторяющая «поглощение» южной частью Муйско-Кондинской впадины горного блока Южно-Муйского хребта (см. рис. 102, 103).

Характерная особенность зрелых впадин и доказательство их разрастания за счет горных поднятий — наличие в бортовых частях депрессий параллельных зон разломов, преимущественно на расстоянии 2—5 км, между которыми заключены косые предгорные равнины или участки склонов. Например, на западном побережье Байкала между береговым и нагорным разломами расположены грандиозные сейсмоструктуры Рита, Шартлай, Кедровая и другие, созданные двенадцатибалльными землетрясениями. Севернее их к аналогичным морфоструктурным элементам приурочена система палеосейсмодислокаций, прослеживающаяся с перерывами на расстоянии около 140 км (сейсмоструктуры Кедровая, Солонцовая, Хибеленская), возникшие при десятибалльных землетрясениях.

На восточном побережье Байкала между озерным и береговым разломом при Цаганском десятибалльном землетрясении 1862 г. на 7—8 м опустился тектонический блок площадью около 260 км². Опускание на 10—15 м участка дна озера наблюдалось здесь и при Среднебайкальском девятибалльном ($M = 6^3/_4$) землетрясении 29/VIII 1959 г. (Солоненко В., Тресков, 1960). Межразломный блок испытал при этом сбросо-сдвиговое смещение. Примеры аналогичного сейсмотектонического наращивания впадины Байкала за счет ее периферических частей дают нам Истокский и Посольский Соры, опущенные блоки залива Лиственичного и дельты р. Тыя, отсеченные скальные мысы, вдающиеся в Байкал, о чем говорилось выше.

В последние годы в районе впадины Байкала выполнено глубинное сейсмическое зондирование (Пузырев и др., 1973, 1974). При этом выяснилось (рис. 105), что сейсмоактивные рифтовые морфоструктуры, попавшие в поле наблюдений (Южнобайкальская, часть Баргузинской впадины), явно тяготеют к участкам с утоненной земной корой, как и большинство подобных морфоструктур Байкало-Становой зоны (Зорин, 1971). Так, мощность земной коры в Южнобайкальской впадине 34—36 км, а в менее сейсмоактивной Северобайкальской [8] — 39,5—44 км.

Однако это правило, очевидно, справедливо лишь для Байкальского рифта, ибо под Баргузинской впадиной мощность коры составляет 40,5—43 км, и тем не менее она высокосейсмична. Мощность коры под одноименным хребтом здесь 41—46 км.

Уступ высотой до 3—6 км в мантии, выраженный поднятием границы Мохо, прослеживается практически вдоль всего западного контура Байкальского рифта, совпадая в плане с зоной Обручевского разлома. Байкальский рифт оказывается расположенным над северо-западным краем обширной (до 200—400 км в поперечнике) области с пониженной до 7,7—7,8 км/с скоростью упругих волн в верхах мантии (Пузырев и др., 1973). Юго-восточная граница этой аномальной мантийной зоны отстоит от Байкала на 200—300 км. Она сечет крупные геологические структуры древнего возраста и лишь местами контролируется глубинными разломами. Вертикальная мощность этой разуплотненной зоны в мантии превышает 10—12 км и возможно достигает 20 км (Пузырев и др., 1973).

Резкое противоречие между данными ГСЗ и сейсмологическим определением мощности земной коры по отраженным волнам землетрясений в интерпретации С. И. Голенецкого имеется лишь для района Усть-Баргузинской впадины (44—48 и 36—38 км соответственно). Для части Сибирской платформы, примыкающей к области Байкальского рифта, мощность коры по данным этих двух методов близка к 39 км.

---

[8] По данным отраженных волн землетрясений в интерпретации С. И. Голенецкого, мощность земной коры под этими депрессиями составляет 32—36 и 40—45 км соответственно.

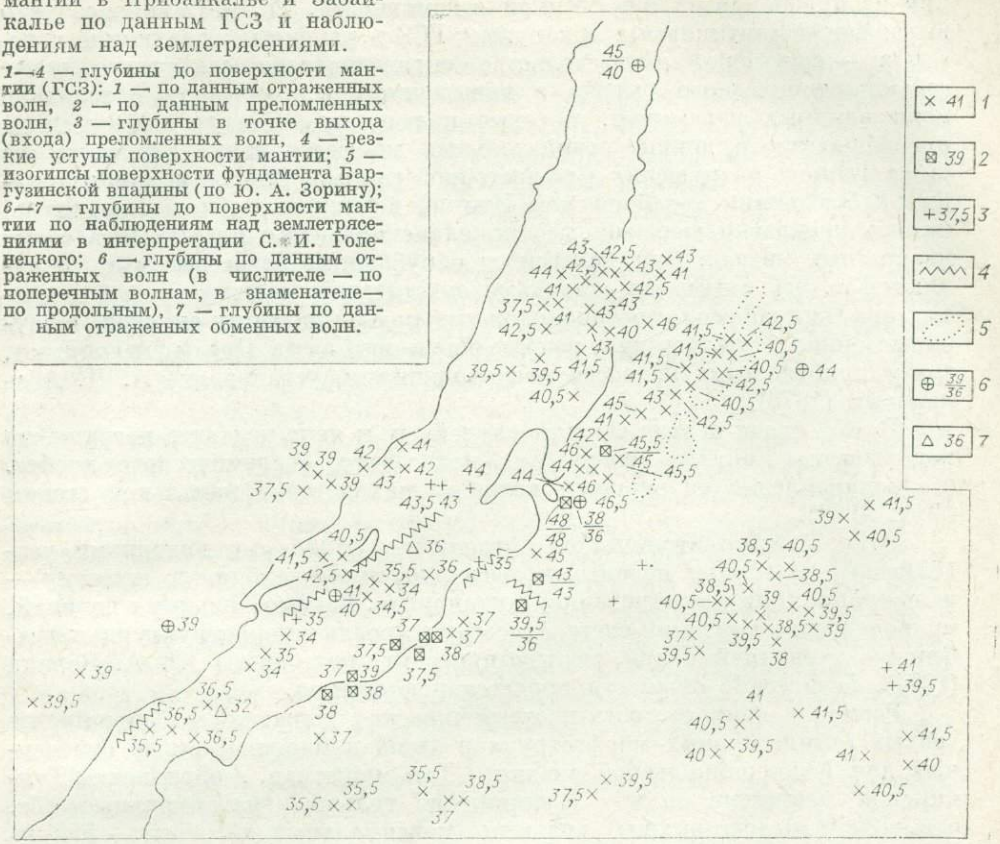


Рис. 105. Глубины до поверхности мантии в Прибайкалье и Забайкалье по данным ГСЗ и наблюдениям над землетрясениями.

1—4 — глубины до поверхности мантии (ГСЗ): *1* — по данным отраженных волн, *2* — по данным преломленных волн, *3* — глубины в точке выхода (входа) преломленных волн, *4* — резкие уступы поверхности мантии; *5* — изогипсы поверхности фундамента Баргузинской впадины (по Ю. А. Зорину); *6—7* — глубины до поверхности мантии по наблюдениям над землетрясениями в интерпретации С. И. Голенецкого; *6* — глубины по данным отраженных волн (в числителе — по поперечным волнам, в знаменателе — по продольным), *7* — глубины по данным отраженных обменных волн.

Важнейшее для сейсмотектоники следствие из данных ГСЗ — доказательство особо сложного глубинного строения земной коры на участке перемычки между Южно- и Северобайкальской впадинами. Анализ схемы глубин поверхности мантии на этом участке показывает следующее.

Зона с аномально малыми глубинами до поверхности мантии, присущими Южнобайкальской впадине (34—36 км), следует широкой полосой от района устья р. Бугульдейка вдоль юго-восточной границы о. Ольхон и входит в Баргузинский залив, где мощность коры 35 км. В одной из точек этой полосы (в центре юго-восточной береговой линии о. Ольхон) по отраженным волнам землетрясений мощность коры 40—41 км. Однако точность определения не исключает перемещения этой точки севернее, в район о. Ольхон.

Зона с аномально большими глубинами (40,5—42,5 км) до поверхности мантии охватывает все Малое море, о. Ольхон и, протягиваясь на северо-восток, вторгается в Северобайкальскую впадину. Мощность земной коры несколько севернее мыса Хобой составляет 42—43 км. Резкий уступ в рельефе поверхности мантии (Пузырев и др., 1973), разделяющий две отмеченные зоны с разной мощностью коры, следует от северо-восточной оконечности о. Ольхон (район мыса Ижимей) точно к Нижнему Изголовью п-ова Святой Нос. Именно здесь, в районе межвпадинной перемычки, отмечается глубокий прогиб в поверхности мантии, «осложненный в центральной его части резким поднятием, то есть имеет место своеобразное сочетание двух полярно противоположных форм — «корня» и «антикорня» с контрастным изменением глубин до границы M в диапазоне 35—44 км. На других профилях такое сочетание не выявляется (Пузырев и др., 1973).

Выше отмечалось, что утонение коры под впадинами может быть одним из признаков их повышенной сейсмичности. То, что наиболее ярко выраженный «антикорень» обнаружен ГСЗ в районе межвпадинной перемычки — еще одно доказательство справедливости сделанного ранее сейсмотектонического вывода о повышенном сейсмическом потенциале межвпадинных перемычек, которые в ходе их сейсмогенного распада превращаются в днище отрицательных морфоструктур. Признаки же сейсмогенного разрушения юго-восточной части о. Ольхон налицо: по нашим наблюдениям, в районе мыса Ижимей в береговых обнажениях сохранились прекрасно выраженные зеркала скольжения площадью в сотни квадратных метров. Они фиксируют обрубленные береговые мысы и являются ни чем иным, как остатками сместителей на относительно поднятых крыльях сбросов, противоположные крылья которых опущены в глубины Байкала. Сейсмогенное разрушение п-ова Святой Нос как нагорными, так и прибрежными палеосейсмодислокациями, установлено А. Д. Абалаковым (1973).

В этой связи нельзя считать случайным и явно недавнее погружение под уровень Байкала теперь уже подводного Академического хребта, осадконакопление на вершине которого находится в начальной стадии (Лут, 1964).

Итак, сейсмотектоническое поглощение рифтовыми впадинами разделяющих их горных перемычек, очевидно, имеет глубинную причину — разрастание (или формирование) «антикорня». Взаимосвязь этих явлений, приводящих, в конечном счете, к созданию зрелых полиструктурных грабенов с утоненной корой, не противоречит, по мнению Ю. А. Зорина (1971), физической сущности процесса рифтогенеза.

Размах и контрастность неотектонических движений в большинстве зрелых отрицательных морфоструктур лишь немногим меньше отмеченных для Южнобайкальской впадины. Так, например, в обрамлении Тункинской депрессии высота Тункинских гольцов (максимальные абс. отм.—3000 м) над днищем впадины (максимальные абс. отм.— 550 м) составляет около 2500 м. Кристаллическое ложе впадины, по геофизическим данным, находится на глубине до 3000 м (Флоренсов, 1960 а; Зорин, 1971). Следовательно, амплитуда вертикальных перемещений блоков земной коры в неоген — четвертичное время около 5500 м. Эта цифра свидетельствует прежде всего о скорости дифференцированных вертикальных движений по Тункинскому разлому. Несомненно, что указанная величина вертикальных перемещений содержит и «пластическую» составляющую, так как в нее входит амплитуда неотектонического искривления фундамента, но учесть ее в данном случае пока невозможно.

При ориентировочном расчете скорости дифференцированных вертикальных движений мы условно относим к третичному периоду все угленосные и надугленосные осадки Тункинской впадины, включая в антропоген лишь заведомо плейстоценовые отложения. Максимальная мощность последних около 500 м (Логачев, 1958; Флоренсов, 1960 а). Мощность третичных образований достигает 2400 м. Учитывая время накопления осадков (неоген — 25—30 млн. лет, антропоген — около 1 млн. лет), мы должны констатировать, что скорость седиментации, а следовательно, и скорость прогибания днища депрессии возросли в четвертичном периоде не менее чем в 6 раз. По расчетам В. В. Ружича (1972), в конце плиоцена и в четвертичный период скорости прогибания днища Тункинской впадины возросли по сравнению с неогеном на один порядок и составили 1—2 мм/год. Естественно, что это привело к возрастанию сейсмотектонической активности Тункинской впадины, о чем свидетельствует, в частности, серия сильных (до 9 баллов) землетрясений XIX—XX вв.

Общий размах дифференцированных вертикальных движений, с учетом абсолютной высоты горного обрамления Усть-Селенгинской депрес-

сии (1200—1450 м), достигает здесь 8000—8500 м. Мощность молассовых отложений эоплейстоцен-голоцена для впадин Байкальской системы оценивается в 500—1200 м (Логачев, 1968). В заливе Провал скважина была остановлена в четвертичных песках на глубине 334 м (Замараев, Самсонов, 1959). По данным Н. А. Логачева (1968), четвертичные пески мощностью до 300—400 м слагают почти половину площади большинства суходольных впадин Байкальской системы. Поэтому представляется обоснованным считать минимальную мощность четвертичных отложений в Усть-Селенгинской депрессии равной 500 м (Замараев, Самсонов, 1959). Сравнение мощностей верхнепалеогеново-неогеновых[9] (до 8000 м) и четвертичных образований с продолжительностью осадконакопления (40 млн. и 1 млн. лет) показывает, что скорость осадконакопления, а следовательно, и погружения кристаллического фундамента в четвертичном периоде возросла в 2,5 раза. Это свидетельствует о наращивании темпа неотектонического процесса, вследствие чего возрастает сейсмическая активность Усть-Селенгинской депрессии. Заметим, что как и в случае Южнобайкальской впадины, интенсивность этих явлений обусловлена главным образом нисходящими, а не восходящими смещениями различных участков в ходе изгибания кристаллического субстрата. Это наглядно подтверждается несопоставимостью амплитуд прогибания фундамента депрессии и вспучивания обрамляющих ее сводов-хребтов (около 8000 и 1200 м соответственно). Скорость прогибания фундамента почти в 6 раз превышает здесь скорость поднятия хребтов. В историческую эпоху также преобладали движения отрицательного знака. Это образование залива Провал, а ранее, вероятно, Посольского и Истокского соров, деформации террас р. Селенга, погружение пластов торфа под воды Байкала, а также опускание дна озера на 10—15 м во время землетрясения 29/VIII 1959 г. (Солоненко В., Тресков, 1960).

Таким образом, темп опускания фундамента впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны возрос в антропогене в 2,5—6 раз по сравнению с таковым в неогене. Подобные соотношения характерны и для других зрелых впадин. Это обусловило их высокую современную сейсмическую активность, что подтверждается приуроченностью к зрелым впадинам большого количества эпицентров землетрясений.

Зоны активизированных разломов, ограничивающих впадины, как бы «нанизывают» на себя палеосейсмогенные структуры — эпицентральные области крупных сейсмических катастроф недавнего прошлого. Сейсмический потенциал активизированных разломов и межвпадинных перемычек рассмотрен отдельно. Остальные элементы зрелых отрицательных морфоструктур, представленные преимущественно центральными частями прогибов с мощными толщами кайнозойских осадков, имеют различную потенциальную сейсмичность:

1. $M = 4^3/_4—5^1/_2$ (7—8 баллов). Усть-Баргузинская депрессия и центральные части зрелых впадин — Северобайкальской, Верхнеангарской, Баргузинской, Муйско-Кондинской, Парамской и Чарской. В фундаментах этих впадин активные разломы не установлены.

2. $M = 5^1/_2—6^1/_2$ (8—9 баллов). Тункинская система впадин, за исключением зоны одноименного разлома; центральная часть Южнобайкальской впадины, за исключением района с максимально выраженной дифференциацией фундамента; северо-восточная часть Верхнеангарской впадины и восточная часть Муйско-Кондинской котловины с предполагаемыми активными разломами в фундаменте.

---

[9] Если исходить из признания палеоцен-эоценовой коры выветривания в Прибайкалье (Логачев, 1968), то условно верхнепалеогеновые отложения, выделенные в Усть-Селенгинской депрессии В. В. Самсоновым и Г. П. Пономаревой (1970), можно считать олигоценовыми.

3. $M = 6^1/_2$—7 (9 баллов). Юго-восточная часть Усть-Селенгинской депрессии с активно растущим Творогово-Истокским поднятием.

4. $M > 7$ (10 баллов и больше). Часть Южнобайкальской впадины с резко выраженной дифференциацией фундамента; дельтовый прогиб Усть-Селенгинской депрессии с амплитудой погружения фундамента до 6000—8000 м, ограниченный с северо-востока «живыми» разломами. Высокий сейсмический потенциал здесь подтверждается и расчетами долговременной сейсмической активности по геофизическим данным (см. рис. 98 и 99).

Отмирающие или инфантильные впадины лишь морфологически сходны с эмбриональными. На побережье Байкала они ориентированы параллельно берегам озера и отделены от него невысокими береговыми горными грядами (Котокельская и др.— на восточном, Кочериковская и др.— на западном побережье). Эти неглубокие прогибы начали формироваться, по-видимому, одновременно с другими крупными байкальскими впадинами, но процесс их развития по неизвестным пока причинам протекал чрезвычайно вяло. Вероятно, наклонные равнины района мысов Покойники — Солонцовый являются крайними членами таких «инфантильных» впадин. Однако их нельзя считать вполне стабильными, на что указывает сейсмическая активность Котокельской впадины, к которой приурочены эпицентры землетрясений силой до 7 баллов (например, 6/X 1960 г., $M = 5^1/_2$).

Приразломные впадины неясного типа (Окинская в Восточном Саяне, Колокская и Ямбуйская на Приморском и Икатском хребтах соответственно). С одной стороны, для них характерны яркая морфологическая выраженность, асимметрия, наличие кайнозойских рыхлых отложений и даже базальтовых потоков, что свойственно впадинам байкальского типа, с другой — современное их развитие не отвечает требованиям чисто рифтогенного процесса. В настоящее время они либо вовлечены в поднятие и развиваются в условиях преобладающего сжатия (Окинская впадина), либо представляют собой пассивные структурные элементы (Ямбуйская и Колокская) рифтовой зоны. По своим размерам они соответствуют эмбриональным величинам, для которых свойственна высокая подвижность и сейсмотектоническая активность. Для окончательного решения вопроса о генезисе этих отрицательных структур и их сейсмическом потенциале требуются специальные детальные геолого-геофизические исследования.

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ РАЗЛОМЫ И ГЛАВНЫЕ СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ

В обобщенных работах по новейшей тектонике и сейсмотектонике горного пояса Восточной Сибири (Флоренсов, 1960, 1968; Живая тектоника. . ., 1966; Сейсмотектоника. . ., 1968, 1975 а, б) признается, что в формировании его современной структуры главная роль принадлежит вертикальным тектоническим движениям земной коры, которые сопровождались как пластическими (изгибовыми), так и разрывными деформациями. При этом общая динамическая (и сейсмотектоническая) обстановка неоген-четвертичного этапа развития этой территории регулировалась формированием главных морфоструктурных элементов — сводово-блоковых поднятий и систем байкальских рифтовых и субрифтовых впадин.

Признавая большую роль изгибовых деформаций, необходимо отметить, что неотектоника горного пояса Восточной Сибири, особенно «живая» (голоценовая) тектоника, определяется главным образом развитием крупных систем активизированных разломов (рис. 106) таких, например, как Главная Саянская, Обручевская, Становая и другие. Крупные разломы, входящие в эти системы, как правило, глубинные, долгоживущие,

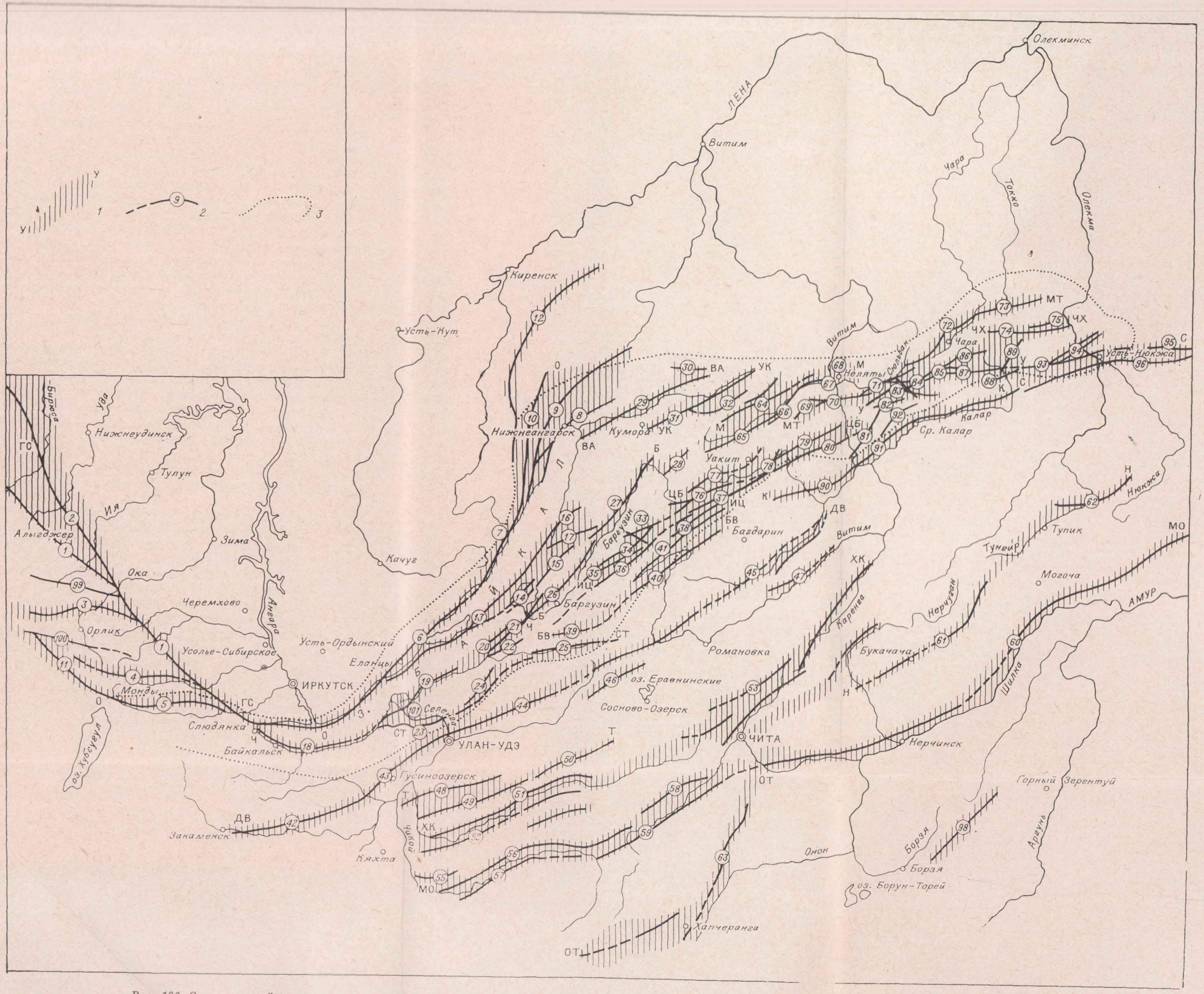


Рис. 106. Схема главнейших активных в кайнозое разломов эпиплатформенного орогенического пояса Восточной Сибири. *Составил М. Г. Демьянович.*

1 — системы разломов и их сокращенное название; *2* — разломы и их номер по списку; *3* — граница Байкальской рифтовой зоны. Название систем разломов и составляющих их отдельных разрывных нарушений **ГС** — Главного Саянского глубинного разлома: *1* — Главный Саянский, *2* — Вирюсинский, *3* — Окинский, *4* — Китойский, *99* — Дототский, *О* — Обручева: *5* — Тункинский, *6* — Приморский, *7* — Северо-Байкальский, *8* — Кичерский, *9* — Тыя-Абчадский, *10* — Грамнинский, *11* — Пограничный, *12* — Акитканский. **ОВ** — Ольхонская ветвь системы Обручева, *13* — Ольхонский, *14* — Святоносский, *15* — Чивыркуйский, *16* — Кабаний, *17* — Большереченский. **Ч** — Черского: *18* — Черского, *19* — Дельтовый, *20* — Безымянный, *21* — Катковский, *22* — Налимовский. **СТ** — Селенгино-Туркинская ветвь системы Черского: *23* — Селенгинский, *24* — Хаимский, *25* — Туркинский. **Б** — Баргузинская: *26* — Улючиканский, *27* — Шаманский, *28* — Тураки. **ВА** — Верхнеангарская: *29* — Верхнеангарский, *30* — Правомамский. **УК** — Уколкитская: *31* — Уколкитский, *32* — Ковоктинская. **ИЦ** — Икат-Ципиканская: *33* — Маракатаканский, *34* — Гаргинский, *35* — Улан-Бургинский, *36* — Джарголанта Нерунгдинский, *37* — Ципиканский, *38* — Горбылокский, *97* — Икатский. **БВ** — Баргузино-Витимская: *39* — Ямбуйский, *40* — Маректа-Мукдекенский, *41* — Витимкан-ский. **ДВ** — Джидино-Витимская: *42* — Джидинский, *43* — Хамбинский, *44* — Удинский, *45* — Амалатский, *46* — Зазинский, *47* — Верхневитимский. **Т.** — Тугнуйская: *48* — Тугнуйский, *49* — Заганский, *50* — Кичингский. **ХК** — Хилок-Каренгская; *51* — **Хилокский**, *52* — Южнохилокский, *53* — Беклемешевский, *54* — Каренгский. **МО** — Монголо-Охотского глубинного разлома: *55* — Кударинский, *56* — Чикойский, *57* — Зачикойский; *58* — Право-Ингодинский, *59* — Лево-Ингодинский, *60* — Шилкинский, Нижненерчуганская ветвь Монголо-Охотской системы: *61* — Нерчуганский, *62* — Верхнетунгирский. **ОТ** — Онон-Туринская: *63* — Ононский. **М** — Муйская: *64* — Муяканский; *65* — Верхнемуйский, *66* — Улан-Макитский, *67* — Нижнемуйский, *68* — Парамский. **МТ** — Муйско-Токкинская: *69* — Мудириканский, *70* — Южно-Муйский, *71* — Сюльбанский, *72* — Кодарский, *73* — Токкинский, **ЧХ** — Читканда-Ханийская ветвь Муйско-Токкинской системы: *74* — Читкандинский, *75* — Ханийский. **ЦБ** — Ципа-Баунтовская: *76* — Ципинский, *77* — Баунтовский, *78* — Кудурский, *79* — Тилишминский, *80* — Бамбуйский, *81* — Таксима-Джи-линдинский. **У** — Удоканская: *82* — Намаракитской, *83* — Конда-Эймнахский, *84* — Довачанский, *85* — Лурбинский, *86* — Эмегачи-Кеменский, *87* — Чина-Вакатский, *88* — Катугинский, *89* — Чепинский. **К** — Каларская: *90* — Усть-Ципинский, *91* — Нижнекаларский, *92* — Джело. **С** — Станового глубинного разлома: *93* — Тас-Юряхский, *94* — Имангрский, *95* — Становой, *96* — Южно-Становой. Отдельные разломы, *98* — Газимурский, *100* — Тис синский, *101* — Фофановский.

контролируют развитие главных морфоструктур. Существующее представление о длительности развития таких разломов, о многократном возобновлении смещений по ним в разные геологические периоды доказано многочисленными наблюдениями. Что же касается темпа и режима (типа и направленности) смещений по разломам, то сейсмогеологическая практика показала, что они могут быть как длительными, медленными, «ползучими» (тектонический крип), так и резкими, прерывистыми (собственно сейсмическими). Это положение теперь уже определенно вытекает из большого фактического материала по Монголо-Байкальскому сейсмическому поясу и доказано прямыми наблюдениями над режимом разлома Сан-Андреас (Allen e. a., 1965; Anderson Don L., 1971; Wellman, 1972). Более того, сейсмогеологическое изучение разломов доказывает наличие в их зонах инверсии тектонических движений — смены на обратный знак направления смещения. При этом инверсионный характер движений отмечается как по сбросам и взбросам, так и по сдвигам.

Активизированным разломам принадлежит важная роль в оценке уровня потенциальной сейсмичности различных структурных элементов земной коры. Именно эти шовные зоны, разграничивающие морфоструктуры, разные по типу, темпу и направленности неотектонических движений,— главные сейсмоактивные линии, с которыми пространственно и генетически тесно связано подавляющее большинство эпицентров сильных землетрясений и палеосейсмогенных структур. Таким образом, для сейсмотектоники особый интерес представляют выраженные в рельефе и осуществляющие морфоструктурный контроль активизированные разломы и их пространственная связь с эпицентральными полями. Многочисленные сейсмогеологические данные по территории Восточной Сибири свидетельствуют о том, что к таким линеаментам тяготеют эпицентры землетрясений и эпицентры роев землетрясений. Правда, сопоставление эпицентральных полей с плановым рисунком разрывных структур обнаруживает высокую корреляцию обычно на картах обзорных масштабов. В целом малая возможность привязки эпицентров умеренных и слабых землетрясений к конкретным разломам значительно возрастает в случае, если они активно выражены в рельефе и несут четкие морфологические признаки сейсмогенного обновления. Поэтому, хотя при анализе соотношения эпицентров землетрясений и активизированных разломов более правильным пока будет говорить об их общей площадной связи, а не об однозначной привязке к конкретному разлому, все же именно в таких сейсмогеологических связях намечаются пути количественного анализа определенных морфоструктурных элементов с точки зрения их потенциальной сейсмичности.

Морфологически зоны активизированных разломов представляют собой протяженные (на сотни километров) линеаменты, состоящие, как правило, из отдельных кулис, каждая из которых отчетливо выражена в рельефе. Вопрос о степени и характере выражения разломов в рельефе имеет самостоятельное общее морфологическое значение. Вместе с тем через характер этого выражения геоморфологические (поверхностные) явления становятся критерием сейсмотектонической (глубинной) роли разломов. Обычными морфологическими признаками «сейсмогенерирующих» (активизированных) разломов служат протяженные и прямолинейные, нередко кулисообразные крутые уступы в рельефе предгорий. Часто им сопутствуют треугольные фасеты — плоские крутые срезы горных отрогов в бортах отрицательных морфоструктур. Обычно такие формы составляют своеобразный «плоский фронт» на переходе горных склонов в днище депрессий (например, Тункинский, Баргузинский, Кодарский и другие сбросы). Нередко в зонах таких разломов образуются цепи линейно вытянутых седловин на горных отрогах и водоразделах или системы тектонических асимметричных полузатянутых рвов, в которых происходит поглощение крупноглыбового делювиально-пролювиального ма-

териала. Кроме четкого геоморфологического выражения, такие зоны обычно подчеркиваются дроблением, интенсивной трещиноватостью пород и их динамометаморфическим изменением (милониты, катаклазиты, тектонические брекчии, зеркала скольжения и др.). Выделяется целый ряд других признаков активизированных разломов — гидрогеологических, гидрографических, геофизических, стратиграфических и т. д.

Генетически большинство активизированных разломов представляет собой сбросы и взбросы, часто с небольшой сдвиговой составляющей. Во многих случаях геоморфологически, а также по структурному анализу зеркал скольжения в зонах таких разломов выявляются следы последовательно происходивших левосторонних и правосторонних горизонтальных смещений. Вот почему мы видим сдвиги на сейсмогенных разрывах, связанных с данным землетрясением, и не находим убедительных доказательств существенных горизонтальных смещений по долгоживущим разломам. Независимо от амплитуд смещений, как правило, очень небольших (первые метры), это явление свидетельствует о второстепенной роли сдвиговой составляющей в тектонических движениях по молодым рифтообразующим разломам. Примеры современных сейсмодислокаций (в частности, по Муйскому землетрясению 1957 г.) свидетельствуют о том, что горизонтальные (сдвиговые) смещения в 3—4 раза меньше амплитуды вертикальных перемещений (Живая тектоника. . ., 1966). В целом для зон активизированных разломов Байкало-Становой зоны сдвиговый компонент мало ощущается, что подтверждается также и специальным изучением механизма очагов землетрясений (см. гл. V).

Главные (стволовые) активизированные разломы нередко сопровождаются короткими (до первых десятков километров) оперяющими и сопутствующими разрывами, играющими важную роль в развитии мелких блоковых структур в приразломных участках. Амплитуды вертикального смещения по тем и другим разломам различные и зависят как от возраста и морфогенетического типа структур, так и от скорости и направленности новейших тектонических движений. При этом наибольшие амплитуды вертикального смещения (до 3—7 тыс. м) отмечаются по активизированным разломам, ограничивающим зрелые морфоструктуры байкальских впадин, сохраняющих устойчивую тенденцию к опусканию за весь период рифтообразования. Наименьшие амплитуды смещения (десятки — первые сотни метров) отмечаются по активизированным разломам наиболее молодых впадин эволюционного ряда, а также на участках обращенных инфантильных рифтовых и субрифтовых впадин.

По степени унаследованности докайнозойского структурного плана и изменения его новейшими тектоническими движениями горный пояс Восточной Сибири крайне неоднороден: наряду с районами длительного унаследованного развития здесь широко распространены зоны резкой и неоднократной структурной перестройки. Анализируя строгую пространственную локализацию впадин байкальского типа, систем активизированных разломов, контролирующих эти осевые структуры, и соотношение кайнозойского и древнего структурных планов, Н. А. Флоренсов (1960 а, 1964, 1968) показал, что рифтовая зона, пространственно тяготея к древнему краевому шву Сибирской платформы, отличается резкой наложенностью на структуры субстрата, вплоть до третичных.

Еще более определенно мнение В. П. Солоненко о генетически независимом развитии байкальской рифтовой системы от древних структур. «Байкальская рифтовая зона только на коротком отрезке примыкает к крайнему южному выступу Сибирской платформы, а далее она резко отклоняется от нее, несмотря на наличие на границе платформы мощных краевых тектонических швов — Саянской зоны разломов. Второстепенная роль и Сибирской платформы, и добайкальских глубинных разломов прослеживается здесь весьма наглядно. . . Впадины же, Косогольская и Дархатская, вообще переходят из поля байкальской складчатости в кале-

донское. . . Еще более удаляются от Сибирской платформы Баргузино-Баунтовская и Верхнеангарская ветви впадин. В Становом секторе рифтовая зона пересекает систему байкальской складчатости, Муйский срединный массив, Чарскую глыбу и врезается одной ветвью в Алданский щит, а другой — в область протерозойской складчатости Становика. . .

Глубинные и крупные региональные разломы добайкальского заложения образуют в области кайнозойского орогенеза густую сеть и, вполне естественно, что некоторые из них, как ослабленные зоны земной коры, захвачены рифтообразованием, но они только способствовали, а не предопределяли место заложения рифтов. . . Поэтому при сейсмогеологической оценке зон разломов необходимо детально выяснять степень их участия в рифтообразовании и «живой» тектонике. Мощные зоны разломов, хорошо выраженные геологически и даже геоморфологически, могут оказаться сейсмически пассивными, а невыразительные молодые или добайкальские разломы, недавно вовлеченные в обновление (например, в зонах эмбриональных впадин), весьма активными» (Солоненко В., 1968а, с. 69—70).

Морфоструктуры, находящиеся вне рифтовой зоны, в значительной степени унаследовали структурно-тектонический план предшествующих этапов развития, и принцип унаследованности в целом сохраняется как по отношению к древним и молодым разломам, так и по отношению к складчатым комплексам. Так или иначе все это сказывается в многообразии структурных форм, являющихся итогом длительной истории геологического развития горного пояса Восточной Сибири и в конечном итоге находит свое отражение в особенностях проявления сейсмичности. Наиболее высокосейсмичные области выделяются в осевой части Байкало-Становой зоны, где в результате преимущественного растяжения происходит сложная блоковая дифференциация земной коры с образованием протяженной системы рифтовых впадин и обрамляющих их блоковых и сводово-блоковых поднятий. Интенсивное сейсмотектоническое развитие этой зоны, в котором главную роль играют системы активизированных разломов, оказывает влияние на сопредельные территории и обусловливает повышенный сейсмический потенциал прилегающих зон активизации юга Сибирской платформы и Монголо-Охотского складчатого пояса.

Сейсмогеологические связи многообразны. В качестве основных можно указать на связь землетрясений с зонами активизированных разломов, с блоками резко дифференцированных тектонических движений, с участками локальной перестройки кайнозойского и более древних структурных планов рифтогенными процессами, с краевыми частями областей стабильного опускания или поднятия, с межвпадинными и внутривпадинными горными перемычками, с районами пересечения и кулисообразного сочленения новейших морфоструктур, особенно крупных разрывных зон, с эмбриональными впадинами, участками проявления новейшего вулканизма и т. д.

Во многих работах по различным сейсмоактивным регионам при выяснении закономерностей соотношения землетрясений и геологической структуры даются не только сейсмологические, но и геолого-тектонические критерии проявления землетрясений. В последнее время именно с таких комплексных сейсмотектонических позиций рассматривались сейсмоактивные районы Монголии и Прибайкалья, Средней Азии и Кавказа, а за рубежом — Южной Калифорнии, Аляски, Японии, Новой Зеландии и др. (Губин, 1960; Солоненко В., и др., 1960б; Петрушевский, 1960, 1964; Гоби-Алтайское. . ., 1963; Живая тектоника. . ., 1966; Сейсмотектоника. . ., 1968, 1975 а, б; Кучай, 1969; Медведев и др., 1971; Allen e. a., 1965; и др.). При этом главенствующая роль отводилась глубинным и коровым активизированным разломам, имеющим важное значение в сейсмотектоническом развитии морфоструктурных элементов и в оценке уровня их потенциальной сейсмичности.

На разных стадиях своего развития и в зависимости от морфогенетического типа разграничиваемых структур сейсмотектоническая роль активизированных разломов может быть различной. Так, например, они могут быть зонами разрядки самых мощных сейсмических напряжений, но при «транзитных» потрясениях обычно поглощают часть энергии сейсмических волн, обусловливая незакономерное падение силы землетрясения. Так или иначе зоны активизированных разломов, предельно мобильные и связанные с глубинными частями земной коры, наиболее чутко реагируют на все геодинамические изменения, происходящие в ней. И хотя в разных своих частях они имеют различный уровень современной сейсмической активности, тем не менее отдельные разломы, контролирующие развитие генетически единых морфоструктур (например, отдельных рифтовых впадин), должны рассматриваться потенциально сейсмоактивными на всем своем протяжении. При этом максимальная интенсивность землетрясений (потенциальная сейсмичность) должна определяться по масштабам максимальных сейсмодислокаций, обнаруженных хотя бы в одном участке разрывной зоны, так как сейсмостатистика не всегда и не везде отражает верхний уровень сейсмичности. Однако в случаях сложной внутренней структуры крупных впадин и поднятий разделяющие их зоны активизированных разломов на разных участках могут обладать неодинаковым сейсмическим потенциалом (например, Главный Саянский, Тункинский, Обручевский разломы).

Имеющиеся в настоящее время сейсмогеологические материалы позволяют выделить в Байкало-Становой зоне 22 системы новейших разломов, включающих в себя более 100 разрывных структур (см. рис. 106), претерпевших современное сейсмогенное обновление или несущих следы палеосейсмодислокаций. Все эти зоны отвечают перечисленным выше общим морфоструктурным и сейсмотектоническим особенностям активизированных разломов, поэтому ниже мы дадим характеристику лишь двум разрывным системам, типичным для Байкало-Становой зоны интенсивных сводово-блоковых и рифтогенных движений: известному Приморскому (Обручевскому) сбросу, тянущемуся по северо-западному побережью Байкала, и Удоканской системе активизированных разломов на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. Подробные описания большинства разломов горного пояса Восточной Сибири даны в публикациях последних лет (Флоренсов, 1960 а, б; Живая тектоника. . ., 1966; Сейсмотектоника. . ., 1968, 1975 а, б; Солоненко В. и др., 1971; Шерман и др., 1973; и др.).

Разлом, ограничивающий систему Тункинских впадин и собственно Байкальский рифт со стороны Сибирской платформы, Д. И. Щербаков (1951) предложил назвать О б р у ч е в с к и м с б р о с о м. Он состоит из ряда самостоятельных ветвей систем разрывов — Тункинской, Приморской, Ольхонской и Северо-Байкальской (Флоренсов, 1960 б; Сейсмотектоника. . ., 1968; Зорин, 1971).

Тункинский сбросо-сдвиг (рис. 106, см. рис. 102) — генеральная структура всей цепи тункинских впадин. Как кайнозойская дислокация он наследовал древний шов, сформировавшийся в нижнем палеозое (Флоренсов, 1960 а) или в еще более ранние эпохи. Не исключено, что это обновление произошло в средне-верхнеплиоценовое время, в период наиболее энергичного прогибания днищ депрессий (Ружич, 1972). Будучи прерывистыми, Тункинский разлом состоит из отдельных отрезков, на затухании которых возникают горные отроги (Ниловский, Еловский) — поперечные и диагональные внутривпадинные перемычки, имеющие сокращенный разрез неоген-четвертичной толщи (Логачев, 1958). В местах изгиба линии главного сброса появляются пучки поперечных и радиальных разрывов (Флоренсов, 1960 а).

По наблюдениям А. П. Шмотова (1972), восточнее с. Аршан ветвь Тункинского разлома наследует древний (Туботский) надвиг. Он прослеживается от р. Цаган-Угунь из Торской впадины по долине р. Тубота

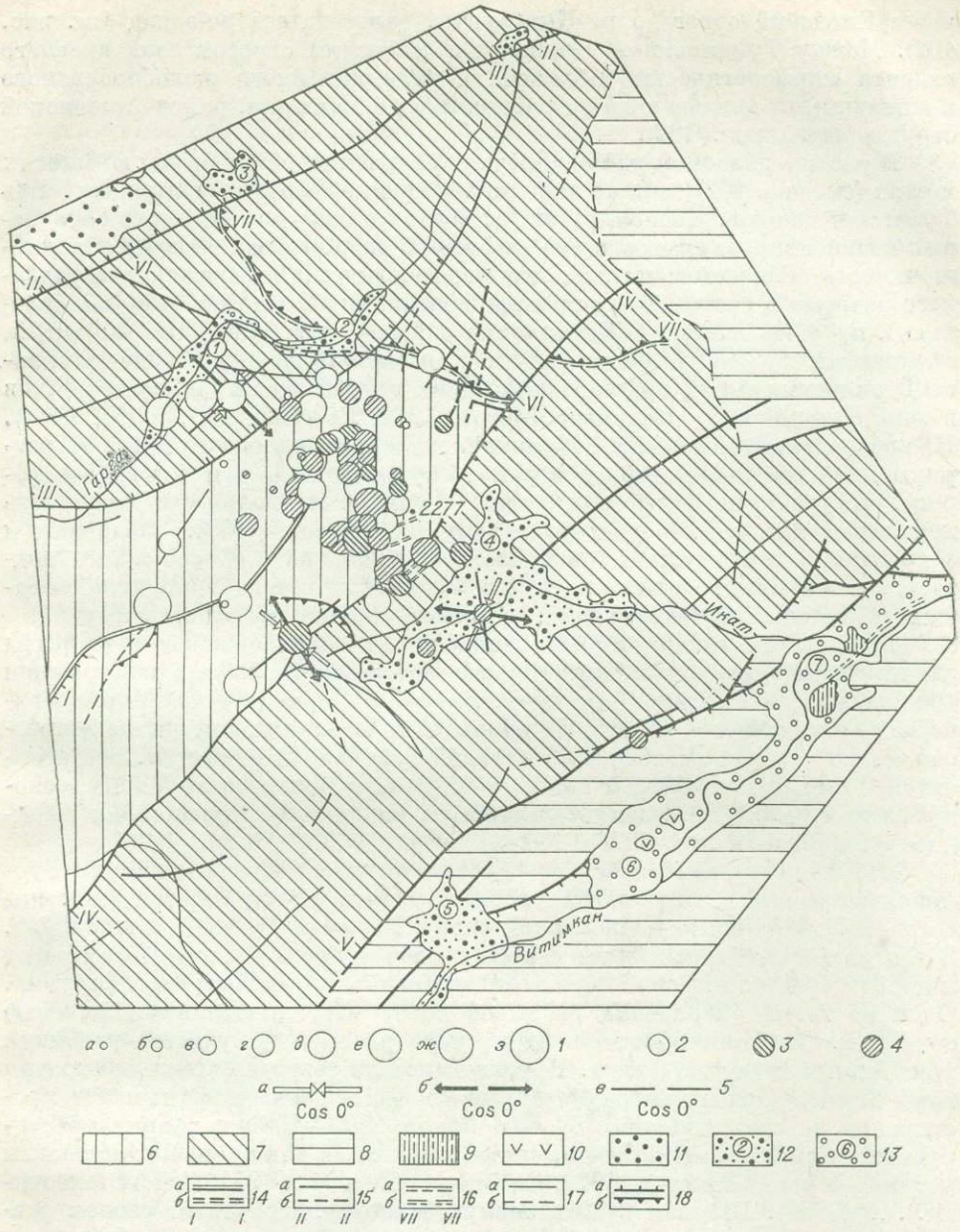


Рис. 107. Схема сейсмотектоники центральной части Икатского сводового поднятия.
Составил М. Демьянович.

Сейсмичность: *1*—эпицентры землетрясений по энергетическим классам—*К*: *а*<7, *б* — 7, *в* — 8, *г* — 9, *д* — 10, *е* — 10,5—11, *ж* — 11,5, *з* — 12; *2*—*4* — группы землетрясений по механизмам очагов: *2* — первой группы, *3* — второй, *4* — третьей; *5* — направление осей напряжения (*а*‖— сжатия, *б* — растяжения, *в* — промежуточные). *Сейсмотектоника*: *6* — наиболее мобильный блок поднятия: *7*, *8* — области, испытывающие движения преимущественно изгибового характера: *7* — умеренного поднятия; *8* — слабого поднятия, *9* — выступы фундамента во впадинах переходного типа; *10* — выходы кайнозойских базальтов; *11* — часть Баргузинской впадины байкальского типа; *12* — эмбриональные впадины (*1* — Маректинская; *2* — Подикатская, *3* — Маректаканская, *4* — Верхнеикатская, *5* — Джилиндинская); *13* — впадины переходного (от забайкальских к байкальским) типа: *6* — Витимканская, *7* — Нижнеикитская. Разрывные нарушения: *14* — сейсмоактивные: *а* — установленные, *б* — предполагаемые (I—I — Улан-Бургинский); *15* — активные в кайнозое (*а* — установленные, *б* — предполагаемые): II—II — Маректанский, III—III — Гаргинский, IV—IV — Джорголанта-Нерунгдинский, V—V — Витимканский, VI—VI — Икатский; *16* — мезокайнозойские (*а* — установленные, *б*—предполагаемые): VII—VII— Подикатский; *17*$_1$— докайнозойские (*а* — установленные, *б* — предполагаемые), *18* — *а*) сбросы, *б*) надвиги.

через Еловский отрог до р. Кынгарга и далее на северо-запад (см. рис. 102). Между Тункинскими гольцами и Еловским отрогом зона древнего надвига морфологически выражена в виде линейного желобообразного понижения, прослеженного на расстоянии до 15 км (см. район Аршанской структуры на рис. 102).

В рассматриваемом районе древние надвиги закартированы во многих местах (см. рис. 102), однако линейной западиной в рельефе выражен лишь Туботский надвиг. Поскольку он находится в зоне контрастного сочленения интенсивно развивающихся рифтовых впадин с их горным обрамлением, есть основания считать, что морфологическая выраженность древнего разрыва в современном рельефе обязана его кайнозойскому обновлению и преобразованию в Тункинский сбросо-сдвиг. Нагорный же уступ, сменяющий эту западину на западе и кососекущий древние толщи на склоне Тункинских Альп, прямо указывает на ступенчатое проседание блоков в зоне Тункинского разлома (Шмотов, 1972; Солоненко В. и др., 1971). На сравнительную молодость Тункинского сбросо-сдвига указывают разрывы плейстоценовых террас в районе курорта Аршан и Еловского отрога, треугольные фасы по фронту Тункинских гольцов и линия минеральных источников у их подножия (Флоренсов, 1960). Недавняя и современная сейсмическая активность Тункинского сбросо-сдвига подтверждается приуроченностью к его зоне целого ряда эпицентров слабых и сильных землетрясений, а также сейсмогенных структур.

Тункинский разлом имеет оперяющие и сопровождающие разрывы значительной протяженности. Южные ветви их погребены под рыхлой толщей впадины (Сейсмотектоника. . ., 1968; Зорин, 1971). Морфологическая выраженность некоторых из них в кристаллическом днище депрессии может свидетельствовать об их кайнозойской активизации. Это относится, в первую очередь, к наиболее крупному поперечному Кынгаргскому разлому, косо секущему Тункинскую впадину по аршанскому меридиану (Шерман и др., 1973).

Яркие следы кайнозойского обновления имеет Иркутная ветвь Тункинского разлома, отделяющая горный массив Мунку-Сардык (абс. высота 3493 м) от более низкогорной западной части Тункинских гольцов. Здесь две четко выраженные системы рифтогенных трещин взламывают и дробят кристаллические породы, слагающие крылья Иркутного разлома. Один из таких оперяющих разрывов имеет зону дробления мощностью до 200 м. Он ответвляется от Иркутного разлома на участке развилки рек Черный и Белый Иркут. Протягиваясь по северо-восточным отрогам горы Мунку-Сардык, разрыв отчетливо выражен в рельефе и имеет простирание на северо-восток 70°. На высоте 2000—2500 м разрыв трассируется по гирляндам многочисленных обвалов, а также по протяженным уступам и рвам (Шмотов, 1972; Солоненко В. и др., 1971; Сейсмотектоника. . ., 1975а). Вступая в Мондинскую впадину, Иркутный разлом разветвляется. Одна из его ветвей прослеживается вдоль северного борта впадины, другая, судя по тектоническим уступам, хорошо видимым на аэрофотоснимках, протягивается на юго-восток к подножию хр. Хамар-Дабан. Следы новейших движений устанавливаются преимущественно в северной предгорной части впадины. Начиная от пос. Хара-Дабан и до западной оконечности Мондинской впадины, вдоль подножия гор протягивается желобообразное понижение (азимут простирания 300°) шириной от 100 до 300 м, которое наследует Мондинско-Хара-Дабанский древний разлом. Его недавнее обновление доказывается перехватом современных водотоков и цепочками небольших озер (Шмотов, 1971; Солоненко В. и др., 1971; Сейсмотектоника. . ., 1975а).

Серия прямолинейных уступов и рвов глубиной до 80 м и длиной до 5 км наблюдается на горной перемычке между Мондинской и Хойтогольской впадинами. Здесь сходятся, пересекаясь, рифтогенные разломы, которые взламывают эту горную перемычку, устремляясь навстречу друг

другу. В повышенной сейсмической опасности таких участков не приходится сомневаться (Живая тектоника. . ., 1966; Сейсмотектоника. . ., 1968, 1975а).

В левом борту долины р. Иркута у с. Хара-Дабан отчетливо наблюдается наложение и пересечение рифтогенными трещинами древнего надвига, что демонстрирует неотектоническую перестройку существовавшего здесь структурного плана (Солоненко В., и др., 1971; Шмотов, 1972; Сейсмотектоника. . ., 1975а). Выше отмечалось, что в восточной части Тункинской впадины одноименный разлом наследует зону древнего надвига.

В районе восточного замыкания Торской впадины Тункинский разлом морфологически не устанавливается. Между Быстринской и Южнобайкальской впадинами зона Обручевского разлома также не выражена в рельефе, а в Южнобайкальской впадине главная трасса этого разрыва имеет подводное продолжение.

Изучение подводного рельефа дна Байкала было проведено Б. Ф. Лутом (1961а, б, 1964) методом глубоководного эхолотирования, что позволило выявить целый ряд геоморфологических особенностей дна озера, обусловленных неотектоникой. В частности, была подтверждена большая, почти непрерывная протяженность резко выраженного извилистого подводного уступа вдоль западного берега южной впадины Байкала. Крутизна глубоководного склона озера, образованного поверхностью сместителя сброса Обручева, достигает максимальной величины (60—70°) в районе мыса Колокольный. О том же говорят и гравиметрические данные в интерпретации Ю. А. Зорина (1971), в соответствии с которыми Обручевский сброс имеет амплитуду до 4000—5000 м, а его сместитель наклонен в сторону впадины под углом от 50 до 90°.

По мнению Б. Ф. Лута (1964), блоковое опускание по разлому испытал участок мелководья, прилегающий к мысу Лиственичный. Смещения блоков в зоне Обручевского разлома установлены в подводных частях Приморской и Красноярской сейсмогенных структур. Обновление (возможно, исторически совсем недавнее) Обручевского сброса доказывается разрывом древних байкальских террас в губе Слюдянской и в дельте р. Тыя (северная часть Байкала). В устье последней, по мнению Б. Ф. Лута, под уровень озера сброшен участок побережья с резко пересеченным наземным рельефом. Основная плоскость сброса Обручева отсекает и смещает в сторону озера ряд скалистых мысов таких, как Саган-Марян, Коврижка и Луварь на западном побережье Байкала и Камень Бакланий в районе бухты Песчаной, причем объем смещенных скальных массивов достигает 1 км^3 (Ламакин, 1955; Лут, 1964; Пальшин, 1968).

По наблюдениям Н. В. Тюменцева, в районе пос. Коты и р. Голоустная под уровнем Байкала хорошо сохранились отсеченные и сброшенные в его глубины приозерные части речных падей. В. В. Ламакин (1955) распространил эти наблюдения на другие участки западного побережья Байкала.

Сейсмогеологические исследования последних лет показали, что в недалеком историческом прошлом зона Обручевского разлома была ареной мощных землетрясений. К ней приурочены Приморская и Красноярская сейсмогенные структуры, образовавшиеся при землетрясениях интенсивностью не менее 10 баллов и имеющие подводное продолжение (Лут, 1964; Хромовских, 1965). Северо-восточнее их находятся грандиозные по своим масштабам сейсмоструктуры Шартлай, Рита, Солонцовая, Среднекедровая и Хибеленская, возникшие при обновлении Северобайкальской ветви Обручевского разлома подземными ударами силой до 12 баллов. Эхолотирование прибрежной зоны в районах этих сейсмоструктур показало исключительно сложное строение озерного дна. Под зеркалом вод в полосе шириной до 8 км скрыты гигантские по размерам (ширина до 900 м) блоки —

отторженцы высотой до 150 м, разделенные грабенообразными понижениями глубиной до 200 м (Жилкин, Пинегин, 1973). Это фронтальные части сейсмоструктур с их характерным вало-западинным рельефом. Более древние по возрасту сейсмоструктуры Анга, Тонта, Сарма, Аральская, генетически связанные с девяти-десятибалльными землетрясениями, приурочены к Приморской ветви Обручевского разлома, проходящей по линии устье р. Бугульдейка — Малое море. Эта ветвь хотя и входит в зону Обручевского разлома, но на Бугульдейско-Маломорском отрезке играет второстепенную роль в рифтообразовании, поскольку амплитуда вертикального смещения по нему не превышает 200 м (Зорин, 1971).

По комплексу геолого-геофизических и сейсмогеологических признаков в зоне Обручевского разлома могут быть выделены следующие отрезки с различным сейсмическим потенциалом:

1. $M = 6{,}5—7$; $I_0 = 9$ баллов. Отрезок Приморского разлома между юго-западным замыканием Байкальской впадины и сейсмоструктурой Рита, отрезок Северобайкальского разлома севернее Хибеленской сейсмоструктуры и Кичерский разлом, Ольхонская ветвь Обручевского разлома.

2. $M \geqslant 7$; $I_0 = 10$ баллов и больше. Тункинский разлом, отрезок Северобайкальского разлома между сейсмоструктурами Рита и Хибеленская.

В районе юго-западного замыкания Байкальской впадины происходит сочленение и x-образное пересечение Обручевского разлома и разлома Черского, оконтуривающего депрессию с юго-востока. Смыкание их установлено эхолотированием в районе Култука в 10 км от побережья. При этом Обручевский разлом расщепляется на ряд ступенчатых сбросов с амплитудами 700, 900 и 1200 м. Именно таким своеобразным «распадом» объясняется затухание на весьма коротком расстоянии этой мощной и протяженной сбросовой дислокации (Лут, 1964).

Юго-восточнее Слюдянки в профиле глубоководного склона озера начинает ощущаться влияние новой структуры — разлома Черского (см. рис. 100). Амплитуда сбросовых уступов по направлению от прибрежной мелководной полосы в сторону акватории озера 90, 180 и 300 м (Лут, 1964). Далее на юго-восток разлом Черского прослеживается в виде подводного уступа высотой до 900 м, постепенно увеличивающегося до 1500 м (Ладохин, 1957). Смещениями по этому разрыву объясняется обратная асимметрия озерной ванны на участке между Танхоем и Мишихой. Вообще для Байкала закономерна приуроченность максимальных глубин к западному берегу. Однако вдоль разлома Черского опускание дна впадины происходит настолько интенсивно, что не успевает компенсироваться осадконакоплением (Лут, 1964). Кроме этого, поднятое крыло сброса здесь несравненно резче расчленено подводными каньонами, заложенными по поперечным и диагональным разрывам (Воропинов, 1961; Ладохин, 1957; Лут, 1964). Они ограничивают горсто- и грабенообразные структуры, отмеченные высокой сейсмической активностью.

По мере приближения к дельте р. Селенга разлом Черского расщепляется на две самостоятельные ветви. Одна из них заходит во внутреннюю часть дельты, а другая проходит по фронту дельты. Морфологические особенности этих разрывов достаточно подробно освещены в работах последних лет (Лут, 1964; Солоненко В., 1964а; Хромовских, 1965; Сейсмотектоника. . ., 1968). На периферии дельты р. Селенга происходит сочленение зоны разлома Черского с Голоустинско-Кукуйской подводной структурой (Лут, 1964), представляющей собой внутривпадинное вспучивание кристаллического фундамента. В рельефе дна Голоустинско-Кукуйское поднятие оформлено в виде двух возвышенностей высотой до 1000 м, имеющих северо-восточную ориентировку. Одна из них протягивается от мыса Кукуй на периферии дельты р. Селенга в направлении к западному берегу до траверса р. Голоустная. Аналогичная возвышен-

ность отходит от северо-восточной части дельты р. Селенга и вклинивается в центральную котловину Байкала.

Этот своеобразный подводный хребет в структурном отношении — односторонний горст, с восточной (фронтальной) стороны ограниченный сбросом, а с западной—дислокацией изгиба (Лут, 1961 б, 1964). На наш взгляд, логичнее считать его западным ограничением зоны Обручевского разлома.

Северо-восточное продолжение фронтального сброса Голоустинско-Кукуйской морфоструктуры — Селенгинский сброс, входящий в зону разлома Черского (Сейсмотектоника. . ., 1968). Активность этого единого разрыва доказывается многочисленными выходами термальных источников и концентрацией эпицентров землетрясений на крыльях Голоустинско-Кукуйской структуры. Северо-восточная ветвь (установленная амплитуда — 15 м) разрыва была обновлена при девятибалльном Среднебайкальском землетрясении 29/VIII 1959 г. (Солоненко В., Тресков, 1960). Образование трещины сопровождалось взмучиванием воды в виде линейной полосы северо-восточной ориентировки. Другая часть рассматриваемой подводной морфоструктуры образована тектонической ступенью — поднятым западным крылом сброса, идущего с мыса Крестовского в направлении дельты р. Селенга. Выровненная поверхность дна озера, прослеживаемая от устья р. Бугульдейка, обрывается здесь резким уступом высотой более 150 м (Лут, 1961 а, 1963, 1964). По устному замечанию Ю. А. Зорина, такие малоамплитудные разрывы в кристаллическом фундаменте не могут быть зафиксированы методами гравиметрии, поэтому они отсутствуют на предложенных структурных схемах (Зорин, 1971). Это относится в целом ко всей Голоустинско-Кукуйской морфоструктуре, поскольку, возможно, значительная часть ее амплитуды поднятия (800—1000 м) не связана с движениями по разлому, а является результатом эрозионно-аккумулятивной деятельности р. Селенга во фронтальной части формирующейся дельты на фоне общего прогибания впадины Байкала.

Поднятие по разлому Черского северного крыла Хамар-Дабанского свода на широтном отрезке Южнобайкальской впадины за четвертичный период вряд ли превышает 250—300 м (максимальная высота четвертичных озерных террас). Общий же размах вертикальных движений по этому разлому мог достигать максимальной для района южной впадины Байкала величины, т. е. порядка 8000 м. Причем до 5000 м из них на отдельных участках могли составлять «чистую» амплитуду сброса Черского [10].
В этом случае сохраняется та же закономерность, что и для байкальской ветви разлома Обручева: максимум перемещения по разрыву падает не на восходящие, а на нисходящие движения блоков кристаллического субстрата и, таким образом, эти глубинные швы больше способствуют формированию впадины, чем обрамляющих ее положительных морфоструктур.

Удоканская система разломов представляет собой преимущественно субширотную систему неотектонических разрывов, возникших в результате вовлечения в процесс рифтовой активизации западного фланга зоны Станового глубинного шва (Живая тектоника. . ., 1966). Она прослеживается более чем на 200 км, главным образом по северным предгорьям хребта Удокан. Однако ряд крупных разломов, входящих в ее состав (Намаракитский, Чина-Вакатский), располагается в теле этого сводово-блокового поднятия, контролируя развитие морфоструктур различных порядков.

Несмотря на сложный, разветвленный плановый рисунок, Удоканская система разрывных нарушений характеризуется в целом кулисообразным строением, преимущественно с субширотным и северо-восточным

[10] Амплитуда фонового прогибания днища впадин Байкала, несомненно, достигает значительной величины, но в настоящее время количественно учесть ее невозможно.

простираниями отдельных кулис-разрывов протяженностью 15—60 км. Сложно дифференцируя приосевую часть рифтовой зоны, они в то же время определяют развитие разнообразных по своим морфогенетическим особенностям структур. При этом тип, темп и направленность сейсмотектонических движений, а в связи с этим и уровень потенциальной сейсмичности различны для отдельных разломов и даже их участков. Наиболее высоким сейсмическим потенциалом характеризуются разломы, контролирующие эмбриональные впадины — Намаракитскую, Эймнахскую, Лурбунскую и др.

Главные разломы Удоканской системы — Намаракитский, Конда-Эймнахский, Довачанский, Лурбунский, Эмегачи-Кеменский и Чина-Вакатский (см. № 82—87 на рис. 106).

Намаракитский разлом располагается на южном крыле Муйско-Чарской межвпадинной горной перемычки, прослеживаясь в субширотном направлении (75°) из бассейна р. Таксима до р. Пурелаг. На всем протяжении (35 км) он четко выражен в рельефе, контролируя южный борт Намаракитской эмбриональной впадины.

Западный фланг разлома распадается на две параллельные кулисы. Северная кулиса, протяженностью около 12 км, ограничивает с юга сложно дифференцированное днище западной части Намаракитской впадины. На южном крыле разрыва располагается блок первой ступени поднятия хр. Удокан с абс. высотой 1200—1300 м. Видимая амплитуда вертикального смещения по разлому примерно 500 м.

Южная кулиса длиной 25 км отделяет первую ступень хребта и днище центральной и восточной частей впадины от высокогорного так называемого Тундакского блока, поднятого на высоту до 2500 м. Разлом протягивается здесь преимущественно по тыловому шву пьедестала хребта и исчезает на правобережье р. Пурелаг. Амплитуда вертикального смещения достигает 800—900 м. Плоскость сместителя круто падает на север.

Западный фланг кулисы на протяжении более 10 км претерпел голоценовое обновление. Отложения боковых морен последнего оледенения и водораздельные мысы левых притоков р. Намаракит разорваны и смещены. Высота сбросового уступа достигает 10 м (опущено впадинное крыло).

На западе, в верховьях р. Нерундакан (бассейн р. Таксима), южную кулису срезает протяженная (более 80 км) Таксима-Джилиндинская зона разломов (см. № 81 на рис. 106), ограничивающая с юго-востока Кокаревскую и Таксимскую впадины (см. № 56, 58 на рис. 106). Зона ориентирована в северо-восточном направлении и ограничивает с востока как блок первой ступени поднятия хребта Удокана, так и, по-видимому, северную кулису Намаракитского разлома.

К району сопряжения этих разрывов приурочен эпицентр десятиодиннадцатибалльного Муйского землетрясения 27/VI 1957 г. ($M = 7{,}9$, глубина очага 22 км), при котором обновление испытали обе кулисы Намаракитского разлома (северная — почти полностью, а южная — на протяжении 14 км). Сейсмогенное движение по разлому носило в целом характер левого сдвиго-сброса, и соотношение горизонтальных и вертикальных смещений составило примерно 1 : 3 (Живая тектоника.., 1966).

Таким образом, Намаракитский разлом представляет собой яркий пример разрывных структур, обусловливающих развитие эмбриональных впадин, для которых, как было показано выше, характерен наиболее высокий уровень сейсмичности. Сочетание в зоне этого разлома палеосейсмодислокаций, современных дислокаций, вызванных Муйским землетрясением, и чрезвычайно активного эпицентрального поля позволяет уверенно определить ее максимальный сейсмический потенциал в 10 баллов и более.

***Конда-Эймнахский разлом* протяженностью около 100 км имеет общее субширотное простирание. Он располагается в области Муйско-Чарской межвпадинной перемычки, участвуя в формировании Куандинской и Эйм-**

нахской эмбриональных впадин. Своим западным флангом, состоящим из двух параллельных кулис северо-восточного простирания, разлом глубоко внедряется в тело Южно-Муйского сводово-блокового поднятия, сложно дифференцируя его на положительные и отрицательные морфоструктуры высоких порядков. С запада навстречу ему отходит широтная ветвь Муйско-Токкинской системы разломов, осуществляя тем самым связь двух региональных линеаментов. Расположенная между ними узкая низкогорная перемычка вовлекается в замедленное опускание, подготавливая слияние Муйской и Куандинской впадин.

Далее к востоку Конда-Эймнахский разлом в виде четкого контрастного сбросового уступа ограничивает с юга Куандинскую впадину. Суммарная амплитуда вертикального смещения достигает 1000 м (без учета погружения фундамента впадины). К разрыву приурочен крупный источник термальных вод ($T = +42°C$). Расположенный на южном крыле разлома односторонний горст Намаракитского массива участвовал в подвижках при Муйском землетрясении 1957 г., о чем свидетельствуют многочисленные поверхностные деформации в его пределах и характер разрушений таежных построек.

Восточный фланг разлома разбивается на несколько параллельных субширотных ветвей, выраженных в рельефе крутыми уступами и контролирующих морфоструктуру Эймнахской эмбриональной впадины. К этим разрывам тяготеют голоценовые вулканы и ряд минеральных источников. По геологическим и геоморфологическим признакам амплитуда вертикальных смещений за четвертичное время достигает здесь 900 м.

В центральной и западной частях разлома обнаружены участки его фрагментарного омоложения (тектонические деформации песчаных толщ среднечетвертичного возраста и верхнечетвертичных — современных пролювиальных отложений). В течение всего периода инструментальных наблюдений в районе разлома и особенно на его западном фланге постоянно наблюдается высокая концентрация эпицентров землетрясений. Учитывая весь комплекс признаков, характеризующих сейсмотектоническую активность разлома, можно считать, что в его зоне возможны землетрясения с интенсивностью до 10 баллов.

Довачанский разлом ответвляется от Конда-Эймнахского предположительно в приустьевой части р. Пурелаг и следует в северо-восточном (60—70°) направлении вдоль р. Конда, через оз. Довачан к р. Лурбун на расстоянии до 60 км. На отрезке от юго-западного фланга до оз. Довачан зона разлома имеет наиболее сложное строение. Здесь она состоит из нескольких субпараллельных ветвей, по которым заложена эрозионно-тектоническая долина р. Конда. На юго-восточном крыле располагается блоковая морфоструктура, приразломная часть которой деформирована многочисленными сопутствующими и оперяющими разрывами, образующими в совокупности полигенную Довачанскую сейсмоструктуру (Солоненко В., 1965; Живая тектоника..., 1966). Один из субширотных сбросов, оперяющих Довачанский разлом, рассекает приосевую часть блока на расстоянии более 20 км (южный разлом-грабен).

Подавляющее большинство нарушений структуры древнего заложения имеет характер сбросов, иногда с левосторонним сдвигом. Каждый из разрывов характеризуется более или менее крутым и высоким уступом в рельефе и подтверждается геологическими наблюдениями. Сейсмогенные подвижки в верхнечетвертичное и голоценовое время происходили по ним неоднократно. Одно из таких землетрясений, интенсивностью не менее 10 баллов, произошло в восточной части южного разлома-грабена несколько десятилетий назад, а последнее землетрясение ($M = 5{,}2$) — 6/II 1975 г.

Длительно сохраняющаяся активность зоны Довачанского разлома, следы недавнего сейсмогенного омоложения и высокая концентрация эпицентров землетрясений (особенно в юго-западной части) позволяют оценить ее сейсмический потенциал в 10 баллов и более.

Лурбунский и Нижнеингамакитский разломы состоят из серии субширотных кулис, связанных посредством северо-восточных сколов в единую зону, контролирующую с юга и юго-востока Лурбунский грабен и Ингамакитскую эмбриональную впадину. Общая протяженность его 50—60 км.

Разлом ярко выражен в рельефе крутыми (35—40°) сбросовыми уступами высотой 500—800 м. С учетом мощности рыхлых отложений во впадинах суммарная амплитуда вертикального смещения по нему достигает 1000 м. При этом максимум смещений (600—700 м) приходится на период времени верхний плейстоцен — голоцен (500—600 тыс. лет), что устанавливается по разности отметок подошвы нижнеплейстоценового потока базальтов в Ингамакитской впадине и на горе Столовой. Последние движения в зоне Лурбунского разлома произошли не более сотни лет тому назад (Нижнеингамакитская структура).

Учитывая степень интенсивности движений по разлому в позднем кайнозое, сейсмогенную подвижность зоны в голоцене и относительно высокую современную сейсмическую активность, правомерно считать, что здесь могут произойти землетрясения с интенсивностью до 10 баллов.

Чина-Вакатский разлом в виде единой широтной линейной зоны прослеживается от р. Верх. Ингамакит до р. Калар (около 90 км). На западе он предположительно сочленяется с системой рифтогенных разломов, ограничивающих Лурбунскую эмбриональную впадину. Диагонально пересекая Удоканское сводово-блоковое поднятие, он контролирует здесь с юга неотектоническую структуру Верхнекаларской субрифтовой впадины. На востоке этот разлом сливается с активизированной зоной Станового глубинного шва.

Частные разрывы, составляющие систему Чина-Вакатского разлома, имеют преимущественно субширотную и северо-восточную ориентировку. В районе резкого изгиба р. Ниж. Ингамакит и на восточном фланге от него к северо-востоку ответвляются крупные оперяющие разрывы (северная ветвь и Чепинский разлом). Все эти тектонические нарушения отчетливо выражены в рельефе; позднечетвертичные движения по ним зачастую обусловливают существенную перестройку геоморфологического облика и гидрографии территории.

На западном фланге разлом в виде уступа высотой 10—15 м рассекает покров Удоканских плато-базальтов. К нему непосредственно приурочены шлаковые конусы двух Вакатских потухших вулканов. На левом склоне долины р. Ниж. Ингамакит в поле Чинейского габбро-анортозитового плутона разлом морфологически выражен уступами высотой 20—25 м, кулисообразно сменяющими друг друга.

В районе р. Ниж. Ингамакит, где от Чина-Вакатского разлома отделяется северная ветвь, вертикальные движения по разлому привели к резкой перестройке речной сети, в результате чего верховья р. Чины вошли в Нижнеингамакитский бассейн. Последующий эрозионный врез происходил, по-видимому, с использованием зияющих тектонических разрывов, и в настоящее время р. Ниж. Ингамакит и некоторые ее притоки имеют глубокие прямолинейные каньонообразные долины протяженностью до 1,5 км и глубиной до 100 м.

Восточнее р. Ниж. Ингамакит основная трасса Чина-Вакатского разлома несколько смещается к югу и приобретает иное строение. На этом участке разлом ограничивает Чинийскую эмбриональную впадину и фиксируется на ее южном борту цепью тектонических седловин и рвов, реже крутыми уступами высотой до 4—5 м. В плане они представляют систему кулисообразно расположенных разрывов длиной от 1,5 до 5 км.

На восточном фланге, в районе Верхнекаларской субрифтовой впадины, Чина-Вакатский разлом прерывист. Здесь на его отдельных участках отмечаются признаки сбросовых и сбросо-сдвиговых смещений. Амплитуды вертикальных движений достигают 100—150 м, а горизонтальных —

первых десятков метров. К зоне разлома приурочены участки максимального погружения фундамента впадины и активного осадконакопления (междуречье Солотой и Дорос, депрессия озера Амудис).

Вещественный состав пород в зоне Чина-Вакатского разлома указывает на его древнее докембрийское заложение. Отчетливое выражение в рельефе свидетельствует о возобновлении по нему тектонических движений в четвертичное время. Омоложение тектонической зоны в послеледниковье произошло на фланговых участках. На западе комплекс остаточных сейсмогенных деформаций общей протяженностью 43 км (Чина-Вакатская палеосейсмогенная структура) предположительно связывается с плейстосейстовой областью десяти-одиннадцатибалльного землетрясения 2/II 1725г . (Живая тектоника..., 1966). На восточном замыкании Верхнекаларской впадины следы голоценовых (первые тысячи лет) подвижек установлены в зоне Чепинского разлома (палеосейсмогенная структура «Медведь»). Таким образом, сейсмический потенциал зоны Чина-Вакатского разлома по палеосейсмогеологическим данным оценивается в 10 баллов и более. Эпицентральное поле последнего десятилетия захватывает лишь западную часть разлома, остальная его трасса сейсмически почти пассивна.

ПЕРЕХОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ МЕЖДУ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ И ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ БЛОКОВО-ВОЛНОВОЙ ЗОНАМИ

Вдоль юго-восточной окраины Байкальской рифтовой зоны располагается своеобразный комплекс морфоструктурных элементов, развивающихся при взаимодействии движений рифтогенного и забайкальского типов. Чем дальше от оси Байкальского рифта, тем меньше сказывается рифтовое поле напряжений, и доминирующее значение в развитии положительных и отрицательных морфоструктур имеют изгибовые деформации. Контуры впадин и поднятий расплывчаты, зоны их сочленения сглажены, в большинстве случаев слабо контрастны, и разрывные структуры играют второстепенную роль.

Среди положительных морфоструктур преобладают сводовые поднятия. При этом крупные своды (например, Хамар-Дабан, Икатский, Удокано-Каларский) имеют сложное строение. Фронтальные части таких поднятий, обращенные к рифтовым структурам, испытывают резкую перестройку, преимущественно в результате нисходящих (рифтогенных) движений. Они, как правило, резко дифференцированы и в сейсмотектоническом плане приближаются к морфогенетическому типу сводово-блоковых поднятий Байкало-Становой зоны. В то же время орографически эти части связаны с крупными массивными, слабо дифференцированными площадями, тектонические движения в которых за весь период мезокайнозойской активизации проявлялись в виде медленного общего воздымания, обусловившего преобладание изгибовых деформаций.

Отрицательные морфоструктуры также обладают своеобразными переходными чертами развития и в целом относятся к типу субрифтовых впадин. Эти прогибы с резко уменьшенной скоростью прогибания и мощностью кайнозойских отложений проявили, по-видимому, активизацию одновременно с крупными рифтогенными впадинами, но процесс их развития протекает гораздо медленнее.

Рассмотрим наиболее характерные примеры таких переходных морфоструктур.

Положительные морфоструктуры

Типичные структуры этого морфогенетического ряда — сводовые поднятия хребтов Хамар-Дабан и Икатский.

Хребет Хамар-Дабан обрамляет на протяжении около 350 км с юга и юго-востока Тункинскую и Южнобайкальскую рифтовые впадины.

По своим морфоструктурным особенностям он неоднороден: Западный и Северо-Восточный Хамар-Дабан характеризуются преимущественно чертами сводовых, а Центральный Хамар-Дабан [11]—сводово-блоковых поднятий.

В целом хребет асимметричен, высота его вершинной поверхности резко нарастает со стороны рифтовой зоны, достигая 2200—2300 м (максимальная высота — 2758 м). В наиболее высокой части поднятия сохранились участки вулканического плато и третичного пенеплена с пологоволнистым рельефом. Эти фрагментарно сохранившиеся реликты древней поверхности денудации очерчивают контур сводового поднятия, несколько уплощенного в своей осевой части. Максимум его приурочен к Центральному Хамар-Дабану. Однако изгибовая деформация, впервые отмеченная В. В. и Н. В. Ламакиными, наиболее хорошо заметна в Западном Хамар-Дабане по наклону лавового плато.

В общем морфологическом облике поднятия хр. Хамар-Дабан ступенчатость рельефа слабо заметна, что свидетельствует о незначительном участии новейших разломов в формировании свода и в его внутренней дифференциации. Исключение в этом представляет прибайкальская зона Центрального Хамар-Дабана, где заметное влияние оказывает разлом Черского. Именно здесь, в приосевой части поднятия, приближенной к впадине Байкала, сосредоточены многочисленные сейсмогенные разрывы, связанные с землетрясениями недавнего прошлого в 10—11 баллов (Солоненко В., 1963 а; Хромовских, 1965; Сейсмотектоника..., 1968). Эта зона высокой сейсмической активности содержит прямые доказательства разрастания Южнобайкальской рифтовой впадины в результате разрушения высокоподнятой части сводовой морфоструктуры нисходящими (рифтогенными) смещениями отдельных блоков земной коры. Важную роль при этом играет не столько зона разлома Черского, сколько оперяющие ее сбросы, имеющие наземное продолжение в виде сбросовых уступов, косо секущих северную фронтальную часть Центрального Хамар-Дабана.

Таким образом, в рассматриваемой части сводового поднятия Хамар-Дабана процесс развития идет в сторону резкого усложнения ее внутреннего поля. Высокий сейсмический потенциал, кроме многочисленных сейсмостатистических данных, подтверждается следами грандиозных сейсмических катастроф недавнего прошлого — структурами Солзан, Бабха, Хара-Мурин, Снежная и др. (Хромовских, 1965).

В связи с этим потенциальная сейсмичность фронтальной части Хамар-Дабанского свода, обращенной к рифтовой зоне, представляется повышенной и достигает максимума (9—10 баллов и более) в Центральном Хамар-Дабане. На остальной же части сводового поднятия отмечается умеренная сейсмическая активность, возможная максимальная сила землетрясений оценивается в 8 баллов ($K_{max} \leqslant 14$).

Икатский хребет ограничивает с юго-востока Баргузинскую рифтовую впадину и так же, как Хамар-Дабанское поднятие, имеет унаследованные черты древнего плоскогорья (сглаженные формы массивных водоразделов, широкое развитие поверхностей выравнивания и т. д.). Очертания переходной границы между Икатским сводовым поднятием и Баргузинской рифтовой впадиной извилисты и расплывчаты. Такой характер пьедестальной зоны сочленения, отсутствие в ней новейших тектонических уступов, мягкие и сглаженные формы рельефа свидетельствуют о том, что здесь основную роль играют изгибовые деформации [12].

---

[11] Эта часть Хамар-Дабана по своей морфоструктуре и сейсмотектонике, по существу, относится к сводо-блоковым структурам Байкало-Становой зоны.

[12] В последнее время здесь выявилась линейная эпицентральная зона. С. И. Голенецкий считает, что она может быть связана с разломом, еще не вышедшим на поверхность Земли (см. гл. VIII).

В целом при формировании морфоструктуры Икатского свода унаследованность проявилась в преобладании замедленного общего воздымания, что обусловило преимущественно изгибовый характер деформаций. Тем не менее фронтальная и приосевая части поднятия, обращенные к рифтовой зоне, испытывают сложную блоковую дифференциацию (см. рис. 107), связанную с активным развитием наиболее крупных новейших разломов — Гаргинского, Аргодинского, Улан-Бургинского, Маректаканского и др. (Сейсмотектоника..., 1968). Линии этих разломов, четко выраженные в рельефе, расположены под острым углом к простиранию Икатского свода и усложняют морфоструктуру его центральной и пририфтовой частей наложенными блоковыми перемещениями. Отмеченные разломы общего северо-восточного простирания выражены в рельефе эрозионно-тектоническими уступами высотой от 25—50 до 150—200 м и протяженностью в несколько десятков километров. Некоторые из них контролируют развитие эмбриональных впадин — Маректаканской, Подикатской, Верхнеикатской, Улан-Бургинской. Таким образом, эти новейшие разломы, имеющие локальный характер в масштабах всего поднятия, обусловливают сводово-блоковую природу центральной его части.

В связи со сложной блоковой дифференциацией находятся и сейсмотектонические особенности этой части Икатского свода. Так, несмотря на высокую современную сейсмическую активность (A_{10} около 1,0), эта территория практически лишена следов недавних катастрофических землетрясений, нет и макросейсмических данных о них с начала XIX в. Правда, некоторые отчетливо выраженные в рельефе разломы (Улан-Бургинский, Маректаканский, Аргодинский) иногда несут признаки происходивших по ним сейсмогенных подвижек, но истоки этих движений, по-видимому, уходят в глубь антропогена. Из них наибольшее значение для оценки потенциальной сейсмичности имеет Улан-Бургинский разлом, в зоне которого возможны землетрясения с интенсивностью до 9 баллов ($M \leqslant 7$). Такой же потенциал можно предполагать и в целом для прибаргузинской сложно дифференцированной части Икатского сводового поднятия. По его периферии вдоль зон разломов, контролирующих развитие субрифтовых впадин (Верхне-Туркинская, Витимканская), выделяются структуры, с которыми вероятна связь землетрясений интенсивностью до 8 баллов ($M = 5^1/_2 - 6^1/_2$). Для остальной же территории Икатского свода (около 50% площади) возможно возникновение семибалльных землетрясений ($M = 4^3/^4 - 5^1/^2$).

Участки с ярко выраженной сводово-блоковой морфоструктурой Икатского поднятия отличаются постоянно высокой современной сейсмической активностью. При этом анализ многочисленных слабых толчков и роев землетрясений позволил выявить своеобразие очаговых зон, разделяющихся в разрезе земной коры по характеру механизмов (Мишарина, Солоненко Н., 1972), что, возможно, отражает «послойную» неоднородность распределения напряжений в данном участке земной коры.

Таким образом, примеры Хамар-Дабанского и Икатского хребтов свидетельствуют о неравнозначном сейсмическом потенциале сводовых морфоструктур переходного типа. Участки рифтогенной перестройки таких унаследованных, длительно развивающихся структур (современное впадинообразование, зоны «живой» тектоники, активизированные разломы и т. д.) наиболее благоприятны для возникновения землетрясений максимальной интенсивности. В эволюции самих поднятий такие участки могут свидетельствовать о разных стадиях перехода от «чистых» (забайкальских) сводов к сложно дифференцированным сводово-блоковым структурам рифтовой зоны. В целом же уровень потенциальной сейсмичности сводовых поднятий переходного типа умеренный. Ожидаемая максимальная сила землетрясений в большинстве случаев не превышает 8 баллов.

Отрицательные морфоструктуры

Субрифтовые структуры (Селенгино-Итанцинская, Верхнетуркинская, Витимканская, Горбылокская, Ципиканская, Баунтовская и Верхнекаларская) занимают промежуточное положение между впадинами байкальского и забайкальского типов (см. рис. 100). С одной стороны, они имеют историко-генетическую связь с забайкальскими и в эволюционном плане (по крайней мере, до плейстоцена) развивались в сходной с ними тектонической обстановке. С другой — начиная с плейстоцена, на развитие этих переходных морфоструктур оказывают значительное влияние рифтогенные движения, что выражается в усилении их блоковой дифференциации, вовлечении отдельных участков впадин в активное опускание, сейсмогенном обновлении и заложении новейших разломов в их обрамлении.

Фундамент субрифтовых впадин, по сравнению с рифтовыми, приподнят (абс. выс. 300—700 м, иногда до 1000 м), а относительно забайкальских — опущен на 200—400 м. Учитывая величину погружения фундамента и максимальные абсолютные отметки мел-палеогеновой поверхности выравнивания (2600—2700 м), можно приблизительно судить о суммарной амплитуде вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичный период активизации. Она колеблется от 1700 до 2100 м для районов различных субрифтовых структур. Это примерно в три—четыре раза меньше, чем в собственно рифтовых структурах и в 2 раза превосходит размах перемещений в Забайкальской зоне. Такая контрастность тектонических движений в целом согласуется и с градиентами скорости ($|\mathrm{grad}\ V|m = 0{,}6 \cdot 10^{-8} - 1{,}0 \cdot 10^{-8}$), значения которых гораздо выше забайкальских и ниже рифтовых. Таким образом, даже такой приблизительный анализ морфометрических данных позволяет судить о субрифтовых структурах как о занимающих промежуточное положение между забайкальскими и собственно рифтовыми.

Накопление 300—700-метровой толщи неоген-четвертичных отложений в субрифтовых впадинах свидетельствует об активизации тектонических движений в позднем кайнозое. В ряде впадин (Ципа-Баунтовская система) нижняя маломощная часть разреза характеризуется эоплейстоценовыми, преимущественно озерными фациями (угнетенные молассы орогенной формации). Накопление этих мелкообломочных фаций происходило в условиях слабоконтрастного рельефа. Усиление блоковых движений, начиная с верхнего плейстоцена, увеличение скорости осадконакопления обусловили и резкие фациальные изменения: в это время формируются более мощные полигенные толщи (орогенные молассы).

Из общей системы рассматриваемых переходных структур выделяется Верхнекаларская впадина (Живая тектоника..., 1966; Демьянович и др., 1969). В отличие от остальных субрифтовых впадин она с палеогена была вовлечена в интенсивное поднятие и на протяжении позднего кайнозоя оставалась практически инертной. Об этом свидетельствует маломощная (до 100—150 м) прерывистая толща четвертичных отложений покрывающая около 40% площади впадины. С плейстоцена в развитии Верхнекаларской впадины намечается некоторое оживление, связанное с блоковой дифференциацией Удокано-Каларского поднятия под влиянием рифтогенных движений. Это сказалось и на повышении сейсмотектонической активности, что подтверждается «оживлением» «Федоровского» сброса на левобережье р. Дорос и палеосейсмогенной структурой «Медведь», образовавшимися при землетрясениях не менее 10 баллов. Сейсмостатистический же материал (за 10-летний период наблюдений) по району Верхнекаларской впадины указывает на ее относительную сейсмическую пассивность: зарегистрированы лишь единичные землетрясения с $K \leqslant 10$. Однако не исключено, что сейсмическая пассивность — кажущаяся, наступившая после катастрофического землетрясения 1725 г., связанного, по-видимому,

с Чина-Вакатским разломом (Солоненко В., 1968 б). Верхнекаларская впадина входит в «зону затишья» в высокосейсмичном районе, и есть основания предполагать, что эта зона является «областью подготовки» сильных землетрясений (Боровик и др., 1971).

Субрифтовые впадины, расширяющие Байкальскую рифтовую зонт по ее юго-восточной периферии,— дополнительное звено в эволюционном ряду отрицательных морфоструктур (Солоненко В., 1968 б; Сейсмотектоника..., 1968). По возрасту кайнозойской активизации и степени морфологической завершенности они на данном этапе развития приближаются к зрелым впадинам байкальского типа, но по интенсивности рифтогенных движений отстают от большинства рифтовых впадин.

Потенциальная сейсмичность субрифтовых впадин как по сейсмостатистическим, так и по сейсмогеологическим данным в целом значительно ниже рифтовых структур ($M = 4^{3/4} - 5^{1/2}$, $J_0 = 7$—8 баллов). Однако в зонах разломов, ограничивающих отдельные впадины (например, Баунтовско-Тилишминской и Чина-Вакатской), палеосейсмогеологические данные свидетельствуют о возможности возникновения землетрясений интенсивностью до 10 баллов (сейсмоструктуры «Тилишминская» и «Медведь», см. гл. VII).

Как и в большинстве рифтовых структур, повышенную сейсмическую активность в субрифтовых впадинах имеют внутривпадинные перемычки. Например, в Баунтовской впадине на Бусано-Филинской перемычке постоянно регистрируется значительное количество слабых и умеренных землетрясений. Сильное землетрясение здесь произошло 21/VII 1968 г. ($M = 5{,}1$; $I_0 = 7$ баллов). Ему предшествовали многочисленные форшоки. Активность в очаге отмечалась и после главного толчка: так, в сентябре — декабре 1969 г. здесь зарегистрирован рой землетрясений (206 толчков).

В целом анализ структурно-геологических и сейсмотектонических особенностей морфоструктур переходного типа показывает, что их формирование и развитие происходило под влиянием тектонических напряжений, действующих как со стороны Байкальской рифтовой, так и Забайкальской блоково-волновой зон. При этом влияние рифтового поля напряжений, начиная с плейстоцена, стало преобладающим, а в голоцене отдельные части рассматриваемых морфоструктур полностью вовлекаются в рифтогенный тип развития. В связи с этим возрастающее влияние рифтогенных процессов обусловило и повышенный (по сравнению с забайкальскими структурами) сейсмический потенциал морфоструктур переходного типа.

Забайкальская блоково-волновая зона

Забайкальская блоково-волновая зона площадью более 60 тыс. км^2 занимает юго-восточную часть эпиплатформенного орогенического пояса. Она характеризуется чередованием низко- и среднегорных поднятий с вытянутыми в северо-восточном направлении впадинами забайкальского типа, что обусловливает в целом сводово-глыбовую (блоково-волновую) структуру этой территории.

По характеру новейших тектонических движений и морфоструктурным особенностям все Забайкалье подразделяется на три подзоны: Селенгино-Витимскую ($Б_1$), Хэнтэй-Даурскую ($Б_2$) и Восточно-Забайкальскую ($Б_3$) (см. рис. 100).

Хэнтэй-Даурская подзона представлена высоким слабо дифференцированным сводовым поднятием. Как структура первого порядка, она выделена Н. А. Флоренсовым (1948) и Е. В. Павловским (1948 а). Две другие подзоны — крупные области относительного опускания (отстающие в поднятии от Хэнтэй-Даурского и Байкальского сводов), внутренние части

которых осложнены положительными и отрицательными морфоструктурами второго и более высоких порядков.

Характерная особенность неотектонического развития Забайкалья в целом — господство восходящего типа движений (Хаин, 1973). Помимо качественного анализа геологической обстановки, это подтверждается количественным подсчетом скорости вертикальных тектонических движений. Темп восходящих движений примерно в 5 раз выше нисходящих. Например, средняя скорость воздымания Малханского сводово-блокового поднятия, судя по деформации миоцен-плиоценовой поверхности выравнивания за 10—12 млн. лет, достигает 0,1 мм/год. Средняя скорость опускания Чикойской впадины, примыкающей к этому своду, не превышает 0,02 мм/год.

Другая примечательная черта новейшего и современного развития Забайкалья — в основном унаследованный структурный план и тип развития его от верхнемезозойского тектонического режима (Флоренсов, 1960 б; Зорин, 1971; Уфимцев, 1971). Черты унаследованности, однако, не везде одинаковы. Наиболее ярко они выступают в пределах Селенгино-Витимской подзоны, в меньшей мере — в Даурской и Восточно-Забайкальской.

В условиях Забайкалья подсчет градиентов скорости вертикальных тектонических движений и удовлетворительная сходимость этих данных с сейсмостатистикой позволили подойти к определению уровня сейсмического потенциала как всей зоны в целом, так и ее составляющих элементов. В результате подсчета получен следующий ряд с величинами градиентов: 1) от $1 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ до $2 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$; 2) от $2 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ до $4 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$; 3) от $4 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ до $6 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ (см. рис. 101). Этому ряду приближенно соответствуют зоны с возможной силой землетрясений: 1) менее 7 баллов; 2) 7—8 баллов и 3) 8—9 баллов. Такое соответствие вначале было установлено нами на примере Центрального и частично Западного Забайкалья (район Чикойской, Ингодинской и Гусиноозерской впадин), где имеется сейсмостатистический и палеосейсмогеологический материал. Затем оно было распространено на остальные участки территории Забайкалья, где палеосейсмогеологический материал отсутствует, а сейсмостатистика довольно бедна.

На конкретной оценке потенциальной сейсмичности мы остановимся при описании сейсмотектонической роли положительных и отрицательных морфоструктур Забайкалья.

Положительные морфоструктуры

Господствующее положение в Забайкалье как по площади, так и по сейсмотектонической активности занимают сводовые и блоково-сводовые поднятия. По механизму формирования эти структуры довольно близки, но для второго типа, наряду с изгибовыми, заметную роль приобретают и хрупкие деформации, играющие значительно меньшую роль, чем в Байкало-Становой зоне. Характеристика развития положительных структур дана в работах В. Н. Даниловича (1960, 1963), Н. А. Флоренсова (1960, б; 1965), Г. Ф. Уфимцева (1971).

Приведем примеры наиболее характерных забайкальских поднятий.

Малханское поднятие — типичная сводово-блоковая морфоструктура. Максимальная высота Малханского хребта 1400—1700 м, длина 270 км при ширине до 30—40 км.

Сводово-блоковая природа новейшей структуры подчеркивается характером деформации древней поверхности выравнивания, реликты которой сохранились на максимальных высотах в осевой части поднятия и частично на крыльях. Наклон поверхности выравнивания на крыльях Малханского поднятия 2—5°, а в местах сочленения крыльев этой структуры с межгорными впадинами превышает 5°, создавая флексурообразные переходные зоны (Уфимцев, 1971). В самой зоне перехода между под-

нятием и опусканием отмечаются структуры, сравнимые с форбергами (Гоби-Алтайское..., 1963). Протяженность структур в среднем до 10 км, ширина до 3 км, абсолютные отметки редко превышают 1000 м. Отмечается некоторая асимметрия склонов этих возвышенностей. Наклон их обычно больше в сторону хребта.

В разных районах можно видеть разные стадии развития «форбергов». Например, наблюдаются зарождающиеся структуры данного типа. Это отдельные низкие гряды, сложенные пролювиальным материалом верхнеплейстоценового и более молодого возраста. Амплитуда относительного поднятия их достигает 40—60 м. Более зрелая форма таких структур — хорошо выраженные линейные гряды протяженностью до 15 км при высоте до 100 м. Они сложены дислоцированными раннечетвертичными отложениями. И, наконец, вполне сформировавшимися следует считать изолированные от основных горных массивов и связанные единством простирания с «форбергами» предыдущего типа цепочки гор, сложенные породами палеозойского фундамента. Протяженность их до 15—20 км, относительные превышения 200—300 м.

Эти три типа структур представляют собой различные стадии их развития и указывают на последовательное вовлечение в поднятие бортовых частей впадин, что обусловливает расширение положительных структур за счет прилегающих отрицательных. Этим забайкальский тип структур приближается к гобийскому и принципиально отличается от байкальского (Солоненко В., 1968 б).

Уровень потенциальной сейсмичности сводово-блоковых поднятий типа Малханского, судя по градиентам неотектонических движений и остаточным деформациям (см. гл. VII, структура «Ядрихинская»), наиболее высок среди положительных морфоструктур Забайкалья и в пределе может достигать 8—9 баллов (M до $5^{1/2}$ — $6^{1/2}$). Об этом же свидетельствует эпицентр восьмибалльного землетрясения 1934 г. ($M = 6$).

В общем случае именно различие в характере роста таких положительных структур, их интенсивности, дифференциации и стадийности обусловливает колебание сейсмического потенциала Селенгино-Витимской и Восточно-Забайкальской подзон от 7 и менее до 8—9 баллов.

Среди сводов Забайкальской зоны наиболее изучено Хэнтэй-Даурское поднятие. На рассматриваемой территории оно ограничено глубинными разломами: Чикой-Ингодинским — с северо-запада, Онон-Туринским — с юго-востока, Восточно-Хангайским — с запада и Кукинским (предположительно по геофизическим данным) — с востока. Ширина свода превышает 150 км, протяженность — более 400 км. Максимальная амплитуда поднятия, фиксируемая поверхностью выравнивания, достигает 1700—1800 м (верховья рек Чикой и Чикокон).

В формировании свода принимают участие изгибовые деформации с большим (до 2400 км) радиусом кривизны (Уфимцев, 1971). Отсутствие крупных линейных блоков свода позволяет предполагать, что в начальной стадии развития этой структуры существенных дифференцированных движений не происходило. Однако следы слабых новейших тектонических подвижек по зонам отдельных разломов здесь довольно многочисленны. Восходящие движения блоков по ним в основном равномерные. Лишь некоторые из них отстают в поднятии на 200—300 м.

Развиваясь в новейшее время унаследованно от верхнемезозойского структурного плана, свод тем не менее испытывает, за исключением северо-западной части, ограниченной Чикой-Ингодинским краевым швом, постоянное разрастание. При этом в поднятие оказывается вовлеченной, например, Алтан-Кыренская верхнемезозойская впадина, которая ранее, в верхней юре — нижнем мелу, располагалась в подножии свода, являясь его юго-восточным ограничением. Граница свода за неоген-четвертичное время сместилась примерно на 35 км к юго-востоку и в настоящее время проходит вдоль Онон-Туринского разлома. Аналогичным образом идет

вовлечение в поднятие прилегающих участков вдоль северо-восточной периклинали свода, например,— Аршанской и Урейской верхнемезозойских впадин (Уфимцев, 1971).

Отмеченная особенность характерна также и для развития других сводов Забайкальской глыбово-волновой зоны.

Сейсмически наиболее опасны в пределах таких структур краевые части сводов (крылья и периклинали).

Отрицательные морфоструктуры

Иную сейсмотектоническую позицию в Забайкальской глыбово-волновой зоне занимают впадины забайкальского типа (Флоренсов, 1960 а). Это геоморфологически выраженные межгорные прогибы (грабен-синклинали) — линейные надразломные или приразломные участки погружения между сводово-блоковыми поднятиями. Максимальная длина их достигает первых сотен километров, ширина до 30—40 км (см. рис. 100—104). Наибольшая мощность мезо-кайнозойской осадочной толщи во впадинах 1600—1800 м, из них около 200 м приходится на плиоцен-четвертичные осадки.

За геологические границы впадин принимают флексурообразные переходные зоны вдоль краевых аркогенных надвигов (или взбросов), ограничивающих область распространения литифицированной осадочной толщи. По морфологическим и генетическим признакам Н. А. Флоренсов (1960 а) включает в прогибы только те склоны, которые преобразованы в ложе аккумуляции осадков с законченным слоеобразованием. Вышележащую область сноса он относит к горному обрамлению.

Выявленные таким образом контуры впадин в общем обладают плавными очертаниями, иногда нарушающимися редкими искривлениями, связанными, как правило, со складчатыми и разрывными нарушениями.

Основные структурные элементы впадин — мульдообразные котловины, разделенные выступами кристаллического фундамента, достигающими дневной поверхности или перекрытыми маломощным плащем мезокайнозойских отложений. В крупных впадинах (Читино-Ингодинской, Чикойской, Хилокской, Гусиноозерской) наблюдается до 3—5 мульд, разделенных выступами фундамента. К ним приурочены максимальные мощности мезокайнозойских отложений.

В современном рельефе мульды представляют собой наиболее пониженные участки прогибов, занятые аккумулятивными равнинами. В одних случаях поверхность их плавно переходит в прилегающие сводовые поднятия, в других — подчеркивается эрозионно-тектоническими уступами высотой до 300—400 м и более. В разрезе мульды асимметричны. Асимметрия впадин находит отражение в зональности различных фациальных типов рыхлых четвертичных осадков, причем по данным бурения устанавливается вполне определенное соответствие ее с зональностью верхнеюрско-нижнемеловых отложений.

Общей особенностью новейшей тектоники забайкальских впадин является унаследованный план и тип развития их от верхнемезозойского тектонического цикла (Флоренсов, 1960 а). Можно говорить также и о сохранении в новейшее время верхнемезозойского темпа развития. На это указывает сравнительный анализ скоростей осадконакопления в одних и тех же впадинах, так, например, в Чикойской впадине максимальная мощность верхнемезозойской толщи в отдельных мульдах не превышает 1200—1400 м (Внуков, 1967). Учитывая, что накопление ее произошло за период с верхней юры до нижнего мела (около 60—70 млн. лет), средняя скорость осадконакопления примерно 0,02 мм/год.

Мощность рыхлой плиоцен-четвертичной (10—12 млн. лет) толщи в тех же мульдах не превышает 150—200 м (Хотина, 1966), т. е. средняя ско-

рость осадконакопления также около 0,02 мм/год, что по сравнению со скоростью осадконакопления в рифтовых впадинах почти в 10 раз меньше. В связи с этим многие исследователи склонны считать, что впадины опускаются лишь относительно, отставая в поднятии от активно развивающихся положительных структур. То, что в новейший и современный период они все-таки испытывают слабое погружение, свидетельствуют приведенные скорости осадконакопления.

Из других общих признаков, характерных для впадин забайкальского типа, необходимо назвать сокращение их площади за счет вовлечения краевых частей в поднятия.

Оценивая в целом сейсмотектонические особенности развития впадин, следует указать на их незначительную роль в определении уровня сейсмического потенциала Забайкалья. Основное формирование их обязано плавному погружению с незначительной внутривпадинной дифференциацией. Поэтому тектонические движения, связанные с формированием впадин не могут быть источником сильных землетрясений.

Активизированные разломы

В Забайкалье преобладают новейшие разломы северо-восточного простирания, продольные по отношению к главным морфоструктурам. По генетическому типу они относятся к взбросам или аркогенным надвигам, иногда осложненным гравитационными сбросами (Данилович, 1960; Флоренсов, 1960 а; Уфимцев, 1971).

Новейшие и современные движения по этим разломам связаны в основном с ростом положительных структур. В одних случаях они являются границами раздела между положительными и отрицательными структурами первого порядка (Монголо-Охотский и Джидино-Витимский разломы), в других — второго и более высоких порядков (Хилок-Каренгский, Тугнуйский и др.).

Отдельные разломы протяженностью от 20 км и более, располагаясь параллельно на продолжении друг друга или подставляясь кулисообразно, образуют обособленные системы с различным уровнем активности. Ширина таких зон достигает 20—40 км, иногда и более. Суммарная максимальная амплитуда вертикальных перемещений по отдельным разломам за плиоцен-четвертичное время 300—400 м, возможно и более (Хотина, 1966; Уфимцев, 1971).

В качестве примера остановимся на характеристике двух зон разломов — Монголо-Охотской и Хилок-Каренгской, разделяющих соответственно структуры первого и второго порядка.

Монголо-Охотский разлом протягивается в Забайкалье с территории Монголии и в северо-восточном направлении, через верховья р. Нюкжа, прослеживается почти до Охотского моря. Полная длина — до 3500 км (на районируемой территории — 1200 км), ширина его зоны от 20 до 40 км.

Разлом представляет собой границу между подзонами — Селенгино-Витимской ($Б_1$) на северо-западе и Хэнтэй-Даурской ($Б_2$) и Восточно-Забайкальской ($Б_3$) — на юго-востоке (см. рис. 100).

Разлом деформирует древнюю мел-палеогеновую и более молодую миоцен-плиоценовую поверхность выравнивания. Суммарная амплитуда вертикального перемещения этих поверхностей по отдельным разломам в зоне за плиоцен-четвертичное время достигает 300—400 м. Современная активность Монголо-Охотского разлома подчеркивается приуроченностью к нему ряда эпицентров сильных землетрясений в 11 и 12 баллов (M = = 8,4 и 8,7) — 9 и 23/VII 1905 г., в 8 баллов — 1934 г., в 7 баллов — 1935 г. и др.

В состав зоны разлома на рассматриваемой территории входят шесть отдельных звеньев. Потенциальная сейсмичность их, судя по палеосейсмо-

геологическим данным, сейсмостатистике и величине градиентов скорости вертикальных тектонических движений, достигающей $(4—6) \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$, уменьшается от 8—9 баллов на западе (чикойское звено) до 7 баллов и менее на востоке (шилкинское звено).

В целом намечается общее уменьшение потенциальной сейсмичности отдельных звеньев Монголо-Охотского разлома с юго-запада на северо-восток [13].

Хилок-Каренгская система разломов в новейшем структурном плане — граница между положительными и отрицательными структурами второго порядка, входящими в Селенгино-Витимскую зону. Протяженность системы с юго-запада на северо-восток до 700 км при ширине зоны до 20 км. Средняя длина составляющих ее отдельных разломов достигает 120 км.

По генетическому типу это в основном взбросы или аркогенные надвиги. Амплитуда вертикальных тектонических движений по ним за плиоцен-четвертичный период более 200 м (Хотина, 1966; Уфимцев, 1971).

Низкая сейсмическая активность ($A_{10} = 0{,}02$ и ниже), отсутствие палеосейсмогенных структур, малая величина градиентов скорости вертикальных тектонических движений, не превышающая $3 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$, указывают на то, что максимальный уровень сейсмического потенциала отдельных разломов в этой зоне не выше 7—8 баллов (значительно ниже, чем для разломов Монголо-Охотской зоны). Не превышают этого уровня и другие зоны разломов, разграничивающие структуры второго порядка.

Сравнение сейсмогеологических данных по двум охарактеризованным зонам разломов различного порядка подтверждает существующее мнение о том, что наиболее сейсмичны региональные зоны нарушений, которые разграничивают крупные структуры, обладающие различными скоростями движений. Вместе с тем мнение о едином сейсмическом потенциале зоны разлома здесь вступает в противоречие с фактическим материалом.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Описанные выше нео- и сейсмотектонические элементы Сибирской кайнозойской платформы и эпиплатформенного орогенического пояса дают важный материал для определения характера движений земной коры, обусловивших генетическое многообразие морфоструктур и условий проявления землетрясений. Сейсмотектонический процесс во многих своих чертах наследует те закономерности тектонического развития, которые были заложены в кайнозое для Байкало-Становой зоны и в мезозое — для Забайкалья.

Об эволюции рифтового процесса существует противоречивое мнение. В частности, считается, что имеет место сжатие со стороны Сибирской платформы к востоку (Гросвальд, 1965) или к юго-востоку (Думитрашко, 1952; Ажгирей, 1960; Воронов, 1964), растяжение к юго-востоку (Флоренсов, 1960 а; Зорин, 1971) и к северо-западу за счет отодвигания платформы (Ван-Беммелен, 1970) или комбинация растяжения с горизонтальным смещением по разломам (Ламакин, 1968). Не останавливаясь на достоинствах и недостатках каждой гипотезы, отметим, что сейчас общепризнано господство растягивающих напряжений вкрест простирания неотектонических структур Байкальской рифтовой зоны. В связи с этим наиболее вероятной и обоснованной представляется схема, предложенная Н. А. Флорен-

[13] За восточной рамкой нашей карты (в области Тукурингро-Джагдинского антиклинория) она снова возрастает, по крайней мере, до 8 баллов (M до 6, возможно, и более).

совым (1970), дополненная по сейсмологическим и геофизическим исследованиям (Мишарина, 1965, 1972; Зорин, 1971).

Анализ и статистическая обработка данных о возрасте поверхностей выравнивания для Евразии в целом (Тимофеев, 1965, 1968, 1969) показывает, что наблюдается тенденция к омоложению денудационных равнин с запада на восток. Так, для орогенного Центрально-Азиатского пояса возраст исходной равнины изменяется от триасового на западе до мел-палеогенового на востоке. Это подчеркивает поступательность тектонической активизации в новейшее время, которая в Прибайкалье началась гораздо позже, чем в Западной Азии (Петрушевский, 1964). С этими положениями согласуется и вывод о том, что рифтовый процесс продолжает развиваться к востоку, а Байкальская рифтовая зона в настоящее время расширяет свои дистальные и латеральные границы (Солоненко В., 1968 б, в; Флоренсов, 1970).

Один из ярких показателей разрастания рифтовой зоны — продолжающееся развитие эмбриональных и зарождающихся впадин (в том числе и впадин-сателлитов) на склонах и в осевых частях обрамляющих поднятий. При этом на юго-западном фланге Байкало-Становой зоны малые впадины уже утратили способность к дальнейшему развитию (Флоренсов, 1960 а), а активность периферийных сейсмогенных структур в верхнем плейстоцене — голоцене существенно снизилась. Отмечается также различие во времени начала неотектонических движений между юго-западным и северо-восточным окончаниями рифтовых структур. Если для Байкальской и Тункинской впадин максимум интенсивности неоген-четвертичной активизации относится к миоцен-плиоцену, то в Становом нагорье — плиоцен-плейстоцену (Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968). К этому же выводу приходит Д. В. Лопатин (1972) на основании анализа геоморфологических данных по восточной части Байкальской горной области.

Тенденция к омоложению процессов рифтовой переработки земной коры при движении с запада на восток находит подтверждение и в проявлении эффузивной деятельности. Если на юго-западном фланге максимальное проявление вулканизма относится к олигоцен-плиоцену (Обручев, 1950; Флоренсов, 1960а; Флоренсов и др., 1968), то на восточном начало излияний относится к плиоцен-плейстоцену или нижнему плейстоцену (Живая тектоника..., 1966; Логачев, 1968; Лопатин, 1972).

В связи с затронутым вопросом о возможной связи неоген-четвертичного вулканизма с эволюцией рифтовых структур необходимо еще раз подчеркнуть (Флоренсов, 1960а; Солоненко В.,1964б,1967;Живая тектоника..., 1966; Флоренсов и др., 1968), что прямая связь вулканических процессов с зонами активизированных разломов нигде в рассматриваемом районе не устанавливается. Напротив, даже голоценовые хорошо сохранившиеся вулканические аппараты и базальтовые дайки (Удоканский, Хамар-Дабанский, Окинский вулканический районы), не говоря уже о более древних, не имеют определенного структурного контроля со стороны рифтогенных разломов. Они приурочены к структурным линиям, как правило, косо секущим разрывные элементы рифтовых структур, либо находятся далеко в стороне от них (Витимское и Окинское плато). Особенно отчетливо такое несовпадение простирания вулканических зон (СВ—30—50°) и рифтогенных разломов (субширотная ориентировка) отмечается в Удоканском вулканическом районе (Солоненко В., 1964б; Живая тектоника..., 1966).

В неотектоническом плане характер вулканизма отражает процесс новейшей активизации по мере движения к северо-восточному флангу Байкальской рифтовой зоны (Солоненко В., 1968б, в). Однако реальные связи вулканических и рифтогенных, часто пространственно совмещенных и синхронно протекающих процессов, остаются неясными, и, скорее всего, если и имеют место, то лишь в самом общем виде. В связи с этим и в сейсмотектоническом аспекте нет определенной и прямой связи между вулканическими районами и эпицентрами сильных землетрясений. Тем не менее

в ряде случаев (например, голоценовые вулканы Удоканского района) отмечаются локальные эпицентральные поля и рои слабых землетрясений, пространственно тяготеющие к отдельным группам вулканов. Возможно, что в этих случаях мы имеем дело не с тектоническими, а вулканическими землетрясениями (Солоненко В., 1968в), тем более, что «затухание вулканических извержений в голоцене представляет собой, возможно, лишь временное явление» (Флоренсов, 1968).

Перечисленные выше примеры отчетливо свидетельствуют об омоложении тектонических процессов с запада на восток. В связи с этим предположение В. П. Солоненко (1968 б) о миграции рифтового поля напряжений в область Становика остается в силе. Более того, это находит подтверждение и в геофизическом поле, в котором отмечается закономерное уменьшение абсолютных значений гравитационных аномалий над впадинами с юго-запада на северо-восток Байкальской рифтовой зоны, что вместе с повышением общего уровня гравитационного поля находится в соответствии с выводом о миграции рифтообразования к востоку.

Исследования механизма очагов землетрясений, проведенные А. В. Введенской (1961) и особенно детально Л. А. Мишариной (1965, 1967, 1972), показали, что земная кора в пределах Монголо-Байкальского сейсмического пояса испытывает действие горизонтальных сил растяжения, ориентированных вкрест простирания основных неотектонических структур, а напряжения сжатия круто наклонны (более 45°) или близки к вертикали. Причем их ориентировка обычно соответствует простиранию морфоструктур.

Ранее считалось, что на юго-западном фланге (Тункино-Косогольский сектор) ориентировка осей напряжений прямо противоположная. Инверсия байкальского тектонического поля объяснялась нарастающим влиянием Центрально-Азиатского поля напряжений. Однако детальные исследования последних лет показали, что здесь суммируются напряжения, связанные с рифтогенными и горообразовательными процессами монгольского (широтного) и саянского (северо-западного) направлений, которые еще осложняются направлениями растяжения (распада) в высокоподнятых блоках земной коры.

В связи с этим разные землетрясения, даже с близкими очагами, могут иметь разный механизм, что подтверждается анализом механизма очагов слабых землетрясений. Ранее «представлялось, что в Тункинской впадине и западнее происходит смена близгоризонтальных растягивающих напряжений, действующих вкрест рифтовых структур, сжимающими. Это представление не подтвердилось, и все выводы о современной направленности тектонических движений земной коры, основанные на нем, лишились основания» (Сейсмотектоника..., 1975а, с. 128).

На восточном фланге рифтовой зоны также выявлены некоторые специфические особенности в механизме очагов землетрясений. Для очага Зверевского землетрясения 15/VI 1971 г. (56,28° с. ш., 123,66° в. д., $M=5{,}9$, $H=15$ км) устанавливается субгоризонтальная ориентировка осей растягивающих и сжимающих напряжений , хотя их пространственное положение относительно структур аналогично таковым в байкальской рифтовой зоне.

Миграционный процесс новейшей активизации в связи с рифтообразованием достиг района Средней Олекмы, а отдельные рифтогенные структуры (Имангро-Чебаркасский грабен и Кудуликанская зарождающаяся впадина) приурочены к западному окончанию Станового свода. Плановая дифференциация интенсивности рифтогенного процесса подчеркивается не только величиной и размерами грабенов, но также и мощностью моласоидных формаций, заполняющих впадину. Если в Чарской и других загруженных рифтовых впадинах она составляет 1000—2000 м и более, то в Токкинской — около 500 м, а в малых впадинах байкальского типа (эмбриональных и зарождающихся) значительно меньше — десятки и первые сот-

ни метров. В то же время современная активность разрывных нарушений, контролирующих эти структуры, сопоставима или даже выше для малых впадин, по сравнению с Байкальской рифтовой зоной. Морфологическое затухание рифтовых структур на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны сочетается с усилением общего напряженного состояния земной коры. В частности, основное количество палеосейсмодислокаций и сильных землетрясений в рифтовой зоне Станового нагорья тяготеет именно к морфоструктурным комплексам, в которых развиваются малые впадины.

В установлении сейсмогеологических связей и сейсмотектонических особенностей важное значение имеет принцип унаследованности, который в применении к определенным тектоническим структурам был разработан Н. С. Шатским (1938). Под этим термином он подразумевал три взаимосвязанных между собой стороны — унаследованность тектонического плана, тектонических форм и тектонических движений.

Байкальская рифтовая зона при своем развитии к востоку сечет вкрест простирания практически все докайнозойские структурные комплексы. Эти вопросы достаточно подробно рассматривались ранее (Флоренсов, 1960б; Солоненко В.,1968б; и др.), и сделанные выводы убедительно говорят о наложенном характере ее развития. Рифтовые структуры являются вновь образованными, и их происхождение, по-видимому, связано прежде всего с динамикой мантийных процессов.

В настоящее время имеется возможность проследить с мезозоя структурную эволюцию земной коры в тесной связи с полем тектонических напряжений. Разрывные нарушения, ограничивающие мезозойские и кайнозойские отрицательные структуры—индикаторы, с помощью которых можно определить направление сжимающих и растягивающих усилий и их смену во времени. И только исходя из этих условий, мы сможем сказать, в какой мере новейшие структуры наследуют развитие предшествующих, так как смена поля напряжений ведет к инверсии знака движения отдельных тектонических элементов коры. Формирование мезозойских впадин и прогибов, ограниченных взбросами и надвигами, тесно связано с господством напряжений сжатия вкрест морфологически выраженных структур.

Большинство разрывных дислокаций этого времени, связанных непосредственно с тектоническим полем, имеют субширотное простирание, ортогональное напряжениям сжатия. Примерами, подтверждающими это явление, служат взбросо-надвиги, пространственно и генетически связанные с происхождением Каларской, Ханийской, Кудулинской тектоническими депрессиями и Чульманским прогибом. Если учесть еще ряд надвигов, в том числе Ангарский, приуроченный к одноименному блоку Сибирской платформы, то будет очевидно, что напряжения сжатия имели не локальный, а региональный характер. Правда, в районе Ангарского выступа структуры сжатия по своим масштабам значительно уступают таковым в пределах Алданского щита и возраст первых несколько древнее: по крайней мере, седиментационный цикл здесь закончился в средней юре, в то время как в Чульманском прогибе он продолжался даже в нижнем мелу. По-видимому, это есть следствие постепенного ослабления тектонической подвижности с запада на восток в Монголо-Охотском поясе (Нагибина, 1963; Комаров, 1967).

Исходя из истории геологического развития юга Сибирской платформы в мезозое, мы можем сказать, что тектоническое поле характеризовалось меридионально ориентированными субгоризонтальными напряжениями сжатия и субширотными растягивающими усилиями, круто наклоненными к горизонту, а это, в свою очередь, определило характер разрывных нарушений и связанных с ними структур.

Байкальская рифтовая зона, наследуя иногда древние разрывные нарушения как ослабленные зоны земной коры, в общих чертах развивается независимо от них и имеет свои специфические черты тектонического развития, отличные от предшествующего этапа. Это прежде всего выражается

в том, что она образовалась при доминирующей роли растяжения вкрест простирания морфологически выраженных грабенов (Флоренсов, 1960 а, 1970) в комплексе с горизонтальными движениями (Солоненко В., 1960а, 1968б) по рифтогенным разломам.

Сравнивая предыдущее (верхнемезозойское) поле тектонических напряжений и современное, мы видим, что ориентировка осей напряжений у них диаметрально противоположная, генетический тип разрывных нарушений и характер движений по ним различен, и соответственно у нас нет никаких оснований говорить об унаследованном развитии Байкальской рифтовой зоны по отношению к предшествующему этапу тектогенеза.

Процессы современной активизации западной части хребта Станового нашли свое выражение в глубинной эрозии, перестройке гидросети, а также в образовании ряда выраженных в рельефе разрывов на водоразделах и на склонах кряжа Зверева. Вдоль осевой линии последнего почти на всем его протяжении тянется сброс, выраженный в виде крутого уступа. Образование такого протяженного (60 км) разрыва в апикальной части сводово-блокового поднятия, возможно, отображает процесс инверсии тектонических движений в связи со сменой поля напряжений. Подобный же процесс, по-видимому, происходит на месте Чульманского мезозойского прогиба, который в настоящее время участвует в региональном поднятии юга Сибирской платформы и является типичной обращенной морфоструктурой. Смена поля напряжений, так же как и знака тектонических движений, вызвана влиянием неотектонических процессов в связи с развитием Байкальской рифтовой системы. Вполне возможно, что в настоящее время в зоне Станового хребта господствуют напряжения байкальского типа, и соответственно наступил процесс полной инверсии мезозойского поля тектонических напряжений, а поле напряжений байкальского типа развивается далее к востоку.

Глубинные разломы со времени своего образования обычно представляют собой активные структурные элементы земной коры, в связи с чем их обычно считают структурами унаследованного развития. Однако нельзя не учитывать тот факт, что от периода к периоду тип, темп и характер движений по ним изменялся, так же как и их магмоконтролирующая роль не была постоянной во времени. В периоды преобладающего сжатия маловероятно проникновение магматических расплавов в крупных объемах, а в период растяжения обстановка наиболее благоприятна для проникновения глубинных основных и ультраосновных дифференциатов магмы (Пейве, 1965; Шерман, 1966; Флоренсов и др., 1968). Формирование тектонических структур находится в прямой связи с полем тектонических напряжений, отображающих, в свою очередь, мантийные процессы.

Таким образом, рассматривая развитие Байкальской рифтовой зоны, мы должны еще раз подчеркнуть, что она развивается наложенно по отношению к более древнему структурному плану.

Забайкалье же, наоборот, характеризуется относительно низким уровнем сейсмической активности и умеренным темпом неотектонических движений. Тектонический режим здесь обусловлен преемственным развитием современных структурных форм от более древних. Эта точка зрения была высказана Н. А. Флоренсовым (1960 а) и получила подтверждение при дальнейших исследованиях.

Господствующим типом новейших и современных тектонических движений для Забайкалья следует считать восходящий. При этом наиболее активный рост испытывают своды и сводово-блоковые положительные структуры, вовлекающие в поднятие бортовые части отрицательных структур.

В результате исследований очагов сильных и слабых землетрясений (Мишарина, 1965, 1967, 1972; Мишарина, Н. Солоненко, 1972), кроме горизонтальной ориентации растягивающих напряжений, выявилась еще

и ортогональность их по отношению к простиранию главнейших неотектонических структур. Этот вывод находится в соответствии не только с общими геотектоническими представлениями о рифтогенных структурах, но и с сейсмотектоническими наблюдениями в эпицентральных зонах большинства сильных землетрясений прошлого (палеосейсмодислокаций) и современности.

Так, механизм движения земной коры при Муйском землетрясении 1957 г., установленный по сейсмодислокациям, достаточно хорошо согласуется с ориентировкой напряжений в области очага (Живая тектоника..., 1966). В очагах Нюкжинского и Олекминского землетрясений 1958 г. ориентировка напряжений также соответствует положению и характеру разрывных деформаций в эпицентральной зоне, представляющих собой трещины растяжения субширотной ориентировки с незначительной сбросовой составляющей. Такой характер деформаций соответствует меридиональным растягивающим напряжениям, отмечаемым для очагов этих землетрясений.

Определения механизмов очагов последних сильных землетрясений— Тас-Юряхского 1967 г. и Кодарского 1970 г.— подтверждают наличие растягивающих напряжений, ориентированных ортогонально главным структурным элементам Кодаро-Удоканской и Становой зон.

Исследования напряжений в очагах слабых землетрясений ($K \leqslant 10$—11), проведенные Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко (см. гл. V), показали, что и для них в большинстве случаев свойственна «рифтовая» ориентация осей напряжений, выявленная по наблюдениям над более сильными толчками.

Это указывает на то, что преобладающим типом поверхностных деформаций здесь должны быть трещины растяжения в сочетании со сбросами, которые могут сопровождаться сдвиговыми перемещениями. Поверхностные деформации, естественно, не являются прямым отражением глубинных процессов, но тем не менее типы новейших структур, а также их пространственная ориентировка находятся в соответствии с характером напряжений в очаговых зонах.

Таким образом, выявленное по сейсмическим наблюдениям современное поле напряжений в Байкало-Становой сейсмоактивной зоне согласуется с особенностями напряженного состояния коры этого региона, установленными по геологическим признакам. Напряженное состояние земной коры остается в общем типично «рифтовым» и в сопредельной части Станового хребта, что свидетельствует о миграции процесса рифтогенеза в зону Становика, обусловливая его высокую потенциальную сейсмичность (Живая тектоника..., 1966; Солоненко В., 1968б, в).

Глава XII

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Уже много лет сейсмическое районирование по балльности подвергается критике, было предложено заменить его на районирование по количественным характеристикам (сейсмическим ускорениям и их спектрам, длительности колебаний и их амплитудам и т. д.).

Однако эти предложения, внешне заманчивые, особенно для расчетов сейсмостойкости сооружений, оторваны от реальной природной обстановки, аппаратурных возможностей, уровня развития и «плотности» сейсмологических наблюдений. Они часто основаны или на представлениях о проявлении землетрясений на поверхности Земли «по аналогии», или на чисто теоретических, а не на истинном их проявлении, что можно увидеть только при обследовании сильных землетрясений.

Наш опыт обследования землетрясений всех ступеней балльности (от 5—6 до 12) в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе и объективные данные по обследованию землетрясений в других сейсмических зонах Земли показывают, что резкие (до 2—3 баллов — часто, до 6—7 баллов — иногда) изменения сейсмического воздействия на грунты и сооружения наблюдаются на коротких расстояниях вплоть до 3—5 м (Солоненко В., 1960в, 1962а; Солоненко В., Тресков, 1960; Гоби-Алтайское..., 1963; Солоненко В., 1974). Обследователи землетрясения Сан-Фернандо 9/II 1971 г. подчеркнули, что «потрясения и разрушения часто распределялись по площади самым неожиданным образом, в связи с чем проблема сейсмического районирования представляется намного сложнее, чем предполагается» (Gillete, Walsh, 1971). С такими же явлениями столкнулись обследователи Перуанского землетрясения 31/V 1970 г., установившие, что нередко нет никакой очевидной связи между интенсивностью разрушений, материалом фундаментов и инженерно-геологическими условиями. «Мы не можем объяснить все эти явления»,— заключают они (Plafker e. a., 1971).

Кроме того, необходимо учитывать следующее:

1. Воздействие землетрясений на земную поверхность и сооружения резко и принципиально изменяется при переходе от 5 к 6 и особенно от 9 к 10 баллам, когда обратимые и остаточные деформации поверхности, грунтов и земной коры с амплитудами до нескольких метров ставят предел возможности создания сейсмостойких конструкций (Солоненко В., 1960а, 1962а, 1974).

2. Количественные параметры, например, девятибалльного местного землетрясения, почти ничего общего не могут иметь с таковыми девятибалльного «транзитного» потрясения (из зоны сильного землетрясения в 10 баллов и более).

3. Перед инструментальной характеристикой разрушительных землетрясений (более 8 баллов) стоят аппаратурный и многие другие барьеры (возможность получения записей эпицентральных и «транзитных» землетрясений равной интенсивности, на близко расположенных площадках с разными инженерно-геологическими условиями и др.).

Таким образом, чтобы получить истинную количественную характеристику землетрясений, нужно иметь по существу ковер из сейсмометрической аппаратуры.

Если объективно учесть сказанное, то станет ясно, что проблема «количественного» общего сейсмического районирования если и будет решена, то лишь в далеком будущем.

При макросейсмической характеристике землетрясений уровень сейсмического воздействия осредняется как за счет множества точек наблюдений, так и за счет учета различных факторов. В результате содержание «балла» получается значительно более емким, чем это представляют сторонники «количественного» сейсмического районирования, и оно дает возможность проектировать действительно сейсмостойкие сооружения. Например, в Иркутске 29(30)/VIII 1959 г. при землетрясении, интенсивность которого была примерно такой же, как на большей части площади Ташкента 26/IV 1966 г., здания с восьмибалльным антисейсмическим вооружением только в отдельных случаях получили легкие повреждения, в то время как почти все здания старой постройки, менее крупные, имеющие мощные стены и фундаменты из высококачественных строительных материалов, были деформированы, нередко значительно (Солоненко В., Тресков, 1960).

Итак, заменить понятие «балл» пока (и в обозримом будущем) нечем. Обследование многих сильных землетрясений там, где оно проведено объективными исследователями, показывает, что шкала MSK-64 (Меркалли-Канкани—Зиберга—Медведева — ГЕОФИАН — ГОСТ) дает достаточно надежное определение интенсивности потрясений и довольно хорошо согласуется с величиной M и K (см. табл. 2). В ней существенно занижены размеры остаточных деформаций грунтов, т. е. по этим признакам она дает завышение балльности.

Соотношение между балльностью и магнитудой, установленное нами эмпирически по результатам обследования сильных землетрясений в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе (Сейсмотектоника..., 1968, с. 147), прошло проверку в последующие годы и показало хорошую сходимость. Хорошо согласуется оно и с данными разных авторов для различных сейсмических зон Земли. Расхождение лежит в пределах точности наблюдений ($\pm 0{,}5$), поэтому использовано и при составлении новой карты. Соответствующие расчеты по соотношению M, K и J_0, облегчающие пользование современными каталогами землетрясений, приведены в гл. VI и VIII (см. табл. 7 и 12).

* * *

Предыдущая карта сейсмического районирования (Солоненко В. и др., 1960б; Солоненко В., 1963а, 1968а), явившаяся основой государственной карты (СНиП II-А. 12-69, Иркутская обл., Бурятская АССР, Читинская обл.), составлена на сейсмостатистическом (южная часть Восточной Сибири) и преимущественно тектоническом и палеосейсмогеологическом материале. Инструментальные данные были очень скудны, так как до 1952 г. существовала лишь одна сейсмическая станция (Иркутск), а затем три, но все расположенные в Южном Прибайкалье. С 1961 г. сеть станций значительно расширилась и обеспечивает регистрацию землетрясений с $K=7$ для всей рифтовой зоны, за исключением небольшого участка центральной части Байкала от о. Ольхон до п-ова Святой Нос (представительный класс $K = 8$). Для прилегающих частей Сибирской платформы и Забайкалья представительны землетрясения с $K=8$, для Юго-Восточного Забайкалья — с $K=9$. Кроме того, значительный фактический материал получен сетью временных сейсмических станций в Удоканском районе (1962—1965 гг.), в Прибайкалье (1963—1965 гг.) Баргузинской впадине (1972—1973 гг.).

В это же время были проведены обширные сейсмогеологические и специальные геофизические исследования и большой разнообразный комплекс

аналитических сейсмологических и геоморфолого-геофизических работ.

Естественно, что для такой обширной территории, как Восточная Сибирь, где районированию подлежит площадь около 1,5 млн. км², невозможно собрать весь комплекс сейсмогеологических, сейсмологических и геофизических данных одинаковой степени детальности, поэтому при оценке сейсмичности той или иной территории предпочтение отдавалось методу, наиболее «представительному» для данного участка.

Поскольку землетрясение — это явление физико-геологическое, то районирование, естественно, проводилось прежде всего на сейсмотектонической основе. Однако на всех этапах сейсмического районирования использовались сейсмологические и геофизические данные:

1) при составлении карты сейсмотектоники сейсмологические данные учитывались для выявления конкретных сейсмогеологических связей в структурных полях с нерезко выраженными границами между морфоструктурами, при классификации разрывных нарушений и для решения ряда других вопросов;

2) при составлении карты потенциальной сейсмичности (возможных эпицентральных зон максимальных землетрясений): наряду с сейсмостатистическими и палеосейсмогеологическими данными использовались карты сейсмической активности, максимальных землетрясений и долгосрочного прогноза сейсмической активности. Учитывались также вероятные области кратковременного «сейсмического затишья» (см. гл. X). При выделении зон повышенной очаговой активности принимались во внимание графики повторяемости землетрясений;

3) при расчете осредненных изосейст, кроме сейсмостатистики и данных по сейсмодислокациям, использовались расчеты затухания колебаний;

4) на завершающем этапе районирования все выделенные районы сверялись и корректировались по всем сейсмологическим и геофизическим картам.

Основные затруднения при районировании встретились при оценке сейсмической опасности территории, где отсутствуют палеосейсмодислокации. Где есть эпицентры сильных исторических и современных землетрясений, там, в тех же сейсмогенных морфоструктурных зонах, есть и палеосейсмодислокации. Где нет палеосейсмодислокаций или их мало и они ненадежны, там нет сейсмологических данных, достаточных для сейсмического районирования (Забайкалье). Трудности заключаются еще и в том, что геологические данные при отсутствии палеосейсмодислокаций не имеют до настоящего времени надежного количественного выражения. Тем не менее для территорий с недостаточным для районирования сейсмологическим и палеосейсмогеологическим материалом приходится использовать градиенты вертикальных тектонических движений. Из сказанного ясно, что наша карта сейсмического районирования не может быть отнесена к какой-либо определенной категории («сейсмостатистической», «сейсмотектонической», «тектонофизической», «количественной», «палеосейсмогеологической» и т. д.), а в полном смысле является картой комплексного сейсмического районирования.

По уровню сейсмической активности на районируемой территории четко выделяется три региона (рис. 108): 1) Сибирская платформа — практически почти асейсмичная область с «транзитными» землетрясениями из Байкальского сейсмического пояса; 2) Забайкалье с умеренной сейсмической активностью и с «транзитными» землетрясениями из Байкальской рифтовой зоны и Северной Монголии; 3) зона Байкальского рифта с максимальной сейсмической активностью.

Если для последней зоны надежными показателями высшего уровня сейсмического потенциала могут служить палеосейсмогеологические данные, то для платформы они совсем утрачивают свою силу, а для Забайкалья имеют вспомогательное значение (палеосейсмодислокации малочисленны и ненадежны). Сейсмостатистический материал для Забайкалья так-

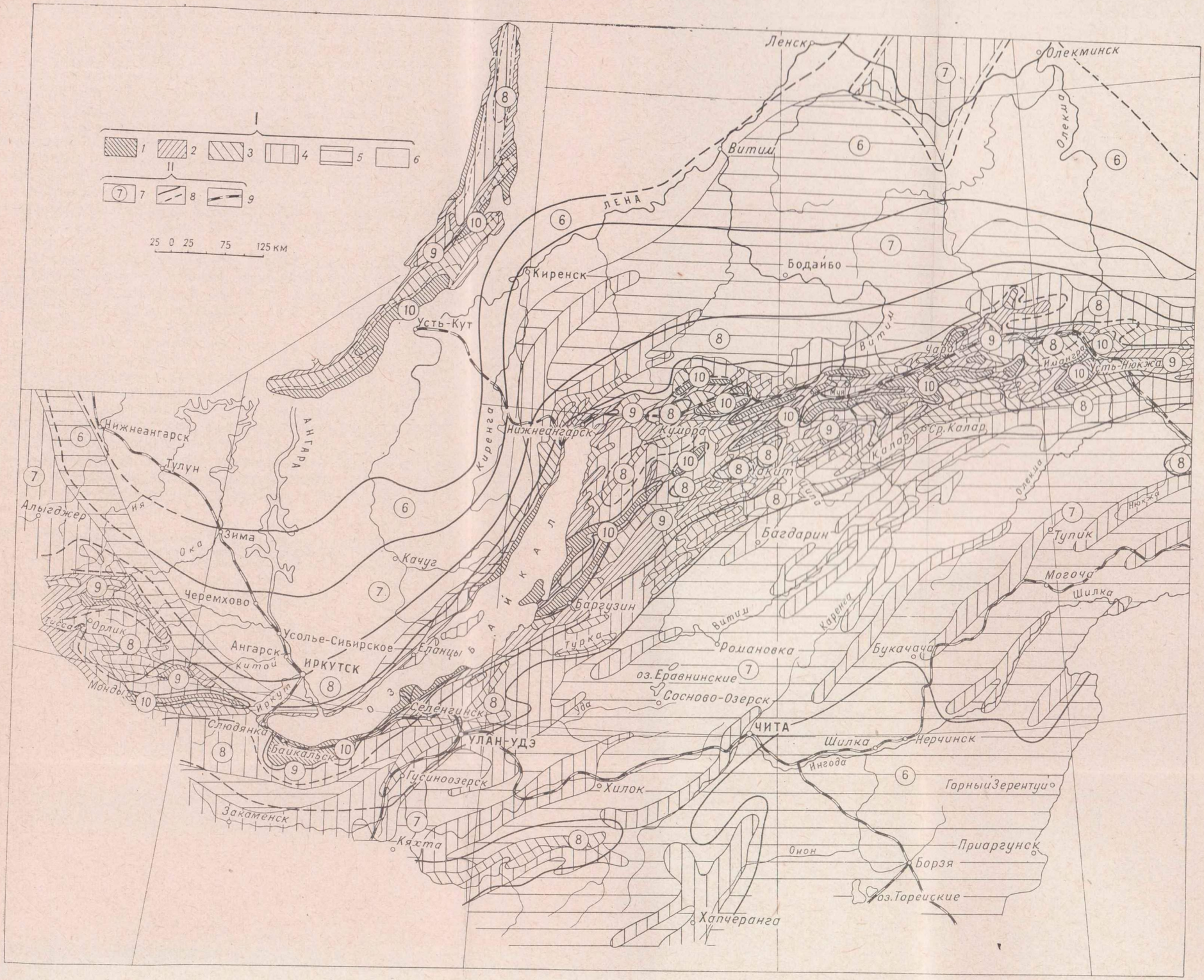


Рис. 108. Карта сейсмического районирования Восточной Сибири. *Составили В. П. Солоненко, Р. А. Курушин, М. Г. Демьянович, С. В. Ласточкин, В. В. Николаев, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских, В. М. Кочетков, В. М. Жилкин, А. Д. Абалаков. Под ред. В. П. Солоненко.*

Зоны возможного возникновения очагов землетрясений с магнитудой (M) и указанием примерной интенсивности (I_0): *1* — $M > 7$ (10 баллов и больше); *2* — M — $6^1/_2$—7 (9 баллов), *3* — $M = 5^1/_2$—$6^1/_2$ (8—9 баллов), *4* — $M = 4^3/_4$—$5^1/_2$ (7—8 баллов), *5* — $M \leqslant 4^3/_4$ (7 и < 6 баллов), *6* — практически асейсмичные области. Сейсмические районы: *7* — вероятная максимальная сила землетрясений в баллах по шкале MSK-64; *8* — границы районов различной балльности: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *9* — схема трассы БАМ.

же ненадежен, так как до середины XX в. имеются лишь отрывочные данные о землетрясениях, а сейсмические станции (две на всю громадную территорию) работают 3—5 лет. Естественно, что при умеренной сейсмической активности данных для составления карт активности и K_{max} недостаточно. В связи с этим сделана попытка определения сейсмического потенциала таких районов по количественному методу М. В. Гзовского.

Преобладающие новейшие и современные тектонические движения в Забайкалье — рост сводовых и сводово-глыбовых поднятий (Флоренсов, 1960 а; Хотина, 1966; Уфимцев, 1971; и др.). В этих условиях представлялась возможной количественная оценка вертикальных тектонических движений в связи с сейсмичностью. Проверка метода сделана на примере Центрального Забайкалья (Ласточкин, 1972), где имелись сведения о землетрясениях до 8 баллов (M до 6) и были проведены палеосейсмогеологические исследования. Результаты количественной оценки сейсмического потенциала дали удовлетворительную сходимость с фактическим материалом. Это позволило распространить количественный метод оценки сейсмического потенциала на все Забайкалье и на краевую часть платформы как области с устойчивым неотектоническим режимом.

Для платформы характерны градиенты, не превышающие $5 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, что по классификации М. В. Гзовского (1963) соответствует практически асейсмичным областям (до 4—5 баллов). Конечно, исключения здесь могут быть. Например, на платформе 8/X 1974 г. произошло семибалльное землетрясение ($M = 5{,}2$).

В Забайкалье внутриплощадное распределение градиентов, естественно, с известной долей условности, позволяет выделять морфоструктуры с сейсмическим потенциалом до 8—9 баллов (градиенты $6 \cdot 10^{-9}$ — $4 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$), 7—8 баллов (градиенты $4 \cdot 10^{-9}$ — $2 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$) и менее 7 баллов (градиенты $2 \cdot 10^{-9}$ — $1 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$).

При выделении сейсмических районов используются прежде всего макросейсмические данные по результатам обследования сильных землетрясений и размещение эпицентральных зон досейсмостатистических землетрясений по палеосейсмодислокациям. Эти данные позволили установить средние размеры генерализованных изосейсмальных площадей (табл. 19).

При составлении таблицы, из-за малого количества данных, особенно по наиболее сильным землетрясениям (10—12 баллов), использованы материалы обследования сильных землетрясений Монголии. Поскольку в Монголии господствует иное поле тектонических напряжений, чем в Прибайкалье, и при сейсмогенных движениях земной коры существенную

Таблица 19

Средние размеры (поперечники, км) генерализованных изосейсмальных площадей по макросейсмическим эффектам

Интенсивность (балл, MSK-64)	11—12		10		11		8	7	6
	вдоль	вкрест	вдоль	вкрест	вдоль	вкрест	структуры		
11—12	50—300	4*—25	200—400	30—110	220—450	100—225	120—510	300—1300	900—2000
10	—	—	50	4—6*	140	30	100—320	240—650	800—1000
11	—	—	2—3**	До2***	До 500	До 15	50—130	110—200	210—380
8	—	—	—	—	14**	1—2***	15—40	60—160	120—350
7	—	—	—	—	—	—	—	15—30	50—90
6	—	—	—	—	—	—	—	—	15—20

* При одном сейсмоактивном разломе. В эпицентрах десятибалльных землетрясений при двух параллельных сопряженных разломах — 10—12 км, при блоковых структурах — 20—25 км.
** В зоне активного разлома макросейсмические эффекты повышаются на один балл.
*** На активном крыле (зависит от ширины зоны разлома).

роль играет сдвиговая составляющая, то и распространение потрясений имеет свои специфические особенности. Поэтому большие цифры размеров изосейсмальных площадей вдоль структур относятся к сдвиговым сейсмогенным структурам. При районировании высокосейсмичной части Восточной Сибири (Байкальская рифтовая зона) с ее сбросовыми, сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиго-сбросовыми сейсмогенными структурами, с преобладанием сбросовой составляющей, наиболее вероятные цифры протяженности изосейсмальных площадей вдоль структур — минимальные (Солоненко В., 1964б, 1973а — в; Сейсмотектоника..., 1968).

Выделение в эпицентральных зонах девятибалльных землетрясений небольших десятибалльных участков (см. табл. 19) связано с тем, что при землетрясениях с $M \geqslant 6{,}5$ сейсмогенные разрывы, как правило, выходят на поверхность Земли (см. гл. 1) и значительно повышают макросейсмический эффект. Сейсмогенные трещины и резкие колебания крыльев разломов с остаточной амплитудой до 0,8 м, иногда и более (истинная примерно в 2 раза больше; см. Солоненко В., 1960а, в; Гоби-Алтайское..., 1963, с. 326—328), безусловно, разрушают любое сооружение, даже с девятибалльным антисейсмическим усилением.

Выделение таких участков вполне логично: никто не возражает против приращения балла на единицу за счет неблагоприятных инженерно-гидрогеологических условий, а что может быть более неблагоприятным, чем зона подвижного сейсмогенного разлома? Только при общем районировании первые на карте (по условиям масштаба) не могут быть отражены, в то время как сейсмогенные разломы — обязательный элемент карт очаговой сейсмичности, сейсмотектоники, сейсмического районирования и др.

При обследовании сильных землетрясений в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе и по литературным данным уже 15 лет тому назад установлены следующие закономерности (Солоненко В., 1962б; Сейсмотектоника..., 1968, с. 146—149), подтвержденные последующими событиями как у нас, так и в других сейсмических зонах Земли.

1. При линейных сейсмогенерирующих структурах зона десяти-одиннадцатибалльного землетрясения вытягивается узкой полосой вдоль сейсмогенных дислокаций. Ширина зоны около 4 км на активном крыле (или крыльях) структуры и 2—9 км — на пассивном. При наличии оперяющих и сопутствующих разрывов она может увеличиваться до 10—12 км и более. При блоковых сейсмогенных структурах интенсивность потрясения на поверхности перемещающейся структуры распределяется неравномерно — разница для соседних участков достигает нескольких баллов, однако изменения по площади не поддаются заблаговременному учету.

В плейстосейстовых зонах десяти-одиннадцатибалльных землетрясений (Цаганское, Муйское, Баян-Цаганское, Могодское и др.) установленная амплитуда вертикальных и горизонтальных смещений достигает 7—8 м, амплитуда поверхностных волн на рыхлых грунтах — до 4—5 м при длине порядка 15—20 м. В рыхлых грунтах ширина зияющих трещин-рвов обычная — до 4—6 м, часто до 10 м, в отдельных случаях до 19 м (Живая тектоника..., 1966, с. 151—152). В скальных грунтах образуются трещины с зиянием до 4—5 м, иногда, по-видимому, больше.

Видимое на поверхности Земли вскрытие разломов по простиранию наблюдается на протяжении до 30 км (Муйское землетрясение), а при господстве сдвиговой составляющей — до 45 км (Могодское землетрясение 5/I 1967 г., $M = 7^3/_4$). При Муйском землетрясении подвижки в зоне разломов наблюдались до 90 км от эпицентра к востоку (в сторону сдвига хребта) и до 50—55 км в обратном направлении.

Создание экономически и технически целесообразных антисейсмических конструкций для десятибалльных зон невозможно, поэтому они должны быть категорически закрыты для строительства, за исключением неизбежных коммуникаций, которыми следует пересекать такие зоны по кратчайшему пути.

2. Девятибалльные районы по сейсмической опасности неоднородны. В зоне сейсмогенных разломов фактически сила землетрясений превышает сопротивляемость сооружений с любым антисейсмическим вооружением. Такие подвижки наблюдаются по простиранию разлома до 50 км, иногда и более. Поэтому в девятибалльных районах вдоль сейсмогенных разломов на расстоянии до 2 км от них возведение капитальных сооружений (за исключением неизбежных коммуникаций) недопустимо. На карте сейсмического районирования такие участки показаны как возможные очаговые зоны с $M=6^1/_2-7$.

3. При восьмибалльных землетрясениях в эпицентральном сегменте сейсмогенной структуры происходят резкие, но, как правило, обратимые колебания крыльев разломов и макросейсмические эффекты достигают 9 баллов (в среднем до 14 км по разлому и 1—2 км вкрест него). Поэтому в таких зонах следует избегать размещения капитальных сооружений.

4. На площадях с мощными (300—400 м и более) толщами неметаморфизованных осадочных пород интенсивность землетрясения незакономерно резко падает. Поэтому во внутренних частях впадин при отсутствии в их фундаменте высокоактивных сейсмогенных структур, исходная нормативная сила землетрясения может быть понижена на один балл.

Для оконтуривания площадей «транзитных» потрясений в стороне от сейсмогенных структур пользоваться унифицированным способом не представляется возможным. Например, по расчетным данным круговых изосейст и по средним размерам изосейсмальных площадей по макросейсмическим эффектам (см. табл. 19) на Сибирской платформе площадь шестибалльного района по сравнению с картой 1962 г. (Солоненко В., 1963а) следовало бы расширить к северо-западу на 200—250 км, что противоречит имеющимся макросейсмическим данным. Поэтому использовался прежде всего сейсмостатистический материал, а при недостатке или отсутствии его — осредненные данные (см. табл. 19) с учетом карт сотрясаемости, а также специфики распространения потрясений по сводной карте изосейст.

При определении границ конкретных сейсмических районов встречаются определенные затруднения. Особенно тщательного анализа сейсмогеологического, сейсмологического и геофизического материала требуют районы с возможными землетрясениями 10 баллов и выше и участки девятибалльных районов с повышенной сейсмической опасностью. Они, как уже сказано, во-первых, должны быть запретными для капитального строительства (за исключением коммуникационного) и во-вторых, являться исходными пунктами для определения границ районов «транзитных» потрясений, в том числе и платформенных участков, где местных сильных землетрясений не происходит. Задача несколько облегчается тем, что такие районы лежат в границах Байкальской рифтовой системы (за исключением близрифтовых зон разломов Окинской и Китойской в Восточном Саяне).

При общем районировании обычно используется представление о постоянстве максимальной энергии землетрясений на всем протяжении сейсмотектонических разрывов. Для Байкальского рифта мы уже давно отказались от применения этого правила (Солоненко В., 1963а). Разломы в подавляющем своем большинстве имеют древнее заложение, а рифтогенные процессы, обусловливающие высокую сейсмичность,— кайнозойские. Если разлом выходит за пределы рифтовой зоны, сейсмическая активность его резко падает (для системы разломов Обручева — от 10—12 до 5—6 баллов). В этих условиях, естественно, возникает вопрос о границе десятибалльного района на флангах зон с потенциальной сейсмической активностью 10 баллов и выше (см. рис. 108). Если принимать, как обычно, что в любой точке участка с потенциальной сейсмической активностью 10 баллов может быть эпицентр соответствующей балльности, то границу десятибалльного района необходимо отнести по простиранию структуры, по крайней мере, на 25 км и более, десятибалльный район — на 45 км (см. табл. 19). Такое

удлинение высокобалльных районов, с нашей точки зрения, правомерно только в том случае, если сейсмологические данные показывают высокую активность зоны разлома за предполагаемой границей рифтовой системы. В противном случае условный эпицентр будущего землетрясения принимается в центре участка сейсмоактивной зоны, который может обеспечить десятибалльное землетрясение, т. е. в 25 км от окончания структуры. В этом случае дистальные границы районов потенциальной сейсмичности и сейсмических районов (см. рис. 108) разной интенсивности совпадают.

При выделении высокобалльных районов учитывается также вероятная повторяемость наиболее сильных землетрясений. Землетрясения в 11—12 баллов во внимание не принимались, так как вероятность их весьма мала. Следы таких землетрясений установлены только в трех районах рифтовой зоны (Южное Прибайкалье, западное побережье Среднего Байкала и Удоканский хребет), с промежутками между их эпицентрами 350 и 750 км, где, по крайней мере, в течение последних тысячелетий таких землетрясений не происходило. Не учитывались и возможные десятибалльные землетрясения на изолированных сейсмогенных структурах, потенциальная сейсмичность которых по геологическим и палеосейсмогеологическим данным достигает 10 баллов, но повторяемость таких землетрясений низка (не чаще одного раза в тысячу лет по палеосейсмогеологическим данным и менее одного раза в 10 тыс. лет по карте сотрясаемости), а по сейсмологическим данным, активность и K_{max} низки. Такие районы отнесены к девятибалльным.

ОПИСАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

В основу выделения районов, особенно высшей сейсмичности (9, 10 баллов и более), положены палеосейсмогеологические, сейсмотектонические и сейсмостатистические данные. Они определяют исходную («фоновую») сейсмичность для средних грунтовых условий [1]. Наряду с этим использованы сейсмологические и геофизические материалы (пространственно-временное распределение землетрясений, сейсмическая активность района конкретной сейсмогенной структуры и вероятные максимальные землетрясения в нем по K_{max}, долгосрочный прогноз сейсмической активности, зоны «подготовки» и т. д.).

На карте сейсмического районирования не отражено приращение или снижение балльности за счет инженерно-геологических, геокриологических, геоморфологических и других чисто поверхностных факторов, которые учитываются лишь при детальном сейсмическом районировании и микрорайонировании.

Границы сейсмических районов высшей балльности в целом соответствуют контурам очаговых зон высшей активности, учитывающих весь комплекс геолого-геофизических данных. Однако точных границ таких зон в природе не существует, в связи с чем границы сейсмических районов могут быть проведены лишь в пределах определенных доверительных интервалов значений различной интенсивности и активности наблюдаемых процессов.

Наиболее определенно проведены границы высокосейсмичных (9 и 10 баллов) районов. Выделение их четко контролируется неотектоническими структурами с наивысшим сейсмическим потенциалом, палеосейсмогенными структурами и современными сейсмодислокациями, а также всем комплексом сейсмологических материалов. Менее надежно оконтуриваются районы умеренной и низкой сейсмичности (8, 7 и 6 баллов), которые выделяются преимущественно по сейсмостатистическим, сейсмологическим

[1] Под средними грунтами понимаются естественные песчано-суглинистые толщи с глубиной залегания грунтовых вод свыше 8 м (от планировочной поверхности).

и усредненным макросейсмическим данным (см. табл. 20), а также по типу новейших структур, степени интенсивности и контрастности неотектонических движений.

1. *Районы с интенсивностью землетрясений 10 баллов и более* пространственно тяготеют к Байкальской рифтовой зоне. Генетически они тесно связаны с краевыми частями крупных рифтовых структур, располагаясь вдоль зон активизированных («сейсмогенерирующих») разломов. Среди них наиболее яркие примеры — Тункинская, Обручевская, Кодарская, Удоканская, Становая система разломов, сброс Черского и другие сейсмоактивные линеаменты. Сюда же относятся непротяженные разрывные нарушения, активизированные в антропогене, развитые в областях высокосейсмичных региональных межвпадинных перемычек, где они, как правило, контролируют развитие малых рифтовых структур типа зарождающихся и эмбриональных впадин.

В большинстве случаев выделение эпицентральных районов максимальной сейсмичности обосновано палеосейсмотектоническими структурами, образование которых происходило при землетрясениях с M порядка 7 и более.

Кроме структурно-тектонических и сейсмогеологических критериев, выделение таких зон обосновывается повышенной концентрацией эпицентров умеренных и слабых землетрясений, что отражается на карте сейсмической активности (значения A_{10} для них обычно не опускаются ниже 0,2).

Высокосейсмичные эпицентральные районы протягиваются узкими (от 1—2 до 8—10 км) полосами вдоль рифтогенных разломов. При этом зоны разломов с простым строением, с наиболее четкими контрастами неотектонических движений (например, Тункинская, Обручевская, Баргузинская, Кодарская и др.) обусловливают и более четкие и прямолинейные границы десятибалльных сейсмических районов. В случае же сложной структуры таких зон (кулисообразное строение, широкое развитие сопутствующих и оперяющих дислокаций, виргация активных разломов, резкая блоковая дифференциация в краевых и осевых частях обрамляющих рифты поднятий, системы зарождающихся впадин и т. д.) десятибалльные сейсмические районы расширяются и имеют сложную конфигурацию. Это особенно характерно для пририфтовых участков сводово-блоковых поднятий (Хамар-Дабан, Удокан) и крупных межвпадинных горных перемычек (Верхнеангарско-Муйская, Муйско-Чарская). При районировании высокосейсмичных зон принимается, что единый сейсмотектонический линеамент в равной мере сейсмоопасен на всем своем протяжении. Однако как уже отмечалось в начале главы, крупные и протяженные зоны «сейсмогенерирующих» разломов разделяются на участки с различным уровнем сейсмичности. Прежде всего это относится к тем разломам, которые выходят за пределы тектонического поля напряжений Байкальской рифтовой зоны как на ее флангах, так и на периферии. В связи с этим значительные отрезки Тункинской, Восточно-Саянской, Обручевской, Баргузино-Муйской, Становой систем активизированных разломов включены в девятибалльные сейсмические районы и на этом фоне рассматриваются как зоны повышенной сейсмической опасности. Для таких участков обычно характерно отсутствие явных признаков сейсмогенного обновления и пониженный уровень современной сейсмической активности (см. гл. XI).

Кроме неотектонических и сейсмогеологических факторов, выделение десятибалльных районов подтверждается сейсмостатистическими данными — эпицентрами сильных (9—11 баллов) землетрясений, а также повышенной концентрацией в их пределах эпицентров умеренных и слабых толчков (см. рис. 73—75), что отражается на картах сейсмической активности (см. рис. 76—78) и максимальных землетрясений (см. рис. 89). Значения A_{10} для таких районов обычно не опускаются ни-

же 0,2. Однако в Байкало-Становой сейсмоактивной зоне есть ряд десятибалльных районов, которым на картах сейсмической активности и максимальных возможных землетрясений соответствуют низкие значения A_{10} ($\leqslant 0{,}05$, а $K_{max} < 14$). Примеры: район Муйской впадины, северобайкальская часть Обручевского сброса, зоны Верхнеангарского, Парамского и Чина-Вакатского (восточная часть) разломов в Становом нагорье. Включение таких участков в десятибалльные районы, несмотря на несоответствие сейсмологическим данным, обосновывается прежде всего их сейсмотектонической позицией (все они контролируют развитие рифтовых структур и эмбриональных впадин) и приуроченностью к ним палеосейсмогенных структур, возникших при землетрясениях интенсивностью не менее 10 баллов.

Для зоны Обручевского сброса — это структуры: Южная Рита, Шартлай, Среднекедровая, Хибеленская, Солонцовая; для восточной части Верхнеангарского разлома — структура Огней и зарождающийся грабен Чуро; для района Муйской впадины — Таксимская и Парамская структуры, а для восточного участка Чина-Вакатского разлома — структура «Медведь» (см. гл. VII). Многие из перечисленных участков по макросейсмическим сведениям и инструментальным данным подтверждаются эпицентрами сильных (порядка 8 баллов) землетрясений. Так, например, 6/VIII 1931 г. в районе северо-западного побережья оз. Байкал произошло землетрясение с предполагаемой интенсивностью более 8 баллов, в районе северо-восточного обрамления Верхнеангарской впадины инструментально зарегистрированы два землетрясения интенсивностью до 7 баллов (11/III 1936 г. и 17/IX 1957 г.); в этом же районе 18/VIII 1902 г. ощущалось землетрясение, сила которого в пункте наблюдения достигала 8 баллов (см. гл. VII).

Предполагается также, что, по крайней мере, часть подобных зон (например, восточнее окончания Чина-Вакатского и Верхнеангарского разломов) соответствует областям «подготовки» сильных землетрясений (см. гл. X).

При выделении на карте десятибалльных районов подразумевается возможность возникновения землетрясений и с большей интенсивностью, о чем свидетельствуют, например, некоторые палеосейсмогенные феномены в пределах Байкальского рифта (структуры Шартлай, Южная Рита) и Станового нагорья (Чина-Вакатская структура). Однако повторяемость таких сейсмических катастроф в целом для территории Байкало-Становой сейсмической зоны низка (по палеосейсмогеологическим данным — не чаще одного раза в 500—600 лет). Практически они исключаются из районирования и должны учитываться лишь при строительстве особо важных долговременных объектов.

Районы с интенсивностью землетрясений 10 баллов и более занимают площадь 33,8 тыс. км^2, что почти в 2 раза превышает площадь десятибалльных районов, выделенных на карте сейсмического районирования Восточной Сибири 1962 г. (Солоненко В., 1963 а). Площадь увеличилась из-за включения в районирование акватории Байкала (около 8 тыс. км^2) и частично за счет выделения новых десятибалльных районов в рифтовой зоне Станового нагорья (около 7 тыс. км^2), выявившихся при комплексных сейсмогеологических исследованиях последнего десятилетия (Живая тектоника..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968, 1975а, б). Неизбежность этого приращения предполагалась и ранее (Солоненко В., 1963а). Районы с максимальной интенсивностью возможных землетрясений выделены здесь вдоль зон рифтогенных разломов, контролирующих северо-восточную часть Верхнеангарской впадины, северный и западный борта Муйской впадины и системы малых (эмбриональных) впадин байкальского типа в пределах Верхнеангарско-Муйской, Баргузино-Муйской и Муйско-Чарской межвпадинных горных перемычек. Несколько увеличились десятибалльные районы

вдоль зон Тункинского и Баргузинского разломов и к северо-востоку от п-ова Святой Нос. В последнем случае высокосейсмичный район охватывает Большепереченскую и Сосновскую впадины-сателлиты и зоны ограничивающих их новейших разломов (Сейсмотектоника.., 1968; Абалаков, 1973), находящихся на продолжении сейсмоактивной Среднебайкальской межвпадинной перемычки. Два новых небольших десятибалльных района выделено на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, на левобережье среднего течения р. Олекма (Олекмо-Чарское междуречье). Они очерчивают сейсмогенные структуры эпицентральных областей трех сильных землетрясений — Олекминского и Нюкжинского 1958 г. и Тас-Юряхского 1967 г. (Живая тектоника..., 1966, Сейсмотектоника..., 1975а).

Десятибалльные сейсмические районы должны быть запретными для проведения в них капитального строительства. Необходимо учесть и то обстоятельство, что в большинстве случаев эти районы, как правило, характеризуются крайне неблагоприятными или непригодными для строительства инженерно-геологическими и геоморфологическими условиями. Только особые государственные интересы или особые экономические потребности могут оправдать в этих районах возведение тех или иных инженерных сооружений. Правда, в отдельных случаях, особенно там, где на описываемой карте показаны значительные расширения десятибалльных районов (Южный Байкал, Муйско-Чарская зона), при детальных исследованиях и микрорайонировании возможно выделение площадей с пониженной сейсмической опасностью. Показать на карте подобные небольшие участки не позволяет масштаб, однако надо иметь в виду, что такая возможность имеется.

2. *Районы с интенсивностью землетрясений 9 баллов* занимают наиболее крупные площади в Байкало-Становой сейсмической зоне, главным образом вдоль системы байкальских рифтов и на ее флангах. По существу все морфоструктурные элементы Байкальской рифтовой зоны (прежде всего рифтовые впадины) характеризуются девятибалльной потенциальной сейсмичностью. В областях поднятий, непосредственно обрамляющих рифтовые впадины, в эти районы входят удаленные от зон максимальной (десятибалльной) сейсмичности сложно дифференцированные центральные части блоковых и сводово-блоковых морфоструктур.

Контуры девятибалльных сейсмических районов связаны как с местными очаговыми зонами, так и с протяженностью и конфигурацией десятибалльных районов, из которых распространяются девятибалльные поверхностные эффекты («транзитные» потрясения). Согласно табл. 20, такой эффект при землетрясении с интенсивностью в очаге $M \geqslant 7$ может распространиться на расстояние до 30 км вкрест простирания и 140 км вдоль сейсмоактивных структур. Таким образом, в девятибалльных сейсмических районах, окаймляющих широкой полосой зоны активизированных разломов с установленной максимальной (10 баллов и более) сейсмической опасностью, значительную роль играют, очевидно, «транзитные» колебания. Вместе с тем по сейсмотектоническим условиям здесь возможны очаги девятибалльных землетрясений.

В областях зрелых рифтовых впадин девятибалльные зоны включают в себя продольные рифтообразующие разломы или совокупность кулис таких разломов (без видимых следов сейсмогенного обновления), контролирующих максимально погруженные участки фундамента. В формировании зон сочленений этих впадин с горными обрамлениями значительную роль играют изгибовые деформации, а средние скорости, несмотря на максимальный размах неотектонических движений, вероятно, значительно меньше, чем в малых рифтогенных морфоструктурах. В зрелых впадинах, кроме того, к зонам девятибалльной сейсмической опасности отнесены проявленные на поверхности внутривпадинные перемычки и блоковые выступы, характеризующие резкую дифференциацию и

повышенную контрастность движений отдельных блоков фундамента более высоких порядков.

Крупные региональные межвпадинные перемычки практически полностью относятся к зонам с возможным возникновением землетрясений интенсивностью 9 баллов. Здесь такие зоны включают малые рифтовые впадины, днища которых, как правило, дифференцированы с образованием локальных внутри- и межвпадинных перемычек, а борта часто осложнены молодыми продольными и поперечными разломами. Обычно эмбриональные впадины такого типа разделены перемычками на ряд котловин, в результате чего внутри их соприкасаются блоки с разными знаками и скоростями новейших движений. В пределах этих отрицательных морфоструктур можно ожидать возникновение остаточных сейсмотектонических деформаций, связанных как с местными девятибалльными толчками, так и возбужденных максимальными землетрясениями, гипоцентры которых лежат в зонах главных рифтообразующих разломов. Об этом со всей очевидностью свидетельствуют примеры Муйского (1957 г.) и Мондинского (1950 г.) землетрясений.

К районам вероятных девятибалльных землетрясений ($M = 6^1/_2 - 7$) в пределах региональных перемычек отнесены также резко дифференцированные части блоковых морфоструктур, обычно расположенные между зонами наивысшей сейсмической опасности. Сюда же включаются части разломов, имеющие по геологическим и сейсмическим данным максимальную степень сейсмической опасности ($M > 7$), но выходящие за пределы морфоструктур, которые такую опасность обусловливают. (Например, Муяканский разлом, северо-восточные части зон Верхнемуйского, Учаргасского, западные части Южно-муйского, Конда-Эймнахского и многих других разломов в областях региональных перемычек.)

Итак, в девятибалльных районах сейсмическая опасность зависит от проявления как местных очагов землетрясений с $M = 6^1/_2 - 7$, так и поверхностных эффектов «транзитного» потрясения со стороны сейсмогенных структур высшего потенциала ($M > 7$). При этом девятибалльные районы сужаются в случае просто очерченных десятибалльных зон (например, Тункинской, Восточно-Саянской, Баргузинской, Обручевской, Верхнеангарской) и значительно расширяются в случае сложной их конфигурации (Южный Байкал, Муйско-Чарский районы).

Следует отметить, что на рассматриваемой территории Восточной Сибири значительные по площади участки девятибалльных районов не всегда подтверждены сильными землетрясениями и высоким уровнем современной сейсмической активности. Однако по неотектонической обстановке, степени дифференцированности, контрастности и амплитуде новейших движений, интенсивной перестройке и развитию неотектонических структур они — аналоги районов с установленным девятибалльным сейсмическим потенциалом. В таких сейсмогеологических условиях находятся, например, фланговые части Байкальской рифтовой зоны (Восточно-Саянское и Становое поднятия) и некоторые морфоструктуры переходного типа со стороны Забайкальской блоково-волновой зоны (Хамар-Дабанское, Икатское, Удокано-Каларское сводово-блоковые поднятия). Ближе к краевой части Сибирской платформы девятибалльные районы сужаются, что связано с резким снижением сейсмического потенциала обрамляющих рифтовую зону поднятий до 8 и даже 7 баллов (Приморский, Верхнеангарский, Северо-Муйский, Делюн-Уранский хребты) и проявлением преимущественно «транзитных» потрясений интенсивностью до 9 баллов из очаговых зон десятибалльных землетрясений.

В сейсмотектоническом отношении девятибалльные районы, в отличие от районов максимальной сейсмичности, охватывают не только собственно рифтовую зону, но и выходят за ее границы. Это обусловлено особенностями сейсмогеологических связей и неоднородностью сейсмических проявлений в пределах переходных морфоструктур. Такая неоднород-

ность сказывается прежде всего в том, что девятибалльные районы очерчиваются в случаях: а) совмещения местных девятибалльных очагов и «транзитного» девятибалльного потрясения из зон максимальной сейсмичности; б) наложения девятибалльного «транзитного» потрясения на структуры, в пределах которых возможны землетрясения с M до $6^1/_2$; в) местных очагов землетрясений с интенсивностью 9 баллов ($M \geqslant 6^1/_2$).

В связи с тем, что палеосейсмогеологических данных явно недостаточно (в силу быстрого денудационного уничтожения следов остаточных деформаций в девятибалльных плейстосейстовых зонах), большое значение при выделении девятибалльных районов имеет анализ сейсмологических и геофизических материалов. Прежде всего эти районы располагаются в пределах областей, характеризующихся повышенными значениями сейсмической активности ($A_{10} \geqslant 0{,}1$), причем такие же величины характеризуют эпицентральные области исторически известных девятибалльных землетрясений (см. гл. VII). То же самое можно сказать и о карте K_{max}, на которой девятибалльным сейсмическим районам в целом соответствуют площади, где предполагается возникновение максимальных землетрясений с $K \geqslant 15$. Карта долгосрочного прогноза сейсмической активности в общих чертах также подтверждает границы девятибалльных районов.

Однако непосредственное сопоставление высокобалльных районов, выделяемых по сейсмогеологическим и морфоструктурным критериям, с картами сейсмической активности и максимальных замлетрясений показывает, что в ряде случаев (Олекмо-Чарское междуречье, северное обрамление рифтовой зоны Станового нагорья, южная часть Северо-Байкальского нагорья, Восточный Саян, Хамар-Дабан) имеются несоответствия: девятибалльные сейсмические районы, например, характеризуются низкими значениями A_{10} и K_{max}. Объяснение этому (помимо существования «зон затишья», см. гл. X) можно найти в том, что принятая функциональная зависимость $K_{max} = K_{max}(A)$ не учитывает всех сторон взаимосвязи сильных и слабых землетрясений. Так, для района Икатского хребта с его высокими значениями A_{10} характерно отсутствие сильных толчков (сейсмостатистика с начала XIX в.) и палеосейсмодислокаций, а в пределах Южного Байкала и Тункинской зоны при сравнительно низких значениях сейсмической активности известны и эпицентры сильных землетрясений и палеосейсмодислокации.

Сейсмогеологические и сейсмологические исследования, проведенные в последнее десятилетие на территории Восточной Сибири, позволили значительно уточнить и более надежно обосновать границы девятибалльных сейсмических районов. При этом площади их значительно сократились на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны и со стороны краевой части Сибирской платформы. Общая площадь девятибалльных районов на рассматриваемой территории по сравнению с картой сейсмического районирования 1962 г. сокращена на 62,5 тыс. км^2.

Небольшое приращение площади девятибалльных районов произошло в Западном Забайкалье, в пределах морфоструктур переходного типа (Икатский и Ципа-Баунтовский участки), главным образом за счет снятия здесь десятибалльных зон (Сейсмотектоника..., 1968). Например, район Икатского хребта по инструментальным данным имеет очень высокий уровень сейсмической активности ($A_{10} = 0{,}5$—1), а расчеты сотрясаемости позволяют ожидать в нем землетрясения с интенсивностью более 9 баллов с повторяемостью через 2—5 тыс. лет. Однако отсутствие ясно выраженных палеосейсмогенных структур не дает оснований для выделения здесь десятибалльного района. К тому же эта площадь расположена на периферии высокосейсмичной рифтовой зоны и частично выходит за ее пределы. Установленная в Икатском районе неоднородность строения земной коры и связанное, скорее всего, с этим «послойное» в разрезе распределение напряжений и различных по механизму очагов землетрясений (см. гл. IV) создают, очевидно, благоприятные предпосылки для постоян-

ной разрядки напряжений многочисленными, но несильными ($K_{max} = 12$) землетрясениями. Однако в связи с сейсмотектоническими особенностями переходных морфоструктур с широким развитием активных в кайнозое разломов (Улан-Бургинский, Гаргинский, Икатский и др.) и формированием эмбриональных впадин в осевой части поднятия, выделение девятибалльного района здесь представляется обоснованным.

На продолжении Икатской зоны к северо-востоку располагаются переходные морфоструктуры Баунтовского района, также отнесенные к девятибалльным. Это Ципа-Баунтовская система субрифтовых депрессий, Кадалинская, Бамбукойская, Тилишминская эмбриональные впадины и непосредственно обрамляющие их поднятия. Сейсмический потенциал этих морфоструктурных элементов высок и может достигать 9—10 баллов, о чем свидетельствуют прежде всего обнаруженные здесь палеосейсмогенные структуры «Хаптон» и Тилишминская с возрастом порядка первой тысячи лет (см. гл. VII). Сейсмическая активность Баунтовской территории высока ($0{,}1 \leqslant A_{10} \leqslant 0{,}35$), и возможны землетрясения с K_{max} до 16. Однако повторяемость десятибалльных землетрясений здесь редка (по сейсмологическим данным через 20—50 тыс. лет). Таким образом, по комплексу сейсмогеологических данных система Ципа-Баунтовских и Тилишминских переходных структур отличается пониженным, по сравнению с рифтовой зоной, сейсмическим потенциалом и относится в целом к районам с девятибалльной сейсмической опасностью. При этом районом повышенной сейсмичности остается зона Тилишминского разлома, контролирующего развитие эмбриональной впадины и несущего следы десятибалльных землетрясений.

Девятибалльные районы как по структурно-тектоническим и инженерно-сейсмогеокриологическим особенностям, так и по сейсмической опасности неоднородны. Это позволяет при детальных исследованиях выделять (особенно в крупных рифтовых впадинах с мощностью рыхлых отложений более 300—400 м) площади, исходная нормативная сейсмичность которых может быть понижена на один балл. Все же необходимо еще раз подчеркнуть, что в условиях Восточной Сибири в девятибалльных сейсмических районах, особенно на островной вечной мерзлоте, выбор участков для крупного строительства требует предварительных детальных инженерно-геологических, сейсмогеокриологических и сейсмических исследований, а зоны повышенной сейсмической опасности (сейсмоактивных разломов) вообще должны быть исключены для размещения капитальных сооружений (естественно, за исключением коммуникационных).

3. *Районы с интенсивностью землетрясений 8 баллов* занимают наибольшие площади в горном поясе Восточной Сибири, охватывая краевые части Саяно-Байкало-Станового свода. В Забайкалье к ним относится район Чикойской впадины, который ранее относился к семибалльным повышенной сейсмической опасности (Солоненко В., 1963а)[2].

Выделение восьмибалльных сейсмических районов обусловлено как распространением «транзитных» потрясений из высокосейсмичных районов, так и местными очагами с интенсивностью до 8 баллов. Большая часть из них располагается на значительном удалении от высокоактивной рифтовой зоны.

Границы восьмибалльных районов обосновываются, во-первых, пониженным сейсмическим потенциалом неотектонических структур на крыльях Саяно-Байкало-Станового свода и, во-вторых, шириной зон, охватываемых «транзитными» потрясениями со стороны высокосейсмичных (9 и 10 баллов) районов (см. табл. 20). Кроме того, небольшие по

---

[2] В СНиП -ПА. 12-69 по рекомендации редакционной комиссии Института физики Земли АН СССР он был включен в шестибалльные районы, хотя это и противоречило фактическому материалу (Солоненко В., 1968а, с. 367).

площади восьмибалльные районы выделяются в пределах самой рифтовой зоны. Прежде всего это внутренние глубоко (более 300—400 м) погруженные части крупных рифтовых впадин со слабой дифференциацией фундамента, удаленные от сейсмоактивных обрамлений (например, Северо-Байкальская впадина). Масштаб карты не позволяет отобразить такие участки в других рифтовых структурах с мощными толщами рыхлых отложений. Однако необходимо иметь в виду, что в Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадинах представляется возможным выделить небольшие восьмибалльные площади. Это же относится и к центральным слабо дифференцированным частям некоторых пририфтовых поднятий (например, Баргузинский, Южно-Муйский, Удоканский, Каларский, Кодарский хребты).

В целом восьмибалльные районы по своим структурно-геологическим особенностям и характеру сейсмических проявлений еще более неоднородны, чем девятибалльные. Среди них выделяются:

1. Умеренно активные площади ($A_{10} = 0{,}02—0{,}1$; $K_{max} \leqslant 14$), где возникают как местные восьмибалльные землетрясения, так и «транзитные» потрясения из очаговых зон высокосейсмичных (9 и 10 баллов) районов. В рифтовой полосе — это, как уже отмечалось, центральные части крупных впадин и приосевые участки сводово-блоковых и блоковых поднятий, удаленные от сейсмоактивных разломов. Сюда же относятся и фланговые морфоструктуры Байкальской рифтовый зоны в пределах сводово-блоковых поднятий Восточного Саяна и Становика.

2. Слабо активные ($A_{10} = 0{,}01—0{,}05$; $K_{max} = 12—13$) районы преимущественно «транзитных» потрясений с низкой повторяемостью местных толчков интенсивностью до 8 баллов. Это краевые слабо дифференцированные части главным образом сводовых поднятий и депрессионных понижений в переходной области к Забайкальской блоково-волновой зоне.

3. Практически «безочаговые» площади с крайне низкими значениями современной сейсмической активности ($A_{10} \leqslant 0{,}01$), где проявляются только «транзитные» потрясения. Это преимущественно краевые (щитовидные) поднятия и в меньшей степени предгорные прогибы активизированной части Сибирской платформы.

4. Умеренно активный район Чикойской впадины в Юго-Западном Забайкалье (см. ниже).

Макросейсмическое изучение сильных землетрясений (9, 10 баллов и более) на территории Монголо-Байкальского сейсмического пояса и сейсмогеологический анализ остаточных деформаций показывают (см. табл. 20), что восьмибалльные поверхностные эффекты распространяются от эпицентра девятибалльного землетрясения (при глубине очага в 15—20 км) на расстояние до 130 км, а десятибалльного — до 160 км. Наряду с этим отмечается чрезвычайно неравномерное распределение интенсивности на земной поверхности (особенно при наличии сложных инженерно-геологических, геоморфологических и геокриологических условий). Поэтому «механическое» оконтуривание восьмибалльных районов по величине установленных максимальных радиусов соответствующих изосейст может привести к значительному неоправданному расширению площади этих районов.

«Транзитные» потрясения девяти- и десятибалльных очаговых зон высокосейсмичных районов, — в конечном итоге, определяющие при проведении границ восьмибалльных районов. При этом во всех известных случаях восьмибалльные макросейсмические эффекты (осредненные) сильнейших землетрясений Байкало-Становой сейсмической зоны не распространялись далее 160 км от их эпицентров, и эта граница принималась за исходную для первоначальной внешней границы восьмибалльного района. Затем она корректировалась в зависимости от сейсмотектонической обстановки, характера эпицентральных полей, изолиний

сейсмической активности, K_{max} и др. При этом проводился контроль по макросейсмическим эффектам (также осредненным) из девятибалльных очаговых зон. Однако для уверенной количественной оценки этих районов (особенно в краевых зонах Саяно-Байкало-Станового свода) еще недостаточно инструментальных и сейсмогеологических данных, и приходится использовать материалы по другим сейсмоактивным районам (Монголия, Средняя Азия, Калифорния и др.).

В отрыве от осевой Байкало-Становой сейсмической зоны выделяется два восьмибалльных района, в которых возможны очаги местных землетрясений интенсивностью до 8 баллов ($K_{max} \leqslant 15$). На рассматриваемой территории Восточной Сибири оба эти района представлены лишь своими краевыми частями.

Один из них — северо-западный фланг протяженной Тукурингра-Джагдинской сейсмоактивной зоны — охватывает часть хребтов Чернышева и Тукурингра, протягивающихся к Верхне-Зейской впадине. Этот район на действующей карте сейсмического районирования (СНиП-IIА 12—69) отнесен к пяти-шестибалльным. Однако проведенные здесь в 1970—1971 и в 1974—1975 гг. сейсмогеологические и инструментальные исследования в связи с проектированием трассы БАМ и строительством Зейской ГЭС (Сейсмотектоника..., 1975б) позволили пересмотреть оценку сейсмических условий этой территории.

Восьмибалльная потенциальная сейсмичность здесь определяется современной тектонической активностью Тукурингрского сводово-блокового поднятия и ограничивающих его систем новейших разломов (Гилюйский, Тукурингрский, Южно-Тукурингрский и др.), частично входящих в зону Монголо-Охотского глубинного разлома. С этими структурами связаны довольно многочисленные эпицентры землетрясений с $K = 9$—14. В последние годы здесь зарегистрированы шести-семибалльные толчки, а 2/XI 1973 г. произошло Зейское землетрясение с $M = 5{,}6$; $K — 14$; $I_0 = 8$ баллов (Семенов, Авдеев, 1975). Оно подтвердило правильность выделения вдоль Тукурингрской зоны восьмибалльного района. По предварительным сейсмогеологическим материалам, еще в 1967 г. В. Н. Солоненко прогнозировал высокую сейсмическую активность этой территории.

В связи с изложенным представляется крайне необоснованной пятишестибалльная оценка потенциальной сейсмичности Зейского района, нашедшая отражение в СНиП-IIА. 12-69, о чем, начиная с 1967 г., ставились в известность проектные организации (Ленгидропроект, Гидропроект).

В Юго-Западном Забайкалье к восьмибалльным отнесен район Чикойской впадины. По сейсмическим данным в нем отмечается умеренная сейсмическая активность ($A_{10} = 0{,}01 — 0{,}02$; $K_{max} \leqslant 13$), т. е. ожидаемая максимальная интенсивность землетрясений здесь может достигать 7 баллов.

Однако Чикойская впадина — часть обширной Хэнтэй-Даурской сейсмоактивной зоны, уходящей в пределы Северной Монголии. Западный отрезок этой протяженной зоны на территории Монголии проявил себя в 1905 г. сильнейшими землетрясениями ($M = 8{,}4$ и $8{,}7$; $J_0 = 11$ и 12 баллов).

Для района Чикойской впадины по сейсмостатистике известно восьмибальное ($M = 6$) землетрясение 1934 г. (Солоненко В., 1968а, с. 367), кроме того, при сейсмогеологических исследованиях (Ласточкин, 1972) здесь установлены остаточные деформации девятибалльных землетрясений (Ядрихинская и Куюктуйская структуры). На возможность возникновения очагов восьмибалльных землетрясений в этом районе указывает также и наиболее высокая для территории Забайкалья величина градиентов скорости вертикальных неотектонических движений — $|\mathrm{grad}\ V|_m \times \times (0{,}4 — 0{,}6) \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$.

Все это заставляет относить район Чикойской впадины к восьмибалльным, при этом границы его проводятся с учетом характера затухания макросейсмических эффектов на примере землетрясения 1934 г. (Попов, 1939) и с привлечением данных по осредненным изосейстам (см. табл. 29).

Районы с интенсивностью землетрясений 7 баллов охватывают большие площади со сравнительно слабой дифференциацией, контрастностью и интенсивностью новейших тектонических движений. К таким районам, с одной стороны, относятся слабо активные ($A_{10} < 0{,}01$; $K_{max} < 12$) краевые поднятия Алданского щита, Северо-Байкальского и Патомского нагорий и потенциально асейсмичные краевые прогибы и поднятия Иркутского амфитеатра, а с другой — большая часть Забайкальской блоково-волновой зоны (A_{10} — 0,01—0,05; K_{max} = 12—13) и участок Нюкжа-Гилюйского депрессионного понижения между Становым поднятием и хр. Тукурингра.

В сторону Сибирской платформы очаги местных землетрясений (с K в пределе до 10) крайне редки, за исключением активизированной части Алданского щита, где в районе Чульманской депрессии и обрамляющих ее с севера поднятий отмечается повышенная сейсмическая активность (A_{10} до 0,05) и можно ожидать землетрясения с $K_{max} = 13$. Сейсмическая опасность этих территорий определяется в основном «транзитными» потрясениями из очаговых зон восьми-десятибалльных районов. В Иркутском амфитеатре местные семи-шестибалльные очаги практически исключаются. В то же время макросейсмические данные по сильным землетрясениям из высокосейсмичных зон обусловливают выделение семибалльного района на значительной территории этого стабильного и жесткого блока земной коры, включая главным образом Пристановой и Предбайкальский прогибы. В целом граница семибалльного района со стороны Сибирской платформы по сравнению с предыдущей картой оставлена без изменений, за исключением небольших участков на юге Алданского щита и в Байкало-Патомском нагорье, где она увеличена за счет восьмибалльного района.

Новый семибалльный сейсмический район выделен на юге Якутии, в пределах краевых структур Сибирской платформы, сейсмичность и новейшая тектоника которых не изучалась и поэтому считались асейсмичными (по своему платформенному положению). Однако 8/X 1974 г. здесь произошло семибалльное землетрясение ($M = 5{,}2$; $K = 13$), эпицентр которого расположен в Березовском прогибе (см. гл. VII). По имеющимся макросейсмическим материалам, здесь выделяется довольно значительный по площади семибалльный район, основная часть которого должна лежать севернее — в Якутской сейсмической зоне, где выявлена система протяженных разломов, протягивающихся с северо-востока к Березовскому прогибу. Границы района впредь до проведения специальных сейсмогеологических исследований должны считаться весьма приблизительными.

Наиболее обширный семибалльный район охватывает часть Западного Забайкалья, Центральное Забайкалье и небольшие площади Восточного Забайкалья. При сильных землетрясениях в Байкало-Становой зоне интенсивность сотрясения достигает 7 баллов при эпицентральных расстояниях до 320 км, а в отдельных случаях до 500 и даже 675 км. Так, например, при землетрясении 1/II 1725 г., очаг которого вероятнее всего находился в Удоканской сейсмоактивной зоне, в Чите (эпицентральное расстояние около 600 км) отмечались даже восьмибалльные макросейсмические эффекты. Здесь же при Муйском землетрясении (около 500 км) 27/VI 1957 г. отмечены многочисленные, а при Тас-Юряхском (675 км) 18/I 1967 г.— отдельные случаи деформации сооружений, соответствующие, по крайней мере, семибалльным макросейсмическим эффектам.

Сейсмологические данные, повышенные градиенты скорости, а также относительно высокая степень дифференцированности и контрастности вертикальных неотектонических движений свидетельствуют о возможности возникновения на рассматриваемых площадях Забайкалья местных семибалльных очагов землетрясений. К их числу отнесены Улетовское землетрясение 1912 г., группа западнозабайкальских толчков 1835) 1856 и 1915 гг., землетрясения 1963 г.— в Приаргунье и 1965 г. ($M = 5^1/_2$, в районе Даурского свода. В ряде мест отмечаются сейсмогравитационные структуры (например, Тангинская в обрамлении Ингодинской впадины). По сейсмологическим данным, на значительной площади Забайкалья возможны землетрясения с $K_{max} = 13$. Подтверждением семибалльной «фоновой» сейсмичности здесь служат относительно повышенные значения градиентов скорости вертикальных неотектонических движений ($2 \cdot 10^{-9} |\text{grad } V|_m \leqslant 4 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$), что, по М. В. Гзовскому, может соответствовать семи-, реже восьмибалльным землетрясениям.

Некоторое расширение площади семибалльных районов в Забайкалье обусловлено, с одной стороны, появлением новых сейсмостатистических материалов, свидетельствующих о местных семибалльных землетрясениях (22/VI 1963 г., $M = 5{,}3$, $K = 13$; 21/XI 1965 г., $M = 5^1/_4$, $K = 14$; 3/IX 1970 г., $M = 4{,}5$, $K = 13$), с другой — более тщательным анализом сейсмотектонической обстановки, в том числе градиентов скорости новейших движений.

Общая площадь семибалльных районов на территории Восточной Сибири увеличена, по сравнению с картой 1962 г. и СНиП—IIA. 12—69, с 516 до 558 тыс. км^2 как за счет сокращения площади восьмибалльных районов (Алданский щит, Байкало-Патомское нагорье), так и за счет расширения шестибалльных (Восточное Забайкалье).

Районы с интенсивностью землетрясений 6 баллов выделяются на Сибирской платформе и в юго-восточной части Забайкальской глыбово-волновой зоны (Восточно-Забайкальская подзона).

На платформе площадь и конфигурация шестибалльного сейсмического района обусловлены характером распространения «транзитных» сейсмических колебаний из высокосейсмичной Байкало-Становой зоны сводово-блоковых и рифтогенных движений. В Юго-Восточном Забайкалье, наоборот, определяющее значение имеют местные очаговые зоны ($K_{max} < 13$) и подчиненную роль играют «транзитные» потрясения. Вследствие удаленности сейсмических станций от этих районов точность определения эпицентров землетрясений недостаточна для установления связи очагов землетрясений с конкретными геологическими структурами и морфоструктурами.

Со стороны Сибирской платформы граница шестибалльной зоны достаточно надежно обоснована сейсмостатистическим материалом и поэтому в общем оставлена без изменений по сравнению с существовавшей ранее картой (Солоненко В., 1963а, 1968а). В то же время в пределах Восточно-Забайкальской подзоны площадь шестибалльного района увеличена за счет выделявшегося здесь пятибалльного района. Это обусловлено прежде всего новыми сейсмостатистическими данными и повышенными значениями градиентов скорости вертикальных новейших движений до $(1—2) \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$.

Наиболее активным на территории Восточного Забайкалья представляется Нерчинско-Заводской район, где довольно часто регистрируются слабые толчки ($K_{max} \leqslant 12$), а в отдельные годы (например, 1700, 1800 гг. и др.) по макросейсмическим данным отмечались и более сильные землетрясения. Последние, возможно, связаны с «транзитными» потрясениями из зон Станового и Монголо-Охотского глубинных разломов. Не исключено, что часть слабых местных землетрясений здесь не тектонического, а обвального происхождения (обвалы старых рудничных выработок, карстовых пещер и т. п.).

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Вопрос об особых инженерно-сейсмологических условиях области вечной мерзлоты поставлен давно (Солоненко В., 1960б, 1962а), но целенаправленные специальные исследования начаты только в 1966 г. на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, где сочетается высокая сейсмическая активность и сложная вечная мерзлота, мощность которой изменяется на коротких расстояниях от 0 до 1100—1300 м (Некрасов и др., 1967; Некрасов, 1970). Эти и последующие исследования, проведенные под руководством О. В. Павлова в Баргузинской рифтовой долине и в Забайкалье, лабораторные эксперименты подтвердили предположение о резкой контрастности изменения сейсмической сотрясаемости в зависимости от мерзлотных условий (Солоненко В. и др., 1970, 1972; Павлов и др., 1972; Зарубин, Павлов, 1973; Джурик, Лещиков, 1973; Назрела необходимость в сейсмическом регионе выделять особую инженерно-сейсмогеокриологическую область. В северном полушарии [3] она занимает площадь порядка 10 млн. км^2, т. е. около 3,5 млн. км^2 на территории СССР, а остальное — в Северной Америке (Канада, Аляска), Северо-Восточной Гренландии и на островах Северного Ледовитого океана.

Влияние сейсмических процессов на мерзлоту особенно отчетливо и непосредственно видно на сейсмогенных структурах, которые при сильных землетрясениях испытывают многометровые вертикальные и горизонтальные смещения. При этом раскрываются старые и возникают новые зоны разломов, которые обеспечивают условия для формирования аномальных эндогенных (восходящих) и экзогенных (нисходящих) теплопотоков.

Наиболее высокосейсмичной в Евразиатской области вечной мерзлоты является Байкальская рифтовая зона. Необычна здесь и криолитозона. В рифтовых долинах имеет место мерзлота «байкальского типа» (Солоненко В., 1960б): даже вблизи южной границы криолитозоны вечномерзлые породы встречаются до глубины в сотни метров. В разрезе мерзлота имеет двухслойное строение. Верхний горизонт современной, преимущественно островной, мерзлоты мощностью до десятков метров, редко более 100 м (в северных впадинах по геофизическим данным до 200—250 м). Нижний горизонт мерзлоты реликтовый, сингенетичный. Он сформировался, по-видимому, на рубеже голоцена, когда климатические условия способствовали формированию мерзлоты, и высокая подвижность земной коры, отмеченная сейсмической активизацией, — ее погружению и захоронению. Эти горизонты редко сливаются, как правило, разделены горизонтом талых грунтов, мощностью от десятков до сотен метров.

Мерзлота байкальского типа может быть встречена не только в рифтовой зоне, но и в других геологических структурах, испытавших значительное погружение в конце плейстоцена — начале голоцена.

Зависимость криолитозоны от типа и характера движения тектонических структур подтверждена геотермическими наблюдениями (Демидюк, 1968). Наименьшее значение теплопотоков (порядка 300 ккал/м^2·год) и наибольшая мощность вечной мерзлоты установлена в отрицательных структурах. Значительно выше теплопоток — до 4—26 тыс. ккал/м^2·год в положительных структурах и максимальный — до 160 тыс. ккал/м^2·год и более по зонам тектонических нарушений. Поэтому в сейсмически активных районах даже в мерзлом слое низкотемпературной (до —10° и ниже) мощной (до 1100 м и более) вечной мерзлоты встречаются узкие, но протяженные талики, приуроченные к зонам тектони-

[3] Антарктида практически асейсмична.

ческих нарушений, и, в первую очередь, — к сейсмогенным линеаментам. Они нередко хорошо дешифрируются по растительности, более «пышной» и теплолюбивой по сравнению с растительностью рядом расположенных участков. Однако из этого общего правила могут быть исключения. Неактивные разломы в ходе сейсмогенных движений земной коры нередко пассивно раскрываются и в них может вливаться холодный воздух, что способствует развитию мерзлоты и формированию жильных льдов до значительных глубин (на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны в хр. Удокан нам пришлось наблюдать жилы льда мощностью до десятков сантиметров на глубине около 700 м).

Вечная мерзлота существенно усложняет сейсмическое районирование. Важнейшее значение при этом имеет правильный выбор сочетания мерзлотных и сейсмических характеристик. Однако учесть все разнообразие мерзлотных условий невозможно, поэтому неизбежно приходится пользоваться грубой классификационной геокриологической схемой. В качестве первого опыта предложен следующий ее вариант (Солоненко В., 1973 г): I — отдельные острова; II — островная; III — с островами таликов: а) блоковая, б) ячеистая или мозаичная; IV — сплошная; V — байкальского типа.

Сейсмические свойства мерзлых грунтов зависят не только от их гранулометрического состава, льдистости и температуры, но и от мощности вечной мерзлоты, условий ее залегания и т. д. Связи эти многообразны, многие из них еще не изучены. В первом приближении мерзлые грунты по сейсмическим свойствам подразделяются на твердомерзлые, пластичномерзлые и псевдоталые и сыпучемерзлые. К твердомерзлым следует относить грунты, по скоростям продольных сейсмических волн (3,5—4 км/с и более) и амплитудам колебаний близкие к скальным горным породам. Температура их ниже —2—3°. Сыпучемерзлые и псевдоталые грунты имеют температуру выше —1°, и сейсмические свойства их примерно такие же, как у истинно-талых грунтов. Пластичномерзлые грунты по своим сейсмогеокриологическим характеристикам занимают промежуточное положение.

С накоплением фактического материала представится возможность провести типизацию сейсмических мерзлотно-литологических комплексов. Границы их далеко не всегда совпадают с границами инженерно-геологических микрорайонов. Например, в одном сейсмическом литолого-мерзлотном комплексе могут быть пластичномерзлые грубообломочные отложения и твердомерзлые мелкоземистые грунты (скорости продольных волн, амплитудно-частотные характеристики у них могут быть практически одинаковыми). При переходе же в псевдоталое или талое состояние балльность первых повысится на единицу, вторых — на два-три, различными будут несущая способность и другие геотехнические свойства.

Каждый из выделенных типов мерзлоты имеет свои специфические инженерно-сейсмогеокриологические особенности.

Тип I. Мощность вечной мерзлоты отдельных ее островов обычно менее 15—20 м. Тонкие (первый десяток метров) линзы мерзлоты либо не оказывают существенного влияния на амплитудный уровень колебаний, либо при прохождении сейсмических волн вызывают резко выраженные резонансные явления. При наличии над ними водонасыщенных грунтов, способных к грязевым извержениям, линзы вечной мерзлоты могут получить дополнительные низкочастотные колебания. Не исключено разламывание пластов и линз мерзлоты, оседание отдельных блоков и быстрая ее деградация. Поэтому строительство капитальных сооружений на островах мерзлоты без предварительного ее протаивания в сейсмических районах нежелательно.

Тип II. Островная мерзлота обычно высокотемпературная, грунты пластичномерзлые и псевдоталые. По сравнению со скальными и твердо-

мерзлыми грунтами интенсивность землетрясений повышается на один—три балла. Особенно опасны мелкоземистые высокольдистые грунты со слоистой и сетчатой текстурой.

При мощности вечной мерзлоты порядка 20—40 м при наличии в ней пропластков талых или псевдоталых грунтов вероятны резонансные явления и повышение сейсмической опасности на два — три балла. При наличии таликовых и псевдоталиковых воронок вероятны кумулятивные процессы, которые могут повлечь многократное увеличение амплитуд колебаний и фонтанирование грунтов в центральных частях таликов.

Строительство на мерзлоте этого типа также нежелательно, но может оказаться неизбежным, так как она часто развивается на наиболее удобных селитебельных площадях в долинах рек и межгорных впадинах.

Тип III. Мерзлота с островами таликов может оказаться наиболее сложной (особенно ячеистый подтип) для инженерно-сейсмогеокриологической разведки и районирования вследствие прихотливого сочетания твердомерзлых, пластичномерзлых, псевдоталых и талых грунтов с резко различными сейсмическими свойствами, а сама морфология криолитозоны способствует широкому и многообразному проявлению резонансных и кумулятивных процессов [4].

При блоковом подтипе мерзлоты наиболее сейсмоопасны приразломные таликовые «линеаменты» вследствие суммарного приращения балльности за счет талых грунтов и подвижек по разрывным нарушениям.

Изменения балльности по сравнению с исходной в районах с III типом вечной мерзлоты может колебаться от минус одного-двух до плюс одного-трех баллов.

Тип IV. Сплошная вечная мерзлота преимущественно с твердомерзлыми грунтами в основании сооружений. При строительстве с сохранением вечной мерзлоты нормативная балльность может быть снижена на единицу. При этом обычно сооружения возводятся на свайных фундаментах с проветриваемым подпольем. Однако характер работы свай в двух (зимой)- или трехслойной среде, сейсмически резко неоднородной, остается неясным. Колебания фундамента осуществляются за счет верхней части грунтов, а с глубиной амплитуда колебаний быстро падает. Все это может привести к мощным скалывающим напряжениям в сваях. Но последние могут играть роль гибкого основания, что при определенных конструктивных особенностях сооружений положительно сказывается на их сейсмостойкости.

Под сооружениями с горячими технологическими процессами, как правило, возникают таликовые воронки, что резко ухудшает их сейсмические условия.

Тип V. В районах с байкальским типом вечной мерзлоты возникает ряд специфических инженерно-сейсмогеокриологических проблем. Многослойное строение рыхлой толщи, выполняющей впадины байкальского типа, может резко изменять изосейсмальное поле. Возможно, что это одна из причин, обусловливающих значительное расхождение интенсивности потрясений не только близко расположенных грунтов, но даже отдельных частей одного и того же сооружения, с чем мы неоднократно сталкивались при обследовании последствий сильных землетрясений (Солоненко В., 1960в).

Впредь до специальных исследований сейсмических свойств районов с мерзлотой байкальского типа необходимо ориентироваться на свойства верхнего (современного) горизонта вечной мерзлоты с учетом, что нижележащие мощные (сотни метров) толщи рыхлых и мерзлых осадков гасят

---

[4] Это наше предположение получило подтверждение при инструментальных инженерно-сейсмологических исследованиях, проведенных под руководством О. В. Павлова. Установлено, что в таликах ограниченного размера приращение интенсивности сотрясений достигает два балла.

силу сейсмических ударов, по крайней мере, на один балл (Солоненко В., 1962а; Живая тектоника..., 1966).

При сейсмическом районировании области вечной мерзлоты необходимо составлять либо комплексную мерзлотно-сейсмическую карту, либо к основной карте прикладывать геокриологическую карту того же масштаба. Детальное сейсмическое районирование наиболее рационально проводить на основе морфоструктурного комплексного инженерно-геологического и геокриологического районирования.

При сейсмическом микрорайонировании в соответствии с основными принципами строительства (с сохранением или уничтожением вечной мерзлоты) предлагается составлять две карты: для естественных условий и для талых грунтов (Солоненко В. и др., 1970, 1972).

При районировании территорий конкретных строительных комплексов может быть составлена специализированная карта с учетом новых послестроительных мерзлотных условий или временные карты по периодам освоения площадей, учитывая, что температура, льдистость, соотношение твердой и жидкой фаз воды, пористость и плотность грунтов в ходе освоения и в течение года непрерывно обратимо и необратимо изменяются. Соответственно изменяются и сейсмические свойства горных пород: акустические жесткости, амплитуды и периоды колебаний грунтов, резонансные и кумулятивные свойства, а также характер взаимодействия системы грунт — сооружение.

Землетрясение активно воздействует на ход, особенно темп геокриологических процессов и явлений: ускоряется солифлюкция, облегчается движение россыпей вследствие массового соскальзывания деятельного слоя, нарушается установившийся термический режим верхних горизонтов вечной мерзлоты, что вызывает ее деградацию со всеми вытекающими последствиями, способствует формированию земляных лавин. В то же время вечная мерзлота в значительной мере определяет характер сейсмогравитационных явлений, консолидируя горные массы на склонах и тем самым сокращая количество оползней, обвалов, земляных и каменных лавин, особенно во время землетрясений, происшедших в период полного промерзания деятельного слоя.

Показательным в этом отношении было Оймяконское землетрясение 18/V 1971 г. (9 баллов, $M = 7$), эпицентр которого был недалеко от полюса холода северного полушария. В плейстосейстовой зоне на площади 3×6 км вдоль зоны разлома произошли массовые срывы протаявшей части (около 0,3 м) деятельного слоя. Грунтово-растительная масса в долинах крутых ручьев формировала селеобразные потоки мощностью до 5—6 м. На пологих склонах (до 15°) и горизонтальных площадках происходило массовое фонтанирование мелкощебнистого грунта (Курушин и др., 1972), однако существенными просадками, как это наблюдается во внемерзлотных районах, оно не сопровождалось. В целом, благодаря мерзлоте, сейсмогравитационные явления при этом землетрясении охватили меньшую площадь и имели меньшие размеры, чем при идентичных землетрясениях во внемерзлотных районах.

Примечательно и распределение потрясений по поверхности земли: в районе сплошной вечной мерзлоты интенсивность потрясения закономерно ослабевала. На расстоянии 250—350 км она снизилась до 4 баллов и продолжала далее затухать, но на эпицентральном расстоянии 450—500 км при выходе в район островной мерзлоты близ Охотского моря интенсивность потрясения повысилась на один-два балла. Четырехбалльное потрясение ощущалось на побережье Охотского моря на расстоянии около 700 км. Связь интенсивности потрясения с типом вечной мерзлоты в данном случае наглядна и бесспорна (Солоненко В., 1972 а).

Протяженные наледные зоны часто связаны с трещинно-жильными водами сейсмогенных линеаментов. В сейсмогенных трещинных зонах местами формируются очень мощные наледи — до 10—15 м и более в Сюль-

банской, Чина-Вакатской сейсмогенных структурах рифтовой системы Станового нагорья (Живая тектоника..., 1966). При землетрясениях иногда происходит мощное «залповое» излияние воды, приводящее в зимних условиях к катастрофическому формированию гигантских наледей. Так, при Гоби-Алтайском землетрясении 4/XII 1957 г. (12 баллов, $M = 8{,}6$) образовалась наледь длиной более 10 км (Солоненко В. и др., 1960а).

На участках с высокольдистыми грунтами землетрясения вызывают или активизируют термокарстовые процессы. Это обеспечивается либо за счет образования трещин, по которым в вечную мерзлоту устремляются грунтовые и поверхностные воды, либо за счет сбрасывания деятельного слоя и обнажения вечной мерзлоты. Для этого не обязательны сильные сейсмические удары; рои слабых землетрясений могут вызвать тот же эффект. Например, в 1967 г. в районе оз. Леприндо в Становом нагорье на эпицентральной площади роя землетрясений (85 толчков) умеренной интенсивности (K до 10—11) внезапно образовался термокарстовый селевый лог длиной 650 м, шириной до 10—15 м при глубине до 6 м и термокарстовая воронка площадью более 2,5 тыс. м^2, глубиной 20 м (на морене).

Сложные проблемы встали перед инженерной сейсмогеологией вообще, а в условиях вечной мерзлоты особенно (Солоненко В., 1971, 1973 г). Существующие способы сейсмического районирования разработаны на материалах сейсмических районов наших южных республик и зарубежных стран с положительным геотермическим режимом грунтов. Инженерно-геологические и инструментальные сейсмологические наблюдения дают параметры грунтов, присущие им во время исследования. При дальнейшей инженерно-сейсмогеологической интерпретации подразумевается стабильность этих параметров. В условиях же вечной мерзлоты геотехнические и сейсмические свойства грунтов в зоне воздействия инженерных сооружений постоянно изменяются. Поэтому существующие разработки по методике сейсмического районирования, особенно микрорайонирования, в области вечной мерзлоты в значительной мере неприемлемы.

Все возрастающие темпы освоения сейсмических районов области вечной мерзлоты вызывают к жизни новое научное направление — инженерную сейсмогеокриологию.

Мы уже имели случай подчеркнуть (Солоненко В. и др., 1971), что в сейсмических районах области вечной мерзлоты при строительстве антисейсмические мероприятия должны сочетаться с антимерзлотными. Поэтому для выбора оптимальных строительных площадок еще недостаточно сейсмологических и инженерно-геокриологических изысканий, необходим еще тщательный экономический анализ. Например, строительство в восьмибалльном районе с островной мерзлотой (типы I, II и частично V) может быть дороже, чем в девятибалльном районе, но с благоприятными инженерно-сейсмогеокриологическими условиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ сейсмологических, сейсмогеологических, геофизических и палеосейсмогеологических данных по Восточносибирскому сейсмическому региону показал, что при современном уровне науки сейсмическое районирование может быть проведено только при комплексном использовании перечисленных материалов. В зависимости от местных условий «вес» тех или иных данных может существенно изменяться.

Несмотря на очевидные достижения сейсмологии, сейсмогеологии и геофизики, единственно надежными для оценки истинного уровня сейсмичности остаются по прежнему сейсмостатистические (макросейсмические и инструментальные) и палеосейсмогеологические данные.

В настоящее время комплексными исследованиями охвачена далеко не вся территория Восточной Сибири. Основные усилия были направлены на изучение наиболее сейсмоактивной части — Байкальской рифтовой зоны, которая довольно детально исследована на всем ее протяжении (около 2000 км).

В результате комплексных исследований выяснилось, что Байкальский сейсмический пояс только по внешним признакам является частью единой азиатской сейсмической зоны, входящей в Восточную Сибирь из Монголии. У юго-восточного выступа Алданского щита сейсмический пояс разветвляется: одна ветвь, Джугджурская, идет к Охотскому морю, а другая, Верхоянская, резко поворачивает к северо-западу и тянется к рифтовой системе Ледовитого океана. Этот чисто внешний фактор (сейсмичность) послужил основой для некоторых авторов видеть связь Байкальской рифтовой зоны с мировой рифтовой системой. Однако отдельные части сейсмической зоны связаны с различными типами неотектонических структур, разнородными геофизическими полями и полями тектонических напряжений, имеют различные глубины и механизм очагов землетрясений, т. е. по главнейшим тектоно-физическим признакам они разнородны.

Как известно, действие растягивающих напряжений поперек структур — один из характернейших (если не единственный) признаков типичных рифтов. В этом отношении Байкальская рифтовая зона надежно изолирована от мировой рифтовой системы обширными полями близгоризонтального сжатия. Вместе с тем она чрезвычайно сложно устроена, как по морфоструктурным признакам, так и глубинному строению и имеет мобильный тектонический режим. На большем своем протяжении различные морфоструктуры Байкальской системы переживают энергичное современное разрастание в латеральном и дистальном направлениях и перестройку.

Разрастание впадин по простиранию наиболее ярко выражено к востоку от Верхнеангарской впадины. Здесь межрифтовые горные перемычки взламываются вновь образующимися впадинами, что находит отражение в повышенной (в 3—5 раз по сравнению со средней) сейсмической актив-

ности межвпадинных горных перемычек, а также восточной дистальной зоны рифтовой системы. В последней рифтогенные процессы еще почти не получили морфоструктурного выражения. По градиентам скоростей вертикальных тектонических движений, геофизическим и сейсмологическим расчетам K_{max} здесь не выше 12—14 с редкой повторяемостью. Фактически же, это один из самых сейсмоопасных участков рифтовой зоны с вероятными сильными и частыми землетрясениями с K до 16—17.

С другой стороны, на юго-западном (Восточно-Саянском) фланге рифтовой системы происходит отмирание рифтогенных процессов.

Если в Байкальской рифтовой зоне сейсмическая активность определяется прежде всего развитием рифтовых впадин, то в Забайкальской блоково-волновой зоне повышенным сейсмическим потенциалом обладают сводовые поднятия. Они слабо перекомпенсированы (см. гл. IV) и энергия компенсационных поднятий невелика, обеспечивающая проявление редких сильных (до 8 баллов, M до 6) землетрясений. Но такие землетрясения случаются и их нельзя не учитывать при сейсмическом районировании.

Между Байкальской рифтовой и Забайкальской глыбово-волновой зонами выделяется система субрифтовых структур, сейсмотектоническое развитие которых протекает при взаимодействии движений рифтогенного и забайкальского типов. Этим предопределена и потенциальная сейсмичность субрифтовых структур: суммарная амплитуда вертикальных движений за неоген-четвертичное время в них в 2 раза выше, чем в забайкальских впадинах, но в 3—4 раза ниже по сравнению с ближайшими рифтовыми долинами. Возможности возникновения землетрясений максимальной интенсивности (более 9 баллов) здесь, по-видимому, снижаются, что учитывалось при выделении сейсмических районов.

Сибирская платформа, казавшаяся ранее сейсмически пассивной, оказалась не столь уж безжизненной. Во всяком случае в краевых ее частях возможны и иногда происходят (например, 8/X 1974 г., $K = 13$, $I_0 = 7$ баллов) землетрясения, не уступающие по энергии Ташкентскому землетрясению 1966 г. Это значительно расширяет площадь необходимых сейсмогеолого-геофизических исследований в Восточной Сибири (во всяком случае при строительстве сооружений повышенной опасности: высоконапорных плотин ГЭС и др.).

Быстрое совершенствование карты сейсмического районирования Восточной Сибири стало возможным благодаря применению палеосейсмогеологического метода (в совокупности с другими методами исследований). При применении популярных методик (без палеосейсмогеологической) требуется длительное накопление сейсмостатистического материала. Объективный анализ различных данных показал, что там, где по палеосейсмодислокациям уверенно определяется верхний уровень сейсмичности конкретных сейсмогенных структур (рифтовая зона), там и сейсмологические и геофизические материалы подтверждают высокие значения K_{max}, A_{10} и повторяемости землетрясений.

Там, где нет признаков палеосейсмодислокаций (окраины Сибирской платформы), там и по инструментальным данным сейсмическая активность равна или близка к нулю, хотя здесь иногда и случаются землетрясения, которые при наличии населенных пунктов были бы разрушительными. В районах же где палеосейсмодислокации не выразительны или отсутствуют (Забайкалье), там и сейсмологические данные ненадежны. Однако, в таких районах со временем достоверность сейсмологических данных будет повышаться, в то время, как перспективы повышения достоверности палеосейсмогеологического материала проблематичны. Это еще раз подчеркивает необходимость комплексных исследований, а не отдачу примата какому-либо одному методу.

Палеосейсмогеологические данные пока остаются единственными при выяснении эволюции сейсмических процессов, что имеет существенное

значение для оценки степени достоверности долговременного сейсмического прогноза по сейсмолого-геофизическим данным.

В неисследованных или слабо исследованных областях палеосейсмогеология — единственное средство быстрого определения эпицентральных зон сильных землетрясений, их максимальной интенсивности, выявления сейсмоактивных структур и т. п. В хорошо изученных областях палеосейсмогеологические исследования могут существенно дополнить сейсмологические данные. Пока фактически неизвестен необходимый срок инструментальных наблюдений для объективной оценки активности, K_{max}, сотрясаемости. Мы можем только уверенно говорить, что десятилетний период наблюдений слишком мал для этих целей. Например, единая сводово-блоковая Удоканская структура, сопряженная с единой системой глубинных разломов, отмеченная на всем протяжении палеосейсмодислокациями в 9—12 баллов, имеет A_{10} от 0,01 до 1, K_{max} от 12 до 17, сотрясаемость более 9 баллов 1000 и реже 50 000 (см. гл. VIII и IX). Естественно, что подобные расчеты не могут быть основой для такого серьезного документа, как Государственная карта сейсмического районирования.

Пока остается в силе вывод, к которому мы пришли при изучении сейсмичности рифтовой зоны Станового нагорья (Живая тектоника..., 1966) о том, что для количественной оценки повторяемости землетрясений могут быть использованы графики повторяемости, если они составлены для крупных сейсмогенных структур или их системы, ответственных за подготовку сильных землетрясений (площадь — не менее нескольких десятков тысяч квадратных километров). В наших условиях графики повторяемости завышают количество землетрясений в 11—12 баллов и в этой части должны корректироваться по палеосейсмодислокациям, но дают более достоверную повторяемость девятибалльных толчков, следы которых быстро уничтожаются денудацией, а частью пропускаются при палеосейсмогеологических исследованиях.

В ходе выполнения настоящей работы, по времени совпавшей с «бумом» в области исследований по предсказанию землетрясений (не только места и интенсивности, но и точного времени), мы постоянно следим за ходом этих исследований, в первую очередь в Японии, США и СССР и пытались дать по возможности объективную оценку их результатам. При этом мы пришли к следующим выводам [1]:

1. Достоверных связей между глубинным строением и уровнем современной сейсмической активности локальных площадей не устанавливается.

2. Современные движения земной коры не являются сколько-нибудь надежным показателем возможной сейсмической активности: скорости их в платформенных асейсмичных районах иногда в 2,5—6 раз выше, чем в высокоактивных сейсмических зонах.

3. Установленные аномальные движения земной коры, которые часто рассматриваются как предвестники землетрясений, происходят перед сильными землетрясениями от нескольких часов до 40 лет (Аляскинское землетрясение 27/III 1964 г.), вероятные — до сотен лет.

4. Гидрогеологические (в том числе гидрохимические) изменения в ходе подготовки землетрясения или самого землетрясения наблюдаются на расстоянии до сотен, иногда тысяч километров от эпицентра и не могут быть основой для предсказания места, интенсивности и времени землетрясения.

5. Предсказание сильных землетрясений по сейсмическим циклам (Федотов, 1968) исходит из постоянства сейсмического режима. Факты свидетельствуют, что о постоянстве сейсмического режима для локальных

---

[1] Из доклада В. П. Солоненко на международном симпозиуме по поискам предвестников землетрясений (1974).

районов, а только в этом случае практически целесообразно предсказание землетрясений, не может быть и речи.

Предсказанию времени землетрясений уделяется необоснованно много внимания. Показатель этого — то, что в горных районах до 80—90% и более жертв и материальных потерь связано не с самим землетрясением, а с сопутствующими сейсмогравитационными явлениями (обвалы, оползни, земляные потоки и лавины, сели). Если бы в таких случаях было бы предсказано время землетрясений города и селения все равно погибли бы, погибли бы и люди. Поэтому инженерно-сейсмогеологический прогноз в горных, особенно лессовых районах практически более важен, чем краткосрочный прогноз времени землетрясения. В условиях вечной мерзлоты (более 50% площади сейсмических районов СССР) значение инженерно-сейсмогеокриологического прогноза еще повышается.

Современные знания о процессах, приводящих к землетрясениям, не оставляют места для сомнения в том, что точное предсказание времени землетрясения пока недостижимо. В настоящее время сейсмогеологи, сейсмологи и геофизики коллективными усилиями с довольно высокой долей достоверности могут дать прогноз места, возможной интенсивности и приблизительной повторяемости землетрясений. «Жизненно важно не предсказать точное время, когда будет разрушен город, а построить его там и так, чтобы он не был разрушен» (Солоненко В., 1974).

ЛИТЕРАТУРА

Абалаков А. Д. Плейстосейстовая область катастрофического землетрясения на полуострове Святой Нос (Прибайкалье) — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., Изд. ВНИИГеофизики, 1973, с. 56—58.

Абалаков А. Д. Кайнозойские впадины на восточном побережье оз. Байкал.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 9, с. 141—146.

Агафонов Б. П. Инженерно-геодинамическая характеристика Байкальской впадины.— «Геол. и геофиз.», № 9, 1974, с. 107—112.

Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.»; 1960, № 8, с. 3—20.

Амантов В. А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья.— «Труды ВСЕГЕИ», 1963, т. 81, с. 3—14.

Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962. 495 с.

Анисимова Л. В., Мыльникова Г. Л. О построении карт сейсмической активности в Прибайкалье.— В кн.: V конференция молодых научных сотрудников. Тезисы докладов. Иркутск, 1971, с. 104—106.

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР (краткий очерк).— «Материалы по геол. и полезным ископ. Бурятской АССР», Улан-Удэ, 1965, вып. 9, с. 3—20.

Арсентьев В. П. Некоторые вопросы тектоники Саяно-Байкальского складчатого пояса.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 120—123.

Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К. Домезозойская тектоника Восточного Саяна.— В кн.: «Геология СССР». Т. XXXV. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 474—484.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 41—57.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 58—73.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.

Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 337.

Афанасьев В. М. Тектоника Джидинской зоны ранних каледонид (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Тектоника Забайкалья (Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.) Улан-Удэ, 1973, с. 68—69.

Байкальский рифт. М., «Наука», 1968. 175 с.

Башарина Н. П. Юрские грабены и прогибы Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 18—65.

Белоусов В. В. К вопросу о методах сейсмического районирования.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1954, № 3, с. 209—222.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964, с. 7—13.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 121 с.

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 148 с.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967. 326 с.

Боровик Н. С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 12, с. 3—9.

Боровик Н. С. Группирование землетрясений Прибайкалья.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. II. Новосибирск, 1972, с. 59—65.

Боровик Н. С. Некоторые особенности развития сейсмического процесса в зоне Байкальского рифта. Автореф. канд. дис. М., 1974. 20 с.

Боровик Н. С., Мишарина Л. А., Тресков А. А. О возможности будущих силь-

ных землетрясений в Прибайкалье.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 1, с. 21—26.

Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным.— «Сов. геол.», 1972, № 10, с. 134—139.

Булмасов А. П. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным.— «Труды Иркутского ун-та», 1959, т. XIV. Сер. геол.», вып. 4, с. 173—185.

Булмасов А. П. Некоторые особенности геофизических полей и структуры земной коры Прибайкалья.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 113—124.

Бунэ В. И., Артемьев М. Е., Камбаров Н. М. О связи сейсмичности с характеристиками гравитационного поля на Восточном Кавказе.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1305—1307.

Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— «Труды ГИНа», 1963, вып. 80, с. 5—33.

Бутовская Е. М., Соколова И. А. Корреляция некоторых параметров сейсмического режима с неоднородностями коры.— «Узб. геол. журн.», 1970, № 3, с. 3—7.

Ван-Беммелен Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 230—249.

Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа.— «Труды сейсмолог. ин-та АН СССР», 1935, № 64. 88 с.

Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах Прибайкальских землетрясений.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1961, № 5, с. 666—669.

Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1969. 136 с.

Ветров С. В. О природе гравитационного поля, наблюдаемого над Байкалом.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 126—131.

Внуков А. В. Геологическое строение и условия формирования угленосных отложений Чикойской впадины (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967. 27 с.

Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М., «Наука», 1969. 191 с.

Волколаков Ф. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна.— «Труды БурКНИИ СО АН СССР. Сер. геол.-географ.», Улан-Удэ, 1960, вып. 2, с. 19—38.

Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964. 214 с. (Труды Ин-та земной коры, вып. 18).

Вопросы сейсмотектоники Прибайкалья и смежных территорий.— «Бюл. Совета по сейсмологии», М., Изд-во АН СССР, 1960, № 10. 176 с.

Воронов П. С. О проблеме структуры арктического бассейна и о глобальных сдвиговых зонах земли.— В кн.: Проблемы Арктики — Антарктики. Вып. 18. Л., Гидрометиздат, 1964, с. 11—23.

Воропинов В. С. Гравитационные и дизъюнктивные дислокации в третичных отложениях на дне Байкала вдоль юго-восточного побережья.— «Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири. Иркутск, 1961, с. 26—35. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 3).

Гайский В. Н., Жалковский Н. Д. Микроземлетрясения Западной Тувы: энергетическая классификация и размеры очагов.— «Изв. АН СССР. Серия Физика Земли», 1971, № 4, с. 29—40.

Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— В кн.: Проблемы прогноза землетрясений. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 124—137.

Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений.— «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1955, № 1, с. 7—14.

Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 9, с. 1036—1043.

Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана.— В кн.: Вопросы географии. № 1. М., Географиздат, 1946, с. 63—75.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфоскульптура» и использование их в целях геоморфологического анализа.— В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967, с. 7—12.

Гзовский М. В. Тектоническое обоснование геологических критериев сейсмичности (ст. I и II). «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1957, № 2, с. 141—160; № 3, с. 273—283.

Гзовский М. В. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.— В кн.: Современные движения земной коры. № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 149—178.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1958, № 8, с. 959—976; № 12, с. 1425—1442.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 2, с. 177—194; № 3, с. 353—370.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 8, с. 1147—1156.

Гзовский М. В., Никонов А. А. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры.— «Геотектоника», 1973, № 3, с. 45—58.

Глухов И. Г. О землетрясениях как об одном из факторов активизации оползней Горного Крыма.— «Вестн. Моск. ун-та.», 1959 № 4, с. 3—12.

Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963. 392 с.

Голенецкий С. И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 2, с. 111—116.

Голенецкий С. И. Мощность земной коры на Среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 5, с. 84—87.

Голенецкий С. И. Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья. —«Физика Земли», 1976, № 1, с. 85—94.

Голенецкий С. И., Букина К. И., Демьянович М. Г., Новомейская Ф. В. Некоторые особенности сейсмичности Прибайкалья в 1968—1969 годах.— «Физика Земли», 1973, № 7, с. 20—34.

Голенецкий С. И., Мишарина Л. А., Новомейская Ф. В., Букина Х. И., Перевалова Г. И., Третьяк Э. А., Фомина Е. В., Леонтьева Л. Р., Кольцова М. С., Машкинцева Ж. Г. Общий обзор сейсмичности Прибайкалья в 1967 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., «Наука», 1970, с. 109—121.

Голенецкий С. И., Новомейская Ф. В., Букина К. И. Кодарское землетрясение 1970 г. и мощность земной коры в северо-восточной части Байкальского рифта.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 16—30.

Голенецкий С. И., Новомейская Ф. В., Букина К. И., Перевалова Г. И., Третьяк Э. А., Фомина Е. В., Анисимова Л. В., Леонтьева Л. Р., Солоненко Н. В., Масальский О. К. Обзор сейсмичности Прибайкалья за 1968 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 году. М., «Наука», 1972, с. 107—139.

Голенецкий С. И., Шмотов А. П. Усть-Муйское землетрясение 31 августа 1968 года.— «Физика Земли», 1970, № 11, с. 68—75.

Голицын Б. Б. Избранные труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 365—370.

Горбунова И. В., Ризниченко Ю. В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования.— «Физика Земли», 1965, № 7, с. 22—30.

Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 5, с. 1177—1180.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А., Биндеман Н. Н., Варламов В. А., Зорина В. С., Константинов Р. М., Миронов Ю. П., Миронова С. Ф., Солодов А. А., Шилина Г. П. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 220 с.

Горностаев В. П., Михалевский В. И., Поспеев В. И. Глубинные магнито-теллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 111—118.

Горшков Г. П. Землетрясения на территории СССР. М., Географиздат, 1949. 120 с.

Горшков Г. П., Шенкарева Г. А. Удельная сейсмическая энергия и сейсмическое районирование.— В кн.: Труды Генеральной Ассамблеи Европейской сейсмической комиссии. Т. II. М., 1970, с. 119—130.

Гофштейн И. Д. Сейсмотектоника Закарпатья.— «Докл. АН СССР. Геол.», 1963, т. 148, № 3, с. 661—664.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965. 165 с.

Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950. 63 с.

Губин И. Б. Об основных положениях сейсмотектонического метода.— «Изв. ТФ АН СССР. Сер. естеств.», 1953, № 5, с. 24—27.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.

Губин И. Е. Многоэлементное сейсмическое районирование (на примере Индийского полуострова). «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 12, с. 10—23.

Данилович В. Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в Юго-Западном Забайкалье.— «Бюл. Совета по сейсмологии, № 10. Вопросы сейсмотектоники Прибайкалья и смежных территорий». М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 21—29.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 2, с. 3—11.

Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 85—95.

Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманского разлома.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 174—179.

Демидюк Л. М. Роль тектонических структур в формировании теплового режима горных пород межгорных впадин забайкальского типа.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VIII. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968, с. 215—220.

Демьянович М. Г. О структурной границе между Байкальской рифтовой системой и Забайкальским глыбово-волновым поднятием в районе Баунтовской впадины.— В кн.: Материалы конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 128—135.

Демьянович М. Г., Лопатин Д. В., Павлов О. В. Строение и развитие малых котловин горной системы Удокана и Муйско-Чарской перемычки.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Ч. 4. Чита, 1969, с. 19—23. (Труды Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР, вып. 6).

Джанузаков К., Ильясов Б. Влияние величины энергии землетрясений на затухание сейсмических волн в условиях Юго-Восточной Ферганы.— «Изв. АНКиргССР. Сер. естеств. и техн. наук», Фрунзе, 1972, № 5, с. 15—21.

Джибладзе Э. А., Дараквелидзе Л. К., Табуцадзе Ц. А. Затухание сейсмических волн с расстоянием для землетрясений Кавказа.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 1, с. 93—95.

Джибладзе Э. А., Ризниченко Ю. В. Сейсмическая сотрясаемость Кавказа.— «Физика Земли», 1973, № 1, с. 9—20.

Джурик В. И., Лещиков Ф. Н. Экспериментальные исследования сейсмических свойств мерзлых грунтов.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 6. Основы геокриологической съемки и прогноза. Якутск, 1973, с. 213—214.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей востока СССР.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968, с. 94—99.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагдзина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири, Т. III. М., «Наука», 1970, с. 132—141.

Дмитриев Г. А., Колокольцева Э. М. Темпы и типы осадконакопления в озере Байкал.— В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 69—80.

Друмя А. В. Сейсмическая активность и неотектоника Молдавии.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Кишинев, «Штиинца», 1973. 70 с.

Друмя А. В., Попов В. М., Решетников А. П., Степаненко Н. Я. Сотрясаемость карпатской зоны от подкоровых очагов.— В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1971, с. 55—62.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— «Труды Ин-та географии АН СССР», Изд-во АН СССР, 1952, т. 55, № 9. 191 с.

Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Антонов Б. А., Астахов Н. Е., Бальян С. П., Лилиенберг Д. А., Мусеитов М. И., Сафронов И. Н., Ширинов Н. Щ. Морфоструктурные закономерности Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. географ.», 1968, № 6, с. 45—54.

Егоров Н. И. О блоковой структуре Северо-Байкальского вулканического пояса по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Вып. 9. Иркутск, 1971, с. 233—243.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966. 231 с.

Жилкин В. М., Пинегин А. В. Живая тектоника западного склона впадины оз. Байкал (на участке пос. Онгурены — мыс. Елохин).— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 110—112.

Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 11, с. 30—39.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с.

Замараев С. М., Самсонов В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 435—473.

Зарубин Н. Е., Павлов О. В. Прогноз изменения сейсмических свойств вечномерзлых грунтов.— В кн.: II международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 6. Основы геокриологической съемки и прогноза. Якутск, 1973, с. 219—220.

Захарова А. И., Сейдузова С. С. Карты сотрясаемости для интенсивности, заданной в баллах.— В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент, изд-во ФАН УзбССР, 1971, с. 28—31.

Зеленский Е. Е. Кайнозойские отложения нижнего течения р. Муи.— В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 53—61. (Труды отд. геологии Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 3 (11)).

Землетрясения в СССР. (Ежегодник). М., «Наука», 1962—1973.

Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 640 с.

Золотарев Г. С. Обвалы и оползни на горных склонах и их устойчивость.— В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968, с. 184—203.

Золотарев Г. С., Матвеев Ю. Д., Шешеня Н. Л. Типы горных обвалов и оползней района Токтогульской ГЭС на р. Нарыне и вопросы их прогноза.— В кн.: Вопросы

инженерной геологии и грунтоведения. Вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та. 1968, с. 259—280.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— «Геотектоника», 1967, № 6, с. 49—69.

Зорин Ю. А. О глубинном строении впадины озера Байкал по геофизическим данным.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 7, с. 75—85.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971. 168 с.

Зорин Ю. А. Геофизические аспекты проблемы эпох выравнивания рельефа (на примере Восточной Сибири).— «Геоморфология», 1972, № 2, с. 13—18.

Зорин Ю. А., Новоселова М. Р. О возможности выделения составляющей долговременной сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Геофизика (научная информация ИЗК СО АН СССР). Иркутск, 1972, с. 48—52.

Зорин Ю. А., Сизиков А. И. Схема неотектоники Забайкалья (в пределах Читинской области).— «Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», 1965, т. 1, вып. 1, с. 12—18.

Ибрагимов Р. И. Сейсмотектоника Ферганской впадины. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1970. 162 с.

Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Иркутск, 1949, с. 193. (Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32).

Известия Постоянной Центральной сейсмической комиссии. Спб., 1902, т. I, вып. I; 1903, т. I, вып. II; 1904, т. III, вып. III; 1905, т. III, вып. I, 1907, т. IV, вып. III.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. М., 1966, с. 45—69.

Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 43—121.

Казмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению.— В кн.: Материалы по регион. геологии. М., 1962, с. 98—101. (Труды ВАГТ, вып. 8).

Камбаров Н. Ш. Сейсмичность, изостазия и глубинное строение Кавказа и сопредельных территорий юга СССР. Автореф. канд. дис. М., 1971. 40 с.

Карагитян Н. К., Манукян Ж. О. Сопоставление параметров сейсмического режима территорий Армянской ССР с другими геофизическими полями.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Кишинев, «Штиинца», 1971. 53 с.

Карус Е. В., Резанов И. А. Связь сейсмических явлений с особенностями строения земной коры.— «Сов. геол.», 1971, № 11, с. 32—42.

Клименко А. И., Царев П. В. Сейсмогенный оползень в Дагестане.— В кн.: Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа. Сочи, 1971, с. 47—54.

Комаров Ю. В. Волновая миграция мезозойских тектонических процессов в Западном Забайкалье.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 132—135.

Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 7, с. 59—69.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960. 185 с.

Косыгин Ю. А. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1965. 140 с.

Кочетков В. М. Землетрясения Якутии.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 г. М., «Наука», 1964, с. 143—151.

Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. М., «Наука», 1966. 91 с.

Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В., Янушевич Т. А. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 84—91.

Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В. Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. 1. Строение земной коры и верхней мантии, динамика сейсмических волн. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—15.

Кузнецов В. П., Агамирзоев Р. А., Гюль Э. К. Сейсмическая активность Азербайджана в сопоставлении с крупными геоструктурами.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Кишинев, «Штиинца», 1971. 41 с.

Курдюков К. В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заилийского хребта.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964, с. 153—159.

Курочкина Р. И., Нерсесов И. Л. Землетрясения Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 году. М., «Наука», 1970, с. 90—99.

Курушин Р. А., Кочетков В. М., Николаев В. В., Демьянович М. Г., Козьмин Б. М. Сильные землетрясения Якутии в 1971 г.— В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. (Научная информация ИЗК СО АН СССР). Иркутск, 1972, с. 43—45.

Кучай В. К. Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 101—108.

Кучай В. К. Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейстосейстовой области Чаткальского землетрясения 1946 г.).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 4, с. 124—129.

Кучай В. К. Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 85—95.

Ладохин Н. П. Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил БМ АССР. Вып. 3. Улан-Удэ, 1957, с. 125—141.

Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М., Географиздат, 1952, с. 198.

Ломакин В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, с. 448—479.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., «Наука», 1968. 245 с.

Ласточкин С. В. Новейшая тектоника и сейсмичность Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. II. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 121—129.

Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 4, с. 18—29.

Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 30.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964. 194 с.

Логачев Н. А., Аптощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б., Галкин В. П., Голдырев Г. С., Ендрихинский А. С., Золотарев А. Г., Сизиков А. И., Уфимцев Г. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1974. 359 с.

Лопатин Д. В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1972. 115 с.

Лут Б. Ф. Новые данные о рельефе дна Южного и Среднего Байкала.— «Изв. АН СССР. Сер. географ.», 1961а, № 4, с. 90—99.

Лут Б. Ф. О структуре центральной котловины оз. Байкал.— «Докл. АН СССР», 1961б, т. 140, № 1, с. 201—204.

Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала.— В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., «Наука», 1964, с. 5—123.

Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968. 119 с.

Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 159—166.

Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 3—17.

Мазилов В. Н., Ломоносова Т. К., Климанова В. М., Кашаева Г. М., Ершов Р. И., Семенова Г. О. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1972. 119 с.

Маринов Н. А. Современные тектонические движения в Юго-Восточном Забайкалье и на крайнем северо-востоке Монголии. — «Геоморфология», 1973, № 3, с. 74—79.

Медведев С. В., Нацаг-Юм Л., Монхо Д., Балжиннам Н., Лханасурэн Г., Адьяа М., Цэмбэл Б., Ананьин И. В., Штейнберг В. В., Попова Е. В., Токмаков В. А. Сейсмическое районирование Улан-Батора. М., «Наука», 1971. 203 с.

Медведев С. В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-1964. М., Изд. Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР, 1965. 11 с.

Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., Изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1974. 195 с.

Методы детального изучения сейсмичности.— «Труды ин-та физики Земли АН СССР», № 9 (176), М., Изд-во АН СССР, 1960, 114 с.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.

Микунов В. Ф. Основные особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 42—57.

Миронюк Е. П. Основные вопросы стратиграфии докембрия Кодаро-Удоканской зоны и смежных районов.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, с. 156—158.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.

Мисник Ю. Ф., Огородников В. Д. О деталях внутреннего строения Монголо-Охотского глубинного разлома (на примере Шилкинского звена).— «Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», 1969, том V, вып. 6, с. 23—44.

Мишарина Л. А. Баргузинское землетрясение 28 октября 1961 г.— «Труды Института земной коры СО АН СССР», Новосибирск, 1964, вып. 18, с. 41—50.

Мишарина Л. А. Поле напряжений в земной коре Прибайкалья и Монголии и его сопоставление с полями напряжений в основных сейсмических поясах Земли. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965. 149 с.

Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967. 135 с.

Мишарина Л. А. Исследование механизма очагов слабых землетрясений северо-восточного сектора Байкальского рифта.— В кн.: Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Ч. 1. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 147—165.

Мишарина Л. А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны.— В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972, с. 161—170.

Мишарина Л. А., Пшенников К. В., Букина К. И., Владимирова Г. П., Востокова А. Я., Кольцова М. С., Новомейская Ф. В., Перевалова Г. И., Попова З. Л., Фомина Е. В. Землетрясения Байкала.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1963 году. М., «Наука», 1966, с. 107—130.

Мишарина Л. А., Пшенников К. В., Букина К. И., Востокова А. Я., Горелик З. Л., Кольцова М. С., Новомейская Ф. В., Перевалова Г. И., Садномова В. С., Успенская Т. А., Фомина Е. В. Землетрясения Байкала.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1965 году. М., «Наука», 1967, с. 100—118.

Мишарина Л. А., Пшенников К. В., Букина К. И., Востокова А. Я., Кольцова М. С., Леонтьева Л. Р., Новомейская Ф. В., Перевалова Г. И., Успенская Т. А., Фомина Е. В. Землетрясения Байкала.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 году. М., «Наука», 1970, с. 157—186.

Мишарина Л. А., Пшенников К. В., Букина К. И., Востокова А. Я., Кольцова М. С., Новомейская Ф. В., Перевалова Г. И., Попова З. Л., Фомина Е. В. Землетрясения Байкала.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1964 году. М., «Наука», 1967, с. 103—127.

Мишарина Л. А., Пшенников К. В., Троценко Г. Ф., Перевалова Г. И., Фомина Е. В., Букина К. И., Горелик З. Л., Востокова А. Я., Владимирова Г. П., Кольцова М. С. Землетрясения Байкала.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 году. М., «Наука», 1964, с. 93—112.

Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 4, с. 24—36.

Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Леонтьева Л. Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений.— В кн.: Байкальский рифт. Вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 9—21.

Моисеенко Ф. С. О глубинном строении средней части Восточного Саяна. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 11, с. 28—37.

Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 278—354. (Труды Лаборатории геол. угля АН СССР, вып. 11).

Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутского краевого прогиба.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 140—156.

Мусатов Д. И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края.—В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 153—163.

Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа (Енисейско-Алтае-Саянского складчатого пояса).— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 197—208.

Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 26 мая (9 июня) 1887 г. — «Труды Геол. комитета», 1890, т. 10, № 1, 63 с.

Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи.— «Зап. Русского географ. об-ва. Общая география », 1892, т. XXVI. 582 с.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

Нацаг-Юм Л., Балжинням И., Монхо Д. Землетрясения Монголии.— В кн.: Сейсмическое районирование Улан-Батора. М., «Наука», 1971, с. 54—82.

Николаев В. В. Сейсмотектоника и сейсмичность восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974. 20 с.

Некрасов И. А. Геокриологическое районирование СССР (карта). Якутск, Изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1970.

Некрасов И. А., Заболотник С. И., Климовский И. В., Шасткевич Ю. Г. Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья. М., «Наука», 1967, с. 167.

Никонов А. А. Современные и голоценовые сейсмотектонические дислокации в Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне (Таджикистан).— «Изв. АН СССР. Физика Земли», № 12, 1974, с. 71—76.

Новоселова М. Р. Некоторые черты неотектоники и глубинного строения северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 72—76.

Новоселова М. Р. Некоторые итоги анализа гравитационного поля северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Геофизика (научная информация ИЗК СО АН СССР). Иркутск, 1972а, с. 3—7.

Новоселова М. Р. Строение земной коры северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972б. 23 с.

Нурмагамбетов А. Методика и результаты изучения спектральновременных характеристик сейсмических колебаний местных и близких землетрясений. Автореф. канд. дис. М., 1973. 29 с.

Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья.— «Землеведение. Новая сер.», 1950, т. 3(43), т. 26—31.

Островский А. Б. О палеосейсмотектонических дислокациях и возможности геологического прогноза сейсмичности Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Вопросы геологии и тектоники Черноморской впадины. Ч. II. М., «Наука», 1970а, с. 29—42.

Островский А. Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории.— В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., «Наука», 1970б, с. 46—58.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— «Труды ИГН АН СССР. Сер. геол.», 1948а, № 31, вып. 99, 176 с.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948б, № 5, с. 25—38.

Павлов О. В., Павленов В. А., Дреннова Н. Н., Соснина Л. Г. Оценка сейсмических свойств грунтов по спектрам Фурье.— В кн.: Геофизика (научная информация Ин-та земной коры). Иркутск, 1972, с. 45—48.

Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955. 201 с.

Пальшин Г. Б. Оползни.— В кн.: Инженерная геология Прибайкалья. М., «Наука», 1968, с. 98—108.

Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 3, с. 57—71.

Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принципы унаследованности.— «Геотектоника», № 1, 1965, с. 30—37.

Петрушевский Б. А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. М., Изд-во АН СССР, 1955. 60 с.

Петрушевский Б. А. О некоторых текущих задачах сейсмогеологии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1957, № 5, с. 99—126.

Петрушевский Б. А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой.— «Бюл. Совета по сейсмологии», 1960, № 8, с. 28—35.

Петрушевский Б. А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмогеологическая обстановка областей их проявления.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964, с. 45—47.

Петрушевский Б. А. О новых направлениях в сейсмогеологии в связи с сейсмическим районированием.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 5, с. 60—73.

Петрушевский Б. А. Землетрясения и тектоника.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, № 1, с. 6—7.

Плафкер Дж. Голоценовые вертикальные смещения на юге Центральной Аляски.— В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968, с. 207—209.

Погребенский М. И., Чернышев С. Н. Трещины оперения сейсмогенных сдвигов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 5, с. 1171—1174.

Попов В. В. Каталог землетрясений на территории СССР. Вып. II. Сибирь. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 38 с. (Труды Сейсмологического ин-та).

Пославский В. В. Об одной катастрофе на Памире.— «Гидротехника и мелиорация», № 3, 1968, с. 30—34.

Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Т. В., Вайман И. И., Крупская Г. В. Строение земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным глубинного сейсмического зондирования.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 97—98.

Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 155—167.

Пшенников К. В. Приближенная оценка энергии повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г.—«Геол. и геофиз.», 1961, № 2, с. 117—120.

Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1958, № 9, с. 1057—1074.

Ризниченко Ю. В. О возможностях расчета максимальных землетрясений.— «Труды Ин-та физики Земли АН СССР», 1962, № 25(192), с. 41—45.

Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964а, № 7, с. 969—977.

Ризниченко Ю. В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. —«Докл. АН СССР», 1964б, т. 157, № 6, с. 1352—1354.

Ризниченко Ю. В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей среде.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966, № 5, с. 16—32.

Ризниченко Ю. В., Бунэ В. И., Захарова А. И., Сейдузова С. С. Сейсмическая сотрясаемость крымского региона.— «Физика Земли», 1969, № 8, с. 3—15.

Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А. Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 11, с. 35—49.

Ризниченко Ю. В., Захарова А. И., Сейдузова С. С. Исследование точности расчета сейсмической сотрясаемости.— «Физика Земли», 1969, № 6, с. 11—20.

Ризниченко Ю. В., Захарова А. И., Сейдузова С. С. Сейсмичность и сотрясаемость Италии.— «Физика Земли», 1970, № 7, с. 3—10.

Ризниченко Ю. В., Пшенников К. В., Зорин Ю. А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 20, с. 10—28.

Рихтер Ч. Ф. Инструментальная шкала для магнитуд землетрясений.— В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961, с. 13—44.

Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963. 670 с.

Рогозин А. А. Динамика некоторых кос и баров на Байкале: — В кн.: Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы. Иркутск, Изд. БГНИИ, 1974, с. 26—39.

Ружич В. В. О динамике тектонического развития Прибайкалья в кайнозое. «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 122—126.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., «Наука», 1964. 515 с.; Т. 2. М., «Недра», 1967. 700 с.

Самсонов В. В., Пономарева Г. П. Донные отложения Байкала — последнее звено в кайнозойском комплексе континентальных осадков Байкальской впадины. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 17—24.

Святловский А. Е. Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области.— «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 1, с. 125—128.

Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. Новосибирск, «Наука», 1975. 87 с.

Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1975а. 100 с.

Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975 б. 133 с.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968. 220 с.

Семенов Р. М., Авдеев В. А. Зейское землетрясение 2 ноября 1973 г.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 106—116.

Сигимура А. Наклонные террасы, в особенности на юге округа Канто.— В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968, с. 146—149.

Сизых В. И. Разрывные тектонические нарушения Западного Забайкалья. — «Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», 1966, т. II, вып. 2, с. 31—40.

Сильные землетрясения Прибайкалья в 1967 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., «Наука», 1970, с. 133—149.

Сильные землетрясения Прибайкалья в 1968 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., «Наука», 1972, с. 123—139.

Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., «Наука», 1969. 154 с.

Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— «Геол.и геофиз.», 1963, № 4, с. 79—86.

Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968. 126 с.

Солоненко А. В. Энергетическая классификация землетрясений Прибайкалья.— В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. II. М., «Наука», 1974, с. 174—179.

Солоненко А. В., Татаренко М. А. Затухание сейсмических волн и Прибайкалье и энергетическая классификация землетрясений.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. 1. Новосибирск, «Наука», 1972а, с. 113—129.

Солоненко А. В., Татаренко М. А. Новые данные о затухании сейсмических волн в Прибайкалье.— В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972б, с. 18—21.

Солоненко В. П. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР. Новая сер.», 1950, т. 72, № 1, с. 109—112.

Солоненко В. П. Землетрясения в Гобийском Алтае 4 декабря 1957 г. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 7, с. 32—39.

Солоненко В. П. Гоби-Алтайское землетрясение.— «Геол. и геофиз.», 1960а, № 2, с. 3—27.

Солоненко В. П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1960б. 88. с.

Солоненко В. П. О неравномерности распределения интенсивности сотрясений на поверхности Земли при землетрясениях.— «Геол. и геофиз.», 1960в, № 3, с. 122—126.

Солоненко В. П. Некоторые задачи современного сейсмического микрорайонирования.— «Геол. и геофиз.», 1962а, № 9, с. 69—82.

Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962б, № 11, с. 58—74.

Солоненко В. П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963а. 30 с.

Солоненко В. П. Сейсмодислокации и сопутствующие явления. — В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963б, с. 258—357.

Солоненко В. П. Селевая деятельность в плейстосейстовых областях катастрофических землетрясений.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963в, № 2, с. 133—140.

Солоненко В. П. Сейсмичность Южного Прибайкалья и опыт сейсмического микрорайонирования конуса выноса на оз. Байкал.— В кн.: Вопросы сейсмичности

Сибири. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1964а, с. 169—203. (Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18).

Солоненко В. П. Землетрясения и вулканы Станового нагорья.— «Природа», 1964б, № 9, с. 102—110.

Солоненко В. П. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 58—70.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966, с. 15—36.

Солоненко В. П. Восточная Сибирь.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968а, с. 358—371.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968б, с. 57—71.

Солоненко В. П. Живая тектоника, вулканы и сейсмогеология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968в, с. 149—158.

Солоненко В. П. Сильные землетрясения по сейсмостатистике.— В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968г, с. 60—68.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод.—«В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Ежегодник № 1. Душанбе, «Дониш», 1970а, с. 83—93.

Солоненко В. П. Шрамы на лике Земли.— «Природа», 1970б, № 9, с. 17—25.

Солоненко В. П. Проблемы инженерной сейсмогеологии.— В кн.: Пути дальнейшего развития инженерной геологии (материалы дискуссии к Первому международному конгрессу по инженерной геологии). М., 1971, с. 124—130.

Солоненко В. П. Разрушение горных склонов при землетрясениях. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология (научная информация Ин-та земной коры СО АН СССР). Иркутск, 1972а, с. 28—32.

Солоненко В. П. Сейсмогенное разрушение горных склонов.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1972б, с. 142—151.

Солоненко В. П. Землетрясения и рельеф. — «Геоморфология», 1973а, № 4, с. 5—15.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод и инженерная сейсмогеология.—В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. (Матер. конф. Мин. геол. СССР, ВНИИГеофиз.), М., 1973б, с. 62—64.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеология.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973в, № 9, с. 3—16.

Солоненко В. П. Сейсмичность криолитозоны и проблемы инженерной сейсмогеокриологии. II Междунар. конф. по мерзлотовед. Доклады и сообщ. Вып. 6. Якутск, 1973 г., с. 25—32.

Солоненко В. П. Сейсмогеология и проблемы предсказания землетрясений.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 168—178.

Солоненко В. П., Курушин Р. А., Павлов О. В., Хилько С. Д., Хромовских В. С., Шмотов А. П. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области.— Междунар. союз геодезии и геофизики. III Междунар. симпоз. М., «Наука», 1969, с. 377—385.

Солоненко В. П., Курушин Р. А., Хилько С. Д. Сильные землетрясения.— В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966, с. 145—171.

Солоненко В. П., Павлов О. В., Хромовских В. С., Павленов В. А. Инженерная сейсмогеология в условиях вечной мерзлоты.— В кн.: Всесоюзное совещание по мерзлотоведению. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, с. 302—303.

Солоненко В. П., Павлов О. В., Хромовских В. С., Павленов В. А. К методике сейсмического микрорайонирования в условиях вечной мерзлоты.— «Бюл. по инженерной сейсмологии», Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972, № 7, с. 25—30.

Солоненко В. П., Треснов А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960. 36 с.

Солоненко В. П., Тресков А. А. Живая тектоника и землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне.— В кн.: Иркутский научный центр СО АН СССР. Проблемы развития науки. Иркутск, 1967, с. 22—44.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. (Сейсмогеологический очерк). М., Госгеолиздат, 1960а. 48 с.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1960б, № 10, с. 104—114.

Солоненко В. П., Хромовских В. С. Мощные землетрясения Большого Кавказа.— «Природа», 1974, № 6, с. 34—47.

Солоненко В. П., Хромовских В. С., Жилкин В. М., Голенецкий С. И., Курушин Р. А. Некоторые сейсмотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях.— В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1971, с. 84—118.

Спижарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н. Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. М., «Недра», 1968, с. 469—509.

Таль-Вирский Б. Б., Захарова А. И., Яковлева И. Б. О связи сейсмической активности территории Узбекистана с некоторыми элементами геологического строения и геофизических полей.— «Узб. геол. журн.», 1971, № 2, с. 3—8.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 488 с.

Тектоническая карта Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., Изд. ГУГК, 1966.

Тектоническая карта СССР. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд. ГУГК, 1953.

Тимофеев А. Д. Средняя и Нижняя Олекма. М.—Л., «Наука», 1965. 138 с.

Тимофеев А. Д. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. II. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 235—244.

Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания Сибири и Дальнего Востока; состояние и изученность проблемы.— В кн.: География и геоморфология Азии. М., «Наука», 1969, с. 81—105.

Тресков А. А. Механизм очага землетрясений и поле тектонических напряжений.— В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968, с. 78—89.

Тресков А. А., Пшенников К. В. Сейсмичность Байкальской зоны.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 412.

Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Мондинское землетрясение.— «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1952, № 2, с. 12—36.

Трифонов В. Г. Об импульсивном характере тектонических движений в области новейшего горообразования (Копет-Даг и Восточный Кавказ.) — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 65—68.

Уфимцев В. С. Новейшая тектоника Центрального Забайкалья.— «Зап. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», Чита, 1971, вып. 55, с. 116—188.

Федоренко В. С. Тектонические и сейсмические явления и их значение в формировании катастрофических обвалов и оползней (в районах Чаткальского и Алайского горно-складчатых сооружений).— «Вопросы инженерной геологии и грунтоведения». М., Изд-во Моск. ун-та, 1968, вып. 2, с. 229—244.

Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 121—150.

Федотов С. А., Шумилина Л. С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки.— «Физика Земли», 1971, № 9, с. 3—15.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 2, с. 3—16.

Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 670—685.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960а. 258 с.

Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1960б, № 1, с. 74—90.

Флоренсов Н. А. О молодых тектонических движениях и рельефе Восточно-Сибирских нагорий.— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та», 1961, вып. 3, с. 6—16.

Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964, с. 252—262.

Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии.— «Геотектоника», № 4, 1965, с. 3—14.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—57.

Флоренсов Н. А. Рифты Байкальской горной области.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., «Наука», 1970, с. 146—150.

Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон.— Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. (Проблема 2). М., «Наука», 1968, с. 146—151.

Флоренсов Н. А., Тресков А. А., Солоненко В. П. О сейсмическом районировании Восточной Сибири.— «Бюл. Совета по сейсмологии», 1960, № 8, с. 175—178.

Флоренсов Н. А., Тресков А. А., Солоненко В. П. О статье М. В. Гзовского «Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа».— «Геол. и геофиз.», 1964, № 8, с. 101—102.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол.», М., 1962, вып. 5, с. 13—49.

Фролова Н. В., Елизарьев Ю. З. Архейские образования побережья оз. Байкал и Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. XVII. Иркутская область. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 47—62.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 502 с.

Хилько С. Д. Сейсмотектоника Кодаро-Удоканской структурной зоны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967а. 20 с.

Хилько С. Д., Николаев В. В. Неотектоника Токкинской впадины в связи с сейсмичностью и морфоструктурой восточного фланга Байкальской рифтовой зоны.— «Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», Чита, 1971, т. VII вып., 3, с. 55—70.

Хотина Е. Б. Основные черты неотектоники Западного Забайкалья.— «Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР», Чита, 1966, т. II, вып. 4, с. 45—65.

Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., «Наука», 1965. 121 с.

Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М., Хилько С. Д., Зеленков П. Я., Семенов Р. М. Сейсмодислокации Западного Кавказа и их значение для сейсмического районирования.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации (материалы конференции). М., Изд. ВНИИГеофизики, 1973, с. 12—15.

Чуринов М. В. Оползень, породивший озеро.— «Природа», 1964, № 8, с. 88—91.

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1938, № 5-6, с. 737—770.

Шебалин Н. В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 95—111.

Шерман С. И. О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности.— «Вестн. ЗабГО СССР», Чита, 1966, № 5, с. 16—23.

Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1973. 135 с.

Шмотов А. П. Строение и современное развитие зоны Тункинских разломов.— В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М., «Наука», 1972, с. 75—78.

Щербаков Д. И. Озеро-море.— «Наука и жизнь», 1951, № 8, с. 20—22.

Щербакова Б. Е., Савинский К. А., Лобачевский И. В., Штутин И. М. Результа-

ты первых глубинных сейсмических исследований со станцией «Земля» в Прибайкалье.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 148—158.

Щербакова Б. Е., Семенова Г. И., Крупская Г. В., Линькова Т. М., Луценко Т. Н., Мелехин В. И. Структура земной коры юго-востока Сибирской платформы и ее горного обрамления.— «Сов. геол.», 1970, № 9, с. 107—116.

Allen C. R., Amand St., Richter C. F., Nordquist I. M. Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California region. BSSA, 1965, v. 55, N 4, p. 753—798.

Ambraseys N. N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone.— «Tectonophysics», 1970, v. 9, N 2-3, p. 143—165.

Ambraseys N. N., Anderson G., Bubnov, S., Grampin S., Shahidi M., Tassios T. P., Tchalenko I. S. Dasht-e-Bayaz Earthquake of 31 August 1968. UNESCO, Paris, 1969, 49 p.

Anderson Don I. The San Andreas fault.— «Sci. Amer.», 1971, N 5, 225 p.

Buchstein M., Clouet d'Orval M., Jephersone I., Trottereau G. Le seisme de Beni (20 Mars 1966, Rep. Dem. Congo) et les failes du fosse tectonique las Edouard Semlikilas Albert. Fourth symposium of African geology. Univ. of Sheffield, 1967.

Davison S. N., Karsubovic. Chile.—«Bul. Seism. Soc. Amer.», 1963, v. 53, N 6.

Florensov N. A., Solonenko V. P. The Gobi-Altai earthquake. Jerusalem, 1965; Jerusalem-Washington, 1965; London, 1966.

Gutenberg R., Richter C. F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration.— «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1954, v. 46, N 2.

Gianella V. P. Earthquakes and faulting, Fort Sage mountains. «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1950, v. 47, p. 173—177.

Gillete R., Walsh I. San Fernando eartqake study; NRS panel sees premonitory lessons. — «Science», 1971, v. 172, № 3979.

Hadley J. B. Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959.—«Geol. Survey. Prof. Paper.», 1964, N 435, p. 107—137.

Hansen W. R., Eckel E. B., Schaem W. R., Zyle R. E., George W., Chance G. The Alaska earthquake, March 27, 1964.— «Geol. Survey. Prof.», Paper 541.

Harrison J. V., Falcon N. L. The Saidmarreh landslip, south-west. Iran.—«Geograph. J.», 1937, v. 89, N 1, p. 42—47.

Langer Arthur L. The detection of prehistoric earthquakes from fractured cave structures.— «Caves and Karst», 1970, v. 12, N 2.

Miller Don J. The Alaska earthquake of July 10, 1958: giant wave in Lituya Bay.— «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1960, v. 50, N 2.

Molnar P., Agarwae Y. P. A microearthquake survey in Kenya.—«Bull. Seism. Soc. Amer.», 1971, v. 61, N 1, p. 195—200.

Murphy L. M., Brazee H. J. Seismological investigations of the Hebger Lake earthquake.— «Geolog. Surv. Prof. Paper», 1964, N 435, p. 13—17.

Oakeshot Gordon B., Tocher Don. Surface faulting in recent earthquakes western Cordillera.— «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1960, v. 71, N 12, part 2, p. 2038.

Page Robert. Dating episodes of faulting from free rings: effects of the 1958 rupture of the Fairweather fault on free grouth.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 10, p. 3085—3094.

Pain G. F., Bowlar J. M. Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua, New Guinea.— «Z. Geomorphol.», 1973, Supplemented 18.

Plafker G. Tectonics of the March 27, 1964 Alaska earthquake.—«Geol. Survey Prof. Paper», 1969, N 543.

Plafker G., Savage I. C. Mechanism of the Chilian earthquakes of May 21—22, 1960.— «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 4.

Plafker G., Ericksen G. E., Concha J. F. Geological aspects of the May 31, 1970 Peru earthquake.— «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1971, v. 61, N 3.

Risnitchenko J. V. Wege zur Erdbedenvorhersage. «Umschau in Wissenschaft und Technik», 1973, Bd 73, N 7, S. 217—218.

Rothe J. P. The seismicity of the earth 1953—1965. UNESCO, Paris, 1969. 336 p.

Qureshi I. R., Sadig A. A. Earthquakes and associated faulting in central Sudan.— «Nature», 1967, v. 215, N 5098, p. 263—265.

Sassa K. Great earthquakes. Kabunda Co. Tokyo, 1951.

Solonenko V. P. Seismic dislocations and associated phenomena.—In: Florensov N. A. and Solonenko V. P., Ed. The Gobi—Altai earthquake. Jerusalem, 1965, L., 1966, p. 271—394.

Solonenko V. P. Seismogenic destruction of mountain slopes.— «Inter. Geol. Congr., XXIV Sess., Sec. 13. Engineering Geology, General Papers. Montreal»,1972a, p. 284—290.

Solonenko V. P. Seismogenic rupture of mountain slopes.— In: Inter. Geol. Congr., XXIV sess. Abstr. Montreal, 1972б, p. 404—405.

Tazieff H. Interpretation des glissements de terrain accompagnant le grant seismic du Chill.—«Bul. de la Societe Belge de Geologie», 1960, t. LXIX, F. 2.

Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. Structural analysis of the Dasht—e—Bayaz (Iran) earthquake fractures.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1970, N 81, p. 41—60.

Tchalenko J. S., Braud J. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the main recent fault between 33 and 35° N. —«Phil. Trans. Roy Soc. London», 1974a.

Tchalenko J. S., Braud J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran.— «Nature», 1974b, v. 248, N 5450, p. 661—663.

The Peru earthquake: a special study. «Bul. Atomic. Sci.», 1970, v. 26, N 3.

Tocher Don. The Alaska earthquake of July 10, 1958.— «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1962, v. 50, N 2, p. 153—162.

Utsu T., Seki A. Relation between the area of aftershock region and the energy of main shock Zisin (II). 1955, N 7, p. 233—240.

Ward P. L., Palmason G., Drake Ch. Microearthquake and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. —«Geophys. Research», 1969, v. 74, N 2, p. 665—684.

Weischet W. Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile.— «Bul. Seism. Soc. Amer.», 1963, v. 53, N 6, p. 1259—1262.

Wellman H. W. Recent crustal movements: techniques and achievements.— «Tectonophysis», 1972, v. 13, N 1—4, p. 373—392.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *В. П. Солоненко.* 3

Глава I. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. *В. П. Солоненко.* 5

Глава II. Структурно-тектоническое районирование докайнозойского фундамента. *В. В. Николаев, Р. А. Курушин, С. Д. Хилько, В. С. Хромовских, М. Г. Демьянович, В. М. Жилкин, С. В. Ласточкин, А. Д. Абалаков.* 48

Глава III. Основные особенности новейшей структуры. *Ю. А. Зорин.* 59

Глава IV. Механизм новейших тектонических движений. *Ю. А. Зорин.* 65

Глава V. Механизм очагов и поле тектонических напряжений. *Л. А. Мишарина, И. В. Солоненко.* 71

Глава VI. Энергетическая классификация землетрясений. *А. В. Солоненко, В. М. Кочетков.* 79

Глава VII. Сильные землетрясения. *В. П. Солоненко., В. С. Хромовских, Р. А. Курушин, С. Д. Хилько, В. М. Жилкин, М. Г. Демьянович, С. В. Ласточкин, А. Д. Абалаков* 92

Глава VIII. Анализ эпицентрального поля. Сейсмическая активность. *С. И. Голенецкий.* 163

Глава IX. Сотрясаемость Прибайкалья. *С. И. Голенецкий.* 185

Глава X. К прогнозу землетрясений. 197

Особенности развития сейсмического процесса по наблюдениям слабых землетрясений (в связи с поисками прогностических признаков сильных землетрясений). *И. С. Боровик.* . . . . . —

Долгосрочный прогноз сейсмической активности по геофизическим данным. *М. Р. Новоселов, Ю. А. Зорин.* 205

Глава XI. Неотектоника и сейсмотектоника. *В. П. Солоненко, С. Д. Хилько, М. Г. Демьянович, Р. А. Курушин, С. В. Ласточкин, В. В. Николаев, В. С. Хромовских.* 214

Глава XII. Сейсмическое районирование 262

Описание сейсмических районов. *С. Д. Хилько, В. П. Солоненко, Р. А. Курушин, В. В. Николаев, В. С. Хромовских, М. Г. Демьянович, С. В. Ласточкин.* 268

Особенности сейсмических проявлений в условиях вечной мерзлоты. *В. П. Солоненко.* 279

Заключение. *В. П. Солоненко.* 284

Литература. 288

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЕГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Ответственный редактор *Виктор Прокопьевич Солоненко*

Редакторы *Л. Б. Филонычева, Е. Ф. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новикова*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *А. М. Картавин, Н. Г. Примогенова*

Сдано в набор 12 января 1977 г. Подписано в печать 21 ноября 1977 г. МН 01562. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 2. 19 печ. л. 26,6 усл. печ. л.+9 вкл. 29 уч.-изд. л. Заказ № 411. Тираж 1000 экз. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ена 3 р. 10 к.

5395

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ