

551  
С. 86

# СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ СССР



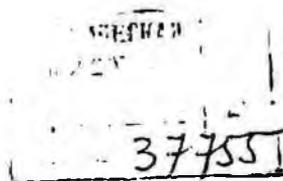
ИЗДАТЕЛЬСТВО  
· НАУКА ·

2004

551  
с 28

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ  
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ (МСССС)  
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АН СССР

# СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» • МОСКВА 1978

В сборнике приведены материалы исследований геологического строения и сейсмичности Крыма, ряда районов Кавказа, Средней Азии, Казахстана и Восточной Сибири. Авторы информируют о закономерных соответствиях геологических и сейсмических данных, используемых для прогноза различных элементов сейсмичности при составлении карт сейсмического районирования. Анализируются индивидуальные сейсмогенные зоны, приведены карты сейсмрайонирования некоторых районов.

Издание рассчитано на геологов, геофизиков, сейсмологов и специалистов по сейсмостойкому строительству, а также на студентов геологических и геофизических факультетов высших учебных заведений.

Ответственный редактор

заслуженный деятель науки Таджикской ССР  
член-корреспондент АН СССР

И. Е. Г У Б И Н

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с быстрым развитием и укрупнением гражданского и промышленного строительства в пределах сейсмически активных территорий СССР требования к сейсмотектонике, сейсмологии и, в конечном счете, к сейсмическому районированию возросли и продолжают увеличиваться. Однако не все они удовлетворяются, так как научные изыскания в соответствующих направлениях пока еще отстают от потребностей практики.

В целях сбора материала для улучшения сейсмического районирования Институт физики Земли АН СССР систематически производит инструментальное и макросейсмическое изучение землетрясений, в содружестве со специализированными научно-исследовательскими республиканскими учреждениями. Координируются эти исследования Междуведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР.

В результате данных работ были собраны обширные материалы о сильных и слабых толчках, происшедших на территории СССР за последние десятилетия. Ранее такие детальные исследования не производились. Их итоги опубликованы в многочисленных статьях и монографиях, среди которых существенное значение имеет "Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР" ("Наука", 1977 г.). В нем, помимо подробных данных о новейших землетрясениях, приведены сведения о некоторых разрушительных землетрясениях прошлого столетия, о более древних толчках информация, дошедшая до нас, крайне мала.

В совокупности собранные материалы дали возможность оконтурить сейсмически активные территории СССР. Но они, как собранные за относительно малый срок, не обрисовали всей картины многообразных и неравномерных сейсмогенных тектонических процессов (движений), в том числе не выявили многочисленных потенциальных очагов разрушительных толчков и не дали информации о повторяемости сильных землетрясений в уже проявившихся очагах.

Вследствие сказанного имеющиеся материалы о землетрясениях не являются статистическими, в полном значении этого термина, они лишь несколько кадров из длинного фильма о землетрясениях каждого района. Эти кадры сами по себе при любой их интерпретации недостаточны для составления карт сейсмогенного районирования, особенно детальных. Однако они, взятые совместно с различными данными о геологическом строении и особенностях тектонических движений в районе, дают возможность: а) выявить механизм сейсмогенных тектонических процессов, в том числе зоны сейсмогенных разрывов; б) установить вероятные параметры и особенности проявлений максимальных землетрясений, возможных в каждой зоне и ее звеньях; в) составить карту сейсмического районирования.

Эти работы достигают искомого результатов, только когда они производятся на базе исходных теоретических положений, отображающих объективные,

действительно существующие в природе причины и условия генерации землетрясений различных магнитуд.

Поискам лучших путей составления карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами, обусловленными активными тектоническими разрывами, был посвящен предыдущий сборник — "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР", "Наука", 1976 г. Развитию этой же тематики в применении к многим другим районам СССР и специальному изучению зон сейсмогенных разрывов (зон очагов возможных в будущем сильных толчков) посвящен настоящий сборник.

В его вводной статье рассматривается фундаментальный вопрос — закономерные качественные и количественные соответствия геологических и сейсмических данных. Эти соответствия рекомендуются в виде основы работ по составлению карт и развитию методов сейсмического районирования. В первой части сборника приведены примеры сейсморайонирования, произведенного на геолого-геофизической базе, с использованием сейсмических данных. Во второй — анализируются различные вопросы взаимосвязей геологических и сейсмических явлений. В третьей части, в двух статьях, изложены важнейшие требования проектировщиков современного сейсмостойкого строительства к сейсмическому районированию. В заключительной четвертой части приведены статьи с материалами о геологическом строении, геофизике и сейсмичности некоторых сейсмоактивных районов.

Помимо южных районов СССР в сборнике в двух статьях рассматривается сейсмотектоника северных районов Монгольской Народной Республики, связанная со структурами Прибайкалья.

Статьи для данного сборника были представлены Институтом земной коры СО АН СССР, Центральным научно-исследовательским институтом строительных конструкций (ЦНИИСК) Госстроя СССР, Всесоюзным научно-исследовательским институтом Гидротехники (ВНИИГ) Министерства энергетики СССР, Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева АН Казахской ССР, Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР, Институтом сейсмологии АН Узбекской ССР, Институтом геологии АН Азербайджанской ССР, Ереванским государственным университетом и другими учреждениями.

И.Е. ГУБИН

И. Е. Губин

## ГЕОЛОГИЯ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Прогноз землетрясения понимается как прогноз места, силы и времени возможных в будущем разрушительных толчков [1]. Однако настоящая проблема гораздо сложнее. Она состоит из большого количества различных задач, результаты решения которых одинаково необходимы для совместного практического использования.

К числу первоочередных задач относится установление [2]: 1) сейсмогенных зон, т.е. зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений; 2) глубин возникновения очагов и их размеров, вероятных в каждой зоне и в ее звеньях<sup>1</sup>; 3) магнитуды максимальных землетрясений, ожидаемых в зоне и в ее звеньях, и их интенсивности (балльности) в надочаговой области; 4) частоты повторения максимальных и меньших толчков, возможных в зоне и в ее звеньях; 5) ширины полос ожидаемого распространения сотрясений определенных баллов от границ этой сейсмогенной зоны.

Результаты прогнозирования перечисленных элементов сейсмичности в том или ином виде отображаются на картах сейсмического районирования, требуемых ныне народным хозяйством [2]. Определяющим элементом на таких картах нового типа являются сейсмогенные зоны, обусловленные активными тектоническими разрывами, установленными в первую очередь по геологическим и геофизическим данным.

К числу задач прогноза, которые могут быть поставлены для решения на базе карт сейсморайонирования, имеющих сейсмогенные зоны, относятся: 1) выявление участков (звеньев) сейсмогенных зон, в которых с наибольшей вероятностью произойдут следующие возможные в зоне максимальные землетрясения; 2) установление особенностей ожидаемых сейсмических колебаний на строительной площадке их длительности, динамического воздействия, спектров и типичных акселерограмм в зависимости от расстояния до сейсмогенной зоны и инструментальных записей землетрясений, характерных для этой зоны [3]; 3) прогноз вероятного изменения ожидаемой интенсивности сотрясений на строительной площадке, в зависимости от их грунтовых и рельефных условий; 4) разработка методов прогноза времени разрушительных землетрясений, возможных в определенных сейсмогенных зонах и их звеньях.

Первоочередной и основной задачей все же является установление сейсмогенных зон и параметров вероятных в них максимальных толчков, т.е. долговременный прогноз места и силы возможных землетрясений. Только тщательно составленные карты сейсмического районирования с сейсмогенными зонами и

<sup>1</sup> Очаг — это поверхность тектонического разрыва, по которой произошло смещение при землетрясении.

соответственно спроектированное и выполненное сейсмостойкое строительство приведут к сохранности зданий, сооружений, а также человеческих жизней при сильных землетрясениях. В качестве примера отметим, что при подземном толчке, возникшем в Румынии 4 марта 1977 г., в южных районах Молдавии сотрясение достигло 7–8, а в Кишиневе 6–7 баллов. Однако больших разрушений не случилось [4]. В данном случае были заранее установлены Вранчская зона возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений, находящаяся в Румынии, и ширина полос вероятного распространения сотрясений определенных баллов от Вранчской зоны.

Когда будет разработан метод прогноза времени возможного в будущем разрушительного землетрясения, то он сможет иметь серьезное значение, только если одновременно будет определено — где возникнет этот толчок и какие будут у него сила и площадь распространения. Иными словами, тогда, когда для данного района будет составлена детальная карта сейсмического районирования с сейсмогенными зочами.

Напомним, что на нормативных картах сейсмрайонирования 1940–1970 гг., т.е. старого типа, показаны только зоны ожидаемых сотрясений определенной балльности. Не показаны места, где могут возникнуть землетрясения данной интенсивности, их магнитуда, частота повторения и другие элементы сейсмичности. Поэтому нормативные карты старого типа оказались практически непригодными в виде базы для решения задач прогноза времени землетрясений.

Они оказались мало пригодными также в связи с научно-технической революцией, строительством в сейсмических районах многоэтажных зданий, крупных гидротехнических сооружений и электростанций. Для их проектирования стали требоваться карты сейсмрайонирования с сейсмогенными зонами, обусловленными активными разрывами, дифференцированно отображающими различные особенности сейсмической опасности в пределах сейсмически активных территорий. С помощью данных карт могут устанавливаться также, как ранее отмечалось, динамическое воздействие сейсмических колебаний, вероятных на строительных площадках и спектры этих колебаний [3], см. также статьи О.А. Савинова, С.В. Полякова и А.М. Жарова в настоящем сборнике. Такие требуемые ныне карты нового типа опубликованы по многим регионам, по другим они составляются, разрабатывается методика их составления [5–10].

Как известно, после публикации нормативных карт старого типа [11–15] произошли многочисленные разрушительные землетрясения в местах, на них не предусмотренных. Выяснение причин этого стало необходимо для избежания таких ошибок в будущем. Эти ошибки — результат не частных недоработок, а недостатков исходных теоретических положений, принятых за основу метода составления нормативных карт старого типа. Данному вопросу и принципам сейсмического районирования, как такового, посвящена настоящая статья. В ней рассматривается фундаментальная проблема: геологические, т.е. физические причины и условия возникновения сильных землетрясений различных магнитуд, в виде теоретической основы для работ по прогнозу разрушительных землетрясений различных параметров и составления карт сейсмического районирования. Основы, которая определяет путь исследований, приемы работы, ее результат и возможность дальнейшего развития дела.

### Нормативное сейсмрайонирование 1940–1970 гг.

Нормативная карта сейсмического районирования территории СССР старого типа, т.е. имеющая только зоны балльности, была составлена Г.П. Горшковым в 1940 г. [11]. Затем она переиздавалась с не принципиальными изменениями (уточнениями, по выражению их редакторов) в 1949, 1951, 1957 и 1970 гг.

[12–15]<sup>1</sup>. Метод составления и уточнения карт сводился в основном к соединению площадей распространения зарегистрированных землетрясений. При составлении вариантов карты 1957 и 1970 гг. учитывались результаты различных интерпретаций слабых толчков. Рассмотрим ниже, как практически производилось такое районирование. Масштаб его 1 : 5 000 000.

На карте 1940 г. [11] показаны, в виде небольших овалов и кружков, плейстосейстовые области (площади первой изосейсты) зарегистрированных землетрясений определенных баллов. Площади распространения меньших сотрясений соседних подземных толчков соединены, как, например, на карте Средней Азии (рис. 1). Если плейстосейстовые области известных сильных землетрясений были вблизи друг от друга, то они также соединены. В результате на карте оказались изображенными широкие зоны ожидаемых сотрясений малой балльности, включающие небольшие плейстосейстовые области зарегистрированных сильных толчков. Приемы данного районирования не были опубликованы. Из содержания же карты следует, что за ее основу взято следующее исходное теоретическое положение: там, где были зарегистрированы подземные толчки, они могут повторяться и с той же максимальной балльностью, в других местах их не следует ожидать.

После публикации рассмотренной карты с 1940 по 1948 г. в Средней Азии произошло несколько землетрясений 8–9 и 10 баллов в местах, не предусмотренных на карте. Это землетрясения: Гармское 1941 г., Файзабадское 1943 г., Чаткальское 1946 г., Казанджикское 1946 г. и Ашхабадское 1948 г. (подробнее см. следующий раздел статьи).

На уточненном варианте нормативной карты 1949 г. [12] учтены площади распространения землетрясений, происшедших после 1940 г. В частности на карте Средней Азии (рис. 2) показана плейстосейстовая область Чаткальского землетрясения 1946 г. Плейстосейстовые области землетрясений Туркмении — Красноводского 1895 г., Казанджикского 1946 г. и Ашхабадского 1948 г. соединены и образовали цельную девятибалльную зону. В 1949 г. в восьмибалльной зоне данной карты в Средней Азии возникло Хаитское землетрясение силой 9–10 баллов (рис. 2).

На следующей уточненной нормативной карте 1951 г. [13] были соединены все небольшие плейстосейстовые области девятибалльных землетрясений, зарегистрированных в Средней Азии и Казахстане, находящиеся друг от друга на расстояниях от 100 километров и более. В результате на карте образовалась цельная девятибалльная зона, включающая все горные и межгорные части Средней Азии и Казахстана. Ее длина до 1000 и ширина до 400 км (рис. 3). В этом случае на карте нет районирования как такового, т.е. нет какой-либо дифференциации данной огромной территории; вся она причислена к весьма сейсмоопасной. К зонам меньшей балльности были причислены предгорные территории и прилегающие равнины Средней Азии и Казахстана [16, с. 406–412] [17].

Итак, нормативное районирование в 1951 г. стало сводиться к соединению площадей распространения всех зарегистрированных сотрясений с учетом их интенсивности. В результате на картах появились широкие зоны различной балльности. Плейстосейстовые области перестали показываться.

На нормативных картах 1957 и 1970 гг. [14, 15] уточнение сводилось, как и ранее, к изменению местонахождения границ зон балльности в некоторых районах и расширению восьми и девятибалльных зон в основном за счет площадей распространения происшедших новых сильных толчков. Рассмотрим, как это делалось на примере районов Прибайкалья.

<sup>1</sup> Автор карт 1949 и 1951 гг. — Г.П. Горшков, редактор карт 1957 и 1970 гг. — С.В. Медведев.

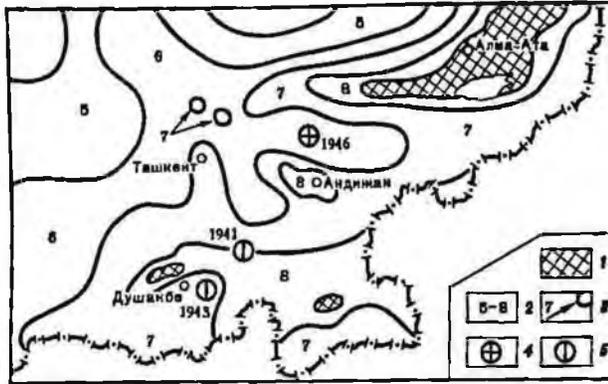


Рис. 1. Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1940 г. [11]

1 — зона возможного сотрясения 9 баллов; 2 — 3 — то же, указанного балла; 4—5 — эпицентры землетрясений, происшедших после опубликования карты: 4 — десятибалльного 1946 г., 5 — восьми—девятибалльных 1941 и 1943 гг.

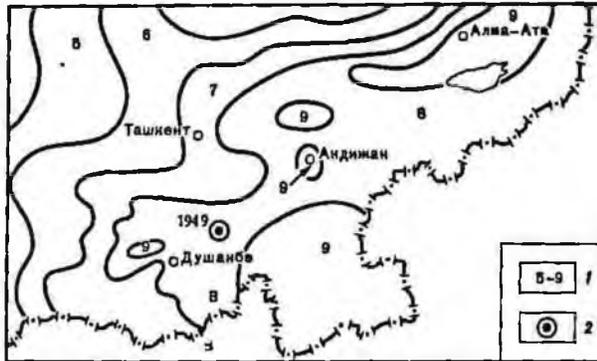


Рис. 2. Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1949 г. [12]

1 — зоны возможного сотрясения указанного балла; 2 — эпицентр девяти—десятибалльного Хэйтского землетрясения 1949 г., происшедшего после опубликования карты

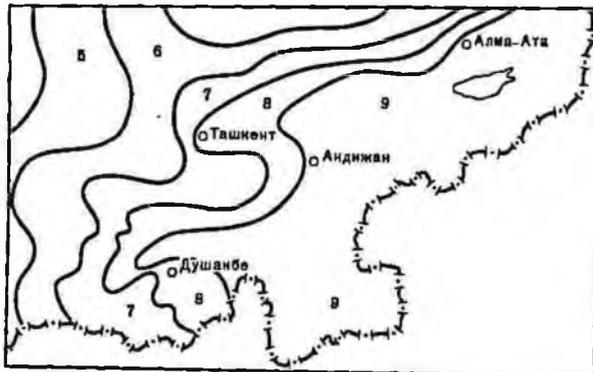


Рис.3. Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1951 г. [13]  
5 — 9 — зоны возможного сотрясения указанного балла

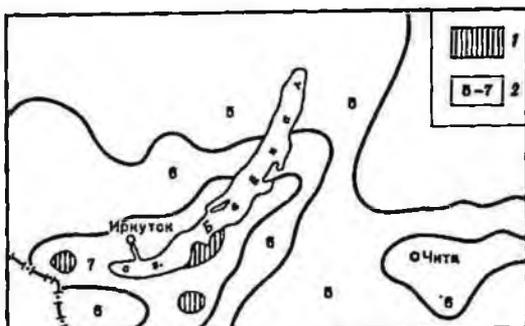


Рис. 4. Нормативная карта сейсмического районирования Прибайкалья 1940 г. [11]

1 — зона возможного восьмибалльного сотрясения; 2 — зоны возможного сотрясения указанного балла

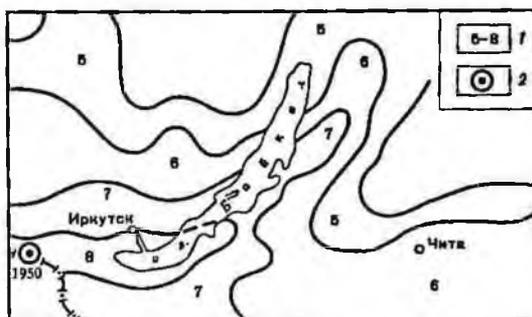


Рис. 5. Нормативная карта сейсмического районирования Прибайкалья 1949 г. [12]

1 — зоны возможного сотрясения указанного балла; 2 — эпицентр девятибалльного Мондинского землетрясения 1950 г., происшедшего после опубликования карты

В южном районе Прибайкалья на нормативной карте сейсморайонирования 1940 г. [11] (рис. 4) показано три небольших овала, в пределах которых допущена возможность восьмибалльных толчков, поскольку они там были зарегистрированы. Остальные районы Прибайкалья отнесены к 7-, 6- и 5-балльным зонам.

Три выше упомянутые восьмибалльные овала на новой нормативной карте 1949 г. [12] соединены и образовали одну широкую восьмибалльную зону (рис. 5). Через год в западной части этой восьмибалльной зоны, в 1950 г. возникло девятибалльное Мондинское землетрясение. Поэтому данная восьмибалльная зона на следующей нормативной карте 1951 г. [13] целиком оказалась переведенной в девятибалльную зону (рис. 6).

В 1957 г. в северо-восточной части рифтовой зоны Прибайкалья, в Муйской впадине, в четырехбалльной зоне карты 1951 г. (рис. 6) возникло девятидесятибалльное Муйское землетрясение. На нормативной карте 1957 г. [14] (рис. 7) балльность районов Муйской впадины и озера Байкал была повышена до восьми. Районы южной части озера Байкал, как и на предыдущей карте (рис. 6), остались в девятибалльной зоне.

После издания нормативной карты 1957 г. [14] в пределах ее шестибалльной зоны в юго-западных отрогах Станового хребта возникли в 1958 г. два девятибалльных землетрясения: Нюкхинское и Олекминское, и в 1967 г. —

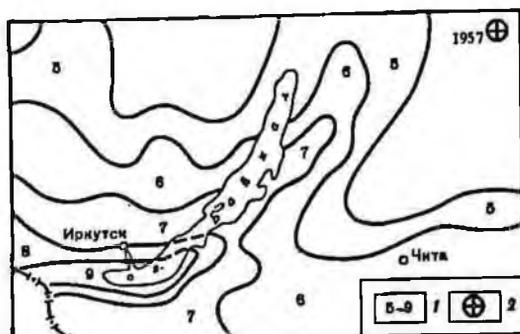


Рис. 6. Нормативная карта сейсмического районирования Прибайкалья 1957 г. [13]

1 — зоны возможного сотрясения указанного балла; 2 — эпицентр десятибалльного Муйского землетрясения 1957 г., произошедшего после опубликования карты

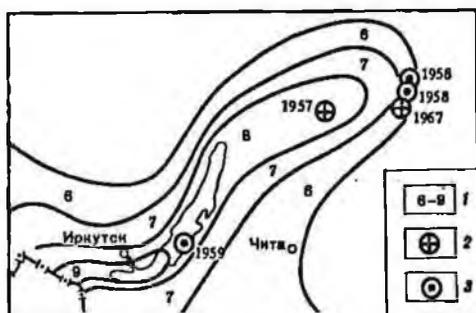


Рис. 7. Нормативная карта сейсмического районирования Прибайкалья 1957 г. [14]

1 — зоны возможного сотрясения указанного балла; 2—3 эпицентры землетрясений, произошедших после опубликования карты; 2 — десятибалльного, 3 — девятибалльного.

Примечания. Муйское землетрясение 1957 г. произошло за полтора месяца до утверждения карты

девяти-десятибалльное Тас-Юряхское землетрясение. В 1969 г. в восьмибалльной зоне этой же карты возникло девятибалльное Среднебайкальское землетрясение (рис. 7).

Происшедшие события привели к тому, что на очередной уточненной нормативной карте 1970 г. [15] все девятибалльные площади землетрясений, зарегистрированных в Прибайкалье, были соединены, несмотря на то, что находились на весьма далеком расстоянии друг от друга. В результате на карте возникла цельная, весьма широкая девятибалльная зона, длиной более 1200 км, включающая районы Тункинской, Байкальской, Муйской и других впадин. Показаны зоны возможного сотрясения сильнее девяти баллов.

Одноэлементные карты сейсмрайонирования, имеющие только зоны балльности, в качестве ненормативных были составлены для ряда территорий, например, для США в 1958 г. (Ч. Рихтер), Индии — в 1969 г. (К. Гуха), Кавказа — в 1969 г. [18]. Способ их составления был практически такой же, как и нормативных карт.

## Разрушительные землетрясения, происшедшие на Кавказе, в Средней Азии и Сибири с 1940 по 1976 г.

Ниже перечисляются землетрясения ( $I_0 \geq 8-9$  и  $M > 6$ ), послужившие для уточнения нормативных карт, опубликованных незадолго до соответствующих толчков.

**Землетрясения Большого Кавказа.** Чхалтинское землетрясение 16 июля 1963 г. ( $I_0 = 9$ ,  $M = 6,4$ ) [19, 20]. Координаты эпицентра  $43,2^\circ$  с.ш. и  $41,6^\circ$  в.д. Возникло на юго-западном склоне Кавказского хребта в шестибалльной зоне, показанной на нормативной карте 1940 г. [11], также на картах 1949, 1951 и 1957 гг. [12, 13, 14], интенсивность Чхалтинского землетрясения превысила интенсивность, ожидавшуюся в данной зоне, на 3 балла.

Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. ( $I_0 = 8-9$ ,  $M = 6,5$ ) [20, 21]. Координаты эпицентра  $43,00^\circ$  с.ш. и  $47,09^\circ$  в.д. Возникло в Дагестане в зоне ожидавшихся семибалльных сотрясений, показанной на нормативной карте 1970 г. [15]. Район землетрясения обозначен семибалльным также на карте, составленной И.В. Ананьиним, В.И. Бунз и другими в 1969 г. [18], и на карте, опубликованной в 1968 г. под редакцией С.В. Медведева [22]. Итак, интенсивность землетрясения на 1-2 балла превысила ожидавшуюся.

**Землетрясения Туркмении.** Казанджикское землетрясение 4 ноября 1946 г. ( $I_0 = 8-9$ ,  $M = 6,5$ ) [20, 23]. Координаты эпицентра  $39,7^\circ$  с.ш. и  $54,6^\circ$  в.д. Возникло в семибалльной зоне нормативной карты 1940 г. [11], также в семибалльной зоне других карт [24, 25]. Интенсивность толчка превысила ожидавшуюся почти на 2 балла.

Ашхабадское землетрясение 5 октября 1948 г. ( $I_0 = 9-10$ ,  $M = 7$ ) [20, 26, 27]. Координаты эпицентра  $37,8^\circ$  с.ш. и  $58,6^\circ$  в.д. Возникло в семибалльной зоне, показанной на картах, составленных в 1945 и 1947 гг. [24, 25]. Интенсивность его превысила ожидавшуюся на 3 балла.

**Землетрясения Средней Азии.** Гармское землетрясение 20 апреля 1941 г. ( $I_0 = 9$ ,  $M = 6,5$ ) [20, 28]. Координаты эпицентра  $39,2^\circ$  с.ш. и  $70,5^\circ$  в.д. Возникло в Таджикистане, на южном склоне Гиссарского хребта в семибалльной зоне нормативной карты 1940 г. [11, 29]. Восмибалльные толчки распространились на небольшой участок соседней восьмибалльной зоны этой же карты. В целом же интенсивность данного толчка превысила ожидавшуюся на 2 балла (рис. 1).

Файзабадское землетрясение 11 января 1943 г. ( $I_0 = 8-9$ ,  $M = 6$ ) [16, 20]. Координаты эпицентра  $38,7^\circ$  с.ш. и  $69,3^\circ$  в.д. Возникло в Таджикистане на южном склоне Гиссарского хребта в семибалльной зоне нормативной карты 1940 г. [11, 29]. Интенсивность землетрясения превысила интенсивность, ожидавшуюся в зоне, на 2 балла (рис. 1).

Чаткальское землетрясение 2 ноября 1946 г. ( $I_0 = 9-10$ ,  $M = 7,5$ ) [20, 26, 27, 30]. Координаты эпицентра  $49,9^\circ$  с.ш. и  $71,9^\circ$  в.д. Возникло в районе западного склона Ферганского хребта в шестибалльной зоне нормативной карты 1940 г. [11, 29]. Интенсивность землетрясения превысила ожидающуюся приблизительно на 4 балла (рис. 1).

Хаитское землетрясение 10 июля 1949 г. ( $I_0 = 9-10$ ,  $M = 7,5$ ) [16, 20]. Координаты эпицентра  $39,2^\circ$  с.ш. и  $70,8^\circ$  в.д. Возникло в Таджикистане в основании южного склона Гиссарского хребта в восьмибалльной зоне нормативной карты 1949 г. (рис. 2) [12, 29]. Его интенсивность превысила ожидающуюся в зоне на 1-2 балла.

Сарыкамышское (Пржевальское) землетрясение 5 июня 1970 г. ( $I_0 = 8-9$ ,  $M = 6,8$ ) [20, 31]. Координаты эпицентра  $42,31^\circ$  с.ш. и  $78,42^\circ$  в.д. Возникло в

восточной части Киргизии в девятибалльной зоне нормативной карты сейсмо-районирования 1970 г. [15, 22]. Его интенсивность совпала с интенсивностью, ожидавшейся в зоне.

Маркансуйское (Заалайское) землетрясение 11 августа 1974 г. ( $I_0$ , возможно, 8–9,  $M = 7,2$ ) [9, 20]. Координаты эпицентра  $39,4^\circ$  с.ш. и  $73,8^\circ$  в.д. Возникло на южном склоне Заалайского хребта в девятибалльной зоне нормативной карты 1970 г. [15]. Интенсивность данного землетрясения совпала с интенсивностью, ожидавшейся в зоне<sup>1</sup>.

Газлийское землетрясение 8 апреля 1976 г. ( $I_0 = 8, M = 7$ ) [32]. Координаты эпицентра  $40,5^\circ$  с.ш. и  $63,8^\circ$  в.д. Возникло в западном Узбекистане в пятибалльной зоне, показанной на нормативной карте 1940 г. [11] и оставленной без изменения на картах 1949 и 1951 гг. [12, 13]. Данная пятибалльная зона показана без изменения также на нормативных картах 1957 и 1970 гг. [14, 15, 22]. Итак, интенсивность землетрясения превысила ожидавшуюся на 3 балла.

Газлийское землетрясение 17 мая 1976 г. ( $I_0 = 9, M = 7,3$ ) [33]. Координаты эпицентра  $40,26^\circ$  с.ш. и  $63,30^\circ$  в.д. Возникло недалеко от предыдущего толчка, также в пятибалльной зоне, показанной на нормативных картах [11–15]. Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 4 балла.

Землетрясения Прибайкалья. Мондинское землетрясение 4 апреля 1950 г. ( $I_0 = 9, M = 6,75$ ) [20, 26, 27]. Координаты эпицентра  $51,7^\circ$  с.ш. и  $101,0^\circ$  в.д. Возникло в районе Тункинской впадины в восьмибалльной зоне нормативной карты 1949 г. [12] (рис. 5). Его интенсивность на 1 балл превысила ожидавшуюся в зоне.

Муйское землетрясение 27 июня 1957 г. ( $I_0 = 10, M = 7,5$ ) [20, 26, 27, 34, 35]. Координаты эпицентра  $56,1^\circ$  с.ш. и  $116,7^\circ$  в.д. Возникло в районе Муйской впадины в четырехбалльной зоне, показанной на нормативной карте 1951 г. [13] (рис. 6). Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 6 баллов. Отметим, что через полтора месяца после этого землетрясения в 1957 г. была утверждена новая нормативная карта [14], на которой район Муйского землетрясения показан не десятибалльным или хотя бы девятибалльным, а почему-то лишь восьмибалльным, т.е. на два балла ниже, чем интенсивность бывшего Муйского землетрясения.

Нюхинское землетрясение 5 января 1958 г. ( $I_0 = 9, M = 6,5$ ) [20, 36]. Координаты эпицентра  $56,6^\circ$  с.ш. и  $121,1^\circ$  в.д. Возникло в юго-западных отрогах Станового хребта в шестибалльной зоне нормативной карты 1957 г. [14] (рис. 7). Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 3 балла.

Олекминское землетрясение 14 сентября 1958 г. ( $I_0 = 9, M = 6,5$ ) [20, 36]. Координаты эпицентра  $56,7^\circ$  с.ш. и  $121,0^\circ$  в.д. Возникло в юго-западных отрогах Станового хребта в шестибалльной зоне нормативной карты 1957 г. [14] (рис. 7). Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 3 балла.

Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. ( $I_0 = 9, M = 6,8$ ) [20, 37]. Координаты эпицентра  $52,7^\circ$  с.ш. и  $107,0^\circ$  в.д. Возникло на юго-восточном берегу озера Байкал в восьмибалльной зоне нормативной карты 1957 г. [14] (рис. 7). Наибольшие разрушения произошли в селении Малый Дулан. Интенсивность сотрясения превысила ожидавшуюся на 1 балл.

Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. ( $I_0 \approx 9-10, M = 7$ ) [20, 38]. Координаты эпицентра  $56,6^\circ$  с.ш. и  $121,0^\circ$  в.д. Возникло в юго-западных отрогах Станового хребта в шестибалльной зоне нормативной карты 1957 г. [14] (рис. 7). Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 4 балла.

<sup>1</sup> Сарыкамьшский и Маркансуйский районы показаны девятибалльными также на карте 1951 г. Их небольшие площади входят в пределы цельной девятибалльной зоны, имеющей длину около 1000 км и ширину до 400 км (р.с. 3).

Артыкское (Оймьяконское) землетрясение 18 мая 1971 г. ( $I_0 \approx 9$ ,  $M = 7,1$ ) [20, 39]. Координаты эпицентра  $64,03^\circ$  с.ш. и  $145,98^\circ$  в.д. Возникло в районе юго-восточной окраины хребта Черского, в семибалльной зоне нормативной карты 1970 г. [15]. Его интенсивность превысила ожидавшуюся на 2 балла.

### Исходные положения и приемы нормативного сейсморайонирования 1940–1970 гг.

Как было показано ранее, первая, оригинальная нормативная карта сейсморайонирования СССР 1940 г. была составлена исходя из следующего формалистического принципа: там, где были зарегистрированы землетрясения, они могут повториться и с той же максимальной силой, в других местах их ожидать не следует.

В связи с тем, что новые разрушительные землетрясения возникали преимущественно в непредусмотренных местах, т.е. там, где они ранее не отмечались, районирование в 1949 и 1951 гг. стало производиться путем соединения площадей распространения всех зарегистрированных сильных сотрясений. Принципы и конкретные приемы такого районирования не были сообщены. Однако из ранее нами произведенного сопоставления нормативных карт и карт землетрясений следует, что при данном районировании соединение площадей распространения сотрясений одного и того же балла делалось формально, без учета локальных геологических условий генерации землетрясений [16, с. 406–412].

Во время составления карт сейсморайонирования 1949–1951 гг. Г.П. Горшков, автор карт, в следующем виде изложил свои теоретические исходные представления о причинах и условиях генерации сильных землетрясений: "Реальность глубоких сейсм сомнению не подлежит и вероятность появления их в любом районе на глубинах по меньшей мере до 100 км не исключается" [25, с' 39]. Применяя сказанное на практике, в частности в Туркмении, он же указал, что "поле 9-балльной сейсмической зоны нужно распространить на всю площадь выхода на поверхность дислоцированных коренных пород, независимо от их возраста, наличия или отсутствия тектонических разрывов и т.п." [40].

Из сказанного следует, что якобы нет геологических или геофизических критериев для дифференциации сейсмических территорий, активные разрывы не имеют для районирования никакого значения, причины же и условия возникновения землетрясений пока неизвестны. Естественно, что при данных представлениях разработать какие-либо принципы и правила сейсморайонирования было невозможно, этим правилам не на что было опираться.

В те же годы сейсмолог Е.А. Розова, исходя из инструментальных данных, написала: "В большинстве случаев нет той тесной связи между эпицентрами и так называемыми живыми тектоническими линиями, которая должна была бы быть, если считать, что основной причиной возникновения землетрясений являются различные нарушения..." [41].

Перечисленные выше теоретические представления, несмотря на их оторванность от реальной геологической обстановки и ошибочность [42], до сих пор используются в том или другом виде многими сейсмологами и некоторыми геологами в качестве исходных положений при решении вопросов прогноза землетрясений и сейсморайонирования. Именно это обстоятельство и вынуждает нас к дальнейшему обсуждению данных представлений и к показу того, к чему приводит их использование.

В качестве примера их недавнего использования отметим, что в 1958 г. при пояснении исходных положений уточнения нормативных карт сейсморайонирования было сообщено, что существующие представления о причинах и условиях возник-

новения землетрясений гипотетичны и требуют развития [43]. При этом, естественно, вопрос об установлении и использовании причинно-следственных связей между геологическими сейсмогенными процессами и сейсмическими явлениями даже не поднимался.

В соответствии со сказанным редактирование карт 1957 и 1970 гг. было произведено так же, как и ранее, в основном путем соединения площадей распространения известных землетрясений. Однако редактор карт, ничего не говоря об использовании упомянутого приема, сообщил [22, с. 13], что установление и оконтуривание зон одинаковой балльности производилось на основе сейсмических и геологических данных, в частности карт эпицентров, глубин очагов, графиков повторяемости, схем сейсмической активности и т.п. Но как они использовались для оконтуривания зон, не пояснялось. Было допущено, что механизм очага — это разрыв сплошности земной коры; о том, что очаги возникают по зафиксированным в природе долгоживущим тектоническим активным разрывам, не было сказано. Такие разрывы и не учитывались, зоны балльности нормативных карт во многих районах под различными углами секут активизированные геологические структуры и активные разрывы и находятся в резком противоречии с ними. Иными словами, конкретные геологические данные при установлении и оконтуривании зон балльности по существу во внимание не принимались и ранее приведенное сообщение редактора карты об их учете нельзя считать правильным. (Подробнее см. [16, с. 408—412], [17].)

Итак, какие-либо определенные представления о геологических причинах и условиях генерации сильных землетрясений не были взяты для составления нормативных карт сейсморайонирования. Карты создавались в основном путем того или другого учета зарегистрированной сейсмичности, которая использовалась в качестве примата. Естественно, что при этом она считалась достаточной для производства работ. Применение на практике данного подхода, при котором учитываются только последствия и не анализируются причины, и приводило систематически к крупным ошибкам в деле установления действительных сейсмических условий.

### **О необходимости принципиальной перестройки методов нормативного сейсморайонирования**

Нормативные карты старого типа 1940—1970 гг. перестали удовлетворять практику по следующим причинам.

1. В виде основного исходного материала для составления карт старого типа была принята зарегистрированная сейсмичность. Она же, вследствие малых сроков наблюдений, не отображает в должной мере на большинстве территорий существующие сейсмогенные процессы. Соединение же площадей распространения зарегистрированных землетрясений дело не улучшало, а наоборот, ухудшало, поскольку оно производилось без определенных правил. При данном районировании не были выявлены многочисленные потенциальные очаги. С другой стороны, многие районы без основания причислены к сейсмоопасным, когда на картах формально объединялись площади распространения сильных толчков, расположенные далеко друг от друга.

В результате сказанного 17 из 19 разрушительных землетрясений произошли с 1940 г. на Кавказе, в Средней Азии и Сибири в местах, не предусмотренных на картах. Возникли они по активным крупным разрывам. То же наблюдалось на Дальнем Востоке. Например, в Амурской области в пятибалльной зоне карты 1970 г. [15] 2 ноября 1973 г. возникло 7—8-балльное Зейское землетрясение в зоне активного Тукурингского разлома [20, 44].

Как следует из данного опыта, новые разрушительные землетрясения будут по-прежнему возникать по существующим долгоживущим активным разрывам,

преимущественно в еще непроявившихся и не учтенных на нормативных картах очагах, в которых тектонические напряжения накапливаются давно. Меньше оснований ожидать сильные землетрясения в очагах, где тектонические напряжения недавно разрядились и лишь начали вновь накапливаться. Они заведомо не будут возникать на площадях, где нет крупных активных разрывов. Скорость накопления напряжений для новых сейсмогенных движений по разрывам в разных геологических зонах различна. Она обуславливается скоростями и особенностями движений геологических структур.

2. Нормативные карты прошлого являются одноэлементными и они поэтому содержат слишком мало информации. На них показываются только зоны возможных сотрясений определенной интенсивности, причем ожидаемая величина сотрясений в зонах дается не в физических единицах, а в баллах, устанавливаемых по степени разрушения строений. Такие баллы оказались мало пригодными для проектирования современных сейсмостойких многоэтажных зданий и крупных сооружений.

3. В нормативные карты прошлого оказалось невозможно ввести прогноз элементов сейсмичности, необходимых для решения современных строительных вопросов. Их введение сразу же нарушило бы содержание карт. Например, введение зон возможного возникновения разрушительных землетрясений, т.е. сейсмогенных, потребовало бы переопределить балльность в районах этих зон и показать изолиниями балльности спад ожидаемой интенсивности в стороны от границ зоны. Иными словами, балльность в пределах всей карты пришлось бы пересмотреть.

Вследствие перечисленных выше трех причин и возникла необходимость составления другой, принципиальной новой нормативной карты сейсмораионирования с сейсмогенными зонами [8—10]. Такая карта может быть создана, достаточно обоснованно, лишь на базе установленных геологических причин и условий возникновения сильных землетрясений с помощью приемов, учитывающих эти причины и условия. При этом сейсмические данные используются не в качестве примата, а наравне с другими данными для познания сейсмогенных тектонических процессов, в том числе для установления количественных (инструментальных) характеристик сейсмических колебаний, генерация которых возможна в той или другой сейсмогенной зоне изучаемого региона.

### **Причины землетрясений и закономерные соответствия геологических и сейсмических явлений**

Землетрясения — геологическое явление. Они возникают не везде и не хаотично, а в строгом соответствии с особенностями геологического строения сейсмоактивных территорий и тектонических движений. Резкие движения по крупным разрывам обуславливают генерацию разрушительных толчков. Многообразие геологических структур и их движений по разрывам обуславливают многообразие землетрясений по их генезису, максимальным паразметрам и частоте повторения. Эти многообразия закономерно соответствуют друг другу.

На территории СССР сильные толчки возникают в земной коре, преимущественно в ее верхней части. До этих глубин геологическое строение доступно для изучения при современном развитии наук о Земле. Сказанное дает возможность производить сейсмораионирование путем установления активных разрывов и их систем (сейсмогенных зон) в основном по геологическим и сейсморазведочным данным и последующего определения особенностей и степеней их сейсмогенности по геологическим и сейсмическим материалам с помощью сеймотектонического метода причинно-следственного [8, 9].

Генетическая связь сильных землетрясений с активными разрывами была подмечена еще в прошлом столетии крупнейшими геологами Э. Зюссом и И.В. Муш-

кетовым. И.В. Мушкетов нашел, что: землетрясения подразделяются на обусловленные горизонтальными и вертикальными дислокациями; возникают же они по контактам поднятий и опусканий. Данные заключения впоследствии были развиты. На их базе в 1947—1960 гг. были установлены причинно-следственные связи (закономерные соответствия) геологических и сейсмических явлений [5, 45] [16, с. 374—403], ранее упоминавшиеся. Ниже они рассматриваются подробнее. Вначале подчеркнем, что сильные землетрясения возникают по долгоживущим крупным активным разрывам в результате резких подвижек по ним. Нет никаких оснований полагать, что толчки с большими магнитудами обуславливаются внезапным образованием где-либо новых разрывов длиной десятки и сотни километров с большой глубиной заложения. Такое в природе не наблюдалось.

Дифференциация сейсмоактивных территорий. Зоны протяженных активных разрывов, по которым возникают сильные землетрясения, развиты не повсеместно, а по окраинам активизированных древних и новейших структур, а затем малых структур, их составляющих, например, по окраинам больших и малых поднятий. Между ними находятся участки геологических структур различных размеров, не нарушенные крупными активными разрывами, и в них сильные толчки не возникают.

Разрывы различных видов и размеров (рангов) и их сейсмогенность. В активизированных комплексах структур различного возраста, строения, глубины заложения и особенностей современных движений находятся разрывы, которые соответственно различаются друг от друга морфологически, по длине и глубине заложения, по процессам образования и скорости тектонических движений по ним. Эти различия очень велики и разрывы по перечисленным признакам подразделяются на ранги, образующие сложные ряды.

Длина сейсмогенных разрывов и их зон бывает от нескольких километров до 2—3 тыс. км, глубина заложения от 2—3 до 50 км и более, ширина же зон разрывов бывает от нескольких до 15—20 км и больше. Не меньше различия и в скорости тектонических движений по разрывам, а также в степенях консолидации и раздробленности нарушенной среды. В соответствии с перечисленными геологическими различиями разрывы и их зоны различаются друг от друга по степени своей сейсмогенности [16, 46, 47].

Разрывы, очаги и магнитуда. Чем длиннее разрыв и он глубже заложен, чем более консолидирована нарушенная среда, в которой возникают землетрясения, и крупнее геологические структуры (блоки и складки), которые смещаются по разрыву, и больше степень сцепления пород по разрыву, тем большее напряжение необходимо для смещения структуры и тем по большему участку разрыва происходит новое резкое движение, больше очаг и магнитуда (энергия) землетрясения, и наоборот [48, с. 46—47].

В согласии с этим сейсмогенные разрывы определенных видов и размеров (рангов), находящиеся в определенных комплексах структур, образуют длинные ряды. В каждом ранге разрывов возникают им присущие максимальные землетрясения с определенными размерами очагов и высшим уровнем магнитуды. Важнейшие вехи закономерного ряда разрывов приведены в [16, с. 381] [46, 47]. По разрывам высшего ранга этого ряда возникают толчки с  $M \geq 7,5$ ; по разрывам самых меньших рангов с  $M = 4 \div 5$ . Разновеликие звенья зон разрывов, так или иначе разобщенные, в том числе поперечными разрывами, также различаются по магнитуде возможных в них максимальных толчков [9, с. 24]. Сказанное не относится к слабым толчкам приблизительно с  $M \leq 4$ , которые возникают повсеместно в сейсмоактивных районах при различных геологических деформациях [8, с. 183].

Разрывы и интенсивность землетрясений. Каждая зона однородных разрывов, находящаяся в аналогичных геологических структурах и имеющая определенную

длину и глубину заложения, характеризуется не только определенной величиной магнитуды возможных максимальных толчков и глубиной заложения нижних границ очагов, но и определенной максимальной величиной интенсивности (балльности) в надочаговой области, а также — шириной полос распространения сотрясений определенной балльности в стороны от границ зоны. Чем ближе очаг к поверхности Земли и больше магнитуда толчка, тем сильнее сотрясение; чем глубже нижняя граница очага, тем больше область распространения сотрясений. Эта закономерность хорошо известна [16, 27].

В качестве примера отметим два подземных толчка. Каратегинское землетрясение 1939 г. ( $I_0 = 9$  и  $M = 5,75$ ) имело длину плейстосейстовой области и, вероятно, очага около 12 км, глубину заложения нижней границы очага около 5–6 км. Ширина плейстосейстовой области была 3 км, расстояния между изосейстами 9 и 8 баллов около 2–3 км и между изосейстами 8 и 7 — приблизительно 4–5 км [16]. Хаитское землетрясение 1949 г. ( $I_0 = 9–10$  и  $M = 7,5$ ) имело длину плейстосейстовой области и, вероятно, очага около 60–65 км, глубину заложения нижней границы очага около 15–20 км. Ширина плейстосейстовой области была около 10 км, расстояния между изосейстами 9 и 8 баллов около 8 км и изосейстами 8 и 7 баллов более 12 км [16].

Крупные землетрясения типа Хаитского 1949 г., сопровождающиеся разрушениями на больших площадях, происходят относительно редко. Возникают они в сейсмогенных зонах первого ранга, обусловленных активными глубинными разломами длиной не менее 50–70 км. Землетрясения типа Каратегинского 1939 г., сопровождающиеся разрушениями на малых площадях, происходят часто. Возникают они в сейсмогенных зонах меньших рангов, обусловленных поверхностными, относительно малыми активными разрывами.

Вследствие сказанного при сейсморайонировании, особенно детальном, установление сейсмогенных зон различных рангов, в том числе малых, или их совокупностей имеет важное значение для надлежащего понимания сейсмических условий изучаемого региона.

Разрывы и частота повторения землетрясений. Чем больше скорость тектонического движения по зоне разрывов, тем чаще возникают в ней типичные для нее максимальные землетрясения и наоборот. В одних зонах интервалы между толчками исчисляются месяцами, в других годами или десятками лет, в третьих сотнями лет. Тектонические движения неравномерны и поэтому интервалы между землетрясениями даже в одной зоне неодинаковы и изменяются со временем [5, 46].

Например, размах современных тектонических движений весьма велик в Японо-Курило-Камчатской зоне, соответственно степень ее сейсмогенности — одна из самых высоких в мире. В ее пределах в различных участках с 1940 по 1940 г. возникло более 160 поверхностных толчков с  $M \geq 6$ , не говоря уже о промежуточных и глубоких. Интервалы между толчками были в среднем несколько месяцев. Очень редко сильные толчки происходят в зонах разрывов слабо активизированных платформ. Интервалы между ними исчисляются многими десятками и сотнями лет [49].

Разрывы и очередность толчков. Сильные землетрясения возникают в зонах сейсмогенных разрывов преимущественно между очагами предыдущих зарегистрированных толчков, т.е. между местами недавней разрядки тектонических напряжений. Такая миграция происходит единичными толчками либо их группами [8, 16]. Иллюстрацией к сказанному может служить приведенный ранее список девятнадцати разрушительных землетрясений, происшедших в СССР с 1940 по 1976 г. Все они возникли в зонах активных разрывов, существующих в природе, в участках, где ранее такие сильные толчки не отмечались, но тектонические напряжения накапливались долго и приближались к разрядке. Определение таких наиболее опасных участков в зонах разрывов — важнейшая задача прогноза зем-

летрясений, так же как определение сроков возможного повторения толчков в местах, где они были зарегистрированы [5, 8, 16].

**Разрывы и сейсмодислокации.** В зонах генерации сильных землетрясений происходят обвальные и разрывные сейсмодислокации. Последние возникают в случаях нахождения очагов у поверхности Земли, что было детально изучено И.В. Мушкетовым и его последователями в Северном Тянь-Шане, в Прибайкалье, Н.А. Флоренсовым [6] и затем В.П. Солоненко [7]. В областях тектонического сжатия максимальные вертикальные смещения по разрывам были от нескольких до десятков метров, длина зон сейсмодислокаций от десятков до сотен километров. В областях растяжения в коренных породах возникали трещины шириной до многих метров.

Итак, сейсмогенные разрывы различных размеров (рангов) и видов, развитые в определенных геологических структурах, закономерно дифференцируются по количественным данным и частоте повторения максимальных землетрясений, возникающих по ним. Цифровые данные приведены в [16 с. 374 — 403]; [46, 47].

Установление перечисленных выше соответствий геологических и сейсмических явлений, т.е. установление причинно-следственных связей, и переход на их базе к составлению карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами, обусловленными разрывами, это переход от плоскостных представлений в прогнозе землетрясений к объемным. От неизвестного к известному. Если при нормативном сейсморайонировании учитывались в основном площади зарегистрированных землетрясений и безобъемные гипоцентры и эпицентры, то при новом подходе учитываются в первую очередь глубинное геологическое строение, объемные очаги, имеющие определенные размеры (длину и глубину заложения) и сейсмогенные тектонические движения. Без понимания последних производство прогнозов землетрясений и сейсморайонирование — это работа вслепую.

Карты с сейсмогенными зонами автоматически способствуют целенаправленности специальных сейсмологических исследований, необходимых для сейсморайонирования, установлению размеров очагов и их механизма в сейсмогенных зонах; верхних и нижних границ сейсмогенных слоев; особенностей сейсмических колебаний, возникающих в этой зоне; геофизических свойств среды в зонах и вне последних; длительности возможных опасных колебаний и их спектров на строительных площадках, в зависимости от расстояний до сейсмогенных зон и т.д.

### Карты сейсмического районирования нового типа и некоторые итоги

С 1949 по 1976 г. карты сейсморайонирования с сейсмогенными зонами, обусловленными активными разрывами, были составлены для многих регионов [50]. Сеймотектонический метод их составления рассматривался [8, 9], ниже приводятся лишь этапы работы.

Вначале в регионе устанавливаются комплексы активизированных древних и новейших геологических структур и активные разрывы<sup>1</sup> определенных типов и размеров (рангов) и участки, в которых они отсутствуют. Затем для зон разрывов и для их звеньев определяются размеры возможных в них максимальных очагов и глубины заложения их верхних и нижних границ; верхний предел магнитуды и интенсивности вероятных максимальных толчков; частота их повторения в зоне и ее звеньях; ширина полос возможного распространения сотрясений определенных баллов в стороны от границ зоны; участки ожидаемых

<sup>1</sup> Показателями активности разрыва являются: позднплейстоценовые и голоценовые движения по ним и геодезические данные; местонахождение в структуре, испытывающей то или другое движение и возникновение по разрыву сильных землетрясений.

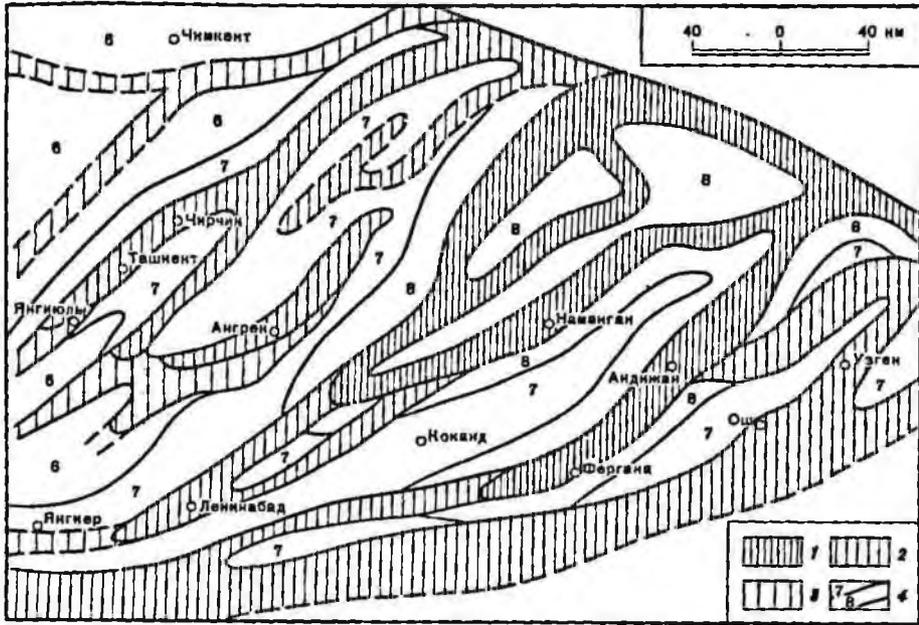


Рис. 8. Карта сейсмического районирования восточного Узбекистана и сопредельных территорий [30]

1-3 — сейсмогенные зоны, возможно возникновения и распространения максимальных землетрясений: 1 — с интенсивностью до 9 баллов ( $M = 7,5$ ), 2 — до 8 баллов ( $M = 6,5$ ), 3 — до 7 баллов ( $M = 5,25$ ); 4 — области (полосы) возможного распространения сотрясений указанных баллов из сейсмогенных зон

сейсмодислокаций; очередная последовательность сильных толчков в разных участках зоны.

Способы определений и степени достоверности результатов см. в [8, 9, 16]. Один из приемов: экстраполяция и интерполяция возможности генерации максимальных толчков, зарегистрированных где-либо, любым способом, в геологически цельном регионе, в аналогичные геологические условия. Это стало возможным делать лишь после установления закономерных количественных и качественных соответствий геологических и сейсмических явлений на базе последних.

Применение генетического сеймотектонического метода приводит к тому, что: на изучаемой территории устанавливаются сейсмогенные зоны, обусловленные разрывами, включающие как проявившиеся, так и потенциальные очаги землетрясений; крупные территории, причисленные на нормативных картах к девяти и восьмибалльным областям, дифференцируются, в них балльность снижается на участках, где нет потенциальных очагов сильных землетрясений. Иными словами, производится переоценка и дифференциация сейсмической опасности, показанной на нормативных картах прошлого. В качестве примера полезно сопоставить карту районирования с сейсмогенными зонами восточного Узбекистана (рис. 8) с нормативными картами (рис. 1-3), или рассмотреть карту с сейсмогенными зонами Армении, приведенную в статье Г.П. Симоняна в настоящем сборнике, составленную для цельной восьмибалльной зоны нормативной карты 1970 г. [15] Сейсмическая опасность в этой восьмибалльной зоне дифференцирована.

Содержание карт сейсмрайонирования нового типа и методика их составления разрабатывались постепенно. Основа таких карт — протяженные сейсмогенные

зоны, обусловленные активными разрывами, с характеристиками их сейсмогенности, были, как таковые, впервые установлены в Таджикистане в 1947 г. [45]. К их числу относятся: зона южной окраины поднятия Южного Тянь-Шаня, названная впоследствии Гиссаро-Кокшаальской; зона северного склона хребта Петра I, хребтов Сурхку и Тианского, названная затем Привахшской; зона Южной окраины Внешней зоны Памира и другие. Было выяснено, что перечисленные зоны различаются друг от друга по геологическому строению, возрасту слагающей их среды, видам и размерам разрывов и вместе с тем по параметрам максимальных толчков, им свойственных.

В 1949 г. была опубликована карта сейсморайонирования с сейсмогенными зонами Гармской области Таджикской ССР [5]. В процессе ее составления были установлены: геологическое строение и история геологического развития данного региона; активизированные доевние и новейшие структуры, также нарушающие их активные протяженные разрывы определенных типов и размеров. Выяснено, что длина и глубина заложения очагов, а также размеры областей распространения у сильнейших землетрясений, зарегистрированных по разновеликим разрывам в разнородных геологических структурах, закономерно различаются. При этих определениях очаг принимался не как синоним гипоцентра, т.е. безобъемной точки, а как поверхность разрыва, по которой произошло резкое смещение, что определило методику данного исследования [5, с. 39—45].

Соответственно на карте сейсморайонирования были показаны: сейсмогенные зоны, обусловленные либо взбросами, либо надвигами; балльность возможных в них максимальных толчков; размеры полос распространения сотрясений меньшей интенсивности в стороны от сейсмогенных зон. Определено, что в Южно-Тяньшаньском поднятии наиболее часто землетрясения возникают в его южной субширотной окраине, потому что в ней скорость тектонических движений по разрывам наибольшая в этом поднятии [5, с. 51].

Наиболее полная информация о землетрясениях, возможных в будущем, дана на карте сейсморайонирования нового типа территории Таджикистана 1960 г. [16]. Для каждой сейсмогенной зоны, показанной на карте и обусловленной той или другой системой разрывов, были установлены размеры очагов возможных в них максимальных толчков и местонахождение их нижней и верхней границ; магнитуда и интенсивность (балльность) вероятных максимальных землетрясений; частота возможного повторения последних в зоне за 50 лет и большие периоды; ширина полос возможного распространения сотрясений определенных баллов от границ зон. В Гиссаро-Кокшаальской зоне определены места, в которых следует ожидать очередные разрушительные толчки [16, с. 339]. Выявлены участки возможных сейсмодислокаций.

В пояснительной записке к карте [16] приведены цифровые данные о длине и глубине заложения сейсмогенных разрывов различных типов и нарушенных ими различных геологических структур, а также цифровые данные о параметрах максимальных землетрясений, свойственных для упомянутых различных разрывов и структур. Эмпирически установлено, что наличие гипса и каменной соли, т.е. пластических пород на поверхности разрыва, снижает величину напряжения, необходимую для смещения блока по разрыву и вместе с тем величину магнитуды возможного максимального толчка [16, с. 380].

Зоны, учтенные при сейсморайонировании Таджикистана были установлены по геологическим данным, поскольку геофизическая информация отсутствовала. При составлении карты юго-западной Туркмении [23] зоны разрывов были выделены по сейсморазведочным данным, местами по положению гипоцентров. Глубинное геологическое строение и зоны сейсмогенных разрывов, учтенные при составлении карты сейсморайонирования Камбейской равнины (штат Гуджарат, западная Индия) были установлены исключительно

по геофизическим, в том числе по сейсморазведочным данным, поскольку там геологические структуры скрыты под современными осадками [47].

На картах сейсморайонирования Крыма [51] и Азербайджана [52] зоны сейсмогенных разрывов разделены на звенья, отделенные друг от друга поперечными разломами. Последние могут служить ограничителями длины возможных очагов. На карте сейсморайонирования восточного Узбекистана [30] показано, что степень сейсмогенности зон по их простирацию меняется в зависимости от изменения геологического строения и условий движения структур. В Прибайкалье при сейсморайонировании особое внимание было уделено сейсмодислокациям [6, 7]. Они в некоторых районах являются основными показателями сейсмогенности разрывов и их зон, подробнее см. [16, с. 417–418].

**П е р е й д е м к и т о г а м.** Практика — единственный критерий правильности познания предмета. В нашем случае практикой являются новые землетрясения. После публикации карт сейсморайонирования нового типа Гармской области Таджикистана [5, 16], западной Индии [53], восточного Узбекистана [30] и Северного Тянь-Шаня [54], в районах этих карт с 1949 г. произошло шесть разрушительных землетрясений 7–8 и 9 баллов и шесть 7-балльных толчков. Очаги их возникли в установленных узких сейсмогенных зонах, по активным разрывам, зафиксированным в природе, в местах, где такие сильные толчки были неизвестны, однако они предусматривались в соответствующих зонах. Исключение — 7-балльный толчок, возникший в 1956 г. в Гармской области в районе разрушительного землетрясения 1939 г. Размеры очагов происшедших землетрясений, а также верхние и нижние границы их нахождения соответствовали особенностям локальных тектонических движений по разрывам [9].

### Разрушительные толчки, возникшие в установленных сейсмогенных зонах

**Землетрясения в Гармской области.** Ясманский толчок 8 июля 1949 г. ( $I_0 = 7-8$ ,  $M = 5,5$ ) [16]. Координаты эпицентра  $39,10^\circ$  с.ш. и  $70,50^\circ$  в.д. Возник в зоне ожидаемой генерации разрушительных землетрясений южной окраины Южного Тянь-Шаня, установленной в 1947 г. [45], в частности в сейсмогенной зоне карты Гармской области, в которой предусматривалась возможность генерации толчков до 9 баллов [5, 9].

**Хайтское землетрясение** 10 июля 1949 г. ( $I_0 = 9-10$ ,  $M = 7,5$ ) [16]. Координаты эпицентра  $39,20^\circ$  с.ш. и  $70,80^\circ$  в.д. Возникло в зоне ожидаемой генерации разрушительных землетрясений южной окраины Южного Тянь-Шаня [45], в частности в девятибалльной сейсмогенной зоне карты Гармской области [5]. Плейстосейстовая область землетрясения и его очаг были вытянуты вдоль южной окраины поднятия Южного Тянь-Шаня.

**Землетрясения в Завалайском хребте.** Маркансуйское землетрясение 11 августа 1974 г. ( $I_0 = 8-9$ ,  $M = 7,2$ ) [9]. Координаты эпицентра  $39,40^\circ$  с.ш. и  $73,80^\circ$  в.д. Возникло в Каракульско-Момукской сейсмогенной зоне шириной около 10 км, показанной на карте сейсморайонирования Таджикистана 1960 г. [16]. В ней предусматривалась возможность генерации максимальных землетрясений с балльностью до 9, с магнитудой до 7,5 и частотой повторения — два толчка за 50 лет. Очаг Маркансуйского землетрясения был вытянут вдоль названной зоны [9].

**Землетрясение в Индии.** Броучский толчок 23 марта 1970 г. ( $I_0 = 7 \div 8$ ,  $M = 5,5 \div 6,0$ ) [47]. Эпицентр определен вблизи города Броуч в южной части Камбейской долины. Возник толчок в юго-западной части Нармада-Сонской сейсмогенной зоны, установленной в 1968 г. [53]. Его плейстосейстовая область и очаг были вытянуты по простирацию зоны. В последней предусматривалась возможность генерации максимальных землетрясений с  $I_0 = 8$  и  $M = 6,2 \div 6,5$ .

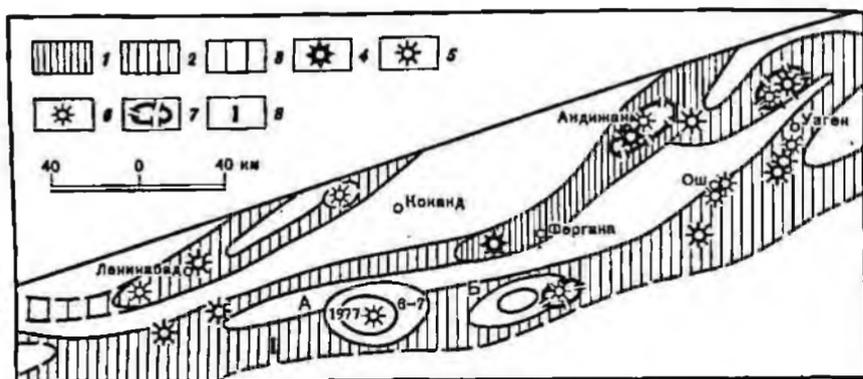


Рис. 9. Карта сейсмогенных зон южной части Ферганской долины. Составлена Р.Н. Ибрагимовым в 1976 г. [30]

1 — сейсмогенная зона первой категории, возможно возникновение и распространение землетрясений максимальных  $I_0 = 9$ ,  $M = 7,5$ ; 2 — то же, второй категории,  $I_0 = 8$ ,  $M = 6,5$ ; 3 — то же, третьей категории,  $I_0 = 7$ ,  $M = 5,25$ ; 4–6 — макросейсмические эпицентры землетрясений, происшедших до составления карты [30]; 4 — девятибалльного, 5 — восьмibalльного, 6 — семибалльного; 7 — контур плейстосейстовой области землетрясения; 8 — Южно-Ферганская сейсмогенная зона.

А — Исфара-Баткенское землетрясение 31 января 1977 г., первая изосейста восьмибалльная; Б — Хайдарканское землетрясение 3 июля 1977 г., первая изосейста семибалльная. Оба толчка произошли после публикации оригинальной карты

**Землетрясение в восточном Узбекистане.** Исфара-Баткенский толчок 31 января 1977 г. ( $I_0 = 8$ ,  $M = 6,4$ ) [55]. Координаты эпицентра  $40,05^\circ$  с.ш. и  $70,52^\circ$  в.д. Возник толчок в районе селений Исфара и Баткен в южной окраине Ферганской долины, по активному разрыву в Южно-Ферганской сейсмогенной зоне, установленной Р.Н. Ибрагимовым [30]. Плейстосейстовая область землетрясения и его очаг был вытяннуты вдоль упомянутой зоны (рис. 9). В последней предусматривалась возможность генерации максимальных землетрясений  $I_0 = 8$  и  $M = 6,5$ .

**Землетрясение Северного Тянь-Шаня 25 марта 1978 г.** ( $I_0 = 8 \div 9$ ,  $M = 6,6$ ). Координаты эпицентра  $42,9^\circ$  с.ш. и  $78,5^\circ$  в.д. Возникло в восточной части хребта Кунгуй-Алатау, в восточном участке Северо-Тяньшаньской сейсмогенной зоны, установленной в 1977 г. сотрудниками Института сейсмологии АН Киргизской ССР [54]. Ранее в данном участке хребта возникновение таких сильных землетрясений не отмечалось, однако большой размер активных разломов в зоне, а также смежных блоков дал основание предположить о возможности здесь максимальных толчков с  $M = 7,1 \div 8$  и  $I_0 = 9$ . Область распространения землетрясений была вытянута согласно с простираанием Северо-Тяньшаньской зоны.

### Семибалльные толчки, возникшие в установленных сейсмогенных зонах

**Землетрясения в Гармской области.** Они возникли в 1952, 1956 и 1958 гг. на северном склоне хребта Петра I и в 1950 г. в бывшем Тавильдаринском районе, в Привахшской и Саят-Тавильдаринской сейсмогенных зонах соответственно, показанных на карте сейсмораионирования, опубликованной в 1949 г. [5]. Упомянутые землетрясения рассмотрены в [16].

**Землетрясения в восточном Узбекистане.** Хайдарканский толчок 3 июля 1977 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 5,7$ ). Возник в Южно-Ферганской сейсмогенной зоне, установленной

Р.Н. Ибрагимовым в 1976 г. [30]. Его эпицентр определен в зоне на расстоянии около 35 км к востоку от эпицентра Исфара-Баткенского землетрясения (см. выше) (рис. 9). Таваксайское землетрясение 6 декабря 1977 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 5,1$ ). Возникло по Каржантаускому разрыву, в Пскемско-Ташкентской сейсмогенной зоне, также установленной Р.Н. Ибрагимовым [30]. Эпицентр определен на расстоянии около 12 км северо-восточнее г. Чирчик. В зоне предусматривались максимальные толчки  $I_0 = 8$ ,  $M = 6,5$  (рис. 8).

На других территориях, после того как для них были составлены карты сейсморайонирования нового типа, сильные землетрясения еще не возникали.

### Заключение

Два метода (подхода) используются для сейсморайонирования: сейсмический (сейсмологический) и генетический (сейсмотектонический). Сейсмический подход исходит из допущения, что зарегистрированные землетрясения и результаты их интерпретаций достаточны для производства сейсморайонирования. Представления же о генезисе землетрясений еще гипотетичны, и потому приемы районирования не могут исходить из анализа сейсмогенных геологических процессов. Генетический подход, напротив, исходит из того, что данные о зарегистрированных толчках вследствие малого срока наблюдений недостаточны для районирования, они не отображают в должной мере в большинстве мест многообразные сейсмогенные тектонические процессы. Поэтому сейсморайонирование должно производиться путем выявления особенностей тектонических дифференцированных движений, приводящих к генерации разрушительных землетрясений различных магнитуд.

Сейсмический подход был применен для составления нормативных карт сейсморайонирования 1940–1970 гг. Практика беспристрастно показала, что этот подход неправомочен. Подавляющее большинство разрушительных землетрясений ( $I_0 \geq 8-9$  и  $M \geq 6$ ), почти 90% их общего числа, произошли с 1940 по 1976 г. в местах, не предусмотренных на составленных картах. Они в среднем были на 2–3 балла больше, чем предсказывалось, и возникли по зафиксированному в природе крупным, активным потенциально-сейсмогенным разрывам, которые при нормативном районировании не были приняты во внимание. С другой стороны, там, где разрушительные землетрясения на картах предусматривались, они не произошли за исключением двух случаев.

Из этого следует: 1) зарегистрированная сейсмичность сама по себе недостаточна для производства сейсмического районирования и она не может являться приматом над геологическими и другими данными при решении вопросов прогноза землетрясений; 2) производить же и развивать районирование на базе только сейсмических данных дело безнадежное; дальнейшее улучшение дела будет зависеть от успехов в познании различными методами сейсмогенных геологических процессов и от перестройки нашего мышления для действительного учета этих процессов.

Если рассмотреть дело с практической стороны, то и в этом случае оказывается, что нормативные карты, основанные преимущественно на сейсмических данных, не выдержали испытания временем. Как отмечалось выше, у большинства новых сильных толчков интенсивность в среднем на 2–3 балла превысила интенсивность, предусмотренную на картах, здания же разрушаются, если сотрясения лишь на 1–2 балла превосходят интенсивность, учтенную при их строительстве. С другой стороны, во многих районах, отнесенных на картах к сейсмически опасным, сильные толчки не произошли и нет оснований их ожидать.

Итак, очевидно, что сейсморайонирование должно быть принципиально перестроено, и производиться на основе результатов установления геологических причин и

обстоятельств генерации землетрясений различных магнитуд на изучаемой территории с помощью геологических, сейсмических и других данных [8, 9], исходя из представления, которое кратко укладывается в формулу — какова тектоника, таковы и возможные максимальные землетрясения; ведущий фактор — сейсмогенный разрыв. Соответственно на картах сейсморайонирования стало необходимо показывать в качестве распределяющего элемента сейсмогенные зоны, обусловленные системами активных разрывов, с характеристикой степеней и особенностей их сейсмогенности. Настоящий генетический подход к сейсморайонированию сразу показал свою эффективность. Все шесть разрушительных землетрясений, которые произошли с 1949 по 1978 г. в районах опубликованных карт нового типа [5, 16, 30, 50, 53, 54], возникли в заранее установленных узких наиболее активных сейсмогенных зонах, в местах, где сильные толчки не отмечались.

На этих картах территории, ранее целиком считавшиеся сейсмоопасными [13—15], дифференцированы, в них балльность в ряде мест снижена. Наиболее опасные места показаны в виде сейсмогенных зон. В них сотрясения, как правило, бывают наибольшими в районе и возможны сейсмодислокации. Они ключ к пониманию сейсмических условий региона.

Сейсмогенные тектонические процессы (движения) многообразны и несходны в пределах территорий геологически разнородных. Изучены они в различных районах неодинаково. Поэтому при производстве генетического сейсмического районирования шаблонный подход не дает исковых результатов, так как каждый район, напротив, требует индивидуального изучения. В зависимости от уже имеющейся информации в одних районах будут важнейшими, например, дополнительные геологические и сейсмодислокационные исследования, в других — геоморфологические и геодезические для установления скорости тектонических движений по разрывам, в третьих — инструментальные сейсмологические и геофизические для установления особенностей современной сейсмической активности и глубинного геологического строения.

Эти целенаправленные исследования, предусматриваемые генетическим подходом к сейсморайонированию, открыли широкие возможности для развития методов прогноза различных элементов сейсмичности, в частности путем установления и всестороннего изучения сейсмогенных зон, обусловленных разрывами. Актуальнейшей задачей стала разработка методов прогноза магнитуды возможных в зоне максимальных толчков, частоты их повторения и очередности в различных участках зоны в зависимости от величины структур (блоков, складок) земной коры, степени консолидации среды и размеров разрывов, а также от скорости и флуктуации современных тектонических дифференцированных движений в сейсмогенной зоне и ее звеньях.

Генетический подход к сейсморайонированию поставил и по мере развития продолжает ставить перед смежными дисциплинами другие важные задачи. Например, стали требоваться карты активизированных древних и новейших геологических структур и активных разрывов, в том числе сейсмогенных, с глубинными разрезами и характеристиками сред, в каких возникают землетрясения. Такие карты, составленные с помощью различных методов, включая использование космических снимков, необходимы в качестве исходной базы для составления карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами, особенно детальными, масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее. Они — начало пути для всех исследований по прогнозу различных элементов сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Губин И.Е. О прогноза землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 8.
2. Губин И.Е. Предисловие. — В кн.: Сейсмотектонике некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
3. Напетагридза Ш.Г. О картах сейсморегионирования с предполагаемыми (прогнозируемыми) очаговыми зонами разрушительных землетрясений. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
4. Евладов Б. Наперекор стихии. — Правда, 1977, 12 марта.
5. Губин И.Е. Землетрясения в Гермской области. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8 (135).
6. Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 10.
7. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, "Наука", 1975.
8. Губин И.Е. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. М., "Наука", 1974.
9. Губин И.Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
10. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1974.
11. Инструкция по проектированию гражданских и промышленных зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах. Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М.—Л., Госстройиздат, 1940.
12. Технические условия проектирования зданий и сооружений для сейсмических районов (ТУ 58-48). Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М., Госстройиздат, 1949.
13. Положение по строительству в сейсмических районах (ПСП — 101-51). Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М.—Л., Госстройиздат, 1951.
14. Нормы и правила строительства в сейсмических районах (СН-8-57). Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М., Госстройиздат, 1957.
15. Строительные нормы и правила, ч. 2, раз. А, гл. 12. Строительство в сейсмических районах, СНиП, II-А. 12—69. Приложена карта сейсмического районирования территории СССР. М., Стройиздат, 1970.
16. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
17. Губин И.Е. Одноэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 6.
18. Аняншин И.В., Бунз В.И., Введенская Н.А. и др. Методика составления карты сейсмического районирования на примере Кавказа. М., ВИНТИ, 1969 (Ин-т физ. Земли АН СССР).
19. Цхаква А.Д., Махатадзе Л.Н., Тубидзе Д.Д. Чхалтинское землетрясение 16 июля 1963 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1963 г. М., "Наука", 1966.
20. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., "Наука", 1977.
21. Шабалин Н.В., Крестников В.Н., Рустенович Д.Н. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 г. М., "Наука", 1973.
22. Сейсмическое районирование СССР. Под ред. С.В. Мадведова. М., "Наука", 1968.
23. Губин И.Е. О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении. — Изв. АН СССР. — Сер. геофиз., 1954, № 3.
24. Горшков Г.П. Сейсмическое районирование Туркмении. — Изв. Туркм. фил. АН СССР, 1945, № 2.
25. Горшков Г.П. Землетрясения Туркмении. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1947, № 122.
26. Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
27. Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
28. Губин И.Е. Гермское землетрясение 1941 г. Сталинабад, Изд-во Тадж. фил. АН СССР, 1943.
29. Горшков Г.П. О сейсмическом районировании Средней Азии. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1938, № 79 (6).
30. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР, М., "Наука", 1976.
31. Джанузакоев К., Ильясов В. Сарыкамышское (Пржевальское) землетрясение 5 июня 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 г. М., "Наука", 1973.
32. Димов Г. В эпицентре восемь баллов. — Известия, 1976, 8 апреля.
33. Димов Г. Снова землетрясение. — Известия, 1976, 17 мая.
34. Бюллетень сильных землетрясений в СССР за 1957 г. — Тр. Ин-та физ. Земли АН СССР, 1960, № 10 (177).
35. Тресков А.А., Пшанников К.В. Сейсмичность Байкальской зоны. — В кн.: Земле-

- трясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
36. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., "Наука", 1966.
  37. Солоненко В.П. Сейсмичность южного Прибайкалья и опыт сейсмического микрорайонирования конуса выноса на оз. Байкал. — Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18. Новосибирск, 1964.
  38. Голынецкий С.Н., Демьянович М.Г., Жилкин В.И. и др. Сильные землетрясения Прибайкалья в 1967 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., "Наука", 1970.
  39. Козьмин Б.М., Емельянов И.П. и др. Сильные землетрясения Якутии. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1971 г. М., "Наука", 1975.
  40. Горшков Г.П., Костянюк Н.Л. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. — Вестн. МГУ, 1953, № 10.
  41. Розова Е.А. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 10 (137).
  42. Губин И.Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (162).
  43. Медведев С.В. Карта сейсмического районирования территории СССР 1957 г. — Тр. Ин-та физ. Земли АН СССР, 1968, № 1 (168).
  44. Семенов Р.М., Аедваев В.А. Зейское землетрясение 2 ноября 1973 г. — Геол. и геофиз., 1975, № 4.
  45. Губин И.Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане. — Сообщен Таж. фил. АН СССР, вып. 1, 1947.
  46. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140).
  47. Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. — Геотектоника, 1976, № 6.
  48. Губин И.Е. О глубинном геологическом строении территории Гармской области. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 4.
  49. Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. New Jersey, Princeton Univ. Press, 1954.
  50. Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
  51. Кармизин П.С. Тектоническое положение очагов землетрясений и сейсмическое районирование Крыма. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
  52. Агамирзове Р.А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
  53. Gubin I.E. Seismic Zoning of Indian Peninsula. — Bull. Intern. Inst. Seismol. Earthq. Engin. Tokyo, 1968, v. 5.
  54. Джанузюков К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И. и др. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе, "Илим", 1977.
  55. Калмурзаев К.Е., Кнауф В.И., Юджин Ф.И. и др. Предварительные результаты изучения Исфаре-Баткенского землетрясения 31 января 1977 г. — Изв. АН КиргССР, 1977, № 5.

## СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

*М. Е. Герасимов, П. С. Кармазин, Б. С. Кривченков, А. И. Самсонов*

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

В качестве первого шага сейсмического районирования признано выделение зон возникновения очагов сильных землетрясений [1, 2]. При составлении карт максимальных возможных сотрясений главный этап — также выделение зон возникновения очагов сильных землетрясений [3]. Вторым шагом является определение степени сейсмогенности каждой зоны и ее фрагментов или звеньев.

Выделение зон возникновения очагов сильных землетрясений только по сейсмологическим данным невозможно в связи с ограниченностью сроков инструментальных сейсмологических наблюдений. Поэтому задача может решаться с использованием комплекса сведений, в том числе — с помощью данных о геологическом строении изучаемой территории. При этом под очагом землетрясений понимается разрыв в земной коре, смещение блоков по которому вызывает землетрясение [4, 5], а совокупность очагов прошлых и будущих землетрясений в одной разрывной тектонической зоне образует сейсмогенную зону. Следовательно, задача изучения сейсмогенных зон сводится к выделению и детализации зон тектонических разрывов, в которых землетрясения были в прошлом и возможны в будущем.

Территория Крымского полуострова подвержена сейсмической опасности, исходящей из очагов, возникающих южнее полуострова и восточнее (Анапский район [6]). Очаги, расположенные южнее Крымского полуострова, относятся к Крымской сейсмогенной зоне, о которой будет идти речь в настоящей статье. Сейсмогенные зоны Анапского района здесь не рассматриваются.

Эпицентры землетрясений, расположенные южнее Крымского полуострова, тяготеют к материковому склону [7, 8]. Уступ континентального склона считается образованным системой сбросов, отделяющих материковую отмель от глубоководной впадины Черного моря [9]. Движения по этим сбросам обусловлены опусканием дна Черного моря [10]. Однако при всей обоснованности этого предположения возникает противоречие. С одной стороны, гипоцентры землетрясений тяготеют к континентальному склону, но, с другой стороны, далеко не на всем протяжении последнего очаги возникают. Например, на меридиане Одессы очаги отсутствуют. Это противоречие отпадает, если учесть особенности современных движений земной коры на всем протяжении склона.

Горный Крым в отличие от других районов этого континентального склона испытывает наибольшее поднятие, достигающее 4 мм в год [3], тогда как дно Черного моря здесь опускается со скоростью до 10 мм в год [11]. Таким образом, очаги Крымских землетрясений приурочены к наиболее активному в тектоническом отношении участку континентального склона [12].

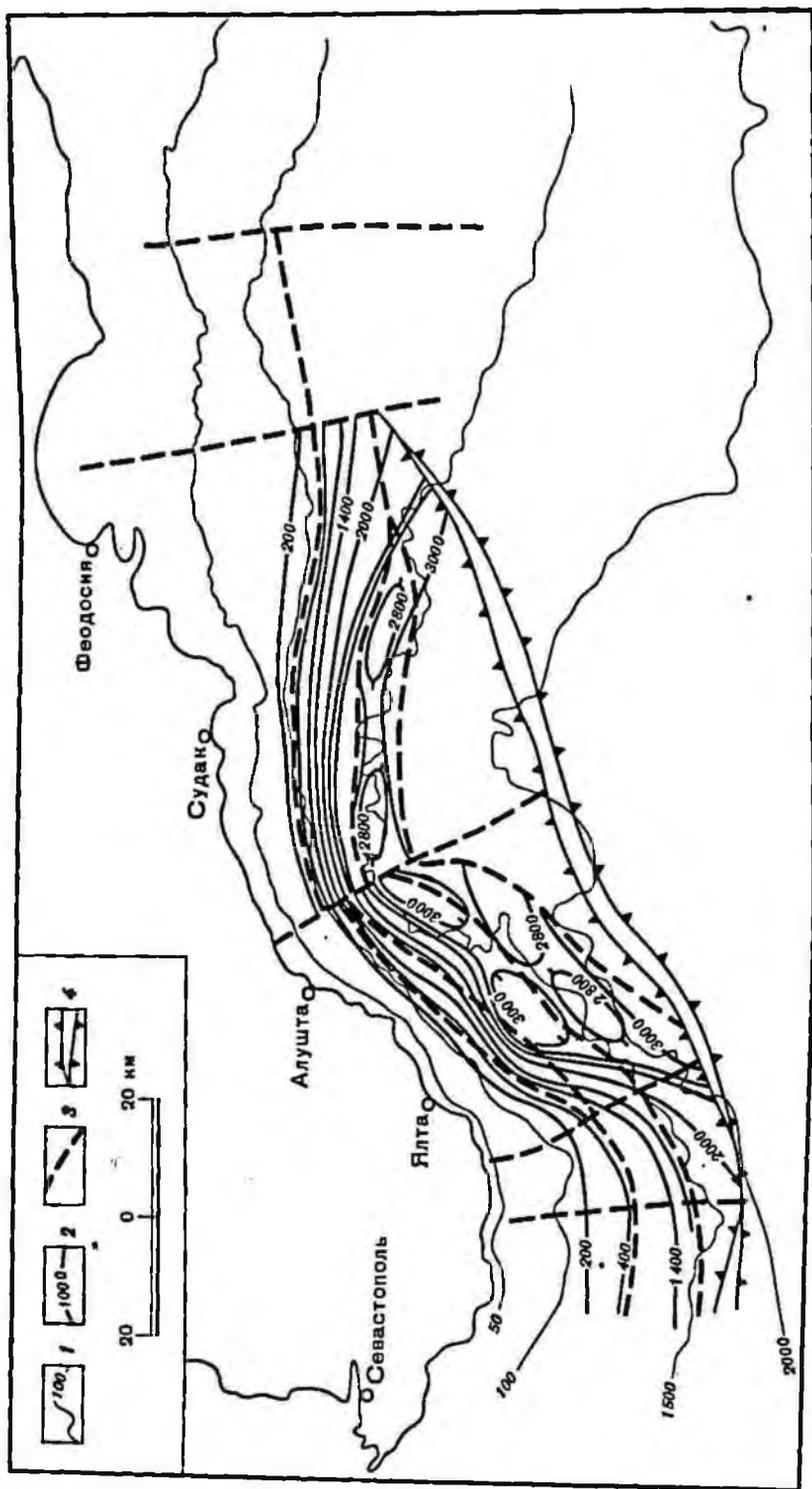


Рис. 1. Структурная схема по кровле таврической серии южнокрымской части для Черного моря

1 — изобаты дна моря; 2 — изогипсы кровли отложенной таврической серии; 3 — разрывы; 4 — сочленения южного крыла Крымского мега-тиклиниория с Черноморской впадиной

Крымская сейсмогенная зона обусловлена сложной системой активных тектонических разрывов, продольных и поперечных, детальное изучение которых дает ключ к пониманию геологических (физических) обстоятельств генерации разрушительных землетрясений в данной зоне, в том числе ключ к установлению магнитуды возможных в будущем максимальных подземных толчков. Этому вопросу и посвящена данная статья.

Поскольку континентальный склон скрыт акваторией Черного моря, он долго оставался слабо изученным. Привлечение данных морской сейсморазведки помогло решению поставленной задачи. Разведка была выполнена методом отраженных волн способом центрального луча (МОВ СЦЛ) [14] с помощью одноканальной сейсмической косы при регистрации сигналов по ходу судна сейсмостанцией "Поиск-148СМ". Наблюдения сделаны как по меридиональным, так и по широтным профилям между мысом Сарыч и Керченским проливом в пределах Крымской сейсмогенной зоны. Расстояние между меридиональными профилями составляет 12–15 км, между широтными — 15–20 км. Площадь исследований охватывает все основные морфологические элементы дна моря: материковую отмель (шельф), материковый склон, материковое подножие и глубоководную Черноморскую впадину.

Рельеф кровли таврической серии. Наблюдениями МОВ СЦЛ установлено, что осадочный чехол мощностью 5–8 км [14, 15] представлен, по крайней мере, двумя структурными этапами: дислоцированными породами таврической серии ( $T_3 + I_1$ ) и перекрывающими их более молодыми отложениями от среднеюрских до современных.

Основным отражающим горизонтом служит размытая поверхность пород таврической серии (комплекс терригенных флишевых и флишоидных отложений), стратиграфическая привязка которого осуществлена по картировочным скважинам в Ялтинском заливе. По этому горизонту выполнены единые структурные построения для изученной части дна Черного моря.

Отражающие горизонты в надтаврических отложениях стратиграфически не привязаны из-за невозможности анализа скоростей. Отражения в надтаврических отложениях прослеживаются уверенно в одних зонах, в других они не отражаются.

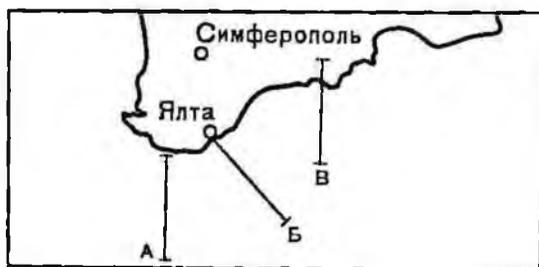
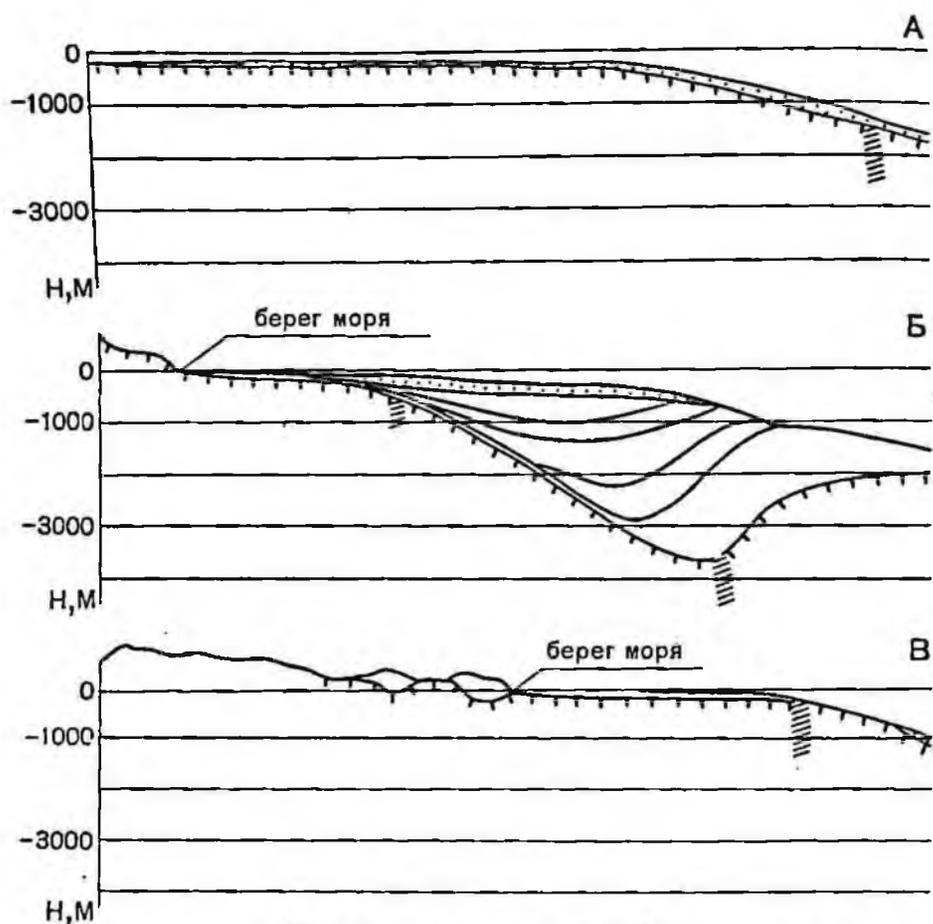
Морскими сейсморазведочными исследованиями поверхность таврических отложений прослежена к югу в сторону глубоководной Черноморской впадины (рис. 1).

Южная граница распространения таврических отложений выражается сменой их четвертичными отложениями глубоководной впадины, полого залегающими, что проявляется в резкой смене волновой картины. Так как южнее этой границы распространены отложения четвертичного возраста, то она является и границей мегантиклинория Крыма, положение которой до сих пор оставалось гипотетическим [16].

Строение южной окраины мегантиклинория, скрытой под акваторией Черного моря, сложно. На большей части своего протяжения оно выражено двумя сближенными разрывами, сливающимися на меридианах Феодосийского залива и Алупки. Западнее меридиана Алупки граница мегантиклинория снова проявлена двумя сближенными нарушениями.

Поверхность кровли таврической серии между сближенными нарушениями имеет вид валообразного поднятия, что выражается и в рельефе дна моря, т.е. и в надтаврических отложениях. Конфигурация в плане описанной южной окраины мегантиклинория в упрощенном виде повторяет конфигурацию прилегающего берега полуострова. Это может указывать на общность и взаимосвязанность их формирования.

К востоку таврическая серия прослеживается только до меридиана Феодосийского залива. Восточнее волновая картина резко меняется, на временных разрезах



практически отсутствует регулярная сейсмическая запись. Это указывает на наличие в верхней части разреза мощной монотонной толщи, в которой отражающие границы отсутствуют. Такими свойствами обладает майкопская серия осадков, представленная мощной глинистой толщей, которая хорошо изучена в восточной части Крымского полуострова. Следовательно, восточнее Феодосии имеется выступ, образованный майкопской серией (Прикерченский выступ). В современную эпоху этот выступ разделяет Крымскую и Анапскую сейсмогенные зоны. В период геосинклинального этапа развития данного участка земной коры Прикерченский выступ отделил, вероятно, по разлому (Коркасно-Синопскому) Крымскую геосинклиналь от Кавказской. Ширина погруженной в море части мегантиклинория горного Крыма меняется от 45 км на меридиане пос. Оползневого до 65 км на меридиане с. Рыбачьего.

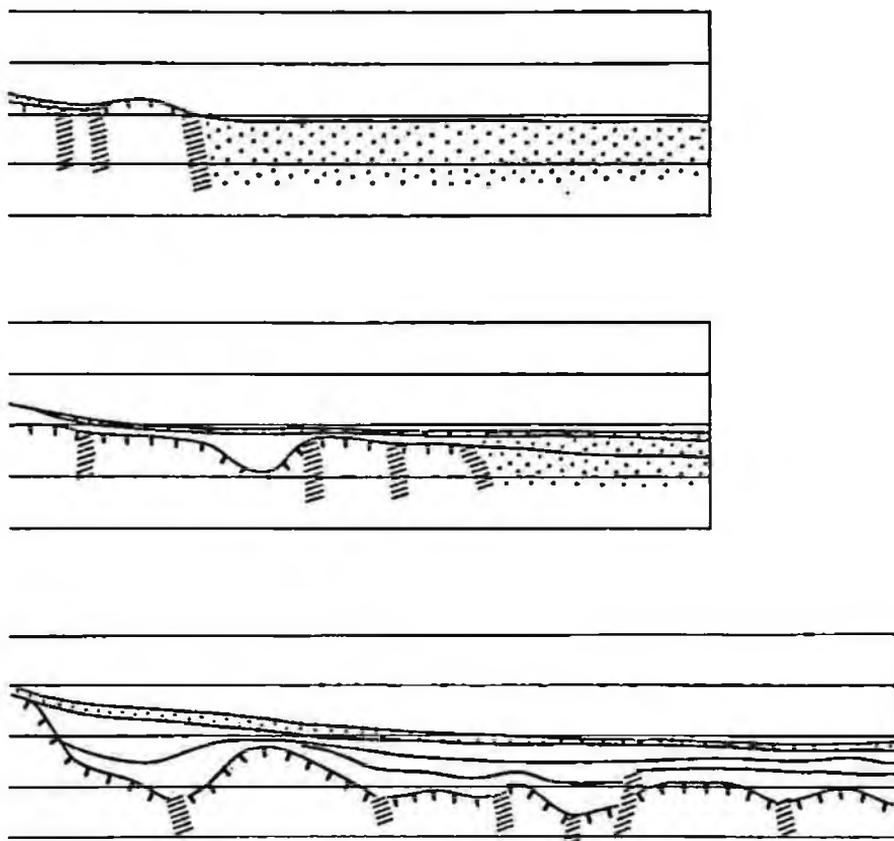


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы

1 — кровля отложений таврической серии; 2 — отложения миоцен-четвертичного возраста; 3 — отражающие границы в надтаврических отложениях; 4 — разрывы

Рельеф кровли таврической серии очень сложный и неоднородный. Характерны как положительные, так и отрицательные формы. Наиболее сложные и хорошо выраженные формы рельефа сосредоточены в непосредственной близости от участков наиболее крутого континентального склона (Ялта—Судак). В то же время на этих участках перегиб поверхности таврической серии относительно континентальной ступени сдвинут к северу; величина сдвига достигает 12 км (рис. 2). К западу и востоку от названных участков перегиб поверхности таврической серии и континентальный склон совпадают.

Мощность надтаврических отложений в соответствии с рельефом кровли таврической серии неодинакова: она меньше в местах простого строения рельефа и совпадения перегиба с континентальным склоном (т.е. западнее меридиана Ялты и восточнее меридиана Судака) и больше в интервале Ялта—Судак. Западнее меридиана Ялты мощность надтаврических отложений всего 0—300 м, тогда как юго-западнее меридиана горы Аю-Даг — 3200 м.

Между Ялтой и Судаком у подножия материкового склона протягивается глубокий прогиб, включающий в себя цепочку локальных прогибов. К югу от прогиба до

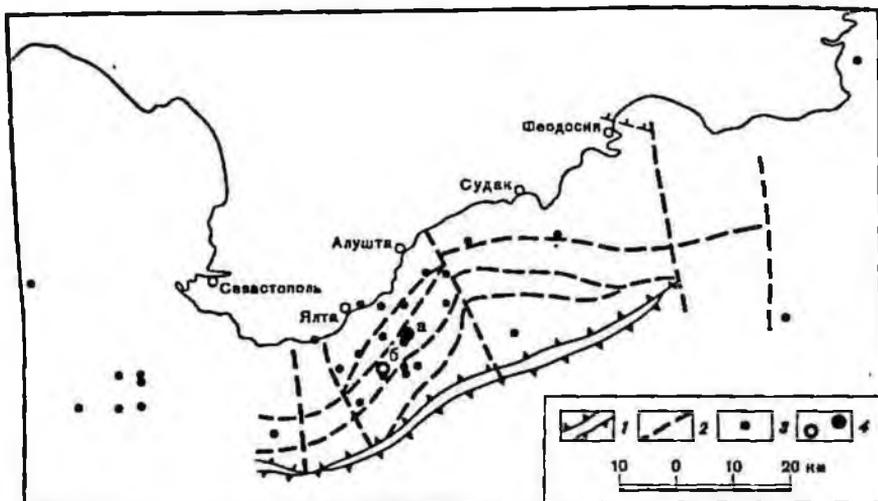


Рис. 3. Разрывы, установленные в таврической серии отложений, и эпицентры землетрясений

1 — сочленение южного крыла Крымского мегантиклинория с Черноморской впадиной; 2 — разрывные тектонические нарушения в отложениях таврической серии; 3 — эпицентры землетрясений по инструментальным данным; 4 — эпицентры разрушительных землетрясений 1927 г.: а — 26 июня,  $M=6,0$ ; б — 11 сентября,  $M=6,8$

южной окраины Крымского мегантиклинория рельеф поверхности таврической серии представляет собой ряд сменяющих друг друга понижений и валообразных поднятий, простирающихся вдоль материкового склона примерно параллельно глубокому прогибу у подножия материкового склона. Однако эти сравнительно небольшие осложнения рельефа поверхности таврической серии в рельефе дна и в границе внутри посттаврических отложений не проявляются. Зональность в рельефе кровли таврической серии (валообразные поднятия или приподнятые блоки) с учетом ее ориентировки вдоль континентального склона, возможно, является следствием миграции материкового склона, при которой морской бассейн осадконакопления постепенно захватывал новые участки мегантиклинория.

Отражающие границы в толще посттаврических отложений в пределах погруженной части мегантиклинория не горизонтальны (в отличие от четвертичных отложений глубоководной котловины). Они в той или иной мере повторяют наиболее крупные прогибы и поднятия кровли таврической серии, что отчетливо видно в отложениях прогиба у подножия материкового склона.

Разрывная тектоника и расчленение Крымской сейсмогенной зоны на блоки. Разрывные тектонические нарушения зафиксированы по основному отражающему горизонту, т.е. в приповерхностном слое таврической серии. Распространение их в надтаврические отложения вследствие нерегулярности отражений в этой толще не могло быть установлено при данных исследованиях. Поэтому вопрос о разрывах в надтаврических отложениях здесь не рассматривается. Заметим только, что, судя по молодости многих дизъюнктивных нарушений в пределах Крымского полуострова, нет оснований сомневаться в наличии разрывных нарушений и надтаврических отложений дна Черного моря.

Работами МОВ СЦЛ при принятой сети профилей выявлены в пределах Крымской сейсмогенной зоны наиболее крупные из существующих разрывов. Кроме них, вероятно, имеются разрывы других порядков.

В распределении выявленных дизъюнктивных нарушений отчетливо видны две особенности (рис. 3): 1) преобладают разрывы двух ориентировок — субширотной

и субмеридиональной; 2) усложнение сети разрывов происходит от участков пологого к участкам крутого континентального склона.

Конфигурация субширотных разрывов в плане повторяет очертания прилегающей части полуострова, при этом ориентировка разрывов меняется от субширотной до северо-восточной. Протяженность субширотных разрывов в кровле таврической серии различна. По этому признаку можно выделить три основных дизъюнктивных нарушения, из которых самое южное представляет собой описанную южную тектоническую границу мегантиклинория, скрытую под акваторией Черного моря.

Самый северный основной разрыв прослеживается от меридиана мыса Чауда до западной границы исследованной территории, причем на участке северо-восточного простиранья разрыв делится. Третий разрыв протягивается от меридиана Феодосийского залива также до западной границы исследований, раздваиваясь в районе Судака и Ялты.

В целом субширотные разрывы, компактно расположенные между шельфом дна Черного моря и южной окраиной континентального склона, образуют единую сложную тектоническую зону. При этом сложность рельефа кровли таврической серии пространственно и, очевидно, генетически связана со сложностью сети разрывных нарушений: локальные прогибы кровли таврической серии располагаются между субширотными разрывами в местах их раздваивания; субширотные дизъюнктивные нарушения контролируют структуры в посттаврических отложениях.

Как отмечалось ранее, сейсмогенная зона геоморфологически выражена континентальным склоном. При этом величина его наклона — показатель контрастности вертикальных движений горного сооружения и глубоководной впадины и соответственно это и величина нарушенных блоков дна Черного моря, которые — признак дифференциации сейсмогенной зоны по магнитудам возможных землетрясений. Сейсморазведочными исследованиями наличие здесь разрывов подтверждается. Это может служить основанием для выделения зон возможного возникновения очагов землетрясений по периферии глубоководной Черноморской котловины у берегов Кавказа. Континентальный склон Крыма в районе Севастополя сейсморазводкой не изучен и геологическое строение сейсмогенной зоны здесь по-прежнему опирается на геоморфологические данные.

Субмеридиональные нарушения делят Крымскую сейсмогенную зону на отдельные блоки: Западный, Ялтинско-Алуштинский, Судакский, Прикерчинский. Западный блок выделен условно.

Названные тектонические блоки существенно различаются по крутизне континентального склона, величине смещения континентального склона относительно перегиба поверхности таврической серии, мощности надтаврических отложений, количеству субширотных нарушений. Наиболее тектонически сложен Ялтинско-Алуштинский блок, затем Судакский. Наименее сложен Прикерченский блок.

Для Ялтинско-Алуштинского блока характерна наиболее плотная сеть тектонических разрывов и наибольшее погружение поверхности таврической серии (юго-западнее меридиана горы Аю-Даг, где развита максимальная мощность надтаврических отложений). Геологическое строение находит свое отражение и в морфологии дна моря в виде поперечного расчленения материкового склона. Данными геоакустических исследований с помощью аппаратуры "Горизонт", полученными в 1976 г. при геологическом картировании верхней части разреза шельфа, подтверждено, что большинство морфологических элементов дна моря обусловлено наличием разрывов.

Строение Судакского блока относительно менее сложно. Здесь субширотные нарушения также контролируют прогибы кровли таврической серии и структуры надтаврического чехла, но мощность последнего изменяется первыми сотнями метров и не претерпевает резких изменений в пределах блока.

Ялтинско-Алуштинский и Судакский блоки разделены глубинным субмеридиональным разломом, который на территории Крымского полуострова выделен под названием "срединного" [17], или Салгино-Октябрьского [18], и проявляется как в геологической структуре полуострова, так и в магнитном и гравитационных полях. На дне Черного моря по данным МОВ СЦЛ он проявился как дизъюнктивное нарушение в толще таврической серии, резкой сменой направления изогипс поверхности таврической серии и изобат поверхности дна моря.

Как отмечалось выше, усложнению сети субширотных нарушений соответствует увеличение крутизны континентального склона. По мере его выполаживания к востоку субширотных нарушений упрощается и в пределах наиболее пологого склона, на меридиане Керченского пролива, где кровля таврических отложений погружена, разрывные субширотные нарушения не обнаружены. Отсюда по аналогии крутой континентальный склон южнее Севастополя, вероятно, включает систему субширотных тектонических разрывов в кровле таврической серии, которые здесь участвуют в строении Крымской сейсмогенной зоны. Поверхность таврической серии и разрывы, вероятно, продолжают до меридиана  $33^{\circ}$ , где происходит резкое расширение континентального склона и его выполаживание. Здесь же, по-видимому, происходит резкое погружение поверхности таврической серии по субмеридиональному (Криворожско-Скадовско-Евпаторийскому) разлому. Западный блок является аналогом Ялтинско-Алуштинского и Судацкого блоков мегантиклинория.

Распределение очагов землетрясений. Взаимосвязь очагов землетрясений и разрывов выявляется при сопоставлении последних с местоположением гипоцентров (эпицентров). При сопоставлении нами использованы инструментальные определения гипоцентров (с 1927 по 1972 г.) и в двух случаях — очаги главных толчков землетрясений 1927 г., определенных условно по макросейсмическим данным.

Установлено: группирование большинства эпицентров происходит в Ялтинско-Алуштинском блоке. Четкое группирование эпицентров наблюдается также юго-западнее Севастополя. Заметно меньше их в Судацком блоке и еще меньше — в Прикерченском. В целом же можно констатировать, что количество эпицентров возрастает с увеличением сложности тектонического строения: количество тектонических нарушений, сложности рельефа поверхности таврической серии, крутизны континентального склона и несоответствия в плане перегиба поверхности таврической серии и континентального склона.

Распределение эпицентров в Ялтинско-Алуштинском блоке подчинено определенной закономерности: они, как правило, сосредоточены в районах субширотных разрывных нарушений Крымской сейсмогенной зоны. Местоположение эпицентров и их групп, с учетом точности определения их координат, с тем или иным конкретным разрывом связывать пока не представляется возможным, но связь их с группами разрывов различных блоков устанавливается однозначно.

К наиболее в тектоническом отношении сложному, Ялтинско-Алуштинскому блоку приурочены и очаги разрушительных землетрясений 1927 г. с магнитудами  $M=6,0$  и  $M=6,8$ . В Западном блоке с 1927 по 1972 г. произошло меньше землетрясений, магнитуда максимального землетрясения меньше ( $M=5,5$ ). В Судацком блоке магнитуда максимального землетрясения еще меньше ( $M=3,5$ ).

Таким образом, сложность тектонического строения сейсмогенной зоны определяется как частоту, так и максимальную энергию землетрясений за период инструментальных наблюдений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Губин И.Е.* Сейсмоструктурный метод сейсмического районирования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140).
2. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. *Бунз В.И., Кириллова И.В., Анянин И.В.* и др. Карта возможных максимальных сотрясений Юга европейской части СССР. — В кн.: Инженерное описание сейсмических колебаний. М., "Наука", 1974. (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 16).
4. *Губин И.Е.* Землетрясения в Гармской области. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8 (135).
5. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., "Наука", 1974.
6. *Арянович З.И., Зарвйский М.П., Якушева В.Н.* Параметры сейсмического режима Анапского района по инструментальным наблюдениям 1968—1970 гг. — В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкое строительство. Киев, "Наукова думка", 1972.
7. *Скворцов Е.* Некоторые результаты экспедиции по исследованию грунта Черного моря в связи с землетрясением. — В кн.: Черноморские землетрясения и судьба Крыма. Крымгосиздат, 1929.
8. *Полумб А.* Очерк Крымских землетрясений. Крымгосиздат, 1933.
9. *Архангельский А.Д.* Причины Крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1929, т. 7, № 1—2.
10. *Левецкая А.Я., Муратов М.В.* О связи сейсмичности с тектонической структурой Черноморской впадины и окружающих ее областей. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1959, № 4.
11. *Бабек В.И.* Очерк неотектоники Крыма. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 4.
12. *Кармазин П.С.* Тектоническое положение очагов землетрясений и сейсмическое районирование Крыма. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
13. Рекомендации по сейсмическому микро-районированию РМС-73. — В кн.: Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 15). М., "Наука", 1973.
14. *Кившик Н.К., Кривченко Б.С.* Применение морской сейсмореазведки для изучения сейсмически опасных зон. — Геофиз. сб. АН УССР, № 68. Киев, "Наукова думка", 1975.
15. *Архипов И.В., Гайнаменов А.Г., Гончаров В.М.* и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1970, т. 14, вып. 2.
16. *Муратов М.В.* Основные черты строения мегантиклинория горного Крыма и его ограничения. — В кн.: Геология СССР, т. 7, ч. 1. М., "Недра", 1969.
17. *Львова Е.В.* Неотектонические движения и формирование берегов Крыма. — В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкое строительство. Киев, "Наукова думка", 1972.
18. *Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника Юга европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.

## НОВЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

Центральная и юго-западная Армения на нормативной карте сейсморайонирования территории СССР 1970 г. [1] включена в цельную восьмибалльную зону, также и на других картах [2–5]. Эти карты составлены в основном по сейсмическим данным, преимущественно путем соединений на них площадей распространения известных землетрясений.

Другой способ сейсморайонирования, сейсмотектонический (генетический) и новый тип карты были предложены в 1949 г. [6–8]. На картах нового типа показываются сейсмогенные зоны, т.е. зоны возможной генерации землетрясений той или другой максимальной силы, которые устанавливаются по комплексу данных, в том числе по геологическим. В сторону от таких зон показываются полосы возможного распространения сотрясений определенной балльности.

Карты нового типа составлены для многих территорий, например [9–14]. Целью данной работы является составление карты сейсморайонирования с сейсмогенными зонами.

1. Геологическое строение. В геологическом строении территории Армении участвуют докембрийские—нижнепалеозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, составляющие байкало-каледонский (?), герцинский, среднеальпийский и верхнеальпийский структурные ярусы [15].

Породы байкало-каледонского структурного яруса представлены интенсивно дислоцированными мигматитами, гнейсами, амфиболитами, метаморфическими сланцами и мраморами, которыми сложено Цахкуняцкое блок-антиклинальное поднятие (рис. 1).

Герцинский структурный ярус включает отложения верхнего девона, нижнего карбона, перми и триаса, развитые в бассейнах рек Веди, Арпа и Аргичи, являющиеся субплатформенными образованиями. Представлены они толщами песчано-глинистых и глинистых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков общей мощностью до 6 км. Толщи этих отложений интенсивно дислоцированы и участвуют в строении Урц-Айоцзорского и Араратского поднятий (см. рис. 1).

Среднеальпийский структурный ярус включает вулканиты, мергели, известняки, флишевые образования верхнего мела, а также песчаники, туффиты и порфириты палеогена общей мощностью более 6 км. Все эти отложения совместно дислоцированы в основном в палеогене вследствие пиринейской фазы альпийской складчатости. Они участвуют в строении поднятий Памбакского, Арегунийского, Ваденисского и Веди-Аргичинского, а также Арпа-Шагапское впадины (см. рис. 1).

Верхнеальпийский структурный ярус включает молассовые, гипсоносно-соленосные, песчано-глинистые отложения миоцена, а также вулканогенно-обломочные, вулканогенные и озерные образования плиоцена и антропогена общей мощностью более 3 км. Отложения этого яруса дислоцированы слабо. Они участвуют в строении Араратского межгорного прогиба и Ширакской впадины.

2. Новейшие геологические структуры (поднятия и впадины) и разломы. В новейшее (неоген-антропогенное) время территория Армении испытала неравномерное сводово-глыбовое поднятие, амплитуда которого достигла 2,5–3 км, из них на антропоген приходится около 1 км. Возникшие при этом частные поднятия и опускания сопровождались развитием древних и образованием новых тектонических разломов, в основном по окраинам поднятий. Данный процесс происходит и в текущее время [16–23].

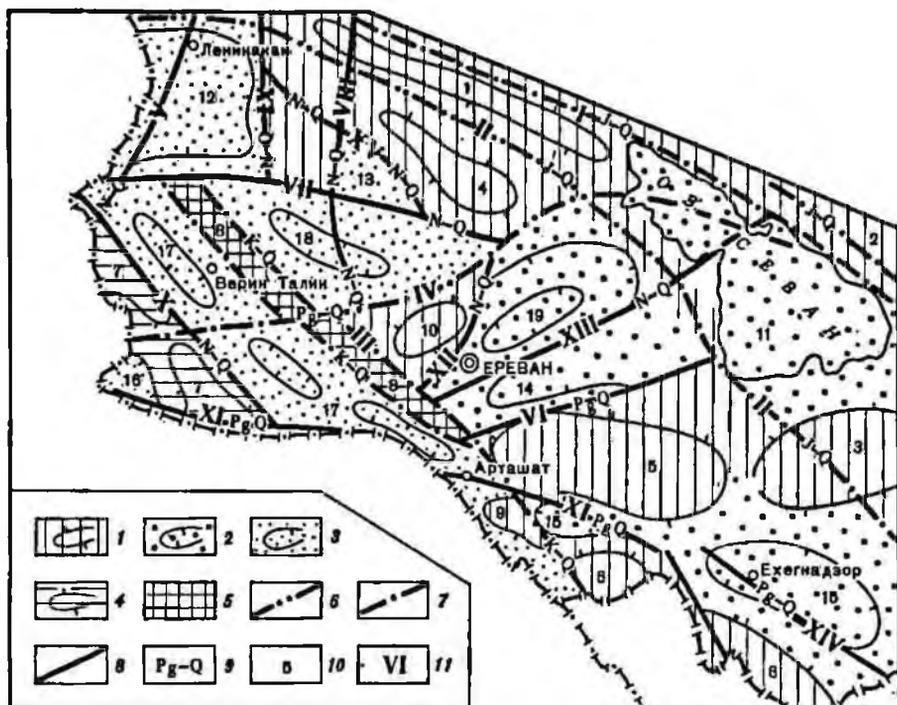


Рис. 1. Карта новейших геологических структур (поднятий, впадин) и разломов центральной и юго-Западной Армении. Составил Г.П. Симонян в 1976 г.

1 — блоковое поднятие первого порядка; 2 — впадина первого, 3 — второго порядка; 4 — поднятие второго порядка; 5 — погребенный горст (поднятие); 6 — межзональный, 7 — внутризональный глубинный разлом; 8 — региональные разломы (сбросы, взбросы, крутые надвиги); 9 — возраст разлома; 10 — номера поднятий, впадин; 11 — номера разломов

Названия поднятий: 1 — Памбакское; 2 — Аргунийское; 3 — Варденисское; 4 — Цахкуняцкое; 5 — Веди-Аргичинское; 6 — Урц-Айодзорское; 7 — Октемберян-Кермрашенское; 8 — Паракер-Енгидже-Мараликское; 9 — Араратское; 10 — Спандарянское.

Названия впадин: 11 — Севанская; 12 — Ширакская; 13 — Касакская; 14 — Ацванская; 15 — Арпа-Шагапская; 16 — Нижневахурянская; 17 — Арташат-Лукашен-Артенийская; 18 — Южоврагацкая; 19 — Ереванская.

Названия глубинных разломов: I — Базумо-Севанский; II — Анкавано-Зангезурский; III — Ереванский; IV — Аштарак-Севанский.

Названия региональных разломов: V — Ахурянский; VI — Азатский; VII — Арагац-Аранларский; VIII — Спитак-Арагацкий; IX — Оромский; X — Кермрашенский; XI — Араксинский; XII — Разданский; XIII — Джржевский; XIV — Егегнадзорский; XV — Касакский

Разломы подразделяются на две категории: глубинные и региональные. Первые достигают в глубине границ Конрада и Мохоровичича (что установлено по данным сейсмических станций "Земля"), вторые находятся в верхней части земной коры. Глубинные разломы развивались более длительно, они ограничивают весьма крупные блоки земной коры. Региональные разграничивают небольшие блоки.

1. Памбакское поднятие (см. рис. 1) представляет собой линейное сводово-блоковое сооружение северо-западного простирания, ограниченное с северо-востока Базумо-Севанским (I), а с юго-запада — Анкавано-Зангезурским (II) разломами глубокого заложения [19–22]. Наиболее поднята (до 2800 м) средняя часть структуры, где обнажаются породы верхнего мела. К северо-востоку и юго-западу амплитуды

да новейших поднятий меньше (до 2000 м). Новейшие деформации в западной части поднятия и местами на крыльях фиксируются по залеганию останцов миоплиоценовой вулканогенной толщи, бронирующей древнюю денудационную поверхность. Дифференцированное поднятие в северо-западной части Памбакского поднятия обусловило образование глубокорасчлененного рельефа, происходившего в основном в плиоцене. В четвертичное время эта часть поднятия испытала опускание, вследствие чего долины правых притоков р. Памбак заполнились аллювиально-пролювиальными образованиями мощностью более 100 м.

2. Арегунийское поднятие является северо-восточным продолжением Памбакского поднятия. Амплитуда его новейших поднятий в северо-восточной части более 2500 м.

3. Варденисское поднятие включает центральную часть Варденисского хребта и имеет брахиантиклинальную форму. В юго-западной и западной частях поднятия неоген-четвертичный вулканический чехол прорезан до основания глубокими долинами, в которых обнажен фундамент, сложенный складчатыми палеогеновыми слоями. В сводовой части поднятия кровля фундамента находится на высоте 3000 м.

4. Цахкуняцкое поднятие расположено между реками Мармарик, Касах и Раздан. Оно вытянуто в северо-западном направлении. Это горст, ограниченный с северо-востока Анкавано-Зангезурским (II), с востока Аштарак-Севанским (IV) глубинными разломами, а с юго-запада — Касахским (XV) разломом. В осевой части поднятия на земную поверхность выходят древние метаморфические породы. Вулканогенный чехол миоплиоценовых лав здесь размыт и сохранился лишь в виде останцов. Это дало возможность установить, что в конце миоцена данная территория была равниной, покрытой маломощными песчано-глинистыми отложениями. В сводовой части Цахкуняцкое поднятие имеет высоту 2600 м, а на окраинах — около 2000 м.

5. Веди-Аргичинское поднятие состоит из ряда кулисообразно расположенных брахиантиклинальных складок, разделенных пологими синклиналями. С северо-запада и юго-востока поднятие ограничено соответственно Азатским (VI) и Араксинским (XI) разломами. В юго-западной его части амплитуда новейшего поднятия оценивается в 1500 м (гора Еранос), а на северо-востоке (верховья рек Веди, Азат, Хосров) — до 2000 м.

6. Урц-Айодзорское поднятие расположено в юго-восточной части изучаемой территории. Сложено оно палеозойскими породами и представляет собой крупное антиклинальное сооружение, состоящее из двух брахиформных частных поднятий; Урцкого на западе с амплитудой поднятия около 2250 м и Айодзорского на востоке — до 2500 м. Юго-западной границей поднятия служит Ереванский глубинный разлом (III), а северо-восточной — Араксинский (XI) и Ехегнадзорский (XIV) разломы.

7. Октемберян-Кармрашенское поднятие расположено в юго-западной части изучаемой территории и состоит из двух частных антиклинальных поднятий, Октемберянского на юго-востоке и Кармрашенского на северо-западе, разделенных поперечным прогибом. Установлены они буровыми, геофизическими, а также структурно-геоморфологическими исследованиями. Амплитуда новейших поднятий устанавливается по высоте залегания кровли песчано-глинистых отложений сарматского возраста, судя по которой в западной части новейшее поднятие составляет более 1000 м, а на юго-востоке — 500–600. Поднятие ограничено с юго-запада Араксинским (XI), а с северо-востока — Кармрашенским (X) разломами.

8. Паракар-Енгиджа-Мараликский погребенный горст находится в центральной части Араратской котловины. Ограничен он двумя глубинными разломами, в том числе Ереванским (III). В пределах горста палеозойский фундамент залегает на глубине от 500 до 1000 м, в соседних же Ереванском и Арташатском прогибах на глубине более 6 км.

В рельефе погребенный горст выражен неясно, однако рост его в течение плиоцена и антропогена доказывается резким сокращением в его сводовой части мощности соответствующих отложений. Амплитуда новейшего поднятия устанавливается по залеганию кровли сарматских осадков в 400–500 м.

9. Араратское поднятие расположено в юго-восточной части Приараксинской депрессии, в нем на дневную поверхность выведен палеозойский фундамент. О его интенсивном поднятии в современную геологическую эпоху свидетельствуют врезаемые в коренную толщу типичные цокольные эрозионные террасы. Поднятие нарушено Ереванским глубинным (III) и Араксинским (XI) разломами. Амплитуда новейших поднятий данной структуры достигает 750 м, а в соседних впадинах — не более 200–300 м.

10. Спандарянское поднятие выражено в рельефе в виде горста (возвышенности) между Южноарагацской и Ереванской впадинами. Оно ограничено Ереванским (III), Аштарак-Севанским (IV) и Разданским (XII) разломами. В его пределах фундамент, представленный древними толщами, приподнят по сравнению с фундаментами соседних впадин. Мощность миоценовых отложений сокращена, а соленосная свита в них замещается маломощной гипсоносной свитой. Судя по отметке кровли сарматских отложений, амплитуда новейших поднятий достигла 1000 м.

11. Севанская впадина представляет собой грабен, ограниченный с северо-востока Базумо-Севанским (I), а с юго-запада — Анкавано-Зангезурским (II) глубинными разломами. Судя по залеганию кровли сарматских отложений, вскрытой бурением, амплитуда новейших поднятий достигла 1200–1500 м.

12. Ширакская впадина представляет собой типичную наложенную впадину олигоцен-миоценового времени. Она ограничена Анкавано-Зангезурским (II), Оронским (IX) и Арагац-Араилерским (VII) разломами. Фундамент впадин сложен дислоцированными вулканогенно-осадочными толщами мела и эоцена. В ее центральной части присутствуют также миоценовые отложения. В четвертичное время дно котловины было заполнено песчано-глинистыми озерными отложениями мощностью более 300 м. По различиям в высоте залегания вулканогенно-обломочных пород нижне-среднеплиоценового возраста (анийская свита), амплитуда новейших движений котловины оценивается в 1000–1500 м, а по различиям в высоте залегания озерных отложений амплитуда четвертичных движений достигает 600–700 м.

13. Касахская впадина расположена в бассейне р. Касах, между Цахкуняцким поднятием и вулканическим массивом горы Арагац. Она ограничена Касахским разломом (XV) и опущена в виде грабена, в котором в четвертичное время накопились озерно-речные отложения мощностью около 100 м. Амплитуда новейших движений здесь достигла 500–600 м.

14. Ацаванская впадина расположена между Веди-Аргичинским поднятием и более крупным Ереванским прогибом. Выполнена она верхне-олигоцен-нижнемиоценовыми молассовыми осадками, фундаментом которых служат отложения эоцена и олигоцена. Впадина ограничена Азатским (VI) и Джрвезжским (XIII) разломами. Амплитуда новейших движений оценивается 1200–1300 м.

15. Арпа-Шагапская впадина включает долины рек Арпа и Шагап, разделенные Советашенским узким поперечным поднятием. В осевой части впадины р. Арпа протекает по широкой террасированной долине, а за пределами прогиба по глубокому и узкому antecedентному ущелью. Юго-западная, несколько приподнятая часть впадины, ограничена Анкавано-Зангезурским глубинным разломом (II) и Ехегнадзорским разломом (XIV). Амплитуда новейших движений в Советашенском поперечном поднятии достигает 2000 м, а в долинах рек Арпа и Шагап — 1000–1500 м.

16. Нижнеахурянская впадина расположена у государственной границы в западной части Араратской котловины. Заполнена она молассовыми, песчано-глинистыми и гипсо-соленосными отложениями миоцена мощностью свыше 3000 м. В нижнем — среднем плиоцене весь этот комплекс отложений был смят в линейные и брахи-

формные складки северо-западного простирания. С юга впадина ограничена Араксинским разломом (XI).

В новейшее время северная часть впадины испытала поднятие, о чем свидетельствует наличие нескольких аккумулятивных террас. Судя по высоте залегания кровли сарматских отложений, амплитуда новейших движений оценивается в 700–750 м.

17. Арташат-Лукашен-Артенийская впадина расположена в центральной части Араратской котловины между Паракар-Енгиджа-Мараликским горстом и Октемберян-Кармрашенским поднятиями. Ограничена она Ереванским глубинным (III) и Кармрашенским (X) разломами. Заполнена впадина верхнеолигоцен-миоценовыми молассовыми и антропогеновыми отложениями мощность до 3500 м, фундаментом их в юго-восточной части впадины являются верхнемеловые, а в северо-западной части — среднеэоценовые отложения. Исходя из отметки залегания кровли сарматских отложений, амплитуда новейших поднятий оценивается в 450–500 м.

18. Южноарагацкая впадина протягивается в субширотном направлении. По данным буровых работ кровля сарматских отложений в центральной части прогиба залегает на уровне моря, к северу эта кровля моноклинально поднимается к вершине горы Арагац. Прогиб ограничен Ереванским (III) и Арагац-Араилерским (VII) разломами.

19. Ереванская впадина ограничена с востока и запада Джрвежским (XVIII) и Разданским (XII), а с юга — Ереванским глубинным (III) разломами, которые придают ей форму грабена. Ереванская впадина заполнена мощными палеогеновыми отложениями и соленосными толщами миоцена. Судя по залеганию кровли сарматских отложений, амплитуда новейших поднятий в пределах Ереванской впадины варьирует от 600–700 м на юго-западе до 1500–2000 м на северо-востоке.

3. Землетрясения и их генезис. В пределах изученной территории условно выделено три района: Ленинанканский, Араратский и Камо-Разданский, в которых возникло большинство известных сильных землетрясений [24–27]. В этих же районах происходят дифференцированные тектонические движения, сопровождающиеся резкими смещениями по разломам. Именно к последним и были приурочены плейстоценовые области всех зарегистрированных сильных толчков (рис. 2).

1. В Ленинанканском районе наиболее сильным было Ленинанканское землетрясение 22 октября 1926 г. Оно состояло из трех толчков: первый — силой 4–5 баллов, второй — 7–8 баллов, третий, главный толчок — 8–9 баллов ( $M=5,2$ )<sup>1</sup>. Была нарушена телефонная связь с гг. Тбилиси, Ереваном и Карсом, девять селений были полностью разрушены, в 44 — разрушено 4246, полуразрушено 975, повреждено 740 домов. В почве по левому склону долины р. Ахурян, южнее Ленинанкана образовались меридиональные трещины с амплитудой перемещения по разлому до одного метра. Плейстоценовая область была вытянута вдоль Ахурянского разлома (см. рис. 2, разлом V), с которым и был связан очаг данного землетрясения. С Ахурянским разломом были связаны и другие землетрясения: семибалльные 1046, 1605 и 1319 гг ( $M=5,5$ ;  $M=5,6$ ;  $M=5,2$ ), шестibalльные 1924 и 1928 гг. ( $M=3,1$ ;  $M=4,2$ )

2. Араратский район включает территорию Араратской котловины и смежные участки. В нем произошли землетрясения, очаги которых были связаны с разрывами, ограничивающими Паркар-Енгиджа-Мараликский погребенный горст (см. рис. 1, 2), а также с разрывами Азатским (VI), Ехегнадзорским (XIV), Араксинским (XI) и другими.

Двинские землетрясения. В пределах юго-восточной части упомянутого выше погребенного горста в зоне Ереванского глубинного разлома (III) в 851, 858, 863,

<sup>1</sup> Магнитуды для данного и последующих землетрясений определены Н.В. Шебалиным, Т.О. Бабяном, С.А. Пирузяном и С.С. Симоняном.

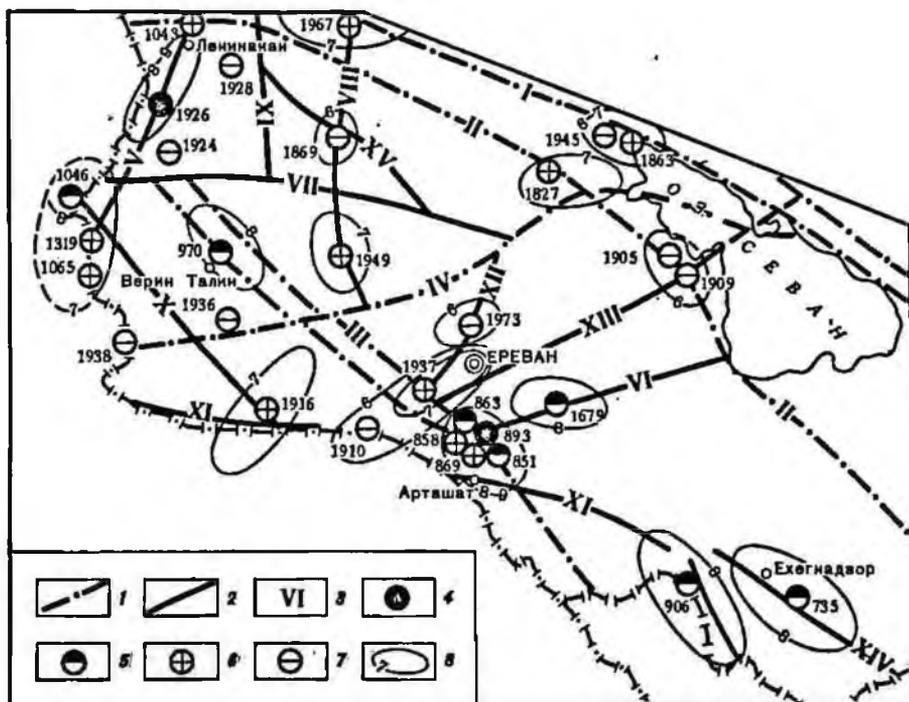


Рис. 2. Карта активных разломов и землетрясений центральной и юго-Западной Армении. Составил Г.П. Симонян в 1976 г.

1 — глубинный разлом; 2 — региональный разлом; 3 — номер разломе; 4 — 7 — эпицентры землетрясений (макросейсмические и инструментальные): 4 —  $I_0 = 8-9$ ; 5 —  $I_0 = 8$ ; 6 —  $I_0 = 7$ ; 7 —  $I_0 = 6$ ; 8 — изолиния балльности

869 и 893 гг. произошли землетрясения, причинившие значительные разрушения древней столице Армении (г. Двин). Их интенсивность оценивается в 8 и 9 баллов [24]. Особенно сильным было землетрясение 893 г., в результате которого в г. Двине разрушились не только жилые дома но, и дворцы, церкви и другие капитальные здания, погибли десятки тысяч людей. После этого восьмидесятибалльного землетрясения ( $M = 6,0$ ) столица Армении была переведена в г. Ани.

Гарнийское землетрясение 1679 г. (см. рис. 2) достигло 8 баллов ( $M=5,5$ ). В его плейстоценовой области в селениях были разрушены дома, многие церкви и монастыри, погибло 7600 человек. В районе селения Гарни дебит некоторых источников прекратился, в других местах возникли новые. Сотрясения распространялись на большой площади, здания пострадали даже в Ереване. Подземные толчки продолжались более четырех месяцев. Поскольку плейстоценовая область располагалась в зоне Азатского разлома (см. рис. 2, разлом VI), то очевидно, что землетрясение было вызвано резкими подвижками по нему.

Аручское семи-восьмидесятибалльное землетрясение 970 г. ( $M=4,8$ ) произошло в Верин-Талинском районе, его плейстоценовая область расположилась в зоне разрыва, ограничивающего с юго-запада Паркар-Енгиджа-Мараликский погребенный горст. Подвижки по нему, вероятно, и обусловили данное землетрясение. При нем была разрушена церковь в селении Аруч.

Ехегадзорское землетрясение 735 г. достигло 8 баллов ( $M=6,1$ ) и в течение четырех месяцев сопровождалось последующими толчками. Его плейстоценовая об-

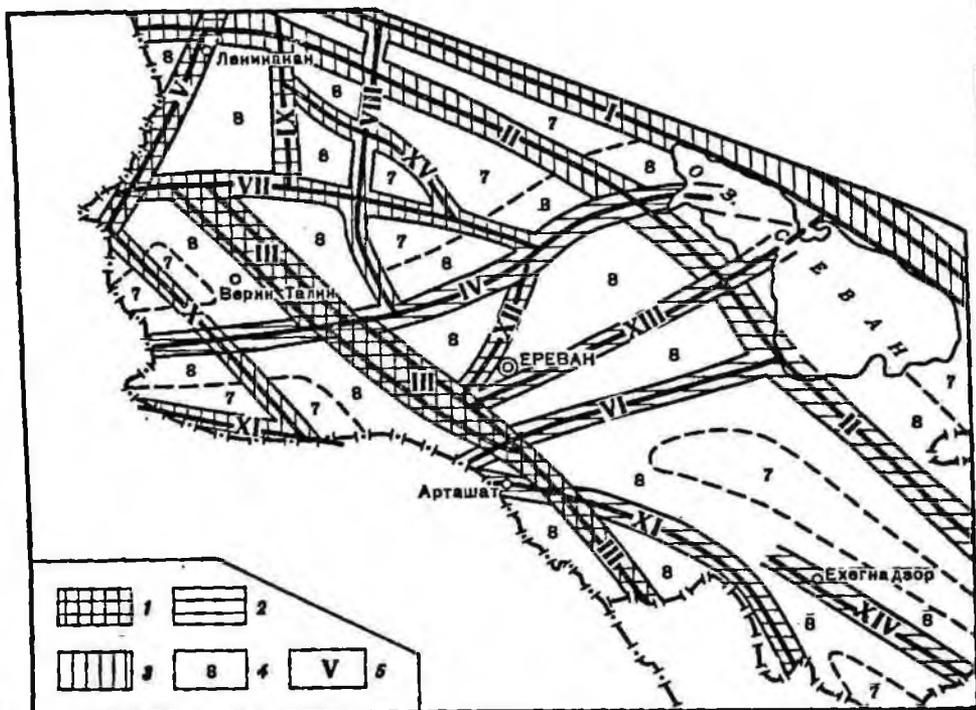


Рис. 3. Карта сейсмического районирования центральной и юго-Западной Армении. Составил Г.П. Симонян в 1976 г.

1-3 — сейсмогенные зоны: 1 — возможно возникновение землетрясений  $I_0 = 8 \div 9$ ; 2 —  $I_0 = 8$ ; 3 —  $I_0 = 7$ ; 4 — ожидается распространение сотрясений указанного балла от соседних сейсмогенных зон; 5 — номер сейсмогенного разлома и сейсмогенной зоны

ласть расположилась в зоне Егегнадзорского разлома (рис. 2, разлом XIV), подвижки по которому обусловили данный толчок. В упомянутой плейстоценовой области произошли разрушения зданий, погибло более 1000 человек, в почве возникли большие трещины.

Вайоцзорское землетрясение 906 г., также восьмибалльное ( $M=5,7$ ) возникло в зоне Араксинского разлома (XI). Были разрушены здания, монастыри Хотакерац и Каркон и многие церкви. Кроме указанных, в Араратском районе восьмибалльное землетрясение произошло в долине р. Аракс в 139 г. и девятибалльное землетрясение произошло в районе горы Арарат в 1840 г., вне района нашей карты (см. рис. 2).

3. Камо-Разданский район включает территорию, расположенную непосредственно к западу и юго-западу от оз. Севан. В нем известны землетрясения (см. рис. 2): Камойское 1909 г. (6 баллов,  $M=3,9$ ), Цовагюхское 1853 г. (7 баллов,  $M=3,2$ ) и Цахкадзорское 1827 г. (7 баллов,  $M=4,8$ ). При последнем в селении Цахкадзор развалилась башня церкви Кечарис, построенная в 1033 г. В селениях у берега оз. Севан пострадало несколько других церквей, в селении Цовагюх было повреждено 12 домов [24]. Плейстоценовая область Цахкадзорского землетрясения расположилась в зоне глубинного Анкавано-Зангезурского разлома (II). Подвижки по нему обусловили данный подземный толчок.

Плейстоценовой области других сильных землетрясений, зарегистрированных на изученной нами территории, как и у всех выше рассмотренных, также располага-

лись в зонах тех или других дизъюнктивных нарушений и обуславливались резкими подвижками по ним (рис. 2).

4. Сейсмогенные зоны. Все сильные землетрясения в пределах изученной нами территории были обусловлены подвижками по новейшим и активизированным древним разломам. Поэтому последние и были взяты в качестве основы для выделенных сейсмогенных зон (рис. 3). Ниже приводится их краткая характеристика. Номера сейсмогенных зон на рис. 3 соответствуют нумерации разрывов, их обусловивших (см. рис. 1, 2).

I. Базумо-Севанская сейсмогенная зона обусловлена одноименным крутым глубинным разломом и многочисленными сопутствующими поверхностными разрывами. Глубина заложения разлома достигает 40–50 км, амплитуда смещения по нему 1–1,5 км. По этим геологическим данным в зоне возможна генерация весьма сильных толчков большой амплитуды, однако зарегистрировано было только при семибалльных землетрясения в 1853, 1945 и 1967 гг. ( $M=5,0$ ) (см. рис. 2). Предполагая, что данные относительно слабые толчки свидетельствуют о незначительности современных тектонических движений в зоне, мы предварительно приняли, что такие же толчки возможны в ней и в будущем. Этот вопрос может быть решен более обоснованно только после специального изучения различными методами скорости четвертичных и современных тектонических движений в зоне. Мы же такими данными не располагаем.

II. Анкавано-Зангезурская сейсмогенная зона обусловлена системой глубинных разломов, поверхности которых падают к северо-северо-востоку под углом 70–80°. Амплитуда перемещения по ним с юрского времени достигла 3 км. Глубина заложения разрывов по данным сейсмической станции "Земля" достигает 50 км. Все же в зоне было зарегистрировано только одно семибалльное землетрясение ( $M=4,8$ ) в 1827 г. и два 6-балльных в 1905 ( $M=3,4$ ) и 1909 ( $M=3,8$ ) гг. (рис. 2). Нами допущено, что такие же толчки возможны и в будущем в различных участках зоны, однако зона, как и предыдущая, нуждается в дополнительном всестороннем изучении.

III. Ереванская сейсмогенная зона связана с разрывами, ограничивающими Паркар-Енгиджа-Мараликский горст, в том числе с Ереванским глубинным разломом. В пределах района последнего зарегистрировано много сильных землетрясений (см. рис. 2), в том числе и Двинское землетрясение 893 г. силой около 8–9 баллов ( $M=8,0$ ). Поскольку геологическое строение данной зоны на всем ее протяжении однородно, мы допустили, что во всех ее участках возможно возникновение толчков с интенсивностью 8–9 баллов ( $M=6,0$ ). Они соответствуют геологическому строению зоны и происходящим в ней значительным тектоническим движениям [8].

IV. Аштарак-Севанская сейсмогенная зона обусловлена зоной одноименного глубинного разлома, который по данным сейсмической станции "Земля" заложен на глубину до 40 км. Возраст разлома, палеоген-четвертичный, его амплитуда за это время достигла местами 2–3 км. Однако в зоне зарегистрированы только шестибалльные толчки (рис. 2). Принимая во внимание большой размер разлома и значительный размах четвертичных движений по нему, мы допустили, что возможна генерация землетрясений до 8 баллов ( $M=5,5$ ), таких же, как в геологически аналогичной Азатской сейсмогенной зоне. Обе зоны связаны цельным тектоническим процессом, они ограничивают одну и ту же Ереван-Ацаванскую впадину (см. рис. 1). В этом случае мы применили второе правило экстраполяции сеймотектонического метода [7, 8].

V. Ахурянская сейсмогенная зона связана с разломом (см. рис. 1–3), который заложен по данным сейсмической станции "Земля" на глубину до 45 км. Тектонические движения по разлому происходили в четвертичное время, результаты их ясно выражены в рельефе, размах движений в долине р. Ахурян достиг 500–

600 м. Можно полагать, что они интенсивно продолжаются. Об этом свидетельствуют возникшие в зоне сильные землетрясения, из которых Ленинаканское землетрясение 1926 г. достигло 8–9 баллов ( $M=5,2$ ) (см. рис. 2). Поскольку геологическое строение зоны однородно, допустили, что во всех ее участках возможно возникновение толчков с интенсивностью 8–9 баллов ( $M=5,2$ ).

VI. Азатская сейсмогенная зона обусловлена одноименным разломом палеоген-четвертичного возраста, который ограничивает Ацаванскую впадину (см. рис. 1, 2). Значительные тектонические движения по разрыву происходили в неогене, например в районе селения Блрашен по разрыву контактируют неогеновые и эоценовые породы, о вероятности молодых движений свидетельствует в некоторой мере приуроченность к разлому минеральных источников. Соответственно сказанному в зоне в 1679 г. возникло Гарнийское землетрясение силой 8 баллов, возможно 8–9 ( $M=5,5$ ) (см. рис. 2). Учитывая однородность геологического строения зоны, нами допущена возможность генерации 8-балльных толчков во всех ее участках.

VII. Арагац-Араилерская сейсмогенная зона связана с разломом, который разграничивает систему новейших впадин и поднятий (см. рис. 1). Он делит, например, гору Арагац на два блока: южный, опущенный, и северный, поднятый. В пределах опущенного блока (в Южноарагацской впадине) развиты миоценовые моласовые и плиоценовые вулканогенно-обломочные толщи мощностью около 2000 м. Они отсутствуют на поднятом блоке. Следовательно, интенсивные тектонические движения происходили в зоне до конца неогена. О четвертичных и современных дифференцированных тектонических движениях в зоне у нас нет данных, и в зоне не зарегистрированы землетрясения, которые сопровождалось бы разрушениями. Поэтому определить степень сейсмичности зоны невозможно, зона нуждается в специальном изучении, в первую очередь для определения скорости и особенностей молодых и современных дифференцированных тектонических движений. Нами предварительно допущена возможность генерации в зоне семибалльных толчков, зарегистрированных в соседних, геологически сходных зонах.

VIII. Спитак-Арагацская сейсмогенная зона обусловлена одноименным разрывом (см. рис. 1), который по данным сейсмической станции "Земля" заложен на глубину до 50 км. По нему контактируют эоценовые и меловые отложения, а смежные по нему блоки выражены в рельефе. В зоне зарегистрированы семибалльные толчки ( $M=5,0$ ), которые, возможно, являются для зоны максимальными. Это заключение предварительное, поскольку данных о четвертичных и современных тектонических движениях в зоне у нас мало.

IX. Оронская сейсмогенная зона связана с одноименным разломом (см. рис. 1), нарушающим молодые эоценовые и миоплиоценовые вулканогенные осадочные отложения. Амплитуда смещения по разлому в Ширакской впадине достигает 1–1,5 км. Однако в зоне не зарегистрирована генерация значительных землетрясений.

Разрывы зоны аналогичны разрывам Ахурянской зоны и связаны с ними цельным тектоническим процессом, они ограничивают одну и ту же Ширакскую впадину. Поэтому мы допустили, что и в Оромской зоне возможна генерация восьмибалльных толчков, близких по силе к толчкам в Ахурянской зоне (см. рис. 2).

X. Кармрашенская сейсмогенная зона. Обуславливающий ее разлом (сброс) разграничивает Октемберян-Кармрашенское молодое поднятие от Арташат-Лукашен-Артенийской впадины (см. рис. 1). Это свидетельствует о наличии весьма молодых смещений по разлому и о возможности генераций сильных землетрясений. Однако данных о четвертичных и современных движениях у нас нет. В зоне же было зарегистрировано лишь одно семибалльное землетрясение (см. рис. 2). Поэтому нами предварительно допущено, что генерация таких толчков возможна во всех участках данной однородной зоны. Все же вероятность более сильных толчков в зоне не исключается, поскольку в пределах северо-западного продолжения Кармрашенского разлома за государственной границей известно восьмибалльное землетрясение

1046 г. ( $M=5,5$ ) (см. рис. 2). Кроме того, в аналогичной зоне разрывов, ограничивающей с северо-востока Арташат-Лукашен-Артенийскую впадину, известны восьмибалльные толчки. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

XI. Араксинская сейсмогенная зона связана с одноименным разрывом (рис. 1), ограничивающем с юга Октемберян-Кармрашенское поднятие. Поскольку в зоне Кармрашенского разрыва, ограничивающего упомянутое поднятие с севера, был зарегистрирован семибалльный толчок ( $M=4,9$ ), мы допустили возможность генерации таких же сотрясений и в Араксинской зоне. Обе зоны связаны цельным тектоническим процессом. В юго-восточной части Араксинской зоны известно восьмибалльное землетрясение (см. рис. 2). Их повторение здесь возможно.

XII. Разданская сейсмогенная зона обусловлена разломом (сбросом), отделяющим Ереванскую впадину от Спандарьянского поднятия. Возраст разлома неоген-четвертичный, амплитуда смещения по нему более 1000—1200 м. Однако в зоне зарегистрировано лишь шестибалльное землетрясение ( $M=3,7$ ). Все же мы допустили возможность генерации в зоне восьмибалльных толчков ( $M=5,5$ ), таких же как в Азатской зоне. Обе зоны обусловлены разрывами, ограничивающими одну Ереван-Ацаванскую впадину. Они по существу геологически аналогичны.

XIII. Джрвезжская сейсмогенная зона связана с разломом (сбросом), разделяющим Ереванскую впадину от Ацаванской. Амплитуда новейших смещений по нему превышает 1000 м. Однако какие-либо значительные землетрясения в зоне не отмечались. Все же, применяя второе правило сейсмотектонического метода [7, 8], мы допустили, как и в предыдущем случае, возможность генерации в Джрвезжской зоне восьмибалльных толчков ( $M=5,5$ ), таких же как в Азатской зоне, поскольку они геологически аналогичны и связаны цельным тектоническим процессом. Они ограничивают одну и ту же Ацаванскую впадину (см. рис. 1).

XIV. Ехегадзорская сейсмогенная зона обусловлена однородным Ехегадзорским разрывом (крутым надвигом) с амплитудой перемещения в новейшее время более 1000 м (см. рис. 1). В зоне нами допущена генерация восьмибалльных землетрясений ( $M=6,0$ ), поскольку толчок этой силы в ней уже отмечался (см. рис. 2).

XV. Казахская сейсмогенная зона обусловлена разрывом, ограничивающим одноименную впадину (см. рис. 1), амплитуда новейших движений по нему превышает 1000 м. Значительные землетрясения в зоне не отмечались, однако мы допустили возможность генерации в ней семибалльных толчков, таких же, какие отмечались в соседних, геологически аналогичных зонах (рис. 2).

5. Сейсмическое районирование. На карте сейсмического районирования (см. рис. 3) показаны сейсмогенные зоны, рассмотренные в предыдущем разделе статьи, и дана интенсивность и магнитуда возможных в них максимальных землетрясений. Ширина сейсмогенных зон соответствует ширине систем обуславливающих их ведущих разломов и сопутствующих дизъюнктивных нарушений, с учетом их возможных наклонов в глубине [6, с. 12]. При возникновении вероятных максимальных сотрясений на окраинах сейсмогенных зон они будут распространяться практически с той же балльностью в стороны от границ зон в пределах соседних площадей, где нет сейсмогенных зон.

Ширина полос ожидаемого распространения сотрясений определенной балльности в стороны от границ сейсмогенных зон показана нами на карте сейсмрайонирования (рис. 3) с учетом расстояний между изосейстами у известных максимальных толчков на изученной нами территории и у землетрясений в других, геологически сходных регионах Малого Кавказа.

На несейсмогенных площадях, кроме сотрясений от соседних сейсмогенных зон, возможна генерация слабых толчков, возникающих в результате растрескивания жестких блоков земной коры при их различных деформациях [7]. Эпицентры слабых толчков могут быть определены в различных местах, однако они не показатель возможности сильных землетрясений. Сильные толчки регистрируются только по

зафиксированным в природе большим активным разломам, что отчетливо следует из наших геологических и сейсмических данных, собранных за многие сотни лет (см. рис. 2).

Составление нашей карты сейсморайонирования привело к значительной дифференциации территории, причисленной на нормативной карте 1970 г. целиком к восьмибальной зоне [1]. Выделено пятнадцать сейсмогенных зон, в одних местах балльность ожидаемых сотрясений снижена до 7, в двух узких зонах она повышена до 8—9 баллов. Это имеет существенное значение для целесообразного планирования сейсмостойкого строительства.

**Заклучения.** Примененный сеймотектонический подход к составлению карты сейсмического районирования требует использования различного исходного материала [7], в том числе количественных данных о четвертичных и современных тектонических движениях по разрывам. Мы такими достаточными данными не располагали, и потому заключения по некоторым сейсмогенным зонам были сделаны предварительно.

Следующим этапом сейсмического районирования территории Армении должно быть, по нашим представлениям, всестороннее изучение установленных сейсмогенных зон, которое должно производиться не эпизодически, а постоянно, в сеймотектонической лаборатории.

Автор надеется, что избранный сеймотектонический подход даст возможность составить следующую более детальную и лучше обоснованную карту сейсморайонирования территории Армении. Данная же работа по существу первый шаг в этом направлении в пределах изученного нами региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Строительные нормы и правила, ч. 2, раздел А, гл. 12. Строительство в сейсмических районах. СНИП, II-А. 12—69. М., Стройиздат, 1970.
2. Технические условия проектирования зданий и сооружений для сейсмических районов (ТУ 58-48), М., Госстройиздат, 1951.
3. Каралетян Н.К., Мкртчян С.С., Паффенгольц К.Н. Сейсмическое районирование Армянской ССР. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
4. Ананян И.В., Бунз В.И., Введанская Н.А. и др. Методика составления карты сейсмического районирования Кавказа. М., ВИНТИ, 1969.
5. Пирюзян С.А. Опыт сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван, "Айастан", 1969.
6. Губин И.Е. Землетрясения в Гармской области. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8 (135).
7. Губин И.Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. — В кн.: Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
8. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
9. Агамирзова Р.А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
10. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны восточного Узбекистана и сейсмическое районирование. — В кн.: Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
11. Симонян Г.П. Геология и сейсмичность Араратской котловины Армянской ССР. Автореф. канд. дис. Ереван, 1965.
12. Симонян Г.П. Сеймотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, № 4.
13. Симонян Г.П. Сейсмогенные зоны юго-восточной Армении. — В кн.: Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
14. Габриелян А.А., Пирюзян С.А. Сеймотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, № 4.
15. Габриелян А.А., Аджван А.И., Акопян В.Т. и др. Тектоническая карта Армянской ССР. Ереван, "Митк", 1968.
16. Габриелян А.А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1963, № 6.
17. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра", 1968.

18. *Бальян С.Л.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окймляющих областей. Ереван, "Митк", 1969.
19. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван, "Айпетрат", 1958.
20. *Габриелян А.А.* Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
21. *Саркисян О.А.* Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (Малый Кавказ). Автореф. докт. дис. Ереван, 1973.
22. *Арутюнян А.Р.* Тектоника и история развития Севано-Ширакского синклиория. Автореф. канд. дис. Ереван, 1966.
23. *Симонян Г.Л.* О блоковом строении Арагвской котловины Армянской ССР. — Учен. зап. Ереванского ун-та, 1969, № 3.
24. *Бюс Е.И.* Сейсмические условия Закавказья, ч. 1—3. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948—1954.
25. *Варданянц Л.А.* Сейсмоструктура Кавказа. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1935, № 64.
26. *Степанян В.А.* Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах Арм. фил. АН СССР, 1942.
27. *Цхеква А.Д., Папалашвили В.Г.* Сейсмические условия Кавказа. Хронология землетрясений Кавказа 1951—1970 гг. Тбилиси, "Мецниереба", 1973.

*В. П. Солоненко, В. С. Хромовских*

## ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В 1970–1972 гг. Институт земной коры Сибирского отделения АН СССР впервые на Кавказе провел тематические палеосейсмогеологические исследования [1, 2]<sup>1</sup>. Три полевых сезона — малый срок для воссоздания общей картины сейсмотектоники и сейсмодетформации этой сложной, во многих местах труднодоступной для геолога высокогорной страны. Однако надеемся, что нам удалось избежать принципиальных ошибок и постановка вопроса о палеосейсмодислокациях и прикладной сейсмотектонике Кавказа будет полезной для оценки долговременной сейсмической опасности его отдельных районов.

Введение. Сейсмогенные геодинамические явления по своим генетическим особенностям разделяются на сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические и сейсмогравитационные [3].

Сейсмотектонические движения подразделяются на региональные, зональные и локальные.

Региональные сейсмотектонические движения земной коры охватывают площади до десятков и даже сотен тысяч квадратных километров. Для сейсмотектонических условий причерноморской и центральной частей Кавказской сейсмической зоны, где соседствуют нисходящие и восходящие морфоструктуры, можно предположить, что площадь практически значимых региональных движений земной коры ( $S \text{ км}^2$ ), ориентировочно определяемая соотношением  $\lg S = (0,99 \pm 0,07) M - 3,6$ , должна быть минимальной. Тем не менее при сильнейших землетрясениях ( $M \sim 7 \frac{1}{2}$ ) она будет превышать  $2000 \text{ км}^2$ . Внезапное погружение под уровень Черного моря обширных площадей античных городов и колоний, массовое развитие сейсмодетформаций на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа [2, 4] и погружение под уровень моря части побережья между Лазаревским и Геленджиком наиболее вероятно связаны именно с региональными сейсмотектоническими движениями земной коры.

Зональные сейсмотектонические явления — это движения сейсмогенных морфоструктур или сопряженной их системы. На Кавказе конкретные сейсмогенные морфоструктуры ранее не выделялись, хотя неотектоническая база для этого создана [5–8].

Локальные сейсмотектонические явления (разрывы разных типов, флексуры и т.п.) — прямые признаки остаточных деформаций земной коры в элицентральных зонах сильных землетрясений. Размеры и типы сейсмодислокаций для однотипных сейсмогенных зон довольно постоянны, что позволяет создать зональную эталонную шкалу [9]. Для условий Кавказа ориентировочная протяженность зоны сейсмодислокаций:  $\lg |g|_{\text{км}} = 0,99M - 6,18$ , т.е. даже для самых сильных предполагаемых землетрясений она не выйдет за пределы десятков километров. Локальные сейсмодислокации встречаются почти на всем протяжении наиболее сейсмоактивной зоны Главного Кавказского хребта между Азовским и Каспийским морями.

Гравитационно-сейсмотектонические структуры связаны как непосредственно с активными сейсмогенными разломами, так и с другими разрывными нарушениями, испытывающими пассивное вскрытие при колебательных движениях земной

<sup>1</sup> В работе участвовали В. Жилкин (начальник отряда), В. Хромовских (отв. исп.), В. Солоненко (научный руководитель), Р. Семенов, С. Хилько, Д. Лопатин, П. Зеленков и др., а в 1971 г. — сотрудники Гидропроекта (Ф.Д. Гордеев) и Б.Н. Хованский. Аэровизуальные и аэридезандные работы велись на вертолетах МИ-2 (командиры О. Александрович и М. Асатов).

коры в ходе сильных землетрясений. На Кавказе нами установлены сбросо-обвалы, гравитационно-сейсмотектонические клинья и как переходная форма к собственно сейсмогравитационным — оседание, провалы и сколы вершин гор.

Сейсмогравитационные явления многообразны и взаимопереходящи. Из всего их многообразия [10, 11] на Кавказе наиболее представительными являются обвалы, оползни-обвалы и каменные потоки.

Сейсмодислокации разных генетических типов на Кавказе известны давно, однако на них до последнего времени не обращали внимания. Имеются исторические сведения о том, что в 63 г. до н.э. мощное землетрясение не только разрушило города Боспорского царства, но и разваливало горы, а поля сделало непригодными для земледелия. Возможно, часть деформаций на п-ове Абрау относится именно к этому времени или, может быть, к катастрофическому землетрясению 417 г. н.э. В летописях Грузии имеются указания на остаточные деформации, возникшие при сильных землетрясениях в 1088 г. и в XIII в. в районах городов Тмокви и Мцхета. В 1667 г. в районе г. Шемахи при землетрясении наблюдались нарушения земной поверхности. В январе 1669 г. при землетрясении была "поглощена с жителями и скотом деревня Лача, лежавшая к югу от Шемахи" [12]. В 1828 г. близ селений Сагиян и Чаган при землетрясении возникли трещины длиной около 2,5 км и шириной до 1 м. В районе с. Муганлы произошли обвалы [13]. Землетрясение 20 июня 1840 г., охватившее Кавказ от Черного до Каспийского моря (эпицентр его не определен), также сопровождалось значительными деформациями земной коры. Следы этого землетрясения следует искать в "огромной трещине, называемой долиной Св. Якова или Аргури" [12]. В 1908 г. при землетрясении близ с. Тирджан (20–30 км северо-западнее г. Шемахи) образовался сброс длиной более 2 км с амплитудой вертикального смещения около 1,5 м. От вершины горы Мусадаг трещина прошла вдоль селения и поглотила часть домов [13]. В районе с. Амбролаури обнаружен субмеридиональный разрыв, который, по мнению Л.В. Когошвили, генетически связан с Амбролаурским землетрясением 1940 г.

При Чхалтинском землетрясении 1963 г. возникли остаточные сейсмотектонические деформации [14], а сейсмогравитационные склоновые смещения (обвалы, оползни) охватили площадь в 80 км<sup>2</sup> [15]. При Махачкалинском землетрясении 14 мая 1970 г. ( $M = 6,75$ ,  $K = 16$ ) такие смещения наблюдались на площади 1000–1300 км<sup>2</sup>. Н.В. Чигарев и Ф.С. Шивков [16] отрицают возможность возникновения глубинных тектонических нарушений и обновления древних тектонических швов. Однако на приведенной ими схеме видно, что подавляющая масса остаточных деформаций сконцентрирована в зоне разломов на протяжении 50–60 км при ширине деформированных полей до 7–8 км. Эти параметры как раз характерны для некоторых плейстосейстовых зон девятибалльных землетрясений [17].

На Кавказе сильными землетрясениями не раз разрушались города и храмы (табл. 1). Характерно, что именно вблизи таких пунктов (г. Шемаха, храмы Св. Квирика, Мухер, Бзыбь) обнаружен ряд сейсмогенных структур.

Список землетрясений, конечно, далеко не полно отражает повторяемость сильных землетрясений Большого Кавказа. Эпицентры многих землетрясений могли находиться в слабо заселенных районах, вдали от культурных центров и при малом размере поперечников изосейст сильных потрясений они просто не могли привлечь внимание древних летописцев, а в периоды нашествий иноземцев (VI–IX, XIII–XIV вв. начало XVII в.) и жестоких междоусобиц (VIII–XI вв.) сведения о землетрясениях могли попасть в исторические документы только случайно. Интенсивность землетрясений; ранее считавшихся 9-балльными (см. табл. 1), снижается в ряде работ до 8 баллов, а разрушения объясняются неблагоприятными инженерно-геологическими условиями, хотя из работ видно, что авторы их [33, 34] инженерно-геологические условия не изучали и с особенностями древней архитектуры не знакомились.

Таблица 1

Сильные землетрясения Большого Кавказа и смежных территорий

Дата	Координаты эпицентра		М	Сила в эпицентре, баллы (по MSK-64)	Источник сведений
	с.ш.	в.д.			
63 г. до н. э.	45,5	36,6		8-9 (?)	18, 19
16.IV 1088	41,4	43,3		9	20, 21, 22
1192	40,6	48,7		9	13, 23
1283	42,1	43,8		9	22
XIII в.				9	21, 22
1318	41,8	44,9		9	13
XIV в.	42,5	43,5		9	24
1510				9	25
XVI в.	43,0	42,8		9	24
1614	42,5	41,7		9	26
1656	41,8	44,8		8-9 (?)	27
1667	40,8	48,7		8-9	23, 28
1668				9	25
1669	40,6	48,7		9	12, 13, 23, 28
1671	40,6	48,7		8-9	13, 23, 28
1742	42,0	45,3		9	20, 29
1785	42,0	42,1		9	30
1828	40,6	48,7		9	23, 28
3.VII 1856	40,6	48,7		9	23, 28
30.V 1859	40,6	48,7	6,5-7,5	8-9	12, 28
21.VIII 1869	40,6	48,7	6,5-7,5	8-9	13, 28
16.I 1872	40,6	48,7	6,5-7,5	8-9	13, 28
13.II 1902	40,6	48,7	6,5-7,5	9	28, 31
20.II 1920	42,0	44,1	5 <sup>3</sup> /4-6	8-9	13, 32
7.V 1940	41,7	43,8	5 <sup>3</sup> /4	8-9	13
16.VII 1963	43,2	41,6	6,5	9	14, 15

В результате инженерно-сейсмогеологического обследования Мингрело-Сванской, Цаишской, Чхалгинской, Верхнесванетской, Мцхетской и Шемахинской эпицентральных зон нами установлено следующее:

1. Подавляющее большинство населенных пунктов, разрушавшихся землетрясениями, построено на скальных, полускальных или валунно-галечниковых и песчано-глинистых грунтах высоких террас и горных склонов с углами наклона поверхности не более 7-8°, с грунтовыми водами на глубине 10 м и более, лишь под храмом Свети-Цховели (г. Мцхета) зеркало их на глубине до 6 м (но в трещиноватых сланцах и песчаниках).

2. С античной эпохи, а в Грузии по крайней мере с VII в. ритуальные, а частью военные и гражданские сооружения строились с соблюдением антисейсмики [18, 19, 35, 36]. Сохранившиеся от разрушения родовые башни в Верхней Сванетии по своим конструктивным особенностям [35] весьма сейсмостойки. Тем не менее в наиболее сейсмоактивной зоне долины р. Ингури они полностью разрушены (правобережье р. Ингури, в нижнем течении р. Накры).

Таким образом, аргументация снижения балльности сильных землетрясений Кавказа упомянутых авторов несостоятельна. Более того, разрушение антисейсмически сооруженных храмов, возведенных на скальных, полускальных и грубообломочных необводненных грунтах и находившихся на расстоянии многих километров от вероятных эпицентров, могло произойти в ряде случаев при землетрясениях с /<sub>0</sub> более 9 баллов.

Таблица 2

## Палеосейсмодислокационные структуры Большого Кавказа

Разрывная сейсмодислокация	Координаты центра		Размеры полей, км		Амплитуда*, м ( макс. / средн.)	M** землетрясения	I <sub>0</sub> землетрясения	Возраст***
	с.ш.	в.д.	Длина	Ширина				
Сейсмотектонические								
Бзыбь	43,37	40,95	7,5	1,5	$\frac{30-35}{8}$	7,0	9-10	БВ
Нанскра	43,10	42,19	3	0,8	$\frac{15}{6}$	6,9	9-10	БВ
Абакура	43,1	42,41	4	0,3	$\frac{20}{12}$	7,0	9-10	БВ
Лабскалди	42,96	42,58	2	0,3	$\frac{15}{5-8}$	6,9	9	АБ
Цери	42,96	42,75	3,5	0,4	$\frac{18}{7}$	6,5	9	АБ
Квира	42,73	42,20	3	0,6	$\frac{9}{6}$	6,9	9	В
Акиба	41,90	42,90	3,7	1	$\frac{20}{7}$	6,6	8-9	АБ
Шемахинская	40,66	48,61	0,4	0,02		6,5	9	Б
Сейсмогравитационные								
Амткел	43,00	41,2	4	1,2	100	≥ 5,5	≥ 8	XIX в.
Гоби	42,78	43,14	7	3	20	> 5,5	> 8	Б
Структуры особого типа (сейсмовибрационные)								
Бол. Утриш, Мал. Утриш, Абраву	44,7	44,6	50	5,7	> 100	> 5,5 (?)	> VIII (?)	В

\* Или высота недоползневых и недобвальных обрывов.

\*\*  $M = (6,18 \pm 0,54) + (0,60 \pm 0,33)lg$  или  $M = 0,6lg + 6(I)$ ;  $M = (6,97 \pm 0,15) + (0,63 \pm 0,30)lg$  или  $M = 0,51lg + 7(II)$ , где  $l$  — длина,  $a$  — амплитуда разрывных палеосейсмодислокаций. Значениям  $M$ , найденным по формулам (I) и (II), придавался равный вес, поскольку использовались средние величины  $a$ .

\*\*\* АБ — 1900—1600 гг., Б — 1500—1000, БВ — 1600—500 гг., В — 500 г. н.э. — 2000 г. до н.э.

## Палеосейсмодислокации.

В зоне Главного Кавказского разлома и его сателлитов выявлены следующие палеосейсмодислокации, образующие отдельные структуры (табл. 2).

Бзыбь. Главное поле разрывных сейсмодислокаций расположено на правом водоразделе р. Бзыбь в районе перевала Чабисха, в 30—35 км восточнее оз. Рица. Стволовой субширотный сброс на протяжении 4 км разрывает и смещает четыре горные вершины Бзыбского хребта, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями байоса. Сброс<sup>1</sup> сопровождается сбросами-сателлитами. В районе струк-

<sup>1</sup> За счет сейсмогравитационного осадания в одном блоке видимая амплитуда увеличивается до 50—60 м.

туры отмечены обвалы и оползни, один из которых имеет размер 0,8x1,5 км.

**Ненскра.** Находится на левом водоразделе р. Ненскры в 25 км юго-западнее Эльбруса. Сейсмодислокации представлены тремя субпараллельными сбросовыми рвами в гранитах, длина их 700–1300 м, глубина 1,5–12 м, ширина по верху 3–5 м. Сбросы структуры Ненскры приурочены к аллохтону Главного Кавказского надвига и генетически связаны с недавними подвижками по этому разлому. По ряду признаков механизм возникновения сбросов структуры Ненскры аналогичен механизму образования подобных разрывов при формировании аркогенных надвигов [37].

**Абакура.** Основное поле разрывных сейсмодислокаций (рис. 1) находится в вершинной части хр. Бакылд, в 36–40 км на юг от Эльбруса. Главный сбросо-сдвиг структуры морфологически представлен мощным эскарпом (преимущественно в габбро-диоритах и габбро-пироксенитах) и цепью бессточных воронок глубиной до 50 м. Протяженность сбросо-сдвига до 2,5 км, амплитуда горизонтального смещения — до 50 м. Восточный фрагмент структуры Абакуры представлен сбросом протяженностью до 1,5 км. Он пересекает северные отроги горного массива Лайла-Лехели.

**Лабскалди.** Основное поле сейсмодислокаций расположено в северной части хр. Лабскалди, в 10–12 км на юго-запад от пос. Местиа. Сейсмодислокации представлены субмеридиональными сбросовыми трещинами, ограничивающими миниатюрный грабен-провал на горной вершине, заложенный вкрест простираения аспидных сланцев лейаса. Длина грабена 500–600 м, ширина — 100–120 м.

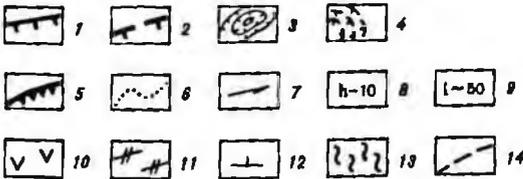
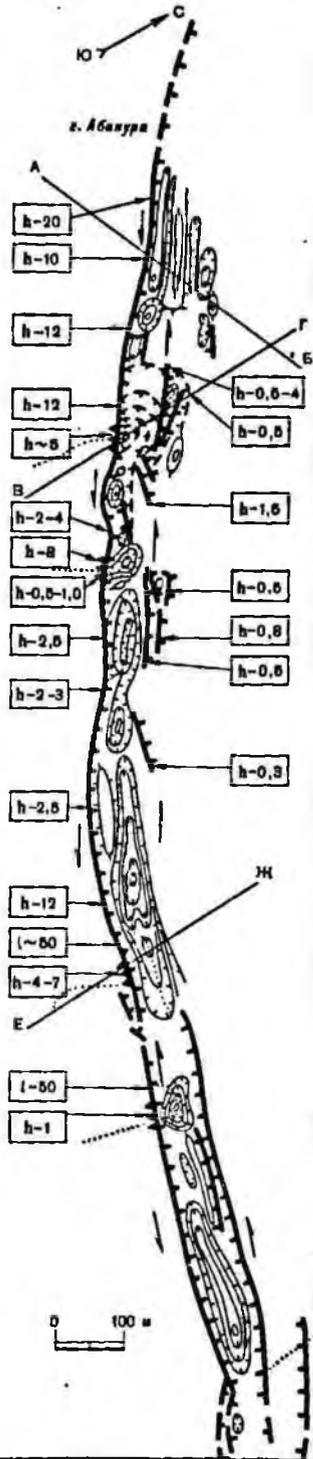
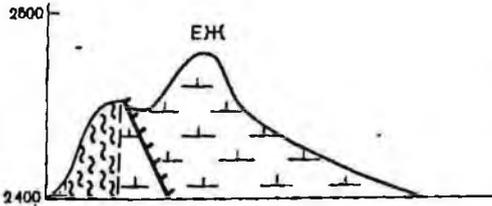
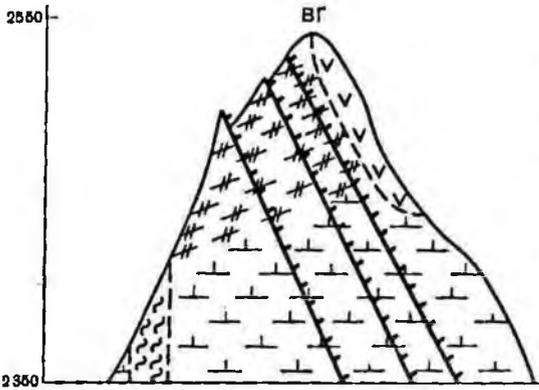
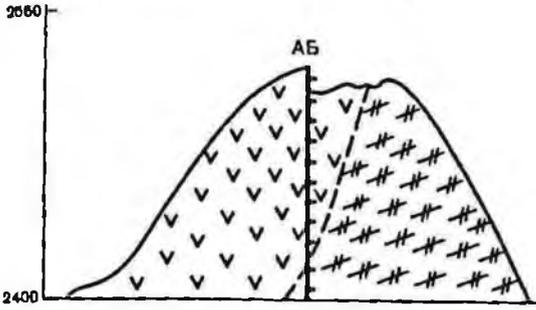
**Цери.** Структура расположена на водоразделе рек Цери и Чалабури, в 12–15 км юго-восточнее пос. Местиа. Разрывные сейсмодислокации представлены субмеридиональными сбросами, разрывающими вкрест простираения песчано-сланцевую толщу лейаса. Морфологически сейсмогенные сбросы представлены уступами. Сбросы разрезают и смещают горные вершины, а на юге структуры они ограничивают грабен (ширина около 200 м), врезанный в водораздельную часть одного из северных отрогов Сванетского хребта. Центральная часть грабена имеет блоковое строение и опущена на 12–18 м.

**Квира.** Разрывная сейсмодислокация находится на водоразделе рек Джолора и Цинцкали, сложенном прочными туфогенными породами, в 15 км восточнее пос. Джвари (ИнгуриГЭС). Протяженность главного сброса около 2 км. На расстоянии около 500 м он ограничивает односторонний нагорный грабен (ширина 60 м), ранее в котором был подпруженное озеро. На линии сброса установлено 5 висячих русел водотоков и 12 крупных источников. К сбросу приурочены два сейсмогенных обвала. Они пересекли часть склонового стока р. Цинцкали и направили его в бассейн р. Джолора.

**Акба.** Сейсмодислокационная структура расположена в верховьях р. Галидзи, в 18–20 км северо-восточнее г. Ткварчели. Главный элемент структуры — крупный скальный оползень с тыловой стенкой отрыва длиной более 2 км. Оползень возник в сложно стратифицированной толще туфогенно-осадочных отложений байоса. Объем оползневого блока — более 8 млн. м<sup>3</sup>. Тыловая стенка отрыва

Рис. 1. Морфометрическая схема сейсмогенной структуры Абакуры. Составили В. Хромовских, В. Солоиенко

1 — сейсмогенные сбросы и сбросо-сдвиги; 2 — то же, предполагаемые; 3 — воронки-поноры и валы вздутия (сечения изогипс через 2 м); 4 — крупнейшая из воронок-понор (сечение изогипс через 10 м); 5 — дамбы в эрозионных ложбинах, образованные поднятыми крыльями разрывов; 6 — русла временных водотоков; 7 — направления сдвига; 8 — видимые амплитуды вертикального смещения по сбросам; 9 — предполагаемая амплитуда сдвига. АБ, ВГ, ЕЖ — линии геологических разрезов; 10 — габброиды; 11 — кварциты; 12 — диориты; 13 — их расплавленные разновидности; 14 — предполагаемые контакты





оползая на своих окончаниях переходит в четко выраженные короткие сейсмотектонические эскарпы. Один из них (левая часть рис. 2) — взброс — деформирует формы рельефа с современной ледниковой штриховкой, а другой рассказывает ряд русел временных водотоков. Таким образом, по своей природе структура сейсмотектоническая, а по главному морфологическому проявлению — сейсмогравитационная. Структура Акиба находится вблизи эпицентральной зоны Мегрело-Сванского землетрясения 7.XI 1930 г. ( $M = 5 \frac{1}{4}$ , 8 баллов).

**А м т к в л.** Сейсмодислокационная структура находится в 25–27 км северо-восточнее Сухуми. Она представлена крупным обвалом (объем около  $100 \text{ млн} \cdot \text{м}^3$ ), обусловившим образование оз. Амткел. Морфология обвала, перемещение обвальной массы на расстояние до 1,2 км от 100-метровой тыловой стенки отрыва и перелет части обвальной массы через ущелье шириной в 600 м [2] дают основание предполагать сейсмогравитационный генезис этого обвала, связанного с землетрясением 1891 г. [38].

Характер динамики обвальной массы [2] показывает, что она была либо сейсмически возбуждена, либо перемещалась на воздушной подушке [11, 39].

**Г о б и.** Сейсмодислокации расположены в верховьях р. Цхенисцкали в 30 км на юг от горы Дыхтау на северном склоне Лечхумского хребта, сложенного аспидными сланцами лейаса. Здесь на протяжении 7 км произошли гигантские оползни, тыловые стенки отрыва которых заложены вкрест простирания нижнеюрской толщи. Один из оползней имеет размер  $3 \times 2$  км и кулисообразную систему из стенок отрыва. Морфология оползневых тел свидетельствует о близком по времени или одновременном их образовании. Общий объем смещенных масс не менее  $100 \text{ млн} \cdot \text{м}^3$ . Оползни Гоби соседствуют с четко выраженной разрывной сейсмодислокацией в долине р. Цхенисцкали, деформирующей современные ледниковые формы рельефа.

Возраст сейсмодислокаций рассчитан (табл. 2) по размерности скорости денудации [40, 41] в их районах.

Особый тип сейсмодислокационных деформаций имеет место на Черноморском побережье от пос. Лазаревского до Анапы. Это крупные оползни, обвалы, смещенные горные вершины. Части горных массивов перемещались (часто независимо от напластования мел-палеогенового флиша) в сторону моря или долин, иногда полностью перекрывая их. На п-ове Абрау (между Новороссийском и Анапой) имеют место гигантские по ширине (до 100–150 м) и глубине (до 90 м), на короткие (0,5–4 км) трещины, крупноглыбовые каменные потоки, ушедшие до 3,5 км от своего источника (из них до 2 км по дну моря), в то время как при гравитационном смещении обвальной масса могла отойти от подошвы обвального склона не более, чем на 50–100 м.

Эти феноменальные деформации связывают [4] с сильнейшими землетрясениями, происходившими в плейстоцен-голоцене. Однако даже при самых мощных землетрясениях на суше подобные образования не возникали. К тому же, по нашим данным, они не связаны с явными сейсмогенными разломами и не сопровождались сейсмогравитационными разрушениями соседних гор соответствующего масштаба. Никаких достоверных признаков активного "Утришского сброса" [4] не установлено, нет и признаков смещения крыльев рва. Мы считаем, что возникновение этих деформаций можно связать только с сейсмогенно-вибрационной ползучестью, обусловленной длительными сейсмическими колебаниями при землетрясениях порядка 8–9 баллов. Сказанное косвенно подтверждается тем, что в ряде исторических сообщений о землетрясениях, происходивших в Крымско-Кавказском Причерноморье в последних столетиях до новой эры и до V в. н.э., внимание акцентируется не столько на силе толчков, сколько на их длительности. Поэтому мы предложили подобные деформации выделить в особый сеймовибрационный тип [2, 11].

Сейсмотектоника. По сейсмотектоническим параметрам на Большом Кавказе намечается Срединная, Сочи-Анапская и Алазани-Шемахинская морфоструктурные зоны и два ведущих типа сейсмотектонических движений: восходящий и нисходящий.

Срединная морфоструктурная зона включает часть сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа и Абхазо-Сванетскую ступень. Здесь известны эпицентры 9-балльных землетрясений (Чхалтинское 16.VII 1963 г. и в XVI в.) и сосредоточены все, установленные нами сейсмотектонические структуры (табл. 2).

За орогенный этап развития региона эта зона поднялась до 3,5–4 км. Средняя скорость вертикальных движений за новейший этап достигла 0,35–0,4 мм/год (средние градиенты от  $5 \cdot 10^{-9}$  до  $2 \cdot 10^{-9}$  км/км–год [6]). В настоящее время скорость поднятия в этом районе достигает 8–14 мм/год и более [7]. Высокая сейсмичность данного района обусловлена формированием современных сводовых морфоструктур, активизирующих отдельные отрезки Главного Кавказского разлома и его сателлитов.

Сочи-Анапская морфоструктурная зона. Здесь амплитуда поднятия за новейший этап (верхний сармат — голоцен) невелика — до 0,5 км. Средние градиенты скорости вертикальных движений не превышают  $5 \cdot 10^{-9}$  км/км–год. За это же время часть горного сооружения, существовавшего в прибрежной полосе от Сочи до Анапы, была опущена под уровень Черного моря [6]. О недавнем погружении полосы побережья с сейсмовибрационными структурами свидетельствует целый ряд затопленных речных долин и ничтожная мощность (метры) новейших отложений в шельфовой зоне [42]. Это показатели общего опускания юго-западного крыла Новороссийского синклиналия, в том числе совсем недавнего по "хрупкому разлому" [42, с. 66], и разрастания впадины Черного моря за счет горного сооружения Большого Кавказа [6]. Характерно, что юго-восточнее поля развития сейсмовибрационных структур мощность молодых отложений на шельфе резко возрастает [42]. На п-ове Абрау, где процесс тектонического расседания во флишевой толще выражен наиболее ярко, скорость погружения, видимо, значительно возросла уже в историческое время. Обвальное-оползневые сейсмовибрационные смещения на участке побережья от Геленджика до пос. Лазаревского имеют плейстоценовый возраст, а на п-ове Абрау формирование их завершилось в начале первого тысячелетия нашей эры [4].

Региональной причиной сейсмической активности рассматриваемого района являются углубления и разрастание геосинклинального прогиба Черного моря, имеющего скорости современного погружения дна на участке Анапа–Сочи — 0,51–0,60 мм/год [43], и умеренное по скорости поднятие Большого Кавказа. В переходной зоне на континентальном склоне Черноморской впадины происходит резкое изменение мощности земной коры [44], а разнонаправленные движения впадины и ее горного обрамления обуславливают высокую тектоническую активность континентального склона. Поэтому последний является "зоной..., в пределах которой развивались в прошлом и развиваются в настоящее время интенсивные напряжения и деформации" [45, с. 28]. Именно здесь должны происходить наиболее сильные землетрясения, а на площади самих морфоструктур с менее дифференцированными движениями — более умеренные. Потенциальная сейсмичность наиболее высока у продольных и существенно ниже — у поперечных разломов.

Алазани-Шемахинская морфоструктурная зона. Большая ее часть расположена восточнее Казбек-Цхинвальского глубинного разлома. Она объединяет разнотипные и разномасштабные морфоструктуры и, безусловно, в дальнейшем должна быть дифференцирована по степени потенциальной сейсмичности и типам сейсмогенетических движений.

Западная часть этой зоны сочленяется со Срединной через Рача-Осетинскую грабен-синклиналь, где в XIV в. произошло девятибалльное землетрясение. В этом

же районе отмечаются крупные блочные оползни, возможно, сейсмогравитационного происхождения.

Восточнее Рачи расположена Карталинская впадина, в общий контур которой вписываются Игозтское поднятие и Мухранская впадина [2, 6]. Это сейсмически высокоактивные морфоструктуры. Они полностью охвачены эпицентрными зонами девятибалльных Мцхетского (1318 г.) и Горийского (1920 г.) землетрясений, а доказательством сеймотектонического обновления является наличие в их пределах сейсмогенных сбросов с амплитудами до 6 м. Сбросы рвут коренные цоколи и аллювий I и II надпойменных террас рек Куры и Арагви [8, с. 136, 148]. Возможно, это фрагменты сейсмодислокаций, возникших при землетрясениях 1283 и 1318 гг., разрушавших г. Мцхету.

Тианетская наложенная впадина выделяется в сейсмогенные морфоструктуры условно, поскольку она лишь частично охватывается эпицентрными областями девятибалльных землетрясений 1510 и 1742 гг. (см. рис. 2). Сейсмодислокаций, четко фиксирующих формирование отмеченной впадины, здесь пока не установлено. Мы считаем ее сейсмогенной морфоструктурой по аналогии с развивающимся миниатюрным Дзоголовайчайским прогибом (Шемахинская эпицентральный зона).

Алазанский межгорный прогиб — связующее звено между сейсмоактивными морфоструктурами Шемахинского эпицентрального поля и Тианетской наложенной впадиной. Приуроченность целой серии шести- и семибалльных землетрясений к северному крылу Алазанского прогиба уже отмечалась ранее [6, 46]. Именно с процессом разрастания Алазанского прогиба к северу связана [6] сейсмическая активность этой отрицательной морфоструктуры. Формирование крупного разлома вдоль северного борта Алазанской впадины продолжается в наши дни, однако энергия происходящих здесь землетрясений с  $M = 4,25 \div 5,25$  недостаточна для выхода сейсмодислокаций на поверхность Земли. Впрочем отрицать возможность существования сейсмодислокаций в Алазанском прогибе преждевременно, так как большая ее часть не обследована.

Дзоголовайчайская впадина в Шемахинской зоне, насыщенной эпицентрами сильных землетрясений (табл. 1), несет явные следы сеймотектонического обновления разломов, ограничивающих ее. Опускание участков земной поверхности по сбросам у северо-западного контура Дзоголовайчайской впадины, там, где предполагается ее разрастание в сторону Алазанского прогиба, наблюдалось при землетрясениях 1828, 1859, 1872 и 1902 гг. [28, 31]. То же устанавливается и по палеосейсмодислокациям.

В выделенных морфоструктурных зонах Большого Кавказа антиподальные морфоструктуры (поднятия и наложенные впадины) могут обладать одинаковым сейсмическим потенциалом ( $M > 6,5$ ,  $I_0 > 9$  баллов). В то же время нисходящий тип сеймотектонических движений может обусловить разный сейсмический потенциал — не более 8–9 баллов ( $M \leq 6,5$ ) с редкой повторяемостью в связи с развитием впадины Черного моря (Сочи-Анапская зона) и до 9 баллов ( $M > 6,5$ ) с частой повторяемостью в связи с развитием молодых наложенных впадин юго-восточной части Большого Кавказа.

Методика сейсмораионирования. При выделении сейсмогенных зон и определении их сейсмического потенциала мы руководствовались следующими основными принципами:

1. Графической основой для выделения сейсмогенных разломов и морфоструктур служили карты, отражающие конечный итог хрупких и пластических деформаций литосферы за неотектонический этап развития регионов, с учетом скоростей деформации и знака движений земной коры в современную эпоху [6, рис. 3, 9].

2. Карта морфоструктур и разломной тектоники сопоставлялась с картами эпицентров землетрясений региона, в том числе выявленных палеосейсмогеологическим методом.

Таблица 3

Максимальные значения радиусов изосейст сильных землетрясений  
Большого Кавказа

Землетрясение	Дата	h, км	M	I <sub>0</sub> , балл	Максимальные размеры радиусов изосейст, км			
					9	8-9	8	7
Ахалкалакское	31.XII 1899	9		8			11-14	30
Табатцурское	7.V 1940		5 3/4	8			22	35
Таузское	12.X 1962	~5-8		8				16
Шамахинское	13.II 1902			9	5 (8)		19-20 (25)	45 (32)
Горийское	20.II 1920		5 3/4	8-9		4	20	24
Чхалтинское	16.VII 1963	5-10	6 1/2	9	5		16	23-24
Расчетные значения		6-10	5,5-6,5	8			18	27
		5-10	6,5-7	9	4-5		20	30

3. В радиусе точности определения эпицентров землетрясений выделялся ряд конкурирующих тектонических элементов, с одним из которых могли быть связаны очаги наиболее сильных землетрясений.

4. Сейсмогенная морфоструктура или зона разлома в ряду конкурирующих определялась по комплексу признаков, доказывающих ее новейшую активность ("живая тектоника", максимальные скорости и амплитуды неотектонических движений, наложенность и т.д.). При прочих равных условиях предпочтение отдавалось самой молодой морфоструктуре, активно развивающейся в современную эпоху, или зоне разлома со следами сейсмогенного обновления.

5. Установление палеосейсмодислокации и эпицентры сильнейших землетрясений привязывались к конкретным структурным элементам, в том числе к известным зонам разломов. Размеры и генетические типа остаточных сейсмогенных деформаций земной коры определяли сейсмический потенциал этих элементов.

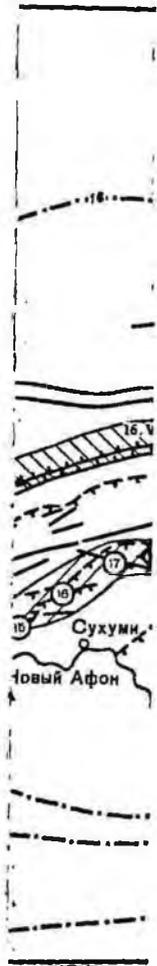
6. Экстраполяция потенциальной сейсмичности, установленной для какой-либо части морфоструктуры или зоны разлома, распространялась только на ограниченную площадь этих структурных элементов с приблизительно равным темпом развития в новейшее время.

7. При отсутствии эпицентров сильных землетрясений, как по сейсмостатистике, так и по палеосейсмогеологическим данным, потенциальная сейсмичность структур и зон разломов устанавливалась по картам  $K_{\max}$  [47-50] (по тому же принципу, что и в предыдущем случае).

8. Выделенные сейсмогенные морфоструктуры или отрезки разломов с равным сейсмическим потенциалом объединялись в сейсмогенные зоны (рис. 2 и 3).

9. От границ сейсмогенных зон отсчитывались полосы транзитного сотрясения в соответствии с генерализованными радиусами изосейст сильных землетрясений (табл. 3). При детальном районировании в пределах изосейсмальных полос вводились поправки на изменение балльности за счет особых инженерно-сейсмогеологических условий.

В соответствии с изложенными принципами составлена схема потенциальной сейсмичности на сеймотектонической основе Западного Кавказа (см. рис. 3),



Районы рас-  
не-  
тями с  $I_0 \geq$   
к преимуществ-  
к близитель-  
к одного Кав-  
ни-  
тотрясений с

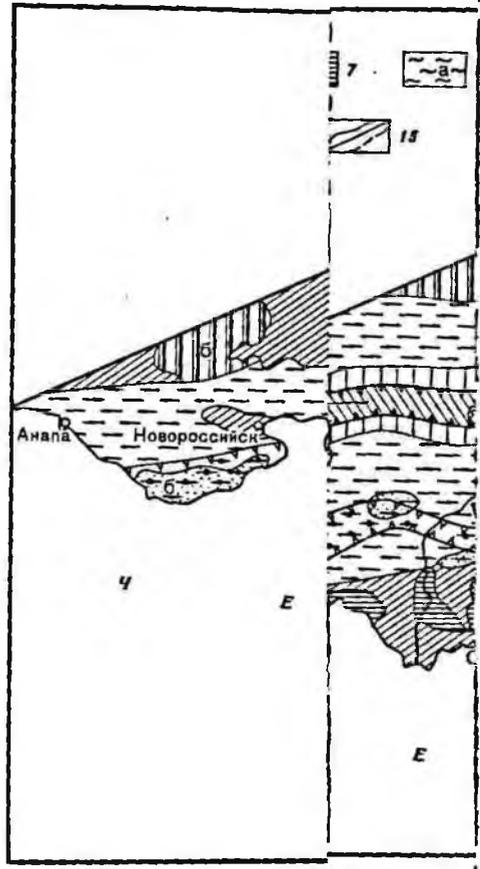
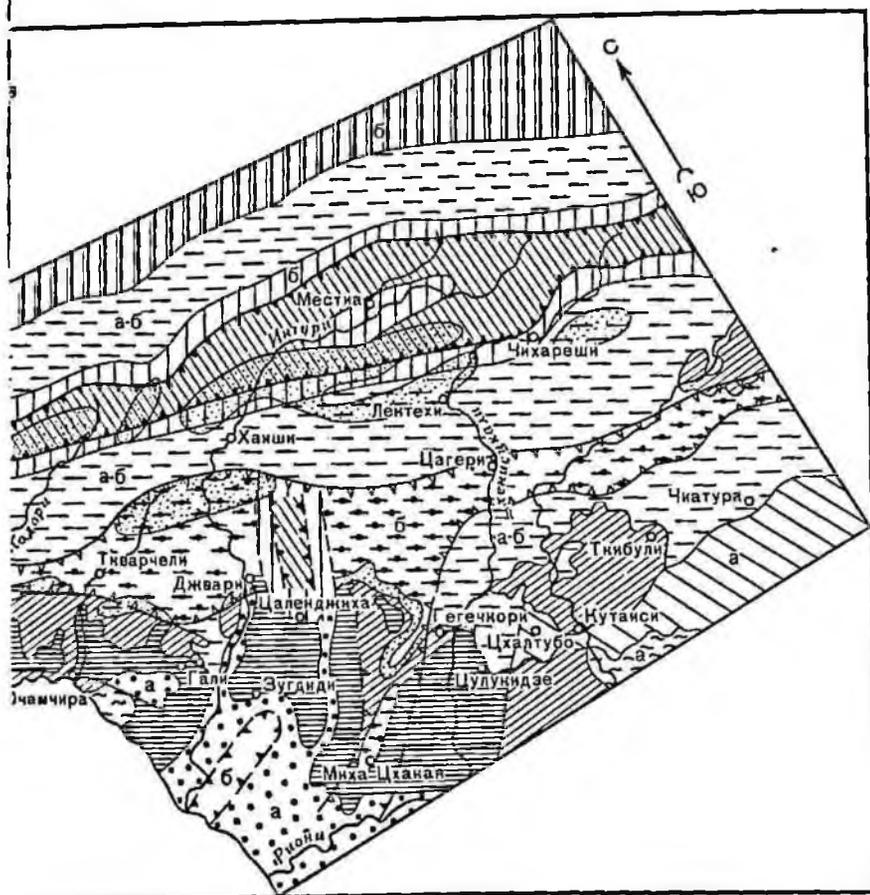


Рис. 4. Схематическая карта деталеоденных оп  
Составили В. Хромовских, В. Солонетривания; по  
1-3 — потенциальные эпицентры — 8 баллов  
туры — границы зон предполагаемых обих необ-  
лов), 3 —  $M \geq 4,25$  ( $I_0 \geq 7$  баллов, влечниках; че  
ной интенсивностью землетрясений обвалов и



олзней, в том числе сейсмогравитационных; 15 — границы районов, прерывается линия предположению.

На всей территории карты, помимо показанных потенциальных эпицентральных зон, иксимальные толчки могут иметь  $M = 4,5$  и  $I_0 = 7$ ; "а" и "б" в знаках легенды означают соответственно возможность снижения или повышения сейсмической опасности на 5алл

послужившая основой для детального сейсмического районирования этой территории.

Детальное сейсмическое районирование. При детальном сейсмическом районировании мы ограничились территорией Западного Кавказа, где в основном были сосредоточены наши полевые исследования, и имеющей удовлетворительную инженерно-геологическую характеристику.

И.Е. Губин предложил составлять многоэлементные карты сейсмического районирования [51], являющиеся прикладным развитием сеймотектонического метода [52, 53], с использованием достижений современной сейсмологии. По сути своей методика И.Е. Губина сходна с той, которая применяется нами при сейсмическом районировании Восточной Сибири [17, 55, 56] и использована в настоящей работе.

Предлагается схема (рис. 4) составлена на основе новейших геологических, сейсмологических, сеймотектонических и инженерно-геологических данных. Она построена с учетом транзита сейсмических волн из основных сейсмогенных зон, выделенных на схеме (см. рис. 3). Эти зоны вынесены на схему сейсмического районирования (1—3 на рис. 4). Их границы служили началом отсчета радиусов изосейст ожидаемых землетрясений максимальной интенсивности. За пределами основных сейсмогенных зон возможно возникновение очагов землетрясений с  $M$  до  $\sim 4\frac{1}{4}$  ( $I_0 \approx 7$  баллов). На схеме (см. рис. 4) отражена ожидаемая максимальная интенсивность землетрясений в баллах шкалы MSK-64. Эта интенсивность относится к наиболее распространенным в данном сейсмическом районе грунтам [57], на которых возводят сооружения.

Снижение расчетной сейсмической опасности на скальных грунтах невозможно в районах, близких к эпицентральной зонам с проявлением остаточных сейсмогенных деформаций земной коры, так как здесь деформации и разрушения сооружений связаны не только с сейсмическими колебаниями, сколько с обратимыми и необратимыми (остаточными) деформациями грунтов. Имеются убедительные примеры разрушения древних храмов и крепостей, построенных на скальных или полускальных грунтах, но расположенных вблизи высокосейсмичных зон.

При строительстве на закарстованных массивах снижение расчетной сейсмической опасности возможно только после тщательного изучения степени закарстованности пород и анализа макросейсмических данных.

Обсуждение. При кажущемся изобилии литературных материалов по сеймотектонике Кавказа они в преобладающей своей части неконкретны и противоречивы. Ошибочные оценки некоторых сейсмогенных структур переходят из одной работы в другую и становятся "аксиоматическими", хотя и находятся в очевидном противоречии с известным фактическим материалом. Так, например, зона Главного Кавказского надвига, к которой тяготеют очаги большинства сильных землетрясений и почти все выявленные палеосейсмодислокации Большого Кавказа, постоянно характеризуется как "зона глубоких разломов с неустановленной новейшей активностью" [33, 34, 58, 59]. Сеймотектоника системы надвига и сопряженных с ним разломов целенаправленно не изучена, а сам надвиг там, где имеются полноценные фактические данные, обычно оказывается не надвигом, а крутым ( $70-80^\circ$ ) взбросом. Как известно из мировой практики, сейсмический потенциал взбросов (особенно в сочетании с мощными поперечными зонами разломов, что характерно для Кавказа) значительно выше, чем надвигов.

Некоторые специалисты по землетрясениям и сейсмогеологии Кавказа часто отмечали: "На Кавказе достоверных девятибалльных землетрясений не было, сейсмогенных деформаций не возникало". Другие исследователи даже утверждали, что в грузинском языке вообще нет понятия "землетрясение" и, следовательно, Грузия сильным землетрясениям никогда не подвергалась. Вместе с тем легенды, предания, летописи, история архитектуры Грузии и сейсмостатистические доку-

менты содержат указания на десятки сейсмических катастроф, вынудивших даже, как будто, значительную часть населения Иберии покинуть родину и уйти в Средиземноморье.

Второй аргумент наших оппонентов, пытавшихся отрицать сейсмогенную природу выявленных деформаций, сводится к тому, что на Кавказе землетрясения связаны с напряжениями сжатия и подвижками типа взбросов [60], а большинство палеосейсмодислокаций относится к типу структур растяжения. При этом не учитывается следующее: 1) землетрясения Большого Кавказа связаны не только с напряжениями сжатия, но с напряжениями растяжения [61]; 2) взбросы вообще дешифрируются с трудом, а в лесном поясе Кавказа открытие их — дело случая; 3) взбросовый тип механизма очага отнюдь не означает, что остаточные деформации, видимые на поверхности Земли, будут представлены только взбросами. Наоборот, опыт обследования катастрофических землетрясений показывает, что возникает самый разнообразный набор сейсмодеформаций, казалось бы, взаимоисключающих друг друга: мощные трещины растяжения соседствуют с надвигами или даже переходят в них по простиранию [62, 63]. Это тем более относится к высоким горным сооружениям, подъем которых неизбежно трансформирует напряжения сжатия в напряжения растяжения и приводит к блоковому расщеданию горных массивов. Так, например, при взбросо-сдвиге Гобийского Алтая в наиболее высокогорной его части образовался Центральный грабен (15x8 км). Подобные факты имеют место и в единой с Кавказом по характеру полей напряжения [60] Иранской части сейсмической зоны. На разломе Дорунех по остаточным деформациям отчетливо устанавливается сброс. "В отличие от этого инструментальное определение плоскости разрыва для толчка... 26 мая 1971 г. (35,5° с.ш., 58,2° в.д.) отражает надвиговый механизм" [64, с. 339].

Третье возражение наших оппонентов — о возможности образования деформаций при медленных движениях — рассматривалось нами ранее [3]. Несостоятельность его очевидна при сопоставлении скорости сноса материала со склонов и вероятного возраста полых форм сейсмодислокаций. Здесь уместно добавить, что в соседней части той же сейсмической зоны альпийской складчатости, с теми же механизмами очагов [60] все землетрясения с  $M > 6 \div 6,5$  связаны с поверхностным разломообразованием. При обследовании таких землетрясений, как правило, устанавливаются и палеосейсмодислокации. Все это позволило прийти к заключению, что "сейсмические области в Турции могут быть легко установлены даже при отсутствии исторических записей, с помощью полевого исследования четвертичного разломообразования" [65, с. 1041].

Таким образом, первый опыт целенаправленных палеосейсмогеологических исследований на Кавказе показал применимость и полезность палеосейсмогеологического метода в условиях альпийской складчатости с преобладающими напряжениями сжатия земной коры на уровне очаговых зон. Он в значительной степени способствовал расчленению как будто единой морфоструктуры Большого Кавказа на три сеймотектонических морфоструктурных зоны с различной (генеральной для каждой зоны) природой сейсмогенных движений.

Сопоставление палеосейсмогеологических данных с сейсмологическими расчетами показывает, что последние могут быть использованы для оценки сейсмических полей вообще, для сейсмического районирования в особенности, только в сочетании с сеймотектоническими и палеосейсмогеологическими материалами.

Как уже отмечалось [3], сопоставление определений  $K_{\max}$  для Большого Кавказа по сейсмологическим [47] и палеосейсмогеологическим данным показало, что в общем виде в определении интенсивности максимальных землетрясений расхождений нет: оба метода подтверждают возможность проявления здесь землетрясений до 9–10 баллов (по [47], в районе Тбилиси — до  $K > 17$ , т.е. до 10–11 баллов). Однако на карте [47] изолинии  $K = 16$  разрывают единую по сеймотектони-

ческим и палеосейсмогеологическим данным систему части Главного Кавказского разлома. На Западном Кавказе изолиния  $K = 16$  в виде круга диаметром около 125 км охватывает территорию (см. рис. 3), на которой ни у одной морфоструктуры или разлома, кроме Главного разлома и его сателлитов и, возможно, Ткварчельской флексурной зоны, нет никаких признаков возможного возникновения в их пределах землетрясений с  $K = 16$ .

В районе Тбилиси по летописным и палеосейсмогеологическим данным одиннадцатибалльных землетрясений не было, а по сеймотектонической ситуации они маловероятны.

Еще менее достоверна оценка сейсмичности по криве сотрясаемости [49]. На большей части Главного Кавказского разлома по этой криве девятибалльные землетрясения не могут быть, или одно событие может произойти 1 раз в 100—125 тыс. лет. С сейсмогеологических позиций подобные определения вообще неприемлемы: во всех сейсмических зонах, где по палеосейсмогеологическим данным намечена эволюция сейсмических процессов, установлено, что в плейстоцен—голоцене (~ 50 тыс. лет) сейсмический режим изменялся несколько раз, в том числе на Кавказе последний раз — в первой половине первого тысячелетия н.э. [3, 4]. При комплексном же использовании сейсмологических, геофизических и сеймотектонических данных легко можно избежать столь очевидного несоответствия между расчетными и фактическими данными.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Хромовских В.С. Солоненко В.П., Жилкин В.М. Сейсмичность района строительства ИнгуриГЭС. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972.
2. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Мощные землетрясения Большого Кавказа. — Природа, 1974, № 6.
3. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1973, № 9.
4. Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
5. Кириллов И.В., Люстих Е.Н., Растворов В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
6. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра", 1968.
7. Лиллванберг Д.А., Сегунская Л.Е., Благоволин П.С. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. — Геоморфология, 1972, № 1.
8. Кагидишвили Л.В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси, "Мецниереба", 1970.
9. Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмораспределению. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., "Наука", 1975.
10. Солоненко В.П. Сейсмогенное разрушение горных склонов. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М., "Наука", 1972.
11. Солоненко В.П. Оползни и обвалы в сейсмических зонах и их прогноз. — В кн.: Геология четвертичного периода. Инженерная геология. Гидрогеология аридной зоны. М., "Наука", 1976.
12. Абух Г.В. Землетрясение в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. — Зап. Кавк. отд. Имп. Рос. Геогр. о-ва. Кн. V. СПб., 1862.
13. Бюс Е.И. Сейсмические условия Закавказья, ч. 1—3. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1948—1954.
14. Соловьев Б.Л. Землетрясение 1963 г. в Абхазии и его геоморфологическое проявление. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1965, т. 97, вып. 1.
15. Цхикава А.Д., Махатадзе Л.Н., Табидзе Д.Д. Чхалтинское землетрясение. Тбилиси, "Мецниереба", 1967.
16. Чигарев Н.В., Шваков Ф.С. По следам Махачкалинского землетрясения. — Природа, 1970, № 12.
17. Солоненко В.П. Методика районирования. — В кн.: Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
18. Башкиров А.С. Антисейсизм древней архитектуры. Калинин, 1948.
19. Блвацтский В.Д. Пантикапей. М., Изд-во АН СССР, 1957.

20. Джанашвили М.Г. Землетрясения в прошлом. — Изв. Кавк. отд. Рос. Геогр. о-ва, 1902, т. 25, № 6.
21. Цхаква А.Д. Сейсмичность Джавахатского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов. Тр. Ин-та геофиз. АН ГССР, 1957, т. 16.
22. Картлис Цховреба. (Грузинская летопись), т. 2. Тбилиси, "Сабчота Сакартвело", 1959.
23. Малиновский Н.В. Каталог землетрясений АзССРС. — Тр. Азерб. отд. Закавказ. фил. АН СССР. Сер. физ.-мат., 1935, № 10.
24. Экзтиме Таквизишвили. Археологическая экспедиция в Ленхуми и Сванетию 1910 г. Париж, 1937, (На груз. яз.).
25. Чубинашвили Г.Н. Архитектура Кахетии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1950.
26. Захаря П.П. Цаишский архитектурный комплекс. Тбилиси, "Хеловнеба", 1956.
27. Натров А. Мцхет и его собор Свети-Цховели, Тифлис, 1900.
28. Вебер В.Н. Шамахинское землетрясение 31 января 1902 г. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., вып. 9. СПб., 1903.
29. Вахушти. Описание царства Грузинского (география Грузии). Тбвил. ун-т, 1941.
30. Жордания Т. Хроники. Кн. 3. Тбилиси, "Мециереба", 1967.
31. Богданович К.И. Несколько замечаний о землетрясении в Шамахе 30 января 1902 г. — Изв. Пост. центр. сейсм. комис. СПб., 1903, т. 1, вып. 2.
32. Вержданянц Л.А. Сейсмотектоника Кавказа. — Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1935, № 64.
33. Аванин И.В., Бунз В.И., Введенская Н.А. и др. Методика составления карт сейсмического районирования на примере Кавказа. М., ВИНТИ, 1969.
34. Бунз В.И., Кириллова И.В., Аванин И.В. и др. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 14. М., "Наука", 1971.
35. Мшвениерадзе Д.М. Строительное дело в древней Грузии. Тбилиси, "Техника და შრომა", 1952.
36. Чуроян А., Джабуз Н. Некоторые особенности центральных зданий. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1953.
37. Данилович В.И. Аркоганный тип надвигов. — Геол. и геофиз., 1963, № 2.
38. Мачавариани Е. Цебельдинский обвал. — Газ. "Кавказ", 1891, № 273.
39. Солоненко В.П. Сейсмозабужденные обвалы и земляные лавины. — В кн.: Геологические закономерности и взаимообусловленность развития оползней, обвалов и селевых потоков в горноскладчатых областях — основа прогноза и борьбы с ними, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1976.
40. Габриелян Г.К. Интенсивность денудации на Кавказе. — Геоморфология, 1971, № 1.
41. Думитрашко Н.В. Сравнительная интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов Кавказа и Тянь-Шаня. — Геоморфология, 1971, № 3.
42. Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И., Кулякова Л.С. и др. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазосностью. М., "Наука", 1971.
43. Благовалин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. — Геоморфология, 1973, № 3.
44. Миловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. — В кн.: Строение Черноморской впадины. М., "Наука", 1966.
45. Головинский В.И. Геологическое строение континентального склона северного обрамления Черноморской впадины. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
46. Кулиев Ф.Т., Рагимов Ш.С., Ахмедбейли Ф.С. Азербайджан. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
47. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 1.
48. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 5.
49. Джибладзе Э.А. Сравнение различных методов оценки величины максимально возможного землетрясения на Кавказе. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 7.
50. Джибладзе Э.А., Болквадзе И.П., Джиджешвили П.О. Уточнение карт максимальных возможных землетрясений и сотрясаемости Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 8.
51. Губин И.Е. Многоэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 7.
52. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140).
53. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
54. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.
55. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование. — В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., "Наука", 1966.
56. Солоненко В.П. Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5.

57. *Арешидзе Г.М., Буачидзе И.М., Джавакишвили Э.А.* и др. Инженерно-геологические условия территории Грузинской ССР. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. 10. М., "Надра", 1970.
58. *Бунз В.И., Кириллов И.В., Анянин И.В.* и др. Карта возможных максимальных сотрясений Юга европейской части СССР. — В кн.: Инженерное описание сейсмических колебаний. (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 16). М., "Наука", 1974.
59. *Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.* Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М., "Наука", 1975.
60. *Широков Е.И.* Напряжения и разрывы в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., "Наука", 1972. Авт.: Балакине Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др.
61. *Шебелин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., "Наука", 1974.
62. *Солоненко В.П.* Сейсмодислокация и сопутствующие явления. — В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., "Изд-во АН СССР", 1963.
63. *Солоненко В.П.* Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
64. *Tchalenko J.S., Berberian M., Bartzadji H.* Seismographic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh fault. — Iran. Tectonophysics, 1973, N 19.
65. *Allen C.R.* Geological Criteria for Evaluating Seismicity. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 8.

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУКУРИНГРА-ДЖАГДИНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

В настоящее время не вызывает сомнения вывод о том, что существует генетическая связь землетрясений с активизированными структурными элементами земной коры. В связи с этим геологическая интерпретация современных тектонических движений и их ретроспективный анализ приобретают важное значение особенно для областей, слабо изученных инструментально. К таковым относится большинство районов Сибири и Дальнего Востока и в том числе поднятие хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды. Сейсмогеологические исследования здесь были проведены в течение 1973—1975 гг. с целью обоснования исходной ("фоновой") сейсмичности для участков строительства Зейской гидроэлектростанции, Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и ряда населенных пунктов.

Решению практических вопросов предшествовал комплексный анализ сейсмичности и истории геологического развития региона, пространственного соотношения древнего и новейшего структурных планов, морфоструктурных особенностей и неотектоники, механизма развития структур и поля тектонических напряжений, глубинного строения земной коры и т.д. [1]. Район Верхнего Приамурья с сейсмо-тектонических позиций на уровне современных научных представлений пока не изучался. Правда, в 1966 и 1970 гг. Институт земной коры СО АН СССР проводил рекогносцировочные маршруты в пределах хребта Тукурингра под руководством В.П. Солоненко. Уже тогда было высказано соображение о том, что рассматриваемая территория является сейсмически активной.

**Сейсмичность.** Регистрация землетрясений здесь стала возможной с 1962 г. в связи с открытием постояннодействующих сейсмостанций в поселках Чульман и Усть-Нюкжа. Результаты анализа эпицентрального поля [2] были дополнены макросейсмическими сведениями [3—5], а также инструментальными данными последних лет и представлены на карте эпицентров землетрясений (рис. 1). Основная масса землетрясений приурочена к горному узлу, образованному хребтами Чернышева, Янкан, Тукурингра, и протягивается вдоль последнего к востоку. Отсутствие землетрясений в районе хр. Джагды вряд ли можно связывать с его несейсмогенностью. Скорее всего из-за удаленности сейсмостанций происходящие здесь землетрясения не прописывались с достаточной надежностью.

Для количественной оценки сейсмичности использованы карты активности максимальных возможных землетрясений и сотрясаемости [2]. Согласно сейсмологическим построениям, наибольшие значения  $A_{10} > 0,05$  отмечаются в приустьевой части р. Гиллой. Однако эпицентры сильных землетрясений последних лет (Гиллюйское, 13. VI 1972 г.,  $M = 5,6 \div 5,7$ ; Зейское 02. XI 1973 г.,  $M = 5,5 \div 5,8$ ) произошли в районе, характеризующемся пониженной сейсмической активностью ( $A_{10} < 0,01$ ).

Анализ карт показывает, что наиболее сильные ( $K_{\max} = 14$ ) сейсмические события следует ожидать в среднем течении р. Зеи. Землетрясения такого энергетического класса с очагом в земной коре нередко достигают восьмибалльного эффекта на поверхности земли [6, 7]. Кроме расчетов сейсмической активности и  $K_{\max}$ , был проведен анализ сотрясаемости [2]. Согласно этим данным, семибалльные сотрясения в приустьевой части р. Гиллой возможны раз в 500 лет, а восьмибалльные — раз в 5000 лет. Однако западнее этого участка на незначительном удалении друг от друга в 1972 и 1973 гг. произошли два семи-восьмибал-

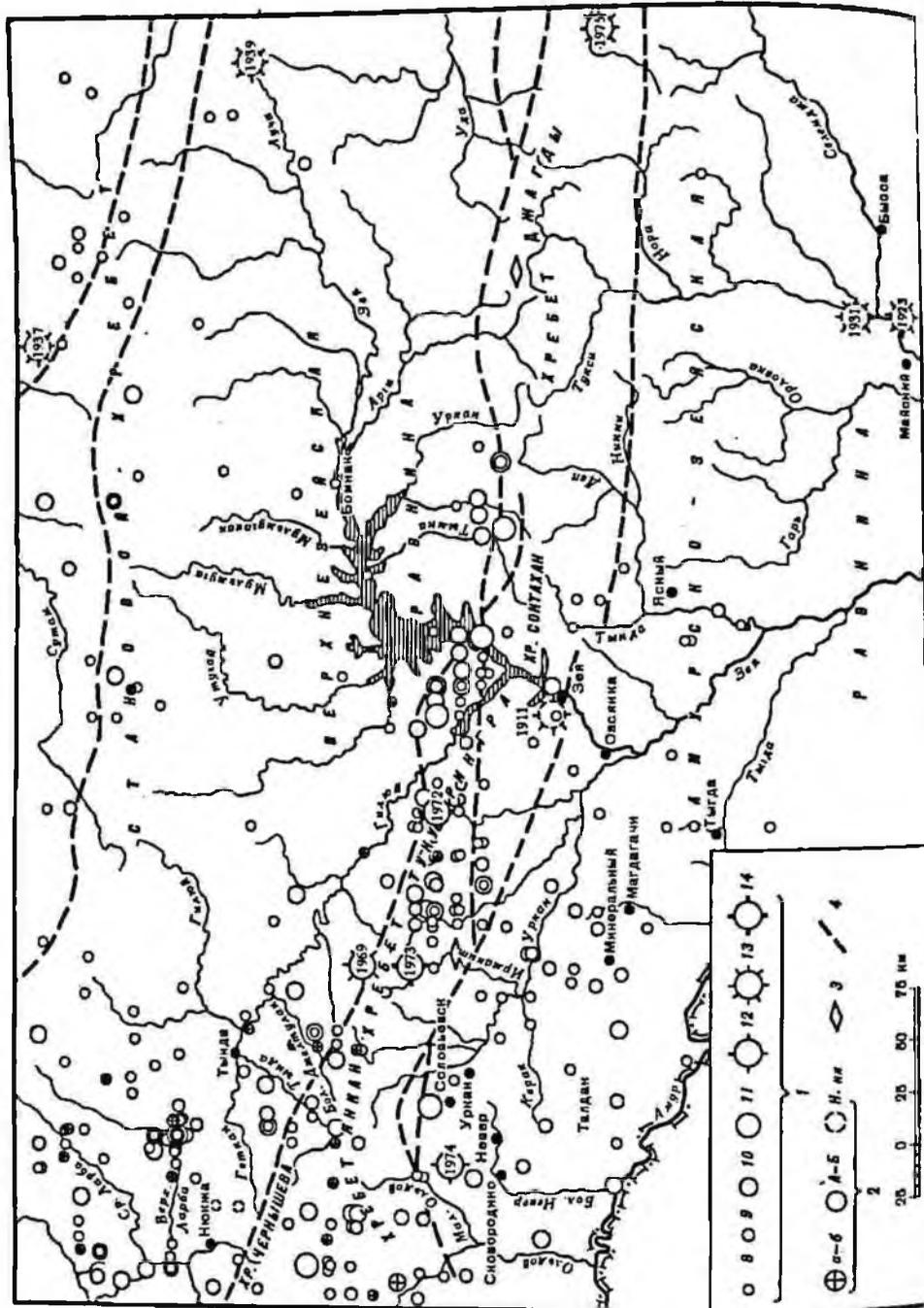
льных землетрясения. Приведенные расчетные данные свидетельствуют о том, что объективная оценка сейсмической опасности и сейсмическое районирование, основанные на сейсмостатистике для участков с малым промежутком времени инструментальных наблюдений, не возможны. Для этих целей необходим комплексный геолого-геофизический подход с полным использованием макросейсмических и палеосейсмогеологических данных.

На рассматриваемой территории известно несколько ощутимых, и в том числе довольно сильных, землетрясений: 19. II 1889 г., 6. VIII 1911 г., 27. I 1923 г., 21. IX 1929 г., 18. IX 1931 г., но данные о них весьма ограничены [3, 4]. Более полными сведениями мы располагаем о двух землетрясениях, зарегистрированных 13. VI 1972 г. (Гилуйское,  $M = 5,6 \div 5,7$ ;  $K \geq 14$ ; глубина 10 км;  $I_0 = 7-8$  баллов) и 2. XI 1973 г. (Зейское,  $M = 5,5 \div 5,8$ ;  $K \geq 14$ ;  $I_0 = 7-8$  баллов). Они сопоставимы по площади ощутимого сотрясения и энергетическим характеристикам. В эпицентральной зоне Зейского землетрясения наблюдались обвалы, оползни и камнепады, что вполне соответствует восьмибалльному макросейсмическому эффекту. Пространственно близко к ним тяготеет сейсмогравитационная структура (скальный оползень — обвал) "Ирмакит", образовавшаяся в бассейне одноименной реки (см. рис. 1) несколько столетий назад. Аналогичное явление отмечается в пределах хр. Джагды, где русло ручья было перегорожено обвалом, выше которого образовалось озеро. Палеосейсмогеологические данные значительно дополняют сейсмостатистический материал, а в некоторых случаях являются основанием для определения максимальной сейсмической опасности областей, где инструментальные исследования охватывают короткий промежуток времени [8].

В связи с отсутствием представительных сейсмологических данных на Тукурингра-Джагдинскую зону целесообразным представляется рассмотреть некоторые вопросы геологического строения территории с позиций историко-структурного анализа [9] и сеймотектонического метода [10].

**Сейсотактоника.** В северной половине рассматриваемой территории развит преимущественно докембрийский складчатый фундамент (карелиды) области Становой орогении [11, 12], а к югу от нее — гарцинские и мезозойские структурно-формационные комплексы Монголо-Охотского пояса. Они разделены своеобразной сложно построенной тектонической структурой, которой пространственно соответствует Тукурингра-Джагдинский антиклинорий. На протяжении многочисленных эпох тектоно-магматических активизаций здесь нашли отражение разнообразные структурные элементы докембрийского, палеозойского и мезозойского возрастов. В буквальном смысле слова эта линейная зона "насыщена" разновозрастными складчатыми комплексами, интрузивными телами, дизъюнктивными дислокациями и сопровождающими их тектоническими дифференциатами (грабены и горсты, брекчи и милониты, диафориты и катаклазиты и т.д.).

Все докайнозойские образования разбиты разрывными нарушениями либо согласными общему простиранию складчатости, либо диагональными к ней. Контакты между отдельными свитами и сериями обычно тектонические. Это обусловило характерную мозаично-блоковую структуру фундамента. Учитывая длительную эволюцию таких зон, резкую фаціальную изменчивость геологических формаций по площади и их геотектоническую позицию, ряд исследователей предлагает их выделить в особый тип [13-15]. Суть явлений и процессов, происходящих в пограничной полосе, подразумевается одна и та же. Нами они рассматриваются как шовные зоны, заложение которых происходит в окраинных частях относительно стабилизированных и консолидированных массивов, сочленяющихся с областями геосинклинального развития. Именно с этих позиций выделяется Тукурингра-Джагдинская шовная зона, образовавшаяся в докембрийско-нижнепалеозойский этап, которая активно развивалась на протяжении всех последующих эпох диастрофизма.



Ширина шовной зоны варьирует в широких пределах — от нескольких километров до нескольких десятков километров. Это практически пограничная полоса раздробленных пород между областью Становой докембрийской складчатости и Монголо-Охотским поясом. Тукурингра-Джагдинская шовная зона является всего лишь фрагментом более протяженного (3300—3400 км) Монголо-Охотского тектонического линеймента.

Наибольшей мобильностью и контрастностью движений на протяжении всех эпох в нашем районе отличалась Тукурингра-Джагдинская шовная зона, которой в современном рельефе соответствует поднятие хребтов Тукурингра-Соктахан-Джагды. Современная структура представляет собой результат сложного сочетания изгибных и разрывных деформации докайнозойского фундамента в ходе новейшей активизации. Признавая роль изгибных деформаций, необходимо отметить, что становление главных морфоструктур происходило одновременно с развитием крупных активизированных разломов таких, как Тукурингрский и Южно-Тукурингрский (рис. 2), которые сопровождаются на всем своем протяжении однотипными тектоническими движениями, сейсмогенными дислокациями и эпицентрами землетрясений.

Нельзя не учитывать, что главнейшие черты глубинного и поверхностного строения территории были созданы в новейший этап. Вместе с тем землетрясения генетически связаны с тектонической активизацией земной коры в настоящее время. В связи с этим морфоструктуры — крупные формы рельефа, образование которых обусловлено эндогенными процессами — представляют собой элементы как неотектонических, так и современных (сеймотектонических) движений. Соответственно разделение неотектоники и сеймотектоники с позиций единого историко-структурного анализа носит условный характер. В этом смысле геолого-геофизическое обоснование генетического ряда геологическая структура—морфоструктура—землетрясение представляется наиболее полным и рациональным направлением, важнейшей задачей которого является установление потенциальной сейсмической опасности сейсмогенных структур для целей сейсмического районирования.

По преобладающему типу тектонических движений морфоструктурные элементы подразделяются на две основные группы: морфоструктуры поднятий (положительные) и прогибов (отрицательные), которым в орографическом плане соответствуют хребты и впадины. Среди первых на рассматриваемой территории выделяются сводово-блоковые поднятия хребтов Тукурингра, Джагды и Станового, а также относительно стабильные (Амуро-Зейская кайнозойская плита) или с незначительными восходящими движениями (Тукурингра-Становое межгорное понижение): Последние две структуры по степени дифференциации, контрастности движений и выраженности в рельефе близки к структурам с платформенным режимом развития, слабо охваченным новейшей и современной активизацией. Соответственно потенциальная сейсмичность у них гораздо ниже, чем у орогенных морфоструктур, таких, как Тукурингра-Джагдинская и Становая зоны сводово-блоковых поднятий.

Преобладание восходящих движений в поле субмеридиональных напряжений сжатия наложило отпечаток на общую тенденцию и направленность новейших движений. Устанавливается, что происходит постепенное разрастание горных

Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Верхнего Приамурья по 1974 г.

1 — энергетический класс землетрясений ( $K$ ); 2 — класс точности определения эпицентров; 3 — сейсмогравитационные структуры; 4 — основные активизированные в кайнозое разломы

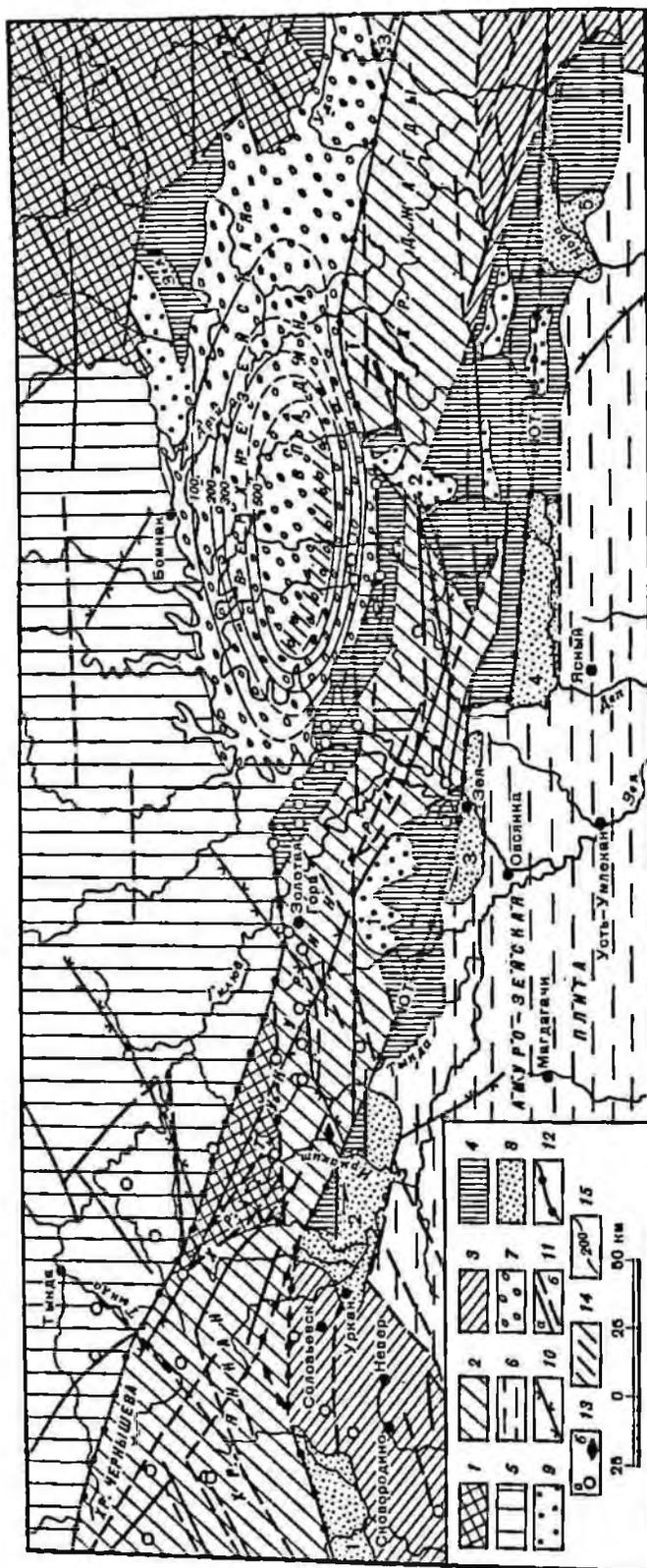


Рис. 2. Карта морфоструктуры и сейсмоструктуры

1-6 — положительные морфоструктуры: сводово-блоковые, поднятые на высоту более (в абс. отм.): 1 — 1500 м; 2 — 1000 м; 3 — 800 м; 4 — блоковые, вовлеченные в поднятие (500-800 м); 5 — относительно стабильные с незначительной тенденцией к поднятию (500-800 м); 6 — суб-платформенные слабо активизированные, поднятые на высоту свыше 400 м (Амуро-Зейская кайнозойская плита)

7-9 — отрицательные морфоструктуры (ападины): 7 — крупные межгорные; 8 — приразломные (1 — Ольдояская, 2 — Верхне-Урканская, 3 — Пиканская, 4 — Делская, 5 — Норская); 9 — вовлеченные в поднятие (1 — Званкингинская, 2 — Огобоинская, 3 — Панская)

10-12 — разрывные нарушения: 10 — главные докайнозойские; 11 — активизированные в кайнозое (а — установленные, б — предполагаемые); 12 — глубинные, активные в кайнозое (Г — Тукурингский, ЮТ — Южно-Тукурингский); 13 — эпицентры землетрясений с  $K \geq 10$  (а — по сейсмо-статистике, б — по палеосейсмогеологическим данным); 14 — участки мексимального погружения фундамента впадины; 15 — изолякиты мощ-ности рыхлых кайнозойских отложений в метрах (сплошной линией — установленные, пунктиром — предполагаемые)

сооружений и увеличение их площади за счет прилегающих структур. В связи с этим отмечается фронтальное смещение зон активного сочленения между различными морфоструктурами, дробление и вовлечение в поднятие краевых частей впадин. Реликты их в виде нагорных котловин (Эракингринская, Темникская и другие) являются элементами строения положительных структур, и их самостоятельный уровень потенциальной сейсмичности невелик. С другой стороны, противоположно направленное развитие крупных горных сооружений (Тукурингра-Джагдинское) и прогибов (Верхне-Зейский) является показателем участия в их развитии глубинных процессов и одновременной сейсмической опасности пограничных шовных зон. В конечном итоге сеймотектоническое развитие морфоструктур трансформируется в энергию землетрясений, очаги которых обычно приурочены к зонам разломов.

Вдоль Южно-Тукурингского разлома наблюдается ряд кайнозойских впадин (Верхне-Урканская, Пиканская, Деспская и др.), которые подчеркивают его напряженную тектоническую эволюцию в новейший и современный этапы времени. Эти структуры, развивающиеся в настоящее время, отражают, с одной стороны, активное взаимодействие Тукурингра-Джагдинского поднятия и Амура-Зейской кайнозойской плиты, с другой — высокую сейсмическую опасность активизированного разрывного нарушения.

На преобладающем фоне восходящих движений происходило развитие отрицательных структур, которые образуют закономерный ряд: крупные межгорные (Верхне-Зейская) — приразломные (Пиканская, Деспская и другие) — вовлеченные в поднятие (Эракингринская и другие). Первые из них имеют самостоятельное значение и развиваются в тесной связи с положительными структурами. Соответственно потенциальная очаговая сейсмичность шовных зон, разграничивающих морфоструктуры, будет определяться интенсивностью и направленностью движений смежных впадин и поднятий. Вторые, приуроченные к зоне сочленения Тукурингра-Джагдинского поднятия и Амура-Зейской плиты, скорее всего, являются дифференциатами подвижного развития этих структур и подчеркивают сеймотектоническую активизацию линеймента. В целом сеймотектонический потенциал каждой морфоструктуры может быть реализован только в тесном сопряженном развитии с другими смежными, отличающимися типом, темпом и направленностью движений. И, наконец, третьи (вовлеченные в поднятие) утратили способность к дальнейшему прогибанию, и их развитие полностью подавлено восходящими движениями. У таких впадин самостоятельный сейсмогенный потенциал очень низок и зависит полностью от потенциала положительной структуры.

Главнейшая роль в оценке вероятных очаговых зон принадлежит линейным узким участкам дифференцированных новейших тектонических движений, разграничивающих морфоструктуры с различной интенсивностью и скоростью развития. Таковыми являются Тукурингский и Южно-Тукурингский глубокие разломы. Они отчетливо выражены в рельефе в виде денудационно-тектонических уступов высотой от 400–500 до 1000–1200 м.

Как известно, интенсивность и контрастность новейших вертикальных тектонических движений обуславливают геоморфологическую выраженность новейших структур. При сохранении темпа и направленности их развития в течение неоген-четвертичного и настоящего времени считается возможным применение количественного метода [16] при сейсмическом районировании общего типа наряду с другими данными. Анализ соотношения градиенты—сейсмичность показывает, что максимальные значения  $|\text{grad } V|_m = (0,5 \div 0,7) \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$  — приурочены к зонам активного сочленения морфоструктур — Тукурингскому и Южно-Тукурингскому разломам. Исходя из этого следует считать, что максимальный сейсмический эффект на этих участках может достигать 8–9 баллов. Тукурингра-Джагдинская зона является составной частью более крупного линеймента.

Монголо-Охотская региональная краевая шовная зона, начинаясь в Северной Монголии, протягивается в северо-восточном направлении на 3300–3400 км до побережья Охотского моря и состоит из (с запада на восток): Хангайской (Болнайской), Селенгинской, Чикойской, Ингодинской, Южно-Янканской, Тукуруингрской и Южно-Тукуруингрской систем разломов. Характерной их особенностью, отражающей периоды интенсивной тектонической активизации, является структурная приуроченность разновозрастных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей.

Неоген-четвертичный (неотектонический) и современный (сейсмотектонический) периоды времени характеризуются главным образом интенсивным развитием сложно-дифференцированных сводово-блоковых поднятий, с которыми генетически и пространственно связано образование отрицательных структур. В целом для положительных морфоструктур наблюдается снижение абсолютных высот поднятий с 2900 м (Хан-Хухийнское) на западном фланге до 2000–2500 м в Забайкалье и 1500–1600 м в Верхнем Приамурье. Сопряженно с ними развиваются кайнозойские отрицательные структуры: Хиргиснурская, Тэсгольская, Чикой-Ингодинская, Ольдойская, Пиканская и т.д. Амплитуды вертикальных перемещений убывают в этом же направлении с 3000–3500 до 1400–1600 м. Соответственно градиенты новейших вертикальных тектонических движений изменяются от  $(0,9 \div 1,3) \cdot 10^{-8}$  до  $(0,5 \div 0,7) \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>.

Сейсмотектонические процессы имеют тесную связь с глубинным строением территории. Геофизические данные последних лет [17–18] показывают, что при движении с запада на восток вдоль шовной зоны наблюдается уменьшение мощности земной коры с 50–55 км на севере Монголии до 40–42 км в Забайкалье и 36–38 км в пределах Тукуруингра-Джагинского поднятия. В конечном итоге на фоне общего снижения интенсивности и контрастности новейших движений, их градиентов и мощности земной коры отмечается уменьшение максимальной силы землетрясений в зоне влияния Монголо-Охотского разлома. Вместе с тем следует заметить, что наиболее сильные, а иногда и катастрофические сейсмотектонические движения земной коры наблюдаются на западном (Северо-Хангайское землетрясение, 23. VII 1905 г.,  $M=8,7$ ; 12 баллов) и восточном (Зейское землетрясение, 02. XI 1973 г.,  $M=5,5 \div 5,8$ ; 7–8 баллов) флангах единого краевого шва, имеющего на этих участках субширотное простираение [5, 19]. При отклонении трассы разлома к меридиану отмечается резкое снижение сейсмической активности. По-видимому, это в какой-то мере связано с кинематикой развития отдельных участков протяженных сейсмотектонических линеаментов.

Амплитуды вертикальных неотектонических движений при учете рыхлых отложений во впадинах и денудационного среза на поднятиях обычно определяются достаточно уверенно. Более сложно стоит вопрос с оценкой горизонтальных движений. В связи с этим, не затрагивая древней истории развития линеамента, обратимся к фактическому материалу, касающемуся неоген-четвертичных и современных смещений в зоне глубинного разлома.

По комплексу геолого-геоморфологических данных (ориентировка оперяющих разрывов, смещение верхнемезозойских даек лампрофиров и современных долин рек по зоне Южно-Тукуруингрского разлома) на восточном фланге Монголо-Охотской шовной зоны однозначно устанавливаются левосторонние перемещения крыльев взброса. На противоположном фланге система активизированных разрывных нарушений протягивается через всю территорию Северной Монголии. Катастрофическое землетрясение в этом фрагменте единой шовной зоны 23. VII 1905 г. ( $M=8,7$ ; 12 баллов) привело к образованию комплекса сейсмогенных деформаций на отрезке в 350–370 км. Причем амплитуда горизонтальных смещений [19–21] здесь (3,5–4 м) примерно в 2 раза больше, чем вертикальных.

Левосторонние нео- и сейсмотектонические движения проявились преимущественно на фланговых частях Монголо-Охотского разлома. Для центральной части,

имеющей северо-восточное простирание, нет сведений о тангенциальных перемещениях. Однако, судя по тому, что на широтных участках наиболее ярко проявились левосторонние горизонтальные движения, в центральной части они, скорее всего, частично трансформируются в растяжения и роль горизонтальных смещений здесь менее значительна.

В комплексе с этими геолого-тектоническими данными ориентировка осей напряжений сжатия и растяжения, характеризующих поле упругих напряжений, господствующих в земной коре, позволяет перейти к оценке механизма развития движений в зонах разрывных нарушений, так как кинематика сейсмогенных подвижек находится в прямой зависимости от механизма очагов землетрясений. Для западного фланга Монголо-Охотского разлома [22] устанавливается субгоризонтальное положение осей напряжений, ориентировка которых однозначно свидетельствует о преобладании сдвиговых и взбросо-сдвиговых перемещений в области очага.

Приведенные материалы достаточно определенно показывают, что левосторонние горизонтальные движения в зоне Монголо-Охотского сеймотектонического линеймента вероятны. Причем амплитуда тангенциальных смещений сопоставима с амплитудой вертикальных смещений или превышает их. Эти данные позволяют существенно корректировать результаты сеймотектонических и тектонофизических построений при дифференцированном обосновании сейсмической опасности отдельных участков протяженных сейсмоактивных зон.

**Сейсмическое районирование.** Весь комплекс геолого-геофизических, нео- и сеймотектонических данных наряду с сеймостатистическими показывает, что шовная зона имеет высокую сейсмическую опасность на всем протяжении, а на рассматриваемой территории в ее пределах вероятны землетрясения с  $M$  порядка 6,0. Однако мы не уверены, что эта величина предельная. Отсутствие полноценных сеймостатистических и макросейсмических наблюдений не позволяет проводить анализ соотношения между энергетическим классом, балльностью и радиусом изосейсмальных зон. Исходя из общих представлений о структуре кристаллического фундамента, его глубинном строении и особенности проявления сейсмичности на территории Байкальской горной области и Забайкалья, можно считать, что эмпирически установленные здесь закономерности могут экстраполироваться на Становую и Монголо-Охотскую зоны. В связи с этим для выделения основных очаговых зон и контуров районов различной балльности нами принимаются данные, эмпирически установленные для Монголо-Охотского сейсмического пояса [1, 7].

Безусловно, принимая во внимание осредненные радиусы изосейст, контуры районов на считаем окончательно установленными, так как в дальнейшем они уточняются в зависимости от местной сеймотектонической и сейсмологической ситуаций. В этом случае учитываются участки узлового сочленения активизированных разломов и их плотность, зоны контрастных движений и градиенты, сейсмическая активность и максимальные возможные землетрясения. Все эти данные берутся с соответствующих карт, отражающих основные долговременные (древняя и новейшая тектоника) и краткосрочные (сеймотектоника, сейсмическая активность, максимальные возможные землетрясения и сотрясаемость) пространственно-временные закономерности сейсмических процессов рассматриваемой территории.

Используя методические приемы построения карт сейсмического районирования [7, 10, 23—28] и применяя весь арсенал материалов по тектонике, геофизике и сейсмологии, мы выделили районы (рис. 3) с различной сейсмической опасностью для Тукурингра-Джагдинской горной области и сопредельных территорий. За основу принята карта сеймотектоники (см. рис. 2).

Районы с интенсивностью землетрясений 8 баллов охватывают активизированные новейшие поднятия хребтов Тукурингра, Соктахан и частично Станового. Выделение этих зон обусловлено местными очагами землетрясений с интенсивностью проявления на поверхности до 8 баллов, единством сейсмо-

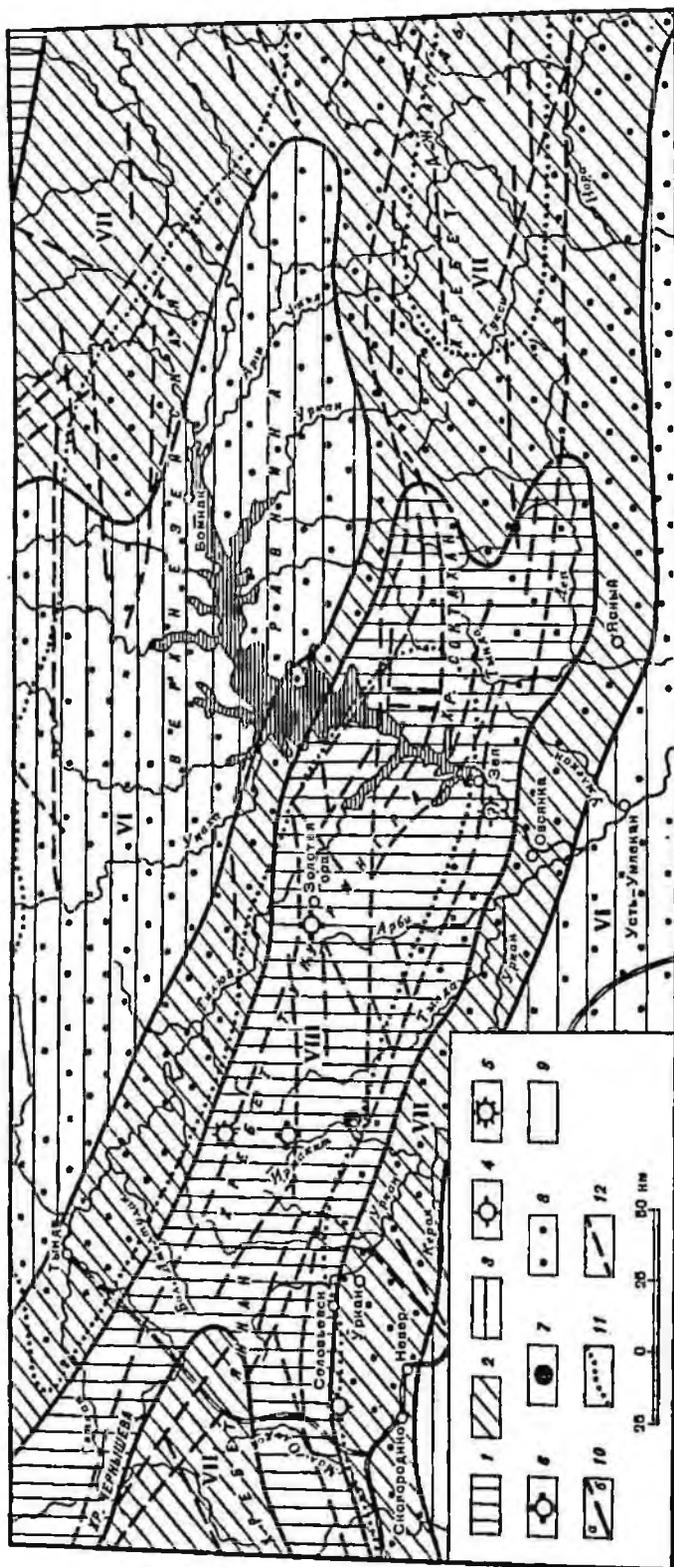


Рис. 3. Карта свейсмического районирования

1-3 — свейсмические районы (в баллах); 1-VIII; 2-VII; 3-VI; 4-6 — эпицентры сильных землетрясений; 4-K=13; 5-K=12; 6-K=14; 7 — свейсмотравитационная структура; 8-9 — свейсмогеокриологические районы, в скобках указаны возможные изменения интенсивности землетрясения; 8 — мерзлота с островами таликов и пластичномерзлыми грунтами мощ-

ностью до 50 м (от минус 2 до плюс 3); 9 — сплошная мерзлота с твердо-мерзлыми грунтами мощностью 50-100 м (при сохранении мерзлоты от 0 до минус 1); 10 — границы сейсмических районов (а — установившиеся, б — предполагаемые); 11 — границы между различными геокриологическими районами; 12 — главнейшие активизированные разломы

тектонической обстановки, наличием глубинных долгоживущих разломов, современная сейсмическая активность которых подтверждается  $A_{1,0} = 0,08 \div 0,1$ ;  $K_{\max} \geq 14$ ;  $M = 5,5 \div 6,0$ ;  $|\text{grad } V| = (0,5 \div 0,7) \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ .

Районы с интенсивностью землетрясений 7 баллов выделяются по комплексу сейсмологических признаков, которые учитывают, с одной стороны, максимальную энергию местных очагов землетрясений, с другой — затухание сейсмических колебаний из очаговых зон восьмибальных землетрясений [7].

Современная сейсмическая активность Джагдинского сводово-блокового поднятия, ограниченного с севера и юга активизированными Тукурингскими и Южно-Тукурингскими разломами, практически равна нулю. В то же время по ряду признаков (интенсивность и контрастность новейших движений, мощность земной коры, градиенты скорости и др.) устанавливается близкое сходство его с Тукурингской сейсмоактивной зоной. По-видимому, такое расхождение обусловлено недостаточной инструментальной изученностью хребта Джагды. Здесь в последнее время производится регистрация землетрясений с энергетическим классом более 10. Примером этого служит подземной толчок 29. VI 1975 г. с  $M = 5,1 \div 5,4$ , произошедший в восточной части Джагдинского поднятия (см. рис. 1). Казалось бы, близкое сходство геолого-геофизической и сейсмотектонической обстановок западной и восточной частей Тукурингра-Джагдинской структуры дает нам право распространять закономерности проявления сейсмичности на все поднятие, однако отсутствие сейсмостатического материала заставляет нас быть осторожными с окончательным решением этого вопроса. Там не менее по комплексу геолого-тектонических признаков Джагдинское поднятие выделяется нами в семибальный район.

Районы с интенсивностью землетрясений 6 баллов охватывают значительные площади Амура-Зейской кайнозойской плиты, Тукурингра-Станового межгорного понижения и Верхне-Зейской впадины, которые характеризуются относительно спокойными восходящими или нисходящими движениями. Разрывные дислокации здесь играют крайне подчиненную роль и основная роль принадлежит изгибовым пологим деформациям, в связи с чем потенциальная сейсмичность этой площади очень низкая. Землетрясения 10-го энергетического класса представляют собой редкое явление. Контурные шестибальных районов зависят главным образом от характера распространения сейсмических колебаний из очаговых зон интенсивных сводово-блоковых движений.

На карте сейсмического районирования дополнительными знаками выделены участки развития сплошной и "островной" вечной мерзлоты. Сейсмические свойства грунтов в таких условиях зависят не только от гранулометрического состава и плотности, но и от мощности мерзлоты, соотношения твердой и жидкой фаз воды, льдистости и т.д. В самом общем варианте можно считать, что области площадного распространения пород с отрицательным температурным режимом более благоприятны, чем области развития "островной" вечной мерзлоты. Как те, так и другие характеризуются своими особенностями проявления сотрясений [29].

**Заключение.** Комплексный анализ имеющихся к настоящему времени материалов по древней тектонике, сейсмотектонике, геофизике и сейсмологии позволяет сделать следующие выводы:

1. Монголо-Охотский сейсмотектонический линеймент является сейсмически опасным на всем протяжении (3300—3400 км).

2. В целом сила землетрясений, происходящих в зоне влияния Монголо-Охотского структурного шва, находится в прямой зависимости от интенсивности тектонических движений, глубинного строения земной коры и генетического типа активизированных разрывов.

3. Тукурингра-Джагдинская сейсмоактивная зона, считавшаяся ранее практически асейсмичной [30], относится к районам проявления землетрясений интенсивностью 7—8 баллов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Солоненко В.П. Сейсмичность зоны БАМ. — Вести. АН СССР, 1975, № 9.
2. Ларионов А.Г. Сейсмическая активность и максимальные землетрясения Южной Якутии. — В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск, Якут. фил. СО АН СССР, 1974.
3. Уланов А.С. К материалам по сейсмичности Дальнего Востока. — Изв. Дальневост. геофиз. ин-та, 1932, вып. 2 (9).
4. Попов В.В. Каталог землетрясений на территории СССР, вып. 2. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1939, № 89.
5. Семенов Р.М., Авдеев В.А. Зейское землетрясение 2 ноября 1973 г. — Геол. и геофиз., 1975, № 4.
6. Шваблин Н.В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
7. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко, М., "Наука", 1968.
8. Солоненко В.П. Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья, М., "Наука", 1966.
9. Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. — Тр. Геофиз. ин-та, 1955, № 28 (155).
10. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. — Тр. Геофиз. ин-та, 1950, № 13 (140).
11. Тектоника Евразии, М., "Наука", 1966.
12. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
13. Красный Л.И. Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. 19, М., "Недра", 1966.
14. Конкин В.Д., Ручкин Г.В., Федоровский В.С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья. — Геотектоника, 1975, № 3.
15. Пушеровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1.
16. Гзовский М.В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, 3.
17. Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геол., 1969, № 5.
18. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изоствазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
19. Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
20. Узлман Г.В. Сдвиговые (транскурентные) системы разрывов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
21. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. — Science, 1975, v. 189, N 8.
22. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., "Наука", 1972.
23. Солоненко В.П. О сейсмическом районировании территории МНР. — ДАН СССР, 1959, т. 127, № 2.
24. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.
25. Губин И.Е. Одноэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 6.
26. Губин И.Е. Многоэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 7.
27. Губин И.Е. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
28. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., 1974.
29. Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. Новосибирск, "Наука", 1975.
30. Строительные нормы и правила (СНИП II-A. 12-69). М., Стройиздат, 1970.

*С. Д. Хилько, Н. А. Флоренсов, Р. А. Курушин,  
С. В. Ласточкин, И. Балжинням*

## **СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ**

Сейсмотектоника Монголии еще слабо изучена и требует специальных исследований. В полной мере это относится и к Монгольскому Алтаю, составляющему продолжения к юго-востоку высокосейсмичной Алтае-Тяньшаньской зоны СССР. Вместе с тем на долю западной Монголии приходится свыше 50% сильных ( $M \geq 5\frac{1}{2}$ ) землетрясений, бывших в Монголии в XX в. [1, 2], поэтому интерес сейсмогеологов к ней вполне закономерен.

В последнее время значительно расширились геологические работы на территории МНР, в том числе и тематические исследования, проводимые Совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР по изучению геологии мезокайнозойских образований. Они распространились и на Западную Монголию [3—5]. Это позволяет более детально рассмотреть новейшую тектонику Монгольского Алтая в связи с сейсмичностью, попытаться установить сейсмогеологические закономерности сильных землетрясений и внести тем самым известный вклад в их прогноз.

В 1976 г. авторы проводили неотектонические и сейсмогеологические исследования на территории главным образом высокогорной части Монгольского Алтая. Были выявлены разнообразные элементы новейшей и живой (голоценовой) тектоники, впервые обнаружены и обследованы крупные палеосейсмодислокации — следы высокобалльных "ископаемых" землетрясений. Сознывая, что геологические критерии сейсмичности здесь многообразны, сейсмогеологические связи весьма сложны, а землетрясения могут быть связаны не только с разломами, мы тем не менее акцентируем внимание лишь на крупных палеосейсмогенных структурах и дислокациях и их соотношении с разрывной тектоникой Монгольского Алтая.

### **Активизированные разломы и главные сейсмотектонические линеаменты**

Для сейсмотектоники рассматриваемой территории особый интерес представляют системы продольных (северо-западных и субмеридиональных) разломов, как ограничивающих в целом сводово-глыбовое поднятие Монгольского Алтая, так и обуславливающих его сложную внутреннюю дифференциацию. Они отчетливо выражены в рельефе, осуществляют морфоструктурный контроль, а тесная пространственная и генетическая связь с сейсмодислокациями и эпицентрными полями позволяет считать их главными сейсмотектоническими линеаментами западной Монголии (рис. 1).

Крупные продольные разломы представляют собой длительные развивающиеся, по крайней мере, с раннего палеозоя крутопадающие глубинные тектонические швы, которые контролируют развитие главных структурных зон [3—8]. В мезокайнозое развитие этих разломов протекало в условиях сжатия, что вызывало преобладание связанных с ними взбросо-сдвиговых деформаций. Так, по геологическим и геоморфологическим признакам отчетливо устанавливаются сдвиговые смещения вдоль большинства продольных разломов Монголо-Алтайского поднятия. Особенно активной в этом отношении представляется Предалтайская краевая система разрывных нарушений, в которой, кроме сдвиговой деформации, отмечаются крупные чешуйчатые надвиги пород фундамента на мезозойские и кайнозойские отложения, а также горизонтальные перемещения отдельных "пластин" внутри мезокайнозой-

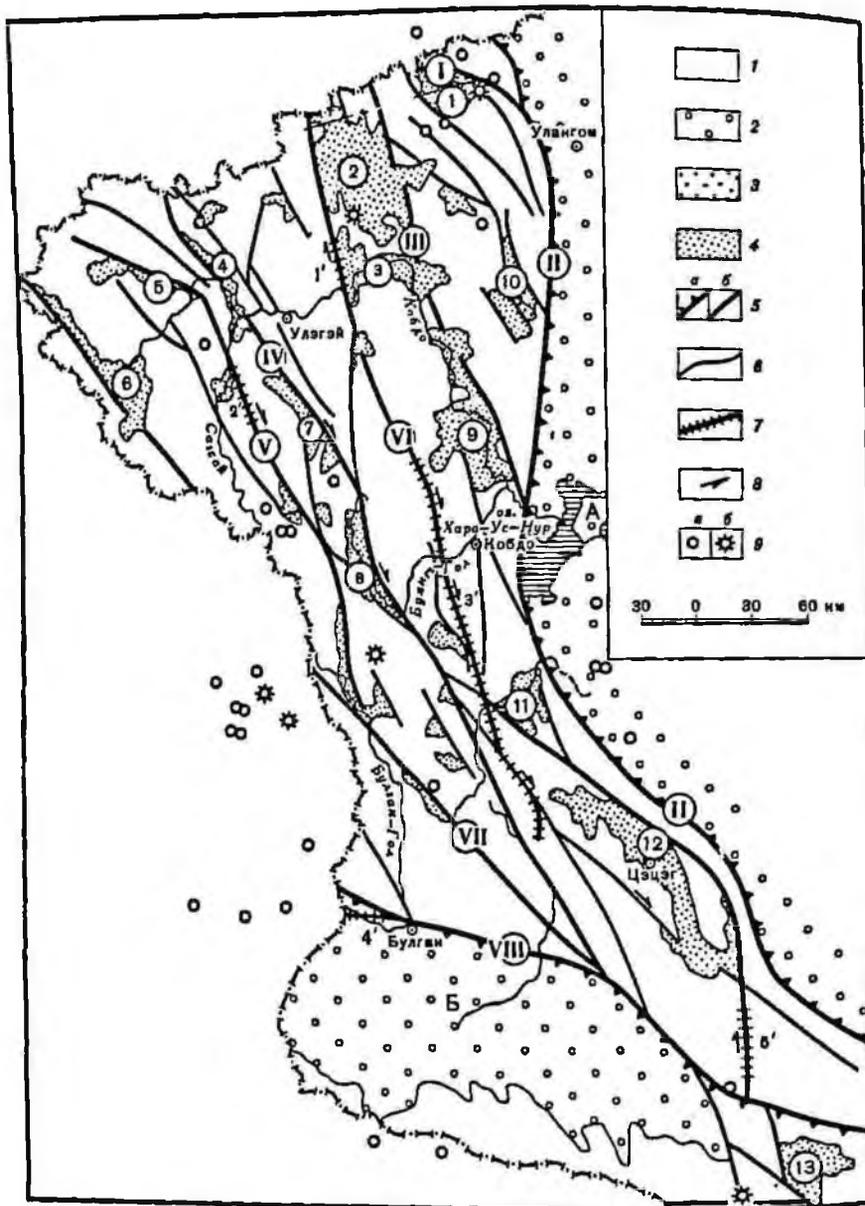


Рис. 1. Схематическая карта структурного положения крупных палеосейсмодислокаций Монгольского Алтая

1 — области поднятий, сложенные породами докембрийского фундамента; 2 — области предгорных сложнодифференцированных опусканий (А — Предалтайская, Б — Барун-Хурайская); 3 — реликты мезозойских (юра-нижний мел) депрессий в областях поднятий; 4 — внутривулканические новейшие впадины (арабские цифры в кружках: 1 — Урэгнурская, 2 — Ачитнурская, 3 — Среднекобдинская, 4 — Ойгурская, 5 — Цагангольская, 6 — Кургуннурская, 7 — Толбо-нурская, 8 — Дэлунская, 9 — Нижнекобдинская, 10 — Намиринская, 11 — Манханская, 12 — Цэцэгская, 13 — Алагнурская); 5 — главные сейсмодислокационные линии — системы региональных глубинных разломов, активизированных в новейшее время (а — краевые, б — внутривулканические); 6 — внутренние разломы; 7 — региональные глубинные разломы, активизированные в новейшее время (а — краевые, б — внутривулканические); 8 — разломы; 9 — сейсмические зоны; I — Цаган-Шибетинский, II — Предалтайский, III — Ачитнурской, IV — Толбо-нурской, V — Сагсайский, VI — Кобдинский, VII — Тургэнский, VIII — Булганский; 6 —

ких толщ [4, 5]. Амплитуда таких перемещений за неотектонический этап развития достигает, по-видимому, десятков и сотен метров.

Подобные разломы, играющие важную роль в движениях крупных блоков Монголо-Алтайского поднятия, мы относим к категории возрожденных в новейшее время (активизированных) региональных разломов. Как правило, это глубинные и протяженные (сотни километров) системы кулисообразно сгруппированных разрывных нарушений с различной амплитудой смещений. Среди них выделяются краевые разломы, ограничивающие собственно сводово-глыбовое поднятие Монгольского Алтая как морфоструктуру 1-го порядка, и внутренние региональные разломы, участвующие в его блоковой дифференциации. Те и другие сопровождаются локальными (первые десятки километров) оперяющими и сопутствующими, нередко поперечными разрывами, в большинстве своем вновь образованными в течение этапа неотектонической активизации. Они усложняют зоны региональных тектонических швов и контролируют развитие небольших по размеру морфоструктур.

В том, что такие зоны активизированных разломов, как главные границы неоднородности земной коры, играют ведущую роль в возникновении землетрясений, уже почти никто не сомневается. Точно так же стало аксиомой представление о длительности развития глубинных разломов, о многократном возобновлении тектонических смещений по ним в течение целых геологических периодов. Именно такие мобильные шовные системы разломов, разграничивающих морфоструктуры, различные по типу, темпу и направленности новейших движений (как вертикальных, так и горизонтальных), считаются главными сейсмогенными зонами. И именно с ними пространственно и, несомненно, генетически тесно связаны обнаруженные в Монгольском Алтае гигантские палеосейсмодислокации — свидетели сильнейших палеоземлетрясений западной Монголии.

На опыте изучения многих разрывообразующих землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны и других сейсмоактивных областей неопровержимо доказано, что в процессе таких событий происходит многократное обновление, "вспарывание" старых тектонических швов. При этом масштабы и типы сейсмодислокаций, по-видимому, прямо воспроизводят в поверхностных структурах механизм глубинной деформации в очаге корового землетрясения. В этом случае можно считать, что очаги наиболее сильных землетрясений, вероятно, приурочены к зонам региональных глубинных разломов, по которым происходят как резкие, практически мгновенные сейсмогенные подвижки, так и медленные "ползучие" смещения тела тектонического крипа [9].

В крупных линеаентах Монгольского Алтая преимущественно северо-западного простираения ясно выражен правосдвиговый компонент. Кроме геологоструктурных признаков, подтверждающих геологическую давность подобных смещений, он ощущается в плановом рисунке рельефа и особенно гидросети [5-7, 10] и наиболее четко устанавливается на участках сейсмогенного обновления разломов. Правосторонние сдвиги уверенно выделяются в зонах Ачитнурского, Кобдинского, Толбонурского и Сагсайского региональных разломов, в юго-западном обрамлении Цэцэг-Тонхилской депрессии, а также на многих отрезках Прердалтайской краевой системы разрывных нарушений. В зоне Булганского разлома преобладают надвиговые смещения и отмечаются левосторонние сдвиги [5-7].

Окончание подписи к рис. 1

локальные неотектонические разломы; 7 — палеосейсмодислокации — сейсмоструктурные ос- точные деформации земной поверхности, возникшие при палеоземлетрясениях (1' — Чихтэй, 2' — Сагсай, 3' — Ар-Хутэл, 4' — Булган, 5' — Бидж); 8 — участки разломов с установленными сдвиговыми смещениями; 9 — эпицентры известных сильных землетрясений ( $v$  — с  $M \geq 5,5$ , 6 — сопровождавшиеся остаточными деформациями)

Можно предполагать, что общий характер тектонических движений по главным разрывным системам Монгольского Алтая мало изменялся в мезо-кайнозое и особенно в новейший этап активизации. Вывод о подобной унаследованности движений (в том числе и сеймотектонических) вытекает, в частности, из анализа структурных диаграмм, построенных на основе массовых замеров трещиноватости в зонах Кобдинского и Сагсайского разломов. Этот анализ показал, что в предкайнозойское время формирование разрывных структур, как и в целом морфоструктуры Монголо-Алтайского поднятия, идет в условиях сжатия, при этом положение нормальных осей сжатия — субгоризонтальное, а растяжение — субвертикальное. Направление главных сжимающих напряжений (простираение оси сжатия) варьирует от СЗ-330° до СВ-30°. В этот азимутальный промежуток вписывается и общее направление оси сжатия при формировании крупнейшей палеосейсмодислокации Монгольского Алтая — структуры Ар-Хутэл в зоне Кобдинского разлома.

Отмеченные особенности разрывной тектоники Монголо-Алтайского поднятия позволяют считать наиболее важными сеймотектоническими линеаментами, определяющими положение главных сейсмогенных зон этой территории, следующие системы активизированных разломов (см. рис. 1), Цаган-Шибетинскую, Предальтайскую, Толбонурскую, Кобдинскую, Сагсайскую и Булганскую. Именно эти зоны обладают наиболее высоким сейсмическим потенциалом и в них наиболее вероятно генерация новых высокобалльных землетрясений на территории Монгольского Алтая.

### Сильные землетрясения и палеосейсмодислокации

Западная Монголия относится к высокосейсмичным территориям Центрально-Азиатского сейсмического пояса, однако макросейсмические сведения об исторических землетрясениях здесь очень скудны. При экспедиционных работах были собраны данные о нескольких сильных землетрясениях Монгольского Алтая, сопровождавшихся сеймотектоническими и сейсмогравитационными остаточными деформациями земной поверхности. В частности, выяснилось, что наибольшее впечатление на местных жителей произвели землетрясения 10.VIII 1931 г. ( $M = 8,0$ ), 19.X 1938 г. ( $M = 6,75$ ), 15.V 1970 г. ( $M = 7,0$ ), 4.VII 1974 г. ( $M = 6,7 \div 7,0$ ), 31.III 1975 г. ( $M = 5,7 \div 6$ ).

Описание этих событий не входит в нашу задачу, но для дальнейшего сравнения с палеосейсмодислокациями Монгольского Алтая мы приведем примеры современных сейсмодислокаций, иллюстрирующие их разнообразие. Так, многие очевидцы Монголо-Алтайского землетрясения 10.VIII 1931 г. отмечают образование грандиозной протяженностью до 200–250 км системы дислокаций северо-западного простираения вдоль юго-западного склона Монгольского Алтая. Наиболее выразительные трещины с вертикальным смещением "выше человеческого роста", сопровождавшиеся рвами шириной до 10–15 м, образовались в местностях Коктогай и Байтог (КНР). На территории бассейна верхнего течения р. Черного Иртыша в горах произошли крупные обвалы и камнепады, резко нарушился гидрологический режим (изменение русел рек, подпруды, исчезновение старых и появление новых родников).

По масштабам остаточных деформаций и макросейсмическим эффектам это землетрясение никак не может считаться 9-балльным [11] или "силой выше 8 баллов" [12]. Деформации земной поверхности и характер сейсмодислокаций здесь вполне сравнимы с таковыми при Хангайском или Гоби-Алтайском землетрясениях 1905 и 1957 гг., и правильнее относить это землетрясение по интенсивности к 10-балльным и более.

Описание Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. в доступной литературе практически отсутствует. Тем не менее в последнее время появилось не соответствующее действительности сообщение [1, с. 59], что "при этом землетрясении об-

разовался крупный разлом (протяженностью 250–300 км) северо-западного простирания в горах, расположенных к северу от Дут-сомона", т.е. на противоположном северо-восточном склоне Монгольского Алтая, в пределах МНР. В действительности, здесь за сейсмогенный разрыв, возникший при землетрясении 1931 г., ошибочно принята гигантская палеосейсмодислокация. Речь о ней (структура Ар-Хутал) пойдет ниже.

Таким образом, Монголо-Алтайское землетрясение 1931 г. с интенсивностью 10 баллов и более, наряду с Хангайскими и Гоби-Алтайским землетрясениями, составило одну из сильнейших сейсмических катастроф в Центральной Азии в XX в. Плейстосейстовая область другого сильного землетрясения – Цаган-Шибетинского 15.V.1970 г. интенсивностью 9–10 баллов расположена внутри Монголо-Алтайского поднятия в зоне сочленения хребта Цаган-Шибету с внутригорной Урзгнурской впадиной. Система сейсмодислокаций, возникших при этом землетрясении, приурочена к небольшому горному массиву Цагдул-ула в восточном обрамлении впадины и представляет собой прерывистую субширотную зону сбросовых трещин и рвов растяжения общей протяженностью до 8 км (от родника Хэвгийн-булак до пади Хэцугийн-ам). Главная, по-видимому, вновь образованная взбросовая трещина протяженностью 2 км с амплитудой вертикального смещения 1,5–2 м (поднятое и активное крыло – северное) проходит в дислоцированных девонских эффузивах и сопровождается рвами растяжения шириной до 4 м.

При Тахи-Шаранурском землетрясении 4.VII.1974 г. также интенсивностью 9–10 баллов в восточном обрамлении Барун-Хурайской впадины образовалась протяженная (до 15 км) субмеридиональная трещина без признаков сдвиговых смещений. Вертикальная составляющая здесь незначительна, порядка 0,2–0,5 м.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в Монгольском Алтае при сильных землетрясениях ( $M \geq 7,0$ ) происходит вскрытие разломов и образование разнообразных по своим масштабам и морфогенетическим типам остаточных деформаций. Несомненно, что подобные и даже более грандиозные нарушения земной поверхности происходили на этой территории и в исторически недавнем прошлом, о чем свидетельствуют, в частности, легенды, бытующие среди местного населения.

В отличие от Северной и Центральной Монголии, где такие необычные формы рельефа называются монголами "следом гигантского железного змея" (например, система дислокаций 1905 г. или зона обновленного при землетрясении Эгийндабанского разлома в Хангае), старожили Монгольского Алтая называют их "Саргагтай – морь" – по-монгольски и "Казарат–Гали" – по-казахски. В обоих случаях это означает "след богатырского коня" (Саргагтай, как и Казарат – мифические героини-исполины).

В высокогорной части Монгольского Алтая были обнаружены разнообразные проявления "живой" тектоники, в том числе ряд крупных палеосейсмогенных структур и дислокаций (см. таблицу, рис.1), возникших при сильных землетрясениях исторически недавнего прошлого, скорее всего в пределах последнего тысячелетия. В целом они отвечают главным направлениям преимущественной структурной делимости геологического субстрата и, как правило, наследуют зоны продольных региональных активизированных разломов.

На первый взгляд палеосейсмодислокации Монгольского Алтая нередко оказываются в полном или частичном противоречии с геоморфологическим фоном: пересекают долины и водоразделы (косо или поперек), следуют на отдельных отрезках тальвегам долин или горному обрамлению мелких впадин, деформируют бэли (пьедестальные зоны горных поднятий) и крупные конуса выноса. В подобных случаях сейсмогенные деформации, кажущиеся наложенными на рельеф, при более детальном рассмотрении обнаруживают тесную связь с морфоструктурой и зонами крупных региональных разломов Монгольского Алтая.

Крупные палеосейсмогенные

Название	Координаты <sup>о</sup>		L	h	I
	с.ш.	в.д.			
Чихтэй	49,2	90,3	27	1-1,5	+
Сагсай	48,5	89,7	35	+	до 3
Ар-Хутэл	47,5	91,8	215	0-3	2-5
Булган	46,15	91,4	32	до 2,5	+?
Бидж	45,7	94,1	25	0-1,0	до 2

<sup>о</sup> Координаты структур даны по их центру.

L — видимая протяженность, км; h — амплитуда вертикального, I — горизонтального (сдвигового) смещения, м; T — предполагаемый возраст (А — первые сотни, АБ — сотни-первая тысяча лет); I<sub>о</sub> — предполагаемая интенсивность, баллы

Суть дела, по-видимому, заключается в том, что палеосейсмодислокации (как и современные сейсмотектонические дислокации) пользуются направлениями облегченной делимости, обычно геологически более молодыми (региональные активизированные разломы), причем, как правило, теми из них, которые по своей ориентировке в пространстве соответствуют полю тектонических напряжений. Следовательно, при интенсивных сейсмогенных подвижках обнаруживают себя те зоны (поверхности) делимости, которые более других подготовлены временем, местом своего образования и соотношением с полем тектонических напряжений, положением и механизмом очага землетрясения. На рассматриваемой территории таковыми являются зоны Сагсайского, Кобдинского, Толбонурского, Предалтайского и Булганского региональных активизированных разломов, протяженные участки которых сейсмически обновлены.

Вопросам диагностики палеосейсмодислокаций и их картирования посвящено уже много работ, главным образом на материалах Монголо-Байкальской сейсмической зоны. Поэтому здесь ограничимся характеристикой впервые выявленных в Монгольском Алтзе таких структур. Они трактуются как плейстосейстовые зоны сильных (10 и более баллов) землетрясений недавнего прошлого и имеют большое значение для дальнейшей разработки вопросов сейсмотектоники и сейсмического районирования западной Монголии.

В целом палеосейсмогенные структуры Монгольского Алтая разномасштабны и разнообразны по морфологии и генетическим типам дислокаций, что позволяет, по-видимому, связывать их образование с разновременными сейсмическими событиями. Исключение, быть может, составляют наиболее крупные и молодые структуры Ар-Хутэл и Сагсай, которые могли возникнуть при одном сильнейшем землетрясении. Подобные примеры в пределах высокосейсмичных зон МНР уже известны (землетрясения 1905 и 1957 гг.).

Возраст палеосейсмодислокаций — наиболее сложная проблема палеосейсмогеологии. В наших примерах соответствующие вопросы решаются в основном качественно по морфологическому выражению палеосейсмогенных структур в сравнении с известными современными сейсмодислокациями, например возникшими при землетрясениях 1905, 1931, 1957, 1967, 1970 гг. Кроме того, возраст палеосейсмодислокаций определяется по их взаимоотношению с новейшими элементами рельефа и современными отложениями, а также деформированными археоло-

структуры Монгольского Алтая

T	Тип структуры	I <sub>0</sub>	Примечание
АБ	Правый взбросо-сдвиг	9-10	
А	Правый сдвиг	10	По возрасту близка к структуре Ар-Хутэп
А	Правый взбросо-сдвиг	> 10	Возраст деформированных могильников — VI-VIII в.н.э.
АБ	Надвиг с предполагаемым правым сдвигом	не менее 10?	Протяженность до границы, требует уточнения
АБ	Правый взбросо-сдвиг	9-10	

гическими памятниками (древние могильные поля и крупные кэрэксурь), относящимися к VI-VIII вв.н.э.

Структура Чихтэй — наиболее древний из выявленных в Монгольском Алтае участок сейсмогенного обновления зоны Кобдинского активизированного разлома, тянущийся вдоль западного обрамления Среднекобдинской впадины (см. рис. 1). Последняя является по существу составным морфоструктурным элементом крупной внутри горной Ачитнурской впадины, контролируемой с запада Кобдинским линеаментом. На этом участке отмечены выразительные проявления новейшей и "живой" тектоники — интенсивная деформация неогеновых отложений и высоких террас р. Кобдо, крутой коленообразный изгиб реки по зоне разлома, резкий перегиб в продольном профиле долины, следы подпруды и т.д.

К северо-западу от Кобдинской "петли" вдоль хребта в основании бэля протягивается сглаженный уступ, обратный его наклону. Максимальная высота уступа в центральной части (на протяжении 10-12 км) изменяется от 0,5 до 2 м. По направлению к долине р. Кобдо уступ нивелируется, а к северо-западу выходит на межвпадинную перемычку, где превращается в прерывистую систему рвов и удлиненных бугров, прослеживающуюся еще на 5-7 км, а затем исчезающую.

Главная зона видимой протяженностью до 30 км сопровождается на отдельных участках короткими рвами со сглаженными бортами, деформирующими в большинстве случаев восточное крыло в пределах впадины и западное — на межвпадинной перемычке. Обычно простирание их составляет СВ-10-30°, и если принять такие необычные диагонально ориентированные формы рельефа за следы опаряющих трещин отрыва, можно предполагать правосдвиговую подвижку по главной зоне.

Характерно, что вдоль этой зоны происходит интенсивная разгрузка грунтовых вод, в результате чего здесь функционирует ряд родников и колодцев, находящихся примерно на одной линии. Наиболее многочисленная группа родников — Чихтэй-булак, по которой и названа структура.

Там, где уступ выражен относительно резко, отмечены следы подпруд мелких канав и эрозионных ложбин, протягивающихся вниз по пологому склону бэля. Некоторые из них образуют при прорезании уступа крутые изгибы, в целом однозначно указывающие на правостороннее смещение по зоне.

Еще один характерный элемент "живой" тектоники вдоль структуры Чихтэй — это молодой низкий (высотой до 20-30 м) форберг небольших размеров, сложен-

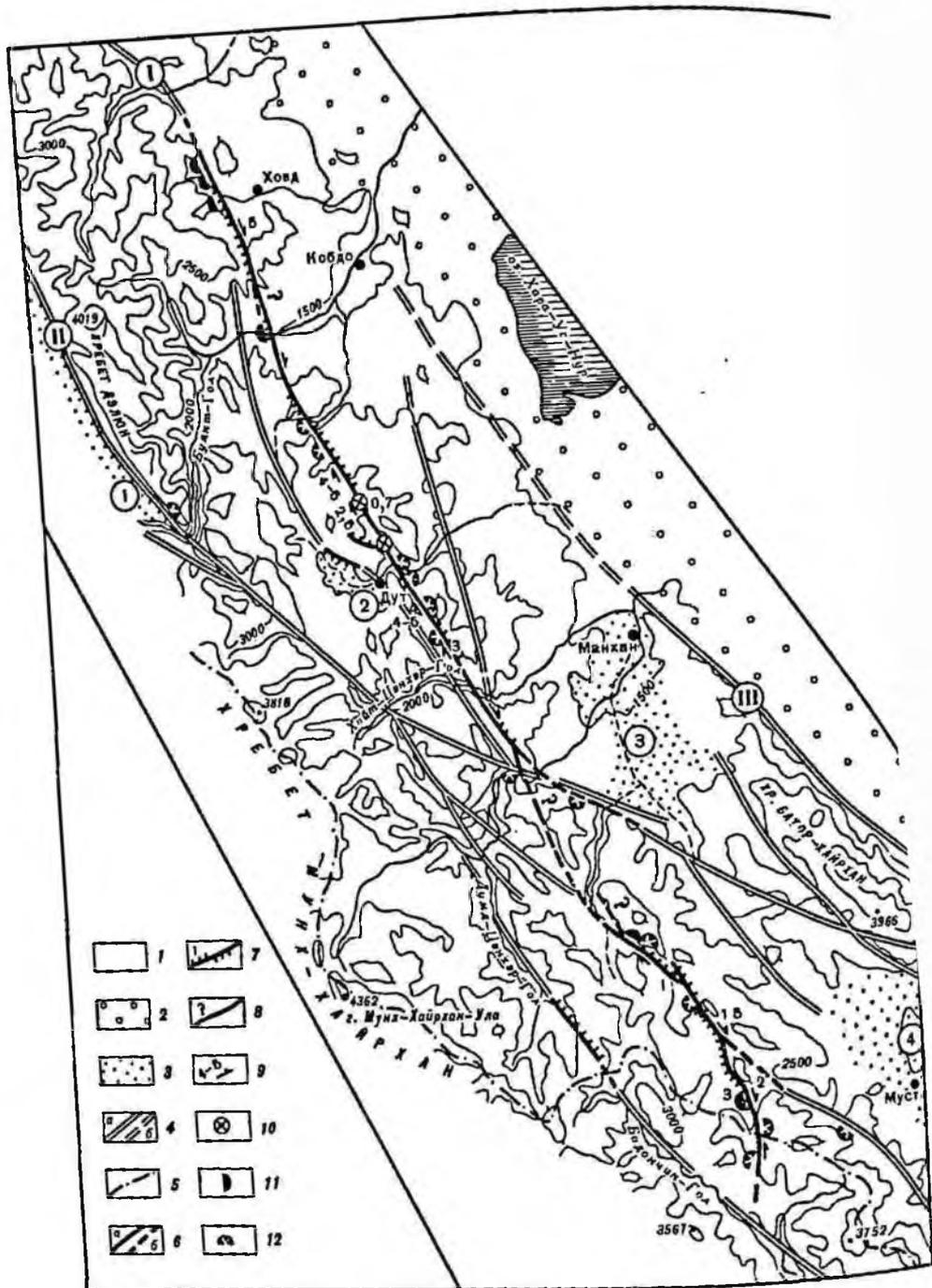


Рис. 2. Схематическая карта палеосейсмогенной структуры Ар-Хутэл

1 — сводово-глыбовое поднятие Монгольского Алтая; 2 — Предалтайская система мезо-кайнозойских впадин; 3 — внутригорные новейшие впадины (арабские цифры в кружках: 1 — Дзлюнская, 2 — Дутская, 3 — Манханская, 4 — Цзэцзская); 4 — региональные активизированные разломы (а — прослеженные, б — плохо опознаваемые) (I — Кобдинский, II — Толбонурский, III — Цаган-Шибетинский (Предалтайский); 5 — главный водораздел Монгольского Алтая;

ный нижнепалеозойскими эффузивами. Он как бы протыкает рыхлые отложения пологого бая, резко ограничиваясь с западной стороны взбросовым уступом, лежащим на одной линии с предполагаемой палеосейсмодислокацией.

Структура Чихтэй, в сравнении с другими палеосейсмогенными дислокациями Монгольского Алтая, представляется значительно древнее, но не выходит за пределы первого тысячелетия, судя по сохранности морфологии обратного уступа.

В современном эпицентральной поле этот отрезок Кобдинского линеймента характеризуется повышенной сейсмической активностью, и к нему тяготеет эпицентр сильного Ачитнурского землетрясения 19.X 1938 г. с магнитудой 6,75.

Структура Сагсай является обновленным участком Сагсайского активизированного разлома (см. рис. 1) на протяжении 35–37 км от урочища Богочийн на правобережье р. Сагсай вдоль западного подножья хр. Эзэрлэг. По морфологии и генетическому типу, а также степени сохранности она подобна нижеописываемой гигантской палеосейсмодислокации Ар-Хутэл и, возможно, одновременно с последней.

Наиболее четко прямолинейная зона дислокаций шириной до 50 м трассируется по бая хр. Эзэрлэг, простираясь на СЗ-330–335°. Здесь в ней закономерно сочетаются трещины отрыва (овальные или чечевицеобразные западины и рвы глубиной до 2 м и длиной до 45 м) и трещины сжатия в виде вытянутых бугров и холмов высотой до 2–3,5 м.

Азимут простирания трещин отрыва обычно кулисообразных или эшелонированных варьирует в пределах СЗ-330°–СВ-10°, трещин сжатия – СЗ-280–300°.

Активным являлось восточное крыло структуры, на котором отмечено большинство оперяющих и сопутствующих трещин. Главная зона, судя по рисунку составляющих ее элементов, ориентировке трещин отрыва, а также резким коленообразным изгибам тальвегов мелких сайров и эрозионных ложбин, испытала правосторонний сдвиг. Амплитуда максимального замеренного смещения составляет 3 м.

Вертикальное смещение улавливается с трудом, очень непостоянно как по знаку, так и амплитуде, а на отдельных отрезках (особенно в северо-западной части системы дислокаций) вообще отсутствует. В урочище Богочийн и к северо-западу от него наблюдалась трехкратная смена знака вертикального смещения, максимальная амплитуда которого достигает 2 м. На юго-восточном окончании зоны взбросовый характер дислокаций подчеркивается подпрудами мелких водотоков с образованием небольших озер и заболоченных участков. Вдоль нее также отмечены выходы грунтовых вод (родники и колодцы).

Сагсайский активизированный разлом в современном эпицентральной поле характеризуется высокой сейсмической активностью: непосредственно с ним связано 5 эпицентров сильных землетрясений с магнитудой более 5,0.

Структура Ар-Хутэл расположена в центральной части Монгольского Алтая и представляет собой наиболее протяженную (более 215 км) зону исторически недавнего обновления Кобдинского разлома. Система основных дислокаций структуры в целом трассируется вдоль блоков Монголо-Алтайского поднятия, характери-

Окончание подписи к рис. 2

6 – зона сейсмодислокаций структуры (а – прослеженная, б – плохо опознаваемая); 7 – участки сейсмогенных трещин с установленным вертикальным смещением (штрихи – в сторону опущенного крыла, цифра – амплитуда, м); 8 – участки дислокаций неясного типа; 9 – направление установленного сдвига и его амплитуда, м; 10 – деформированные главным взбросовым движением древние могильники (кэрэксурь) VI–VIII вв. н.э.; 11 – подпруды постоянных и временных водотоков; 12 – сейсмогравитационные деформации (обвалы, оползни), генетически связанные с главной зоной сейсмодислокаций

зующихся максимальными значениями градиентов скорости вертикальных неотектонических движений ( $0,7 \div 1,0 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup> и более).

Отдельные участки этой гигантской палеосейсмодислокации особенно выразительны в рельефе, также как и структура Сагсай. По своим масштабам и морфологической выразительности она очень сходна и вполне сравнима с системой разрывных сейсмодислокаций, возникших при Хангайских землетрясениях 1905 г., но несомненно древнее их.

Главная трасса разлома, проходящая как в рыхлых отложениях, так и в коренных породах, имеет генеральное простирание СЗ-330° и в целом наследует зону Кобдинского активизированного разлома (рис. 2) на участке старого русла Шургийн-гол на севере до левобережья р. Бодончийн-гол на юге. Северное и особенно южное окончания системы сейсмодислокаций незначительно искривлены и ориентированы субмеридионально, образуя ряд кулисообразно расположенных ответвлений.

Наиболее выдержана по простиранию центральная часть структуры между реками Буюнт-гол и Думд-Цэнхэр-гол на протяжении 90 км. Именно на этом отрезке наблюдается почти полное морфологическое сходство палеосейсмодислокации и главной сдвиговой трещины Хангайского землетрясения 1905 г. Общим для них в условиях выровненного рельефа с чехлом рыхлых отложений служит линейное чередование изометричных или вытянутых западин (трещин отрыва), выдержанная ориентировка которых на больших расстояниях свидетельствует о правом сдвиге по Кобдинскому разлому и левом сдвиге — по Хангайскому линеаменту. В этом их главное различие, по морфологии же дислокаций они почти одинаковы.

На участках пересечения коренных пород, как правило, выявляется вертикальное смещение, местами достигающее 3 м, а также расширение и усложнение зоны дислокаций. Такое сочетание горизонтальных и вертикальных смещений позволяет в целом отнести структуру к категории правостороннего взбросо-сдвига.

Лучше всего сохранились на поверхности и выражены в современном рельефе трещины растяжения, представленные обычно овальными и чечевицеобразными углублениями или прямолинейными рвами. Длина их не превышает 40–50 м, ширина до 8–10 м, глубина до 2,5–3 м. Относительно друг друга они располагаются кулисообразно или эшелонированно, сохраняя преимущественное простирание от СЗ-350° до СВ-10° и составляя с главным направлением дислокации угол в 20–40°. Такую же ориентировку имеют и протяженные оперяющие трещины на активных крыльях структуры (например, между р. Шибер-гол и перевалом Ар-Хутэл или на юго-восточном окончании зоны дислокаций в районе оз. Давст-нур). Значительно менее определено простирание трещин сжатия, выраженных в настоящее время в виде удлиненных или округлых бугров размером до 15–20 м в поперечнике и высотой до 2–3 м. В большинстве случаев азимут их простирания варьирует от 280 до 300°.

Таким образом, закономерное сочетание трещин растяжения, образующих главную зону деформаций структуры Ар-Хутэл шириной до 40–50 м, свидетельствует о правостороннем сдвиговом смещении.

Амплитуда сдвига замерялась неоднократно как по деформации микроформ рельефа, так и в коренных породах. В связи с относительной древностью палеосейсмодислокации точность замеров невелика и вряд ли превышает  $\pm 1$  м. Тем не менее направление движения крыльев взбросо-сдвиговых трещин устанавливается однозначно на всем протяжении структуры.

В различных частях зоны замеры амплитуды сдвига по коленообразным изгибам мелких эрозионных ложбин и сайров, а также осевых частей узких водоразделов

обычно составляют 4–5, редко 7 м. В коренных породах величина смещения трудно устанавливается, но на отдельных участках (перевалы Цас-даба и Ар-Хутэл, р. Шибер-гол) определяются довольно уверенно в 2–3 м. Наиболее надежный результат дают замеры смещения могильников (кэрэксур) в районе перевала Ар-Хутэл, деформированных главной трещиной, — 2–2,5 м. Отчетливые сдвиговые смещения выражены на участке р. Шибер-гол — перевал Ар-Хутэл — р. Хойт-Цэнхэр-гол, а также на юго-восточном окончании структуры в районе оз. Давст-нур и верховье р. Уртын-гол. В целом можно считать, что сдвиговые смещения на разных участках обновления Кобдинского разлома могли изменяться от 1 до 7 м, преобладающая амплитуда сдвигов — 2,5–4 м.

Вертикальное смещение вдоль структуры Ар-Хутэл также не выдержано как по амплитуде, так и по знаку. На флангах зоны поднятыми преимущественно являются юго-западные крылья, в центральной части — северо-восточные. Амплитуда смещения, где ее удастся визуально оценить (перевалы Улан-даба, Ар-Хутэл, Цас-даба, деформированные могильники), обычно не превышает 1 м, и лишь на юго-восточном фланге системы дислокаций роль вертикальной составляющей увеличивается до 3 м. В ряде случаев на протяжении многих километров видимого вертикального смещения вообще не было отмечено, в других — оно проявлялось незначительно, например, при пересечении зоной долин постоянных и временных водотоков (Буянт-гол, Бургаст-гол, многие крупные сайры). На таких участках наблюдались реликты спущенных озерных ванн и необычное для Монгольского Алтая заболачивание пойм, линейно ограниченное по зоне разлома. Общая закономерность в отношении вертикальных смещений заключается в том, что на равнинных участках прохождения главной дислокации в отличие от контрастных зон сочленения амплитуда минимальна (до 1 м) или практически отсутствует.

Наиболее сложная система дислокаций характерна для центрального и юго-восточного отрезков структуры Ар-Хутэл. Здесь отмечены разнообразные по морфологии сопутствующие и оперяющие трещины, а также сложные структурные формы — мелкие грабены, горсты, ступенчатые сбросы (взбросы) и т.д. Широко развиты на этих участках и сейсмогравитационные проявления — обвалы, оползни, камнепады, тяготеющие обычно к активным крутым горным склонам, обращенным в сторону сеймотектонического разрыва. Наиболее крупные обвалы имели место в бассейне р. Шибер-гол на правом берегу р. Дунд-Цэнхэр-гол и в верховьях р. Уртуин-гол. В целом сейсмогравитационные формы тяготеют к присдвиговой зоне, отражая в той или иной степени ее энергичное развитие и высокую степень напряженности по сравнению с удаленными более стабильными участками.

Яркое морфологическое выражение отдельных дислокаций структуры Ар-Хутэл и полное подобие сейсмоструктурам Хангайского землетрясения не оставляют сомнения в ее генезисе и историческом возрасте. Нижний предел времени образования определяется деформацией крупного (диаметром 20 м) древнего могильника округлой формы (кэрэксур) близ перевала Ар-Хутэл, относящегося по археологическим данным к VI–VIII векам н.э. Отсеченный сдвиговой трещиной северо-восточный сегмент кольцевой ограды опущен на 0,7–1,0 м и сдвинут к юго-востоку на 2,5–3,0 м.

В левом борту долины р. Агуйтын-гол в 4 км выше по течению от стрелки слияния ее с р. Цаган-Бургаст-гол главная дислокация проходит через древнее могильное поле, где также деформирован могильник диаметром 14 м. Но здесь амплитуду смещений установить трудно.

Таким образом, землетрясение, вызвавшее образование гигантской структуры протяженностью свыше 215 км, не может быть древнее VI–VIII вв. н.э. С другой стороны, в истории г. Ховд (Кобдо), находящегося в 30–35 км от главной дисло-

кации, со времени его основания в 1685 г. [13] нет сведений о сильных землетрясениях, происходивших в его округе. По данным монгольских историков и археологов, со времени империи Чингис-хана до конца XV в. охарактеризован относительно подробными летописями, а подобная катастрофа не могла пройти незамеченной летописцами.

Следовательно, остаются два периода: VI–VIII вв. н.э. — XIII–XVI вв., империя Чингис-хана, и с XV–XVII вв. (1685 г. — основание г. Кобдо), когда могло произойти это сильнейшее землетрясение Монгольского Алтая.

По геолого-геоморфологическим эффектам, относительной свежести полых форм дислокаций и из сравнения с поверхностными деформациями Хангайских землетрясений 1905 г. представляется возможным отнести это событие к XV–XVII вв.

Иными словами, образование структуры Ар-Хутэл и ей подобных палеосейсмодислокаций могло произойти 300–400 лет назад скорее всего при землетрясении интенсивностью более 10 баллов.

В современном эпицентральной поле район структуры не выделяется повышенной сейсмической активностью, представляя своего рода "зону молчания". Возможно — это показатель того, что в исторически недавнее время здесь произошла разрядка тектонических напряжений в виде мощного землетрясения с образованием гигантской системы дислокаций общей протяженностью более 250 км.

Структура Булган расположена в юго-западном обрамлении Монголо-Алтайского поднятия в зоне сочленения его с крупной межгорной Барун-Хурайской впадиной, которая контролируется Булганским активизированным разломом субширотного простираения. Эта выразительная в неотектоническом отношении зона, будучи частью крупнейшего Южно-Монгольского линейамента, переходит на территорию КНР, где с ней связаны многочисленные сильные землетрясения, в том числе одно из сильнейших — Монголо-Алтайское 10.VIII 1931 г. Высокая сейсмичность зоны Булганского активизированного разлома несомненна, а приуроченность к нему сейсмогенной структуры Булган не случайна.

Начинаясь в 5–7 км к западу от пос. Булган, палеосейсмодислокация непрерывно прослеживается по правому борту широтного отрезка р. Булган, пересекая долину, достигает государственной границы и далее трассируется на территории КНР. Видимая протяженность ее в пределах МНР — 30–32 км, азимут простираения — 270°. Морфогенетические типы дислокаций здесь значительно отличаются от обычных выше.

На равнинных участках правобережья р. Булган — это типичные бугры сжатия высотой до 2–3, реже 4–5 м, а в южном основании линейно вытянутых островных гор (новейших тектонических блоков) — взбросовые уступы высотой 1–1,5 м. На отдельных участках можно предполагать незначительный левый сдвиг.

В целом эту сейсмогенную структуру можно трактовать как крутой надвиг или взброс, созданный юго-западным стрессом, с предполагаемым левосторонним смещением. Характерно, что палеосейсмодислокация не затрагивает главный Булганский разлом, шов которого проходит севернее в 2–10 км, под небольшим углом к зоне дислокаций. Возможно, что обновлению подвергся один из оперяющих разрывов этой сложной зоны, в целом имеющей характер взбросо-надвига и испытывавшей в период неотектонической активизации горизонтальные движения большой амплитуды [6, 10].

Материалов для количественной оценки таких смещений, как неотектонических, так и сеймотектонических, пока недостаточно. В сравнительном же плане морфогенетические типы дислокаций структуры Булган и, возможно, их параметры имеют большое сходство с Тормхонским взбросо-надвигом, образовавшимся при Гоби-Алтайском землетрясении 4.XII 1957 г [2].

Возраст структуры пока может быть определен весьма условно, в пределах первого тысячелетия.

Структура Бидж представляет собой обновленный участок локального разлома в юго-восточной части Монгольского Алтая. Располагаясь на стыке северо-западных и широтных морфоструктур в переходной зоне к Гобийскому Алтаю, этот субмеридиональный разлом, названный нами Тонхилским, контролирует развитие молодых внутригорных впадин. Он протягивается от западного обрамления Шаргаин-Гобийской депрессии к горному массиву Алаг-Хайрхан вкrest простирания общего морфоструктурного плана. В зоне разлома коренные породы претерпели интенсивное дробление, отмечается подток грунтовых вод и многочисленные родники.

Сейсмогенное обновление этого разлома отчетливо выражено в его южной половине — от горы Алан-Хайрхан до верховий р. Биджийн-гол. Система дислокаций общей протяженностью более 25 км относительно проста и представлена непрерывной взбросо-сдвиговой трещиной. В горном массиве Алаг-Хайрхан и на крутых склонах восточного обрамления Биджийнгольской впадины она деформирует коренные породы, образуя морфологически четко выраженный линейный уступ высотой до 1 м. Севернее впадины на широком водоразделе в элювиальном покрытии прослеживаются короткие рвы (трещины отрыва), ориентированные под углом до 40° к основному простиранию зоны и указывающие на правосторонний сдвиг. В отдельных случаях величина такого смещения не менее 2 м. Далее к северу знак смещения меняется: активным представляется западное крыло разрыва. Здесь крутой горный склон несет на себе широкое плечо (до 10—15 м), в котором фиксируется система полузатянутых делювием протяженных рвов, пересекающих поперек мелкие водотоки и эрозионные ложбины. Последние образуют на участках пересечения крутые изгибы, косвенно свидетельствующие о правостороннем сдвиге.

Обнаруженные палеосейсмодислокации не исчерпывают, конечно, всего разнообразия форм проявления "живой" тектоники в Монгольском Алтае. Мы охарактеризовали из них лишь наиболее крупные, связанные с сильными и, возможно, катастрофическими землетрясениями исторически недавнего прошлого. На обширной территории Западной Монголии отмечен еще ряд возможных палеосейсмогенных структур, разнообразных по морфологии и, по-видимому, генезису (например, в хребтах Дзун-Джиргалант, Омно-Хайрхан, в горном обрамлении Предалтайской системы впадин), но они требуют еще дополнительного изучения.

Отмеченные особенности главных сеймотектонических линеаментов и палеосейсмодислокаций Монгольского Алтая важны для понимания истории неотектонического развития этого поднятия и связанных с ним интенсивных сеймотектонических движений. При дальнейшем анализе и сопоставлении с сеймотектоникой более хорошо изученных сопредельных территорий Алтае-Тяньшаньской зоны СССР полученные материалы помогут уточнить границы возможных сейсмогенных зон Западной Монголии, оценить их сейсмический потенциал и тем самым заложить основу сейсмического районирования этой весьма перспективной территории МНР.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическое районирование Улан-Батора. Под ред. С.В. Медведева. М., "Наука", 1971.
2. Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флорансова, В.П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
3. Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. Под ред. А.Л. Яншина — Тр. Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 2. М., "Наука", 1970.
4. Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и зако-

- номерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 5.
5. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Отв. ред. А.Л. Яншин. — Тр. Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 11. М., "Наука", 1975.
  6. Тектоника Монгольской Народной Республики. Отв. ред. А.Л. Яншин. — Тр. Совм. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. эксп., вып. 9. М., "Наука", 1974.
  7. Геология Монгольской Народной Республики, т.2. Под ред. Н.А. Маринова. М., "Недра", 1973.
  8. Держунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичном периоде. — Геотектоника, 1972, № 2.
  9. King C.Y., Nason R.D., Tacher D. Kinematics of fault creep. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, v. 274, N 1239.
  10. Саливанов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1972.
  11. Горшков Г.П. Вопросы сейсмоструктоники и сейсмического районирования территории Китайской Народной Республики. — Бюл. Совета по сейсмол., № 7., М., Изд-во АН СССР, 1960.
  12. Чернов Г.А. Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью. — В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975.
  13. Гонгор Д. Хоадын хураангуй туух. (Краткое изложение истории города Хоад). Улаан-Баатар, 1964.

## ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

*Р. А. Агамирзоев*

### К СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В 1976 г. мною была опубликована статья о сейсмическом районировании территории Азербайджана [1]. В дополнение к ней в настоящей работе рассматриваются землетрясения силой от 5 до 8–9 баллов, возникшие на территории Азербайджана в пределах Большого Кавказа [2–4], а также геологическое строение районов их возникновения [5–8].

Большинство известных землетрясений в пределах изучаемой территории были средней силы, от 5 до 7 баллов. Ниже они рассматриваются не в хронологическом порядке, а по приуроченности их к зонам новейших и активизированных древних разрывов, их обусловивших. На прилагаемых к статье двух картах не показаны другие сейсмогенные разрывы, поскольку по ним еще не были отмечены землетрясения пяти и больше баллов.

Землетрясения средней силы зоны Вандамского разлома. Закаतालское землетрясение 1936 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 4,5$ ) (рис. 1) по макросейсмическим данным возникло на глубине около 5 км [9]. Плейстоценовая область вытянута вдоль зоны краевого глубинного Вандамского разлома, поверхность которого падает к северо-востоку под углом 60–70°. Разлом нарушает меловую и юрскую вулканогенные толщи, собранные в складки. Ниже на глубине 7–8 км находится кристаллический фундамент, кровля которого наклонена к юго-западу под углом 15–18°. Эти данные дают основание полагать, что Закаतालское землетрясение возникло по поверхности Вандамского разлома в верхнем скаладчатом чехле осадочных отложений.

Шекинское землетрясение 1976 г. ( $I_0 = 5-6$ ,  $M = 3$ ). По инструментальным данным гипоцентр находился на глубине около 5 км. Плейстоценовая область вытянута вдоль зоны Вандамского разлома (рис. 1), поверхность которого падает здесь к северо-востоку под углом 45–50°. Разлом нарушает сложную Шекинскую антиклинальную складку, в строении которой принимают участие мощные меловая и юрская вулканогенные толщи. Кристаллический фундамент здесь находится на глубине 5–6 км, кровля его наклонена к юго-западу под углом 15–18°. Гипоцентр Шекинского землетрясения находился в глубинной части зоны Вандамского разлома выше кровли фундамента. Итак, геологические условия генерации данного землетрясения аналогичны условиям генерации Закаतालского толчка 1936 г. Карта изосейст Шекинского землетрясения была составлена автором, В.П. Кузнецовым и Э.К. Гюль.

Варташенское землетрясение 1953 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 4,5$ ) [10]. Глубина гипоцентра около 5 км. Плейстоценовая область вытянута вдоль линии Вандамского разлома (рис. 1), поверхность которого падает к северо-востоку под углом 60–70°.

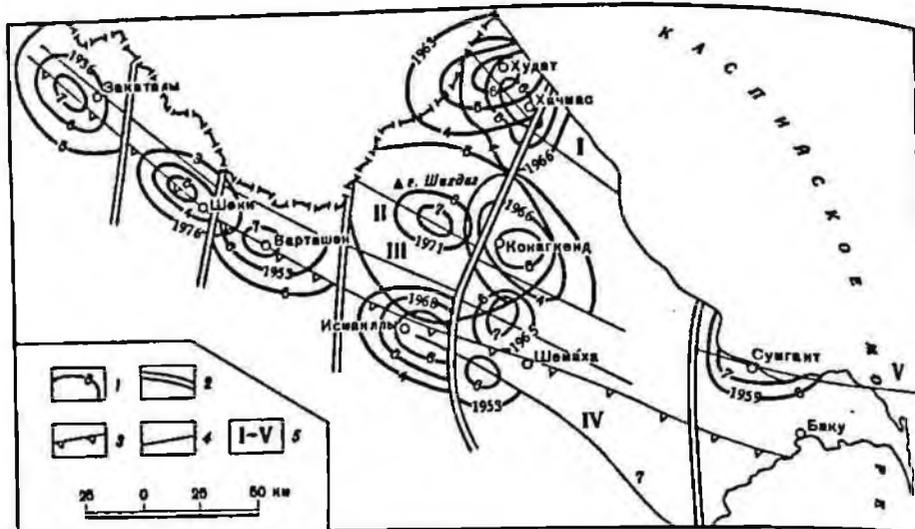


Рис. 1. Карта землетрясений (пяти-, шести- и семибалльных) и разрывов, их обусловивших, юго-восточного Кавказа

1 — изосейста землетрясения указанного бепля; 2 — субмеридиональный разлом; 3 — Вандамский кривой глубинный разлом; 4 — разрывы различного типа, нарушающие меньшие блоки; 5 — номера и названия разрывов: I — Худат—Хачмаасский, II — Куруш—Конагкендский, III — Кайнарско—Заггинский, IV — Аджичайский (надвиг), VI — Северо-апшеронский

Разлом нарушает ядро сложной, крутой Варташенской антиклинали, в строении которой участвует юрская вулканогенная толща. Ниже на глубине 7—8 км находится кровля кристаллического фундамента, наклоненная к юго-западу под углом 12—15°. Гипоцентр землетрясения находился в глубинной части зоны Вандамского разлома выше кристаллического фундамента.

В районе плейстоценовой области Варташенского землетрясения 1953 г. землетрясения дважды повторялись: в 1963 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 4,5$ ) и в 1972 г. ( $I_0 = 6$ ,  $M = 4$ ).

Исмаиллинское землетрясение 1968 г. ( $I_0 = 6 \div 7$ ,  $M = 4,5$ ). Глубина гипоцентра около 10 км. Плейстоценовая область вытянута вдоль зоны Вандамского разлома и возможных сопряженных разрывов, его поверхность падает к северо-востоку под углом 60—70°. Разлом нарушает относительно пологую антиклинальную складку, в строении которой принимают участие юрские, меловые и третичные толщи. Кристаллический фундамент здесь находится на глубине 10—12 км, его кровля наклонена к юго-западу под углом около 10—12°. Гипоцентр землетрясения был установлен в глубинной части зоны Вандамского разлома в нарушенной юрской вулканогенной толще, т.е. в нижней части осадочного чехла, вблизи кровли кристаллического фундамента. В районе плейстоценовой области Исмаиллинского толчка в 1972 г. произошло вторичное землетрясение ( $I_0 = 6 \div 7$ ).

Подводя итог рассмотрению геологических условий генерации землетрясений, связанных с зоной Вандамского разлома, можно заключить, что все они были обусловлены резкими подвижками по его поверхности, либо по поверхности сопряженных с ним разрывов, в пределах верхних, осадочных, отложений земной коры. Очаги землетрясений приурочивались к поверхностям зафиксированных в природе дизъюнктивных нарушений.

Землетрясения средней силы, связанные с разрывами северных районов Азербайджана. Баскальское землетрясение 1953 г. ( $I_0 = 6-7$ ,  $M = 3,5$ ). Глубина гипо-

центра 2–2,5 км. Плейстосейстовая область была крайне мала (рис. 1) и включала только селение Баскал. Расположилась она на поверхности почти горизонтального Баскальского тектонического покрова, имеющего толщину 2–2,5 км. В его строении принимают участие карбонатные слои верхнемелового возраста, в строении автостона — палеогеновая, меловая и юрская толщи, собранные в пологую синклиналичную складку, местами усложненную частными изгибами [8]. Кровля кристаллического фундамента здесь находится на глубине 4–5 км ниже уровня моря, наклонена она к югу.

Гипоцентр Баскальского землетрясения приблизительно совпал с нижней поверхностью Баскальского покрова. Это дает основание полагать, что данный толчок был обусловлен движением покрова, либо подвижками частных пластин внутри покрова. Другие дизъюнктивные нарушения на данной территории неизвестны.

В районе селения Баскал отмечались слабые местные толчки в 1891, 1907 и 1970 гг. Они, вероятно, также результат подвижек Баскальского покрова.

Мыхтеканское землетрясение 1965 г. ( $I_0 = 7, M = 3,5$ ) [11]. Глубина гипоцентра 2–3 км. Плейстосейстовая область расположилась в зоне Кайнарско-Зангинского разлома (рис. 1), верхняя часть которого выражена в виде пологого надвига, имеющего амплитуду перемещения около 10–15 км. В строении висячего крыла надвига принимают участие различно наклоненные толщи нижнего и верхнего мела, а также палеогена, нижнего крыла — палеогеновые и верхнемеловые осадки, слои которых падают к северу [6]. Кровли кристаллического фундамента здесь находится на глубине около 5 км, она наклонена к юго-западу под углом до 15–18°. Гипоцентр данного землетрясения был определен в глубинной части зоны Кайнарско-Зангинского разлома, приблизительно там, где он трансформируется в надвиг.

В районе Мыхтеканского горного перевала, где произошло данное землетрясение, в 1953 г. была установлена временная сейсмическая станция. В течение трех месяцев она зарегистрировала более 200 местных поверхностных слабых толчков ( $M = 1,5 \div 2,5$ ) [12]. Ощутимые локальные толчки здесь же были отмечены в 1954 и в 1970 гг. Их генезис мы связываем, как и Мыхтеканского землетрясения 1965 г., с тектоническими движениями по Кайнарско-Зангинскому разлому и сопутствующим разрывам.

Конагкендское землетрясение 1966 г. ( $I_0 = 5 \div 6, M = 3,5$ ). Глубина гипоцентра 5–6 км [9, 13]. Плейстосейстовая область находилась в пределах Хизинского синклинория, в строении которого участвуют юрские и нижнемеловые карбонатные толщи, над скрытым в глубине крутым разрывом, нарушающим в основном юрские отложения. Кровля кристаллического фундамента находится здесь на глубине около 7 км, она наклонена к северо-востоку под углом 10–12°. Поверхность разрыва падает под углом 70–80° к северо-востоку. К ней или поверхностям смежных дизъюнктивных нарушений, разрывающих в глубине юрскую толщу, и был, вероятно, приурочен гипоцентр данного землетрясения.

Сумгаитское землетрясение 1959 г. ( $I_0 = 7, M = 4,5$ ). Глубина гипоцентра около 7 км [9]. Плейстосейстовая область располагалась в зоне Североапшеронского сложного разлома (рис. 1), скрытого местами под полого залегающими неогеновыми и современными отложениями. Часть его находится на дне Каспийского моря. В глубине разлом нарушает палеогеновую, верхне- и нижнемеловые толщи, изогнутые в целом в весьма пологую антиклиналичную складку. Падение поверхности Североапшеронского разлома около 60–65°. Кровля кристаллического фундамента находится здесь на глубине около 9–10 км и наклонена под углом 12–15° к югу. Установленный гипоцентр Сумгаитского землетрясения находился в нарушенной нижнемеловой толще, приблизительно в зоне Североапшеронского разлома. —

Худатское (1963 г.) и Хачмасское (1966 г.) землетрясения имели одинаковую силу ( $I_0 = 6, M = 3,5$ ) и глубину гипоцентров (4–5 км). Их плейстосей-

стовые области располагались в зоне Худат-Хачмасского разлома, нарушающего юрские, меловые и третичные толщи, участвующие в строении одноименной пологой антиклинальной складки, в том числе в строении присводовой части Ялма-Худатского поднятия [9]. Поверхность разлома падает к юго-западу под углом  $35-40^\circ$ . Кровля кристаллического фундамента здесь находится на глубине 10 км и наклонена к северо-востоку под углом  $15-20^\circ$ . Гипоцентры обоих землетрясений были определены в зоне Худат-Хачмасского разлома, в глубине юрской толщи.

Шагдагское землетрясение 1971 г. ( $I_0 = 7$ ,  $M = 5,5$ ). Глубина гипоцентра 8–9 км [9]. Плейстоценовая область расположилась в зоне Куруш-Конагкендского разлома, нарушающего моноклинально падающую к северо-востоку мощную толщу юрских отложений. Поверхность разлома падает к северо-востоку под углом  $70-80^\circ$ . Кровля кристаллического фундамента здесь залегает на глубине 7–8 км и наклонена также к северо-востоку под углом  $15-18^\circ$ . Установленный гипоцентр данного землетрясения находился в нарушенной юрской толще, в зоне Куруш-Конагкендского разлома, вблизи кровли кристаллического фундамента.

#### Разрушительные землетрясения.

Маштагинское землетрясение 1842 г. ( $I_0 = 8$ ) (рис. 2). Сведений о нем крайне мало, известно, что дома в селении Маштаги были разрушены [2, 14, 15]. Данных о разрушениях в других населенных пунктах нет, вероятно, этот толчок был локальным, таким же, как было Сумгаитское землетрясение 1959 г. (рис. 1). Оба упомянутых подземных толчка возникли по крутому Североапшеронскому разлому.

Шемахинское землетрясение 1859 г. ( $I_0 = 8 \div 9$ ) [16]. Область наибольших разрушений находилась юго-западнее г. Шемахи (рис. 2) в зоне Аджичайского надвига. Поверхность последнего падает к северо-востоку под углом  $30-40^\circ$ , амплитуда — 5–6 км. Нарушены юрские, меловые и третичные отложения, собранные в складки. Кровля кристаллического фундамента находится здесь на глубине 11–12 км и наклонена к юго-юго-западу. Других дизъюнктивных нарушений в области наибольших разрушений данного землетрясения, кроме Аджичайского, нет. Это дает основание полагать, что Шемахинское землетрясение 1859 г. было вызвано резкой подвижкой по названному нарушению, вероятно, на глубине от нескольких до 10 км [9].

Шемахинское землетрясение 1859 г. является повторным, первичное известное нам землетрясение произошло в 1828 г. ( $I_0 = 8$ ). Проявления обоих толчков на земной поверхности были аналогичными [16].

Шемахинские землетрясения 1869, 1872 и 1902 гг. ( $I_0 = 8 \div 9$ ) [17]. Их плейстоценовые области совпадали друг с другом и включали г. Шемаху, а также селения, расположенные севернее и северо-западнее [9] (рис. 2). В осевой части плейстоценовых областей данных землетрясений находится линия Вандамского разлома [8], нарушающего юрские, меловые и третичные отложения, слои которых собраны в антиклинальную складку. Поверхность названного разлома падает круто к юго-юго-западу под углом  $60-70^\circ$ , т.е. в сторону г. Шемаха. Кровля кристаллического фундамента находится здесь на глубине 11–12 км и наклонена к юго-западу под углом  $10-12^\circ$ . Эти данные дают основание полагать, что Шемахинские землетрясения 1869, 1872 и 1902 гг. были обусловлены резкими подвижками по Вандамскому разлому, на глубине от нескольких до 10 км [9].

**Заключение.** Все землетрясения от 6 до 9 баллов изученного региона возникли в верхнем структурном этаже, в строении которого участвуют складчатые мощные толщи юрского, мелового и третичного возрастов. В некоторых районах складки, вероятно, дисгармоничны к кровле кристаллического фундамента. Итак, это типичный верхний сейсмогенный структурный этаж или слой [19].

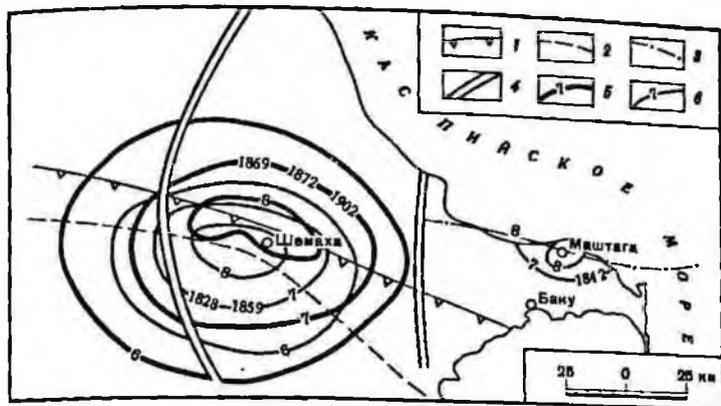


Рис. 2. Карта восьмибалльных землетрясений и разрывов, их обусловивших, Шемахинского и Сакинского районов

1 — Вандамский разлом; 2 — Аджичайский надвиг; 3 — Северо-впшеронский разлом; 4 — субмеридиональный разлом; 5 — изосейста указанного балла Шемахинских землетрясений 1869, 1872 и 1902 гг.; 6 — то же, землетрясений Шемахинских 1828 и 1859 гг. и Маштагинского 1842 г.

Землетрясения возникли по зафиксированным в природе долгоживущим продольным дизъюнктивным нарушениям различных типов вследствие резких тектонических движений смежных блоков по их поверхностям. Субмеридиональные поперечные разломы, делящие продольные разрывы на звенья, являются границами участков, в которых по продольным разрывам во многих местах возникли землетрясения средней и большой силы. Поперечные разрывы — это возможные ограничения очагов вероятных в будущем более сильных толчков в зонах продольных разломов.

Известно [19], что сильные и средние по силе землетрясения возникают, во многих случаях, в зонах сейсмогенных разрывов в "окнах" между очагами предыдущих толчков. В согласии с этим положением Шекинское землетрясение 1976 г. возникло в зоне Вандамского разлома после публикации в 1976 г. карты землетрясений Азербайджана [1] и заполнило "окно" в этой зоне (рис. 1).

Как можно было заметить при чтении данной статьи, кровля кристаллического фундамента в районе землетрясений Вандамского разлома наклонена к юго-западу под углом в среднем  $10-15^\circ$ . Под районами землетрясений северной территории Азербайджана кровля фундамента наклонена к северо-востоку под углом до  $15-20^\circ$ . Не исключено, что эти наклоны создают неустойчивость поверхностных складок, в строении которых принимают участие мезозойские и третичные толщи, и способствуют движению упомянутых толщ по поверхностным разрывам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агамирзоев Р.А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сейсмо-тектоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
2. Мушкетев И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. — Зап. Рос. геогр. о-ва СПб., 1893, т. 26.
3. Бюс Б.И. Сейсмические условия Закавказья, ч. 1—3. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948—1954.
4. Малиновский Н.В. Каталог землетрясений в Азерб. ССР. Баку, Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1935.
5. Шихалибейли Э.Ш. Роль разломов и структур глубокого заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1967.
6. Григорьянц Б.В., Шихалибейли Э.Ш. Мегантиклинорий Большого Кавказа. — В кн.:

- Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. Баку, Изд-во АН АзССР, 1968.
7. *Гаджиев Р.М.* Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Азгосиздат, 1965.
  8. Геология СССР, т. 47., М., "Недра", 1972.
  9. *Агамирзова Р.А.* Сейсмоструктура очаговых зон землетрясений юго-восточного Кавказа. — В кн.: Изучение сейсмичности и глубинного геологического строения Азербайджана. Баку, "Элм", 1974.
  10. *Растворова В.А., Нерсесов И.Л.* Врташенское землетрясение 1953 г. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1955, № 1.
  11. *Агамирзова Р.А., Вейсов А.Б., Золотовицкая А.Т.* и др. Мыхтеянское землетрясение 25 и 31 августа 1965 г. — Изв. АН АзССР, Науки о Земле, 1968, № 3.
  12. Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
  13. *Агамирзова Р.А., Вейсов А.Б., Джафаров Р.Д., Золотовицкая Т.А.* О Конахкандском землетрясении 1966 г. — Изв. АН АзССР, Науки о Земле, 1971, № 2.
  14. *Малиновский Н.В.* Сейсмичность Апшеронского полуострова. — Изв. АН АзССР, 1948, № 5.
  15. *Кузнецов В.Л., Рагимов Ш.С., Алиева С.М.* и др. Машаги-Нардаранское землетрясение 17 декабря 1961 г. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1963, № 9.
  16. *Абих-Г.В.* Землетрясения в Шамахе и Эрзеруме в мае 1859 г. — Зап. Кавказ. отд. Рос. геогр. о-ва, СПб., 1862, кн. 5.
  17. *Вебер В.Н.* Шамахинское землетрясение 31 января 1902 г. — Тр. Геол. ком. Новсер., 1902, вып. 9.
  18. *Миляновский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
  19. *Губин И.Е.* О картах сейсмического районирования с сейсмическими (очаговыми) зонами. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.

## СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА

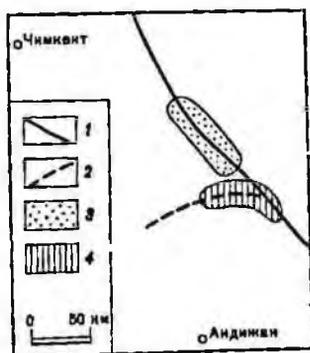
Сильные землетрясения с неглубокими очагами порождают разнообразные остаточные деформации земной поверхности обычно в пределах их плейстоценовых областей. Такие сейсмодислокации обладают характерными признаками, например, приподнятые крылья сейсмогенных разрывов образуют в рельефе уступы, на которых в некоторых случаях сохраняются штрихи и борозды скольжения, указывающие на характер перемещения крыльев разрывных нарушений в момент сильных землетрясений; в зонах таких разрывов находятся сопровождающие и оперяющие разрывные сейсмодислокации, имеющие меньшие размеры, встречаются крупные обвалы и оползни [1–7]. Сейсмодислокации и их величина являются надежным показателем сейсмогенности разрывов.

В последнее время опубликованы работы по современным движениям в зоне Таласо-Ферганского разлома [8–10]. В них основное внимание уделено горизонтальным перемещениям, имевшим место более чем на двухсоткилометровом отрезке этой зоны, считая от верховьев р. Алаганчик, в юго-восточной части разлома, до районов перевала Каракульджа в Таласском хребте, т.е. до района Чаткальского землетрясения 1946 г. (рис. 1). Современные горизонтальные смещения в зоне Таласо-Ферганского разлома имеют прямую связь с сейсмическими явлениями. Однако В.С. Буртман [9] не привел конкретных признаков генетической связи молодых дислокаций с сильнейшими землетрясениями недалекого прошлого.

В настоящей статье рассматриваются сейсмодислокации в пределах упомянутого разлома на участке длиной около 75 км между перевалами Каракульджа и Кызылбель в пределах Таласского хребта (рис. 1, 2). Данные сейсмодислокации различных типов образуют сложную цепь. К северо-западу от перевала Каракульджа они наблюдаются вдоль левого борта долины одноименной реки, затем в районе слияния рек Чимташ и Каракульджа. Далее к северо-западу сейсмодислокации

Рис. 1. Обзорная карта районов работ

1 — линия Таласо-Ферганского разлома; 2 — то же, Чаткало-Атойнакского; 3 — район обнаруженных и изученных палеосейсмодислокаций в пределах зоны Таласо-Ферганского разлома; 4 — плейстоценовая область Чаткальского землетрясения 1946 г.



наблюдаются в районах перевалов Акташ, Чакмак и других. Северо-западнее перевала Кызылбель сейсмодислокации теряют геоморфологическую выраженность.

В районе перевала Каракульджа, на расстоянии около 10 км сейсмодислокация вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома представлена рвом, видимая глубина которого достигает 6 м, ширина — около 10 м. На перевале Каракульджа в дне рва находятся две небольшие котловины, заполненные водой, вытянутые вдоль разлома. На северо-западном склоне перевала Каракульджа размеры рва меньше. Стен-

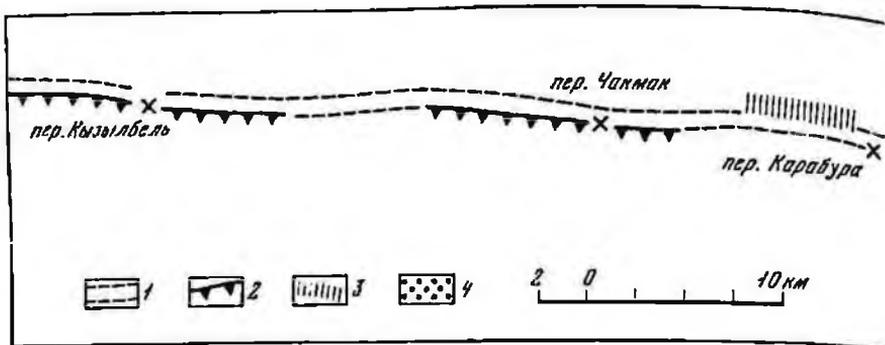


Рис. 2. Схематическая карта палеосейсмодислокаций в пределах зоны Таласо-Ферганского разлома в Таласском хребте

1 — зона Таласо-Ферганского разлома; 2 — сейсмодислокационный ров; 3 — то же, уступ; 4 — сейсмообвал

ки его наклонены к юго-западу под углом  $30-45^\circ$ . Ров на северо-восточном фланге сопровождается оперяющими небольшими уступами в рельефе (рис. 3).

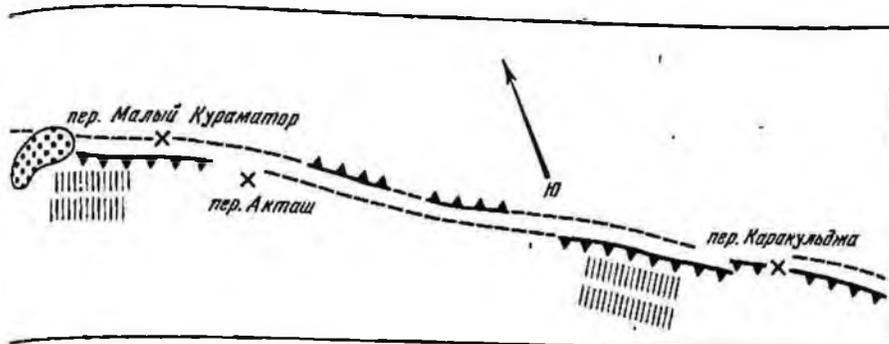
Далее к северо-западу, на расстоянии около 5 км вдоль левого борта долины р. Каракульджа прослеживается другая сейсмодислокация, представленная рвом и уступами. Она хорошо выражена в рельефе и отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках. Русла временных водотоков, стекающих с левого борта долины р. Каракульджа, почти перпендикулярны дислокации и пересекают ее. Четких горизонтальных смещений на этом участке Таласо-Ферганского разлома [9] обнаружить не удалось.

При наличии сдвигов по Таласо-Ферганскому разлому мы должны были бы видеть смещение всех русел временных водотоков, а также водоразделов между ними, при этом равномерному смещению на столь малом отрезке разлома должно было бы подвергнуться, по крайней мере, большинство русел временных водотоков. Однако это не наблюдается как на местности, так и на аэрофотоснимках. Особенности развития русел временных водотоков на отрезке пер. Каракульджа. — устье р. Чимташ разнообразны. Одни водотоки, прорезав уступ, образованный разломом, выработали новые ложа, другие же приспособились к старым руслам. Все же не исключено, что сдвиги на этом отрезке Таласо-Ферганского разлома имеются.

К северо-западу от устья р. Чимташ до перевала Акташ сейсмодислокация представлена незначительным уступом, который сопровождается небольшими рвами (трещинами). Поверхность сместителя разлома в уступе наклонена к северо-востоку под углом  $30-35^\circ$ . На этом участке сброшенным является юго-западное крыло. В руслах водотоков, расположенных юго-восточнее перевала Акташ, сейсмодислокационные уступы в зоне Таласо-Ферганского разлома почти полностью размыты.

Далее к северо-западу в окрестностях перевала Малый Кураматор (рис. 2) сейсмодислокация выражена прямолинейным рвом, который пересекает элементы рельефа — русла водотоков и водоразделов. Глубина его достигает 1,3 м. Породы сильно раздроблены. Дно рва устлано обломочным материалом, поступающим со склонов. Переходя с перевала Малый Кураматор в верховья р. Каракасмак, ров расщепляет современные русловые отложения. Здесь к нему приурочены небольшие округлые котловинки до 8 м в поперечника при глубине в 1,5–2,0 м.

От перевала Карабура до перевала Чакмак на протяжении 10 км сейсмодислокация в районе Таласо-Ферганского разлома выражена в рельефе крутым уступом высотой до 18 м, что хорошо видно в верховьях руч. Кызылбель. Поверхность сместителя почти вертикальная ( $80-85^\circ$ ). На ней отмечаются штрихи скольжения.



Опущенным на этом отрезке оказалось северо-восточное крыло Таласо-Ферганского разлома. Данная разрывная сейсмодислокация рассекает моренные образования голоценового возраста. В районах перевалов Чакмак и Кызылбель сейсмодислокации выражены рвами.

Рассмотренные сейсмодислокации весьма схожи с сейсмодислокациями, выявленными в других районах горной системы Тянь-Шаня [6, 11]. Они имеют следующие черты: 1) нахождение их в зонах активных долгоживущих глубинных разломов; 2) независимое положение сейсмодислокаций от элементов рельефа; 3) пересечение ими разнообразных по возрасту и составу пород; 4) рассечение русел временных и постоянных водотоков, а также моренных образований; 5) наличие большого разнообразия сопутствующих геологических явлений — обвалов и оперяющих разрывных сейсмодислокаций; 6) хорошая геоморфологическая выраженность сейсмодислокаций на дневной поверхности.

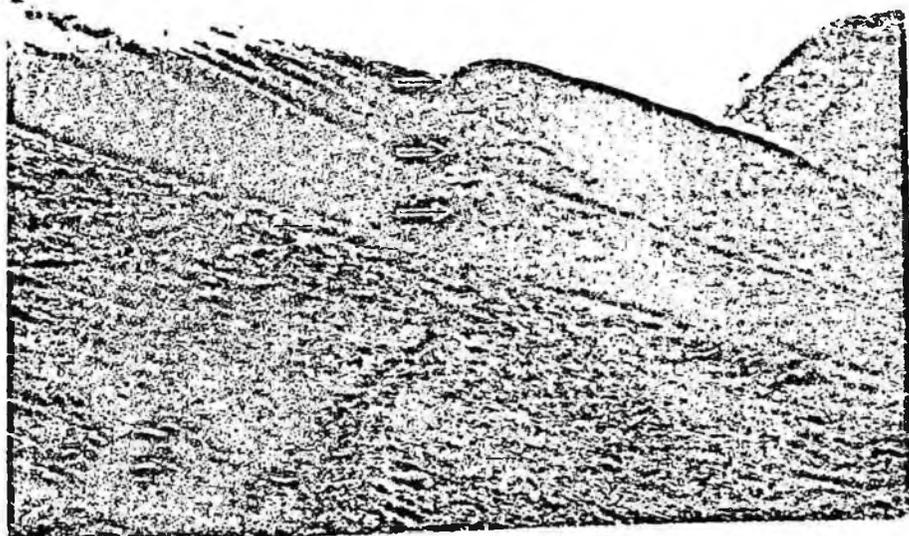


Рис. 3. Сейсмодислокационный уступ с амплитудой до 4,5 м (левый склон долины р. Каракульджа). Фото А.К. Ходжаева

Итак, выявленные нами сейсмодислокации на отрезке Таласо-Ферганского разлома от перевала Каракулджа до перевала Кызылбелъ дают основание полагать, что они — результат одного или нескольких сильных землетрясений. По всей видимости, подвижки по разлому и землетрясения происходили неоднократно, и они возможны в будущем [12, с. 418]. Их интенсивность была, вероятно, не менее 9 баллов. Об этом мы судим по тождественности с ними сейсмодислокаций, связанных с Чаткальским землетрясением 1946 г. ( $I_0 = 9$  и  $M = 7,5$ ), плейстоценовая область которого охватывает район Чаткало-Атойнакского и Таласо-Ферганского разломов (рис. 1).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья, М., "Наука", 1966.
2. Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
3. Солоненко В.П. Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казхстана, № 1. Душанбе, "Дониш", 1970.
4. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
5. Кучай В.К. Палеосейсмодислокации Северо-Восточной Ферганы и плейстоценовая область Чаткальского землетрясения 1946 г. — Геол. и геофиз., 1971, № 4.
6. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные движения Ферганской впадины. — В кн.: Совменные движения земной коры, № 5, Тарту, Изд-во АН СССР, 1973.
7. Ходжаев А.К. Палеосейсмодислокации некоторых районов Чаткальской горной системы. — Узб. геол. журн., 1976, № 3.
8. Ранциман Е.Я., Пшенин Г.Н. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 5.
9. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., "Наука", 1964.
10. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука", 1968.
11. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясения в северных цепях Тянь-Шаня 4 января 1911 г. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1914, вып. 89.
12. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ СЕЙМОТЕКТОНИКИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В 1960—1976 гг. автор участвовал в сейсмогеологических исследованиях территории Прибайкалья и Большого Кавказа. Собранные за этот период материалы по палеосейсмодислокациям и сейсмотектонике указанных регионов легли в основу настоящей статьи.

**История геологического развития.** При сопоставлении геотектонического строения и истории геологического развития изученных территорий отмечается большая подвижность земной коры в альпийской складчатой зоне Большого Кавказа по сравнению с Прибайкальем. С докембрия — раннего палеозоя и до триас-юры, на протяжении почти 350—400 млн. лет Прибайкалье было относительно стабильной зоной и в ее пределах господствовал субплатформенный режим, а Большой Кавказ переживал стадию геосинклинального развития со всеми ее циклами от интенсивных прогибаний до завершающей складчатости [1, 2].

Общее поднятие Прибайкалья, начавшееся в раннем палеозое, было осложнено погружением некоторых участков в мезозойский орогенез, продолжавшийся менее 50 млн. лет. Геосинклиналь Большого Кавказа практически непрерывно прогибалась на протяжении более чем 550 млн. лет и лишь в олигоцене началось ее превращение в горную страну [1, 2]. Таким образом, на консолидацию герцинского и альпийского субстрата, представленного пластинчатыми вулканогенно-терригенными осадками, здесь ушло менее 40 млн. лет, в то время как для Прибайкалья эта цифра может составить 400—500 млн. лет. Естественно, что такие различия в длительности процесса метаморфизма привели к различным степеням метаморфизма среды, в которой генерируются землетрясения в изучаемых регионах на глубинах до 20 км, и к различиям в параметрах типичных для них максимальных подземных толчков.

В обоих регионах морфоструктуры начали создаваться после эпохи относительного покоя, охватившего разные отрезки времени с верхнего мела до миоцена<sup>1</sup> [1, 4]. Наиболее общим типом новейших деформаций в регионах являются складкоподобные изгибы различного радиуса кривизны, осложненные активизированными древними (в том числе глубинными) и новообразованными разрывами. Ведущими типами разрывов на Кавказе были надвиги и взбросы, а в Прибайкалье — сбросы.

В результате Большой Кавказ предстает перед нами в виде мощного горного поднятия высотой до 5 км. Отбрасывая детали, это гигантская инверсионная (обращенная) положительная морфоструктура, "рожденная" из значительного по размерам мезозойского геосинклинального прогиба, пережившего фазу завершающей складчатости. Поднятие имеет поперечную морфоструктурную зональность, осложненную сводово-глыбовыми морфоструктурами более высоких порядков и узкими приразломными прогибами [1].

Область эпиплатформенной кайнозойской активизации — Саяно-Байкальской высокогорный пояс выглядит, напротив, как мощное горбообразное вздутие земной коры, фрагментарно "продавленное" в своей центральной части, где система Байкальских рифтов взломала древнейшее "темя Азии" [5]. Как и на Кавказе, более мелкие морфоструктуры ориентированы здесь субпараллельно общему валообразному поднятию, имеющему, однако, значительно меньшую амплитуду — до 3 км. Наиболее значительные прогибы сопоставимы здесь по площади с отдельными по-

<sup>1</sup> За исключением Шемахинской неотектонической зоны, где геосинклинальный режим сохранился до позднего плиоцена [1].

Таблица 1

Приблизительное определение магнитуд и интенсивности землетрясений с очагами

Пределы длин зон видимых разрывных сейсмодислокаций, км	Смещение крыльев разрыва, м		Тип разрывов
	вертик.	горизонт.	
Монголо-Байкальский сейсмический пояс*			
2,5–5	0,2–1,0	—	Сбросы
~ 30	до 8	—	Сбросы
≥ 45	~ 5,0	~ 2,5	Сдвига-взбросы
15–30	~ 6	1,0–1,2	Сдвига-сбросы
115–350	2,0–10,7	2,5–8,8	Сдвига-взбросы и взбросо-сдвиги
Средиземноморско-азиатский сейсмический пояс			
0,5–2,5	до 1,5	—	Сбросы, раздвиги
10–80	0,6–2,5	1,0–4,5	Сдвиги и сбросо-сдвиги с преобладанием сдвиговой составляющей
190–350	0,76–2,0	0,5–3,7	То же и один случай сброса

\* Приводится уточненный вариант шкалы В.П. Солоненко [12, 13, 19].

зитивными морфоструктурами, а амплитуда опускания днищ кайнозойских впадин достигла 4, а на отдельных участках даже 7 км [6].

Большой Кавказ характеризуется исключительной дробностью морфоструктур до самых высоких порядков, формирующихся в ходе медленных изгибовых деформаций земной коры. Таковы, например, развивающиеся локальные синклинали и антиклинали в пределах Гудаутской ступени и Очамчирской депрессии, Дзоголовайчайская впадина в Шемахинской зоне, хотя в формировании последней очевидно участие быстрых сейсмических движений блоков ее фундамента.

В Прибайкалье дробность морфоструктур обусловлена прежде всего хрупкими деформациями субстрата и быстрыми смещениями отдельных блоков в ходе землетрясений.

**Палеосейсмодислокации.** В литературе [7–15] недостаточно освещен вопрос об одноактности образования сейсмодислокаций в эпицентральных зонах одновременных палеоземлетрясений с  $M \geq 6,5$  и невозможности создания этих дислокаций за счет тектонического крипа. Если факт наращивания при современных землетрясениях зон сейсмодислокаций по площади установлен, то практически нет доказательств увеличения длины и амплитуд раз возникших сейсмогенных разрывов при непрерывно следующих друг за другом землетрясениях<sup>1</sup>. Сказанное хорошо согласуется с вероятностью повторения сильных землетрясений на локализованных

<sup>1</sup> За исключением, по-видимому, сильных афтершоков одного и того же землетрясения, или двоянных толчков, разделенных интервалами в несколько часов или дней, что является редким случаем.

в верхней части земной коры по размерам и генетическим типам сейсмодислокаций

M <sub>инстр</sub>	I <sub>0</sub> (MSK-64)	M, соответствующие указанным I <sub>0</sub>		
		[17]	[12,13]	[18]
Монголо-Байкальский сейсмический пояс *				
6,5-6,75	9	7	6,5-7	6,3-6,75
7 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	10	7	7-7,75	7-7,4
7,75	10	7	7-7,75	7-7,4
7,0-7,9	10-11	7-8,0	7-8,25	7-8,0
8,0-8,7	11-12	8-8,9	> 8,25	8-8,7
Средиземноморско-азиатский сейсмический пояс				
6,5	9	7	6,5-7	6,3-6,75
6,75-7,3	9-10	7	6,5-7,75	6,75-7,4
7,6-8,0	10-11	7-8,0	7 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> -8 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	7,4-8,0

площадях. Поскольку сейсмодислокации возникают преимущественно при землетрясениях с  $M \geq 6,5$ , то совершенно ясно, что на участках, где произошла разрядка упругих напряжений и образовались сейсмодислокации, повторение подобного землетрясения возможно лишь после длительной сейсмической паузы. В Байкальском сейсмогенном поясе, например, установлена закономерность: чем моложе палеосейсмодислокация, тем не менее сейсмогенен в настоящее время соответствующий разрыв.

Конечно, активизированные разрывы наращивают свою длину и амплитуды преимущественно в ходе сильных землетрясений. Однако одновременность образования этих разрывов, сохраняющихся в рельефе и подчас находящихся в разных условиях денудации во многих случаях очевидна [16].

Все известные остаточные деформации земной коры в эпицентральных зонах сильнейших землетрясений возникли одноактно, в считанные минуты. Поэтому есть основания предполагать, что разрывы, составляющие в совокупности конкретную палеосейсмогенную зону, будучи локализованными на очень ограниченной площади и обладающие одинаковой сохранностью, связаны с одним землетрясением.

Имея эталонные примеры разрывов, образовавшихся в эпицентральных зонах известных землетрясений данного региона (табл. 1), мы получаем возможность определения нижнего предела магнитуды бывших землетрясений по размерам и типам палеосейсмодислокаций. Расчетные значения магнитуды  $M$  землетрясений по палеосейсмодислокациям приведены в [15].

Наиболее существенное, на первый взгляд, возражение против возможности определять магнитуду бывших землетрясений по остаточным деформациям земной

поверхности сводится к предположению о создании их за счет медленных движений крыльев активизированных разломов. Общее поднятие Большого Кавказа и опускание Колхидской низменности установлено. Скорости разнонаправленных современных движений изменяются здесь от 0,5 до 14 мм/год [20]. Однако медленные смещения крыльев разломов ни в одном из рассматриваемых регионов не установлены. Но даже если они имеют место, против создания сейсмотектонических разрывных нарушений за счет медленных движений блоков литосферы говорит следующее.

Медленные смещения крыльев, например, Главного Кавказского надвига, безусловно, захватили бы значительные его отрезки. Сейсмодислокации же, приуроченные к зоне этого разрыва и другим разломам, строго локализованы и имеют протяженность не более нескольких километров. К тому же шарнирный и нисходяще-восходящий тип движения крыльев разрывов малой протяженности неизвестен при тектоническом крипе. Трудно объяснить с позиций медленного смещения крыльев разломов и постоянное соседство сейсмогенных разрывов с крупными обвалами и оползнями, поражающими определенные площади (на Западном Кавказе при землетрясениях с  $M = 6,5$  площадь, поражаемая обвалами, 80–100 км<sup>2</sup>).

Наконец, и это самое главное, большинство сейсмодислокаций расположено в высокогорных частях рассматриваемого региона, где уровень денудации чрезвычайно высок [21, 22]. Ледниковая экзарация, плоскостной и линейный смыв, снежные лавины, сели, разнообразное по масштабам и типу гравитационное движение грунтов на горных склонах, начиная от солифлюкции, крипа и кончая крупными оползнями и обвалами, — вот те главные агенты денудации, которые немедленно нивелируют все неровности земной поверхности, противоестественные пластике рельефа. С учетом этих факторов невозможно представить себе длительное сохранение в разорванных руслах водотоков тектонических дамб, перегораживающих эти эрозионные углубления. Тем более невозможно объяснить их образование при медленных движениях крыльев разрывов. Наличие тектонических дамб в руслах водотоков является прямым доказательством одноактных импульсивных подвижек по разломам в момент их сейсмогенного обновления. А такой факт, как сохранность разорванного, но не размытого почвенно-растительного слоя на самых краях поднятых крыльев сейсмогенных сбросов, начисто отвергает любое сомнение в их генетической связи с быстрыми, импульсивными движениями блоков земной коры, вызывающими землетрясения.

Большинство сейсмодислокационных структур сравнимых регионов сформировано в геологическом субстрате, резко отличным по своим физико-механическим свойствам.

Сейсмодислокационные структуры Прибайкалья сформированы в весьма консолидированном субстрате, представленном гранитами, гнейсами, диабазами, кристаллическими сланцами и мраморами докембрия. Сейсмотектонические структуры Кавказа — зоны альпийской складчатости сформировались в габбро-пироксенитах и филлитовидных сланцах юры (Абакура), гранитах палеозоя (Ненскра), аспидных сланцах лейаса (Лабсканди, Цери), туфах и туфопорфиритах байоса (Квира, Бзыбь). Сейсмогравитационные структуры этого региона приурочены к туфопорфировой свите байоса (Акиба), аспидным сланцам лейаса (Гоби) и к карбонатным породам мела (Амткел).

По-видимому, различия в жесткости субстрата во многом определяет разницу в масштабах сейсмодислокаций, которые в свою очередь зависят от силы землетрясений. Длина разрывных сейсмодислокаций кавказских сейсмотектонических структур не превышает 10 км, в Прибайкалье разрывные сейсмодислокации достигают 25 (Святоносская) и даже 38 (Танхойская и Осиновско-Кедровая). Максимальная ширина главного поля разрывов для кавказских сеймоструктур составляет 1,5 км (Бзыбь), а у прибайкальских — достигает нескольких километров.

Таблица 2  
Наиболее сильные землетрясения по палеосейсмодислокациям\* за 1500 лет

Регион	Изученная площадь $S$ , км <sup>2</sup>	Количество землетрясений разной силы			
		$I_0 = 9$ ( $M = 6,5-6,9$ )	10 ( $M \sim 7$ )	.11 ( $M = 7^{3/4}-8^{1/4}$ )	12 ( $M > 8^{1/4}$ )
Прибайкалье	~ 150 000	4	17	2	1
Западный Кавказ	~ 50 000	3	3	7	7

\* Предельно возможные значения  $M$  и  $I_0$  палеоземлетрясений Большого Кавказа взяты из табл.2 [15].

Прибайкальские сейсмодислокации отличаются от кавказских сейсмодислокаций также большими амплитудами вертикального смещения. Если разрывные сейсмодислокации Западного Кавказа имеют вертикальную амплитуду от 9 до 35 м, то подобные им образования Прибайкалья — до 20—60 м.

Хотя в механизме образования разрывных сейсмодислокаций рассматриваемых регионов много общих черт, размеры деформируемых землетрясениями участков земной коры в области развития древних суперкратальных толщ Прибайкалья гораздо больше, нежели на Кавказе в зоне альпийской складчатости.

В Прибайкалье не только вскрываются узкие зоны активизированных разломов, что характерно и для области альпийской складчатости Большого Кавказа, но и происходят сейсмогенные блоковые опускания на громадных площадях.

На территории Прибайкалья, охваченной процессами рифтогенеза, так же как и в прибрежной зоне прогибания геосинклинальной впадины Черного моря, создаются условия для возникновения сейсмогенных структур особого типа, подобных развитым на п-ове Абрау. Этому как будто должно способствовать региональное поле растягивающих тектонических напряжений, оси которого ориентированы ортогонально к линейным элементам внутренней анизотропии древних толщ [23]. Однако вибрационно-сейсмогенные структуры, связанные с тектоническим расседанием субстрата при умеренных по интенсивности землетрясениях, в Прибайкалье не образуются. Этому, на наш взгляд, препятствует прежде всего прочность кристаллических массивов, превышающая прочность мел-палеогенового флиша Северо-Западного Кавказа.

Пределы силы и повторяемость землетрясений по палеосейсмодислокациям, Одним из главных вопросов при оценке сейсмичности регионов всегда будет определение верхнего предела силы возможных в будущем максимальных землетрясений, наряду с прогнозом их повторяемости. Проанализируем с этих позиций палеосейсмогеологические данные для изучаемых нами двух регионов.

В табл. 2 учтены только сеймотектонические и гравитационно-сеймотектонические дислокации с предельным возрастом до 1500 лет, наиболее уверенно фиксирующие эпицентральные зоны землетрясений соответствующей силы. Палеосейсмодислокация Ненскра (Кавказ) сформирована в гранитах, что позволяет оценить интенсивность связанного с ней палеоземлетрясения максимально до 10 баллов<sup>1</sup>, поэтому она включена в группу структур, генетически связанных с десяти-

<sup>1</sup> При равенстве параметров сейсмодислокаций разрыв в более прочных породах генерирует и более сильное землетрясение [24].

балльными землетрясениями. Объединяя выбранные сейсмодислокации 1500-летним возрастным интервалом, мы значительно сглаживаем ошибки в определении их возраста, что чрезвычайно важно при расчете повторяемости землетрясений.

Денудационный метр в районе сейсмоструктур Западного Кавказа, как и в восточной части Кавказа, не превышает 500 лет [22]. В Прибайкалье для разных районов эта величина колеблется от 210 до 3400 лет [21].

Несмотря на высокий уровень денудации и легкую размываемость мезозойско-кайнозойских пластичных пород на Кавказе, отсутствие следов более сильных, чем девяти-десятибалльных землетрясений означает близость к этим величинам предела сейсмического потенциала региона. Грандиозные по своим масштабам Прибайкальские сейсмодислокации типа Южной Риты, Шартлай [8] здесь, видимо, просто не могут образоваться, ибо пределы прочности субстрата на разрыв не допускают возможности накопления упругой энергии для генерации землетрясений более чем в 10 баллов. Но может возникнуть вопрос, не являются ли отдельные кавказские сейсмодислокации следами более сильных, чем десятибалльные, землетрясений, особенно, если учесть большие амплитуды смещений по разрывам. Косвенный ответ на это дает планетарная сейсмостатистика.

С 1755 по 1970 г. в Альпийском складчатом поясе Тетиса на площади более 9 млн. км<sup>2</sup> произошло не менее 6 коровых землетрясений с  $M = 7,75$  ( $I_0 \geq 11$  баллов). За исключением Лиссабонского землетрясения 1755 г., эпицентр которого находился в океане, при всех этих толчках наблюдались мощные разрывные сейсмодислокации. Детально изучены были две эпицентральные зоны: землетрясения 26.XII 1939 г. в Турции ( $M = 8$ ) и Ассамского в Индии ( $M = 8,7$ ). В последнем случае разрывы не были прослежены полностью. Установленная протяженность разрывных сейсмодислокаций, возникших при этих землетрясениях, изменялась от 20 до 350 км, а вертикальные амплитуды — от 2 до 10 м, при ширине трещин до 4 м.

Сейсмоактивная зона Кавказа ( $S > 300$  тыс. км<sup>2</sup>)<sup>1</sup> составляет около 1/30 площади пояса Тетиса. Поэтому если в нем по данным за неполные 200 лет повторяемость толчков с  $M \geq 8$  составит 1 в 33 года, то для Кавказа это время увеличится почти до 1000 лет. Нет сомнений в том, что даже при минимальном значении денудационного метра (~ 500 лет) разрывы с отмеченными параметрами должны были сохраниться в рельефе, чего пока не установлено. Можно предполагать, что подобную интенсивность ( $M \geq 8$ ;  $I_0 \geq 11$  баллов) имели 2 толчка: одно из землетрясений до новой эры и толчок 20.VI 1840 г., потрясший всю горную систему Кавказа от Черного до Каспийского моря. Их следы сохранились в виде гигантских трещин в долине Святого Якова или Аргури и на склоне горы Арарата [25, 26]. В последнем случае сохранение фрагментов сейсмодислокации более чем 2000-летнего возраста вполне допустимо, так как денудационный метр в пределах Армянского нагорья составляет 20 тыс. лет [22].

Поскольку значительных по протяженности (20–350 км) палеосейсмодислокаций в пределах Большого Кавказа не установлено, то это одно из доказательств исключительно редкой повторяемости здесь землетрясений с  $M \geq 8$  ( $I_0 \geq 11$  баллов). Все известные сейсмодислокации и палеосейсмодислокации этого региона по длине в несколько, а то и в десятки раз меньше указанной величины и по этому показателю они не могут быть связаны с землетрясениями с  $M \geq 8$ .

В Прибайкалье субстрат не только допускает накопление упругой энергии для землетрясений с  $M \geq 8$  ( $I_0 = 11 \div 12$  баллов), но и создает предпосылки для более частой разрядки упругих напряжений в ходе десятибалльных землетрясений. За 1500 лет на сопоставимых площадях (~ 50 000 км<sup>2</sup>) в Прибайкалье произошло в 2 раза больше десятибалльных толчков, чем на Кавказе (табл. 2).

<sup>1</sup> В пределах территории СССР.

В целом для сейсмоактивной территории Кавказа ( $S \sim 300$  тыс. км<sup>2</sup>) повторяемость девятибалльных землетрясений по сейсмостатистике [25—28] составляет 1 ким данным за 1500 лет произошло 3 таких землетрясения. Значит, на указанной выше территории Кавказа за тот же срок могло произойти не менее 18 девятибалльных толчков, т.е. 1 землетрясение в 80 лет. Налицо хорошее совпадение повторяемости девятибалльных землетрясений, определенной палеосейсмогеологическим и статистическим методами.

Некоторые исторические землетрясения Кавказа имели интенсивность не менее 10 баллов (полное уничтожение городов и селений на больших площадях), и если мы воздерживаемся от таких оценок, то только для обеспечения надежности количественных величин (балльность, число сильных толчков), вводимых в расчеты. Возможные возражения по поводу того, что уничтожение многих городов Кавказа было вызвано не столько силой, сколько длительностью землетрясений (как, например, в Анапско-Пазаревской зоне), не могут быть приняты: из 30—32 наиболее сильных известных толчков ( $M \geq 6,5$ ;  $I_0 \geq 9$  баллов) Кавказа лишь для землетрясений I в. до н.э. — V в. н.э. на Западном Кавказе и в 1088, 1614 гг. на остальной его территории можно допустить длительность (до 1 года) сотрясений. Для остальных же землетрясений доказательством их силы ( $I_0 \geq 9$  баллов) служит не только макросейсмика, но и обнаруженные в ряде эпицентральных зон сейсмодислокации, которые могли возникнуть лишь при толчках с  $M \geq 6,5$  ( $I_0 \geq 9$  баллов).

Из-за малой точности определения возраста палеосейсмодислокаций можно допустить, что все землетрясения (см. табл. 2) произошли в последние 1500—2000 лет, как и около 30 известных наиболее сильных землетрясений Кавказа. Тогда для изученной площади ( $S \sim 50$  тыс. км<sup>2</sup>) будем иметь 6 сейсмоструктур, созданных девяти- и десятибалльными землетрясениями (см. рис. 2), а для всей сейсмоактивной территории Кавказа ( $S \sim 3000$  тыс. км<sup>2</sup>) их должно быть в 6 раз больше, т.е. 36 — цифра, почти полностью совпадающая с количеством (~ 30) исторических землетрясений, имевших ту же интенсивность. То, что это совпадение отнюдь не случайность, убедительно доказывается почти постоянным соседством сейсмотектонических палеосейсмодислокаций и эпицентральных зон отмеченных исторических землетрясений. Но вместе с тем мы получаем доказательство применимости и надежности палеосейсмогеологического метода в изучении проявлений сейсмичности Альпийского складчатого пояса Тетиса и его составной части — Кавказа.

**Сейсмотектоника.** В Прибайкалье высокосейсмогенны не только разломы с максимальными амплитудами (до 6 км) вертикальных перемещений их крыльев в кайнозое, но и морфоструктуры, испытавшие за неотектонический этап (или в четвертичном периоде) развития наибольшие перемещения по вертикали с максимальными скоростями подъема или опускания, а также периферические зоны морфоструктур, не всегда являющиеся областями контрастных сочленений. Примером могут служить следы сильнейших землетрясений в периферических областях поднятий Китайского, Северобайкальского, Баргузинского хребтов и хребтов Хамар-Дабан и Святой Нос, которые нередко на десятки километров удалены от границ ближайших рифтов. Могут служить примером также грандиозные по масштабам Северобайкальские разрывные сейсмодислокации (Шартлай, Рита, Южная Рита), фиксирующие эпицентральные зоны (11—12-балльных ( $M > 8\frac{1}{4}$ ) землетрясений и сосредоточенные в зоне Обручевского разлома. Они возникли, очевидно, в связи с быстрым поднятием Северобайкальского хребта<sup>1</sup>, вздымавшегося со средней скоростью до 0,06 мм/год, поскольку амплитуда (менее 1,0 км) и

<sup>1</sup> Обеспечившим его рифтогенный блоковый распад — ситуация, весьма характерная для образования гравитационно-сейсмотектонических клиньев.

средняя скорость (около 0,01 мм/год) прогибания дна одноименного грабена в районе отмеченных сейсмоструктур были минимальны, как и значения градиентов скорости неотектонических движений, имеющих на этом участке величины ( $0,4 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ).

Вместе с тем следует подчеркнуть, что полосы максимальных градиентов скорости вертикальных неотектонических движений ( $1,3 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ) в ряде случаев совпадают с зонами, насыщенными эпицентрами максимальных землетрясений (зоны разломов Тункинского, Черского и др.), в других — они не совпадают. То же самое можно сказать и о Кавказе. Зоны максимальных значений градиентов скорости вертикальных неотектонических движений [1, 29] (в том числе максимальных) землетрясений Кавказа совпадают не всегда.

Сильнейшие землетрясения Большого Кавказа, связанные с ростом неотектонических положительных морфоструктур, произошли в зонах бывших смещений с амплитудами поднятий до 4 км и современных вздыманий со скоростями до 14 мм/год и более [20].

В Прибайкалье суммарные амплитуды поднятий в районах сейсмодислокаций, возникших за тот же срок ( $\sim 30$  млн. лет)<sup>1</sup> не превысили 3 км, т.е. опять же можно предположить, что прочность кристаллического субстрата в Прибайкалье при восходящем типе сеймотектонических движений обуславливает, во-первых, накопление гораздо больших количеств упругой энергии при меньших величинах деформации коры (амплитуд поднятий) и гораздо более частую разрядку этих напряжений в ходе сильных землетрясений.

Таким образом, сильнейшие землетрясения недавнего цикла сейсмической активизации в Прибайкалье (сотни — первые тысячи лет) были связаны с развитием зрелых впадин и с распадом высокоподнятых горных хребтов (20 землетрясений с  $I_0 > 10$  баллов,  $M = 7\frac{3}{4} - 8\frac{1}{4}$ ). На Кавказе же очевидна связь максимальных землетрясений лишь со значительно поднятыми за кайнозой участками земной коры (до 4 км), за счет чего собственно и активизировались насыщающие их разновозрастные разломы. Отрицательные морфоструктуры Кавказа с максимально погруженным за мезозой и кайнозой кристаллическим фундаментом (Рионская впадина — 8 км, Ширакско-Аджиноурская складчатая система и Куринская депрессия — 6–14 км) в современную эпоху умеренно сейсмогенны. Сейсмический потенциал их также понижен по сравнению с высокоподнятыми участками земной коры на Кавказе. Лишь наложенные впадины Юго-Восточного Кавказа типа Алазанской и Дзоголовайчайской с небольшими амплитудами прогибания за кайнозой ( $\sim 500$  м), но интенсивно разрастающиеся за счет своих горных обрамлений, имеют высокий (но не максимальный для региона) сейсмический потенциал. Их аналогами в Прибайкалье являются эмбриональные впадины с мощностью кайнозойских осадков не более 100 м.

В Прибайкалье и на Кавказе беспорочен начавшийся в голоцене и продолжающийся в наше время сейсмогенный блоковый распад хребтов при достижении ими определенного предела сводового изгибания: в Прибайкалье при поднятии до 2–3 км [30], на Кавказе — до 3–4 км. Таким образом, в Прибайкалье и на Большом Кавказе обособляются две группы морфоструктур, активизирующих разновозрастные (не обязательно глубинные) и формирующих современные сейсмогенные разломы (см. рис. 3 и рис. 4 в [15]). Одна из этих групп — полигенетические поднятия (блоки, своды и т.д.), другая — наложенные (в Прибайкалье — рифтовые) впадины. На Кавказе оказались сейсмогенны как крупные разломы, обусловленные движениями больших структур [31, 32], так и сравнительно небольшие морфоструктуры.

<sup>1</sup> Период неотектонической активизации в обоих регионах.

В заключение подчеркнем, что альпийская складчатая зона Большого Кавказа, несмотря на интенсивные тектонические движения, большие амплитуды поднятий (до 4–5 км) и прогибаний за последние 10–12 млн лет, обладает меньшим сейсмическим потенциалом, чем активизированная в кайнозое территория Прибайкалья, охватывающая области байкальской и каледонской складчатостей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа, М., "Недра", 1968.
2. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, М., "Недра", 1967.
3. Резанов И.А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре, М., "Наука", 1971.
4. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
5. Обручев В.А. Юные движения на древнем темени Азии. — Природа, 1922, № 8 и 9.
6. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изоостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
7. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
8. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
9. Солоненко В.П., Хромовских В.С., Жилкин В.М., Голенецкий С.И., Курушин Р.А. Некоторые сеймотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент, "Фан", 1971.
10. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмогенные структуры Западного Кавказа. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972.
11. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмодислокации Западного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., 1973.
12. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология. — Физ. Земли, 1973, № 9.
13. Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф. — Геоморфология, 1973, № 4.
14. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Мощные землетрясения Большого Кавказа. — Природа, 1974, № 6.
15. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Палеосейсмогеологические и сеймотектонические основы сейсмического районирования Большого Кавказа. — Докл. сб.
16. Tarr R., Martin L. Earthquakes at Jkutat Bay, Alaska in September, 1899. Washington, Government printing office, 1900.
17. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
18. Шабалин Н.В. Балльность, магнитуда и глубине очага землетрясения. — В кн.: Землетрясения в СССР, Изд-во АН СССР, 1961.
19. Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмодислокациям. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., "Наука", 1975.
20. Лилиенберг Д.А., Сатунская Л.Е., Благоволин Н.С. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — Геоморфология, 1972, № 1.
21. Тржбинский Ю.Б., Будз М.Д., Зарубин Н.Е. Оползни, сели, термокары в Восточной Сибири и их инженерно-геологическое значение. М., "Наука", 1969.
22. Габриэлян Г.К. Интенсивность денудации на Кавказе. — Геоморфология, 1971, № 1.
23. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., "Наука", 1967.
24. Губин И.Е. Многоэлементное сейсмическое районирование (на примере Индийского океана). Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 12.
25. Абиш В.Г. Землетрясение в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. — Зап. Кавк. отд. Имп. Рус. Геогр. о-ва., кн. V. Тифлис, 1862.
26. Бюс Е.И. Сейсмические условия Закавказья, ч. 1. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
27. Бюс Е.И., Цхакая А.Д., Рубинштейн М.М. Сейсмическое районирование Грузии. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
28. Кулиев Ф.Т., Рагимов Ш.С., Ахмедбадали Ф.С. Сейсмическое районирование Азербайджана. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
29. Зеленков П.Л., Хромовских В.С. Градиенты скорости вертикальных тектонических движений земной коры на Западном Кавказе и их связь с сейсмогенными структурами. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972.
30. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.
31. Рубинштейн М.М. Геологические критерии сейсмического районирования Грузии. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования. Бюл. Сов. по сейсмол., № 8, М., Изд-во АН СССР, 1960.
32. Рубинштейн М.М. Сеймотектоника Грузии. — В кн.: Геология СССР, т. 10. М., "Недра", 1964.

## ОСОБЕННОСТИ СЕЙМОТЕКТОНИКИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С ЮГО-ВОСТОЧНЫМ ГОРНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ

Байкальская рифтовая зона с юга и юго-востока обрамлена глыбово-волновой геологической структурой Забайкалья, которая в кайнозое развивалась, унаследовав с мезозоя режим активизированной платформы [1, 2]. Вопрос о латеральных взаимоотношениях рифтовой зоны со структурами активизированного обрамления в настоящее время находится в стадии разработки [3], и наше исследование — это попытка подойти к его решению на основе анализа морфоструктуры и сейсмоструктоники области сочленения Байкальской рифтовой зоны с ее юго-восточным горным обрамлением (рис. 1).

Неотектоническая структура региона начала формироваться на территории эпиплатформенного орогена после периода относительного тектонического покоя, фиксированного мел-палеогеновой поверхностью выравнивания. Относительный тектонический покой как бы разделил эпоху мезо-кайнозойской эпиплатформенной активизации на два этапа и сыграл определенную роль в дифференциации тектонических сил. Это привело к тому, что область эпиплатформенной активизации примерно с олигоцена начала распадаться на две крупные морфоструктурные зоны. Одна из них вовлекается в качественно новый тектонический процесс-рифтогенез, а другая — продолжает унаследованное с мезозоя глыбово-волновое развитие.

В области сочленения этих двух морфоструктурных зон образуются элементы, сочетающие в себе морфологию и кинематику как рифтогенных, так и глыбово-волновых структур, причем черты глыбово-волнового (забайкальского) развития имеют унаследованный характер, а рифтогенного — наложенный. Такое сочетание обусловлено тем, что до плейстоцена структуры формировались при ведущем значении медленных изгибовых (пластических) деформаций, а с плейстоцена на их развитие стали существенно влиять процессы, связанные с воздействием рифтового поля напряжений.

Развитие рифтовой зоны с господством сложно-дифференцированных и резко-контрастных блоковых перемещений при ведущей роли нисходящих движений обусловило высокий уровень ее сейсмогенной активности. Развитие глыбово-волновой структуры Забайкалья происходило под влиянием медленных изгибовых деформаций и, естественно, сопровождалось лишь редкими слабыми землетрясениями. Зависимость сейсмостектонических движений от типа и темпа структурных преобразований особенно ярко проявилась в области сочленения Байкальского рифта и Забайкальского (складчато-глыбового) поднятия. Здесь по типу деформаций выделяются сводовые и сводово-блоковые структуры поднятий и субрифтовые впадины. Своеобразие их морфоструктурного развития заключается в том, что в позднем кайнозое (плейстоцен-голоцен) под нарастающим влиянием сложно-дифференцированных блоковых движений они испытывают перестройку и приближаются к рифтогенному типу.

Характерным примером перелома в развитии от "чистых" (забайкальских) сводовых поднятий к сводово-блоковым поднятиям Байкало-Становой зоны [4] является Икатская сводовая структура (рис. 2), где на фоне валлообразного изгиба верхней части земной коры происходит активизация блоковых движений. Под влиянием последних начинается перестройка центральной части этой структуры, связанная с разломами северо-восточного простирания, ориентированными под острым углом к общему направлению морфоструктуры.

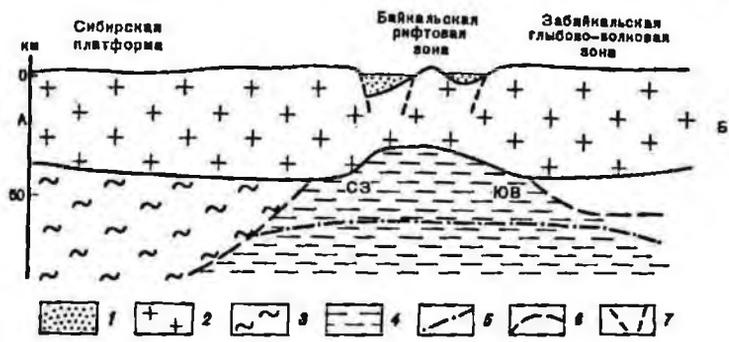
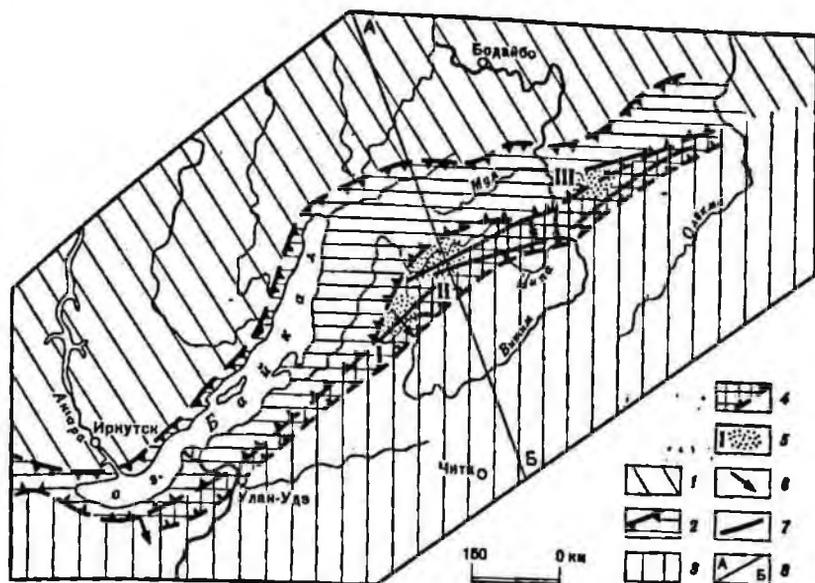


Рис. 1. Схематическая карта геологического строения Прибайкалья

1 — Сибирская платформа; 2 — Байкальская рифтовая зона и ее граница; 3 — Забайкальская глыбово-волновая зона; 4 — Икатская сводовая структура и ее граница; 5 — субрифтовые структуры (I — Икатская, II — Баунтовская, III — Южно-Удоканская); 6 — направление латерального расширения Байкальской рифтовой зоны; 7 — разлом в субрифтовой структуре; 8 — линия глубинного разреза, составленного Ю.А. Зоринным.

Легенда разреза. 1 — канозойские отложения; 2 — кристаллическая земная кора; 3 — кристаллическая часть мантии; 4 — астеносфера; 5 — условная граница вещества различной плотности; 6 — то же, между аномальной и нормальной мантией; 7 — разломы

Современный процесс перестройки Икатского свода находит отражение в условиях генерации землетрясений. При изучении механизмов очагов землетрясений здесь установлена своеобразная неоднородность распределений напряжений в земной коре [5, 6], характеризующаяся разнонаправленным действием сил сжатия и растяжения. По характеру ориентации главных осей напряжений выделяется три группы очагов (см. рис. 2). Первую группу (усл. обозначение 2) составляют очаги землетрясений; где оси сжимающих напряжений почти вертикальны, а оси растягивающих и промежуточных — имеют горизонтальную ориентировку, причем растяжения действуют примерно ортогонально простиранию Икатского хребта. Во

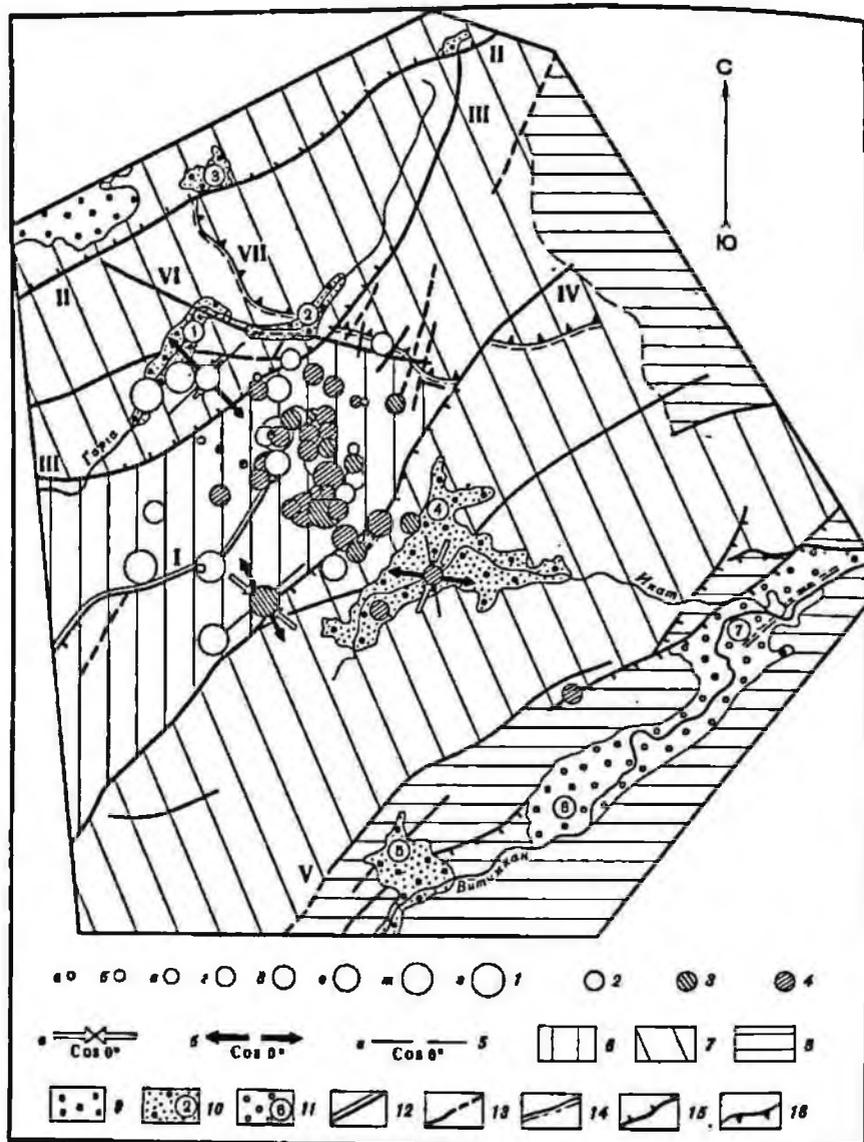


Рис. 2. Сейсмотектоническая карта центральной части Иркутской субрифтовой структуры  
 1 — эпицентры землетрясений: а —  $K < 7$ , б —  $K = 7$ , в —  $K = 8$ , г —  $K = 9$ , д —  $K = 10$ , е —  $K = 10 \frac{1}{2}$ , ж —  $K = 11$ , з —  $K = 12$ ; 2-4 — эпицентры землетрясений с различными механизмами очагов, 5: а — сжатия, б — растяжения, в — промежуточного.  
 6-9 — морфоструктуры: б — весьма поднятый блок; 7 — область развития глыбовых складок широкого радиуса, умеренно поднятых; 8 — то же, слабо поднятых; 9 — восточная часть Баргузинской впадины; 10 — эмбриональные впадины (1 — Марактинская, 2 — Подикатская, 3 — Марятанская, 4 — Верхнеикатская, 5 — Джилиндинская); 11 — субрифтовые впадины (6 — Витимская, 7 — Нижнеикатская).  
 12-16 — разломы: 12 — сейсмогенный (1 — Улан-Бургинский); 13 — активные в кайнозое (II — Меректаканский, III — Гаргинский), IV — Джарголанта-Нерунгинский, V — Витимский, VI — Икатский); 14 — мезокайнозойские; 15 — сбросы; 16 — надвиги

второй и третьей группах (усл. обозначения 3 и 4 соответственно) оси напряжений скатия наклонены к горизонтальной плоскости под углами, близкими к  $45^\circ$ , но в первой из них аналогичную ориентировку имеют оси растягивающих напряжений, а во второй — промежуточных. В этих группах также имеется возможность образования плоскостей разрыва северо-восточного простирания, согласующегося с направлением Улан-Бургасского разлома. В очагах землетрясений первой группы подвижки должны были происходить с существенным преобладанием сбросовой компоненты. Такой же характер движений возможен в очагах второй группы. В остальных случаях смещения были сбросо-сдвигами или сдвигами [7].

Можно предположить, что в процессе разрушения Икатского свода Улан-Бургасский разлом (рис. 2) приобретает особое значение. Здесь основная масса эпицентров землетрясений как бы трассирует северо-восточное продолжение разлома там, где он не выражен на поверхности [8]. В центральной части свода часто фиксируются рои землетрясений, однако энергия толчков не превышает  $K=12$ , хотя обширные тенденции морфоструктурного развития данного района не исключают возможности возникновения здесь и более сильных землетрясений.

Влияние рифтогенеза на область сочленения Байкальской рифтовой зоны с Забайкальским глыбово-волновым поднятием особенно заметно проявилось в развитии субрифтовых впадин, занимающих переходное положение между впадинами Байкальского и забайкальского типов. Большинство из них были заложены в дорифтовый геотектонический этап и продолжали формироваться в кайнозое при ведущей роли изгибовых деформаций. Об этом можно судить по структуре впадин, высотному уровню их фундамента и характеру осадков. В субрифтовых впадинах фундамент находится на уровне Сибирской платформы или несколько превышает его, что свидетельствует об относительно вялом их прогибании в сравнении с собственно рифтовыми впадинами, где коренное днище лежит ниже поверхности платформы до 3 км и более. Таким образом, фундамент субрифтовых впадин находится выше, чем в рифтовых (абс. отм. 400–700 м, иногда до 1000 м), но ниже на 200–400 м относительно забайкальских. Частичная симметрия в их строении, слабоконтрастное разломное ограничение, значительные (до 300–500 м с максимумом до 780 м) мощности осадков с преобладанием мелкообломочных фаций молассоидного типа [9] служат указанием на то, что механизм тектонических движений, породивших эти впадины или содействовавших их образованию, в большей мере отвечал забайкальскому типу [10]. Этот тип развития был свойствен впадинам до плейстоцена. С начала плейстоценовой активизации резкоконтрастных блоковых движений субрифтовые впадины начали развиваться более интенсивно. Учитывая величину погружения их 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 составляет 1700–2100 м для различных субрифтовых впадин. Это примерно в 3–4 раза меньше, чем в собственно рифтовых структурах и в 2 раза превосходит размах перемещений в Забайкальской зоне.

Наиболее ярко черты рифтогенной активизации выражены в Баунтовской субрифтовой впадине. Сохраняя некоторые признаки впадин забайкальского типа — такие как симметрия и пологое сочленение с горным обрамлением, линейно-но-групповое расположение озер [10] и рост внутривпадинных перемычек, она в настоящее время по преобладающему типу движений приближается к рифтовым. Здесь наблюдается усиление контрастных движений блоков днища и обрамления, усложнение блоковой дифференциации фундамента, в результате чего возникают локальные небольшие котловинки [11], повышается скорость осадконакопления и разрушаются отдельные кристаллические выступы.

Сейсмические проявления в районе Баунтовской впадины характеризуются тем, что здесь умеренно-сильные землетрясения (Баунтовское 21.VII 1968, К-13, М-5,1; Хаптонское 15.VI 1973, К-13, М-4,5±4,7) сменяются кратковременными ролями слабых [8]. Итак, общий умеренный сейсмический фон постоянен. За исторический период (300 лет) здесь как будто не было ни одного землетрясения более 8 баллов. Однако не исключена возможность возникновения и сильных толчков. Следы таких событий, происходивших в голоцене (тысячи лет назад), сохранились в виде сейсмодислокаций Хаптонской, Медведь и Тилишминской. И хотя обнаружено лишь 3 сейсмодислокации, в то время как на такой же площади рифтовой зоны Байкала их известно более 15, учитывая сейсмологические и сейсмогеологические материалы и общую геодинамическую обстановку субрифтовых впадин, с большой долей уверенности можно предположить, что в Баунтовской впадине вероятность возникновения сильных землетрясений значительно выше, чем в районе Икатской структуры.

Воздействие напряжений со стороны Байкальского рифта на структуры его юго-восточного горного обрамления прежде всего сказывается в увеличении скорости вертикальных тектонических движений по разломам. Именно разломы контролируют развитие впадин и поднятий, оформляют блоковую неоднородность и выполняют роль главных зон, с которыми может быть связана разрядка накапливающихся в земной коре напряжений. В рассматриваемом регионе основные морфоконтролирующие разломы простираются к северо-востоку и входят в состав Икат-Ципиканской, Баунтовско-Тилишминской и Южно-Удоканской разрывных систем. Роль разломов северо-западного направления второстепенна. Они только в сочетании с северо-восточными и субширотными участвуют в создании блоковой структуры, в образовании внутривпадинных перемычек и дистальных ограничений морфоструктур. Синхронно с движениями земной коры по зонам разломов северо-восточного простираения происходит активизация и поперечных к ним нарушений. Большинство разломов развиваются в кайнозой как сбросы, что предопределено региональным полем напряжений, характеризующимся растяжением земной коры вкостр простираения основных структур [12]. Некоторые из разломов в доплейстоценовое время имели другую динамику движения крыльев и обладали элементами взбросов, взбросо-вдвигов и надвигов, так как в то время здесь господствовали напряжения сжатия, направленные со стороны глыбово-складчатой зоны Забайкалья [13]. В позднем кайнозойе доминирующее значение сжимающих напряжений было утрачено под влиянием рифтового поля.

В области сочленения рифтовой зоны с юго-восточным горным обрамлением Икат-Ципиканская, Баунтовско-Тилишминская и Южно-Удоканская системы разломов обуславливают генерацию землетрясений в эпицентральных полях — Икатском, Баунтовском, Южно-Удоканском (рис. 1). Здесь землетрясения, скорее всего, генетически связаны с развитием разломов северо-восточного простираения, а разломы северо-западного простираения как бы ограничивают распространение эпицентральных полей (см. рис. 2). На рисунке видно, что почти все эпицентры землетрясений концентрируются на юго-западном крыле Икатского разлома.

В целом по уровню сейсмической активности ( $A_{10} = 0,16$ ) область сочленения рифтовой зоны с юго-восточным горным обрамлением сопоставима с собственно Байкальской рифтовой зоной. Повторяемость же наиболее сильных землетрясений здесь в несколько раз ниже. О среднем интервале между землетрясениями различных энергетических классов можно судить по графику повторяемости, нормированному за 1000 лет:  $K = 10$  — девять землетрясений в год;  $K = 11$  — два землетрясения в год;  $K = 12$  — одно землетрясение в 1,5–2 года;  $K = 13$  — одно землетрясение в 5 лет;  $K = 14$  — одно землетрясение в 17–18 лет и  $K = 15$  — одно землетрясение в 170 лет. Экстраполяция графика повторяемости в сторону более сильных

сейсмических событий не находит удовлетворительного подтверждения фактическими данными.

Можно предположить, что в области сочленения Байкальской рифтовой зоны и Забайкальского глыбово-волнового поднятия намечается самостоятельная сейсмическая ветвь, отражающая сейсмотектонический уровень развития системы субрифтовых структур. По сравнению с собственно Байкальским эллиптическим полем сейсмическая активность этой ветви ниже. Это подчеркивает, что сейсмический процесс, основой которого в рифтовой зоне являются нисходящие движения, еще не подошел здесь к своей высшей стадии.

Образование рифтовых впадин вызвано утоньшением земной коры при ее растяжении. Последнее связано с восходящим потоком глубинного вещества, обусловившим повышенный разогрв земных недр рифтовой зоны и появление под земной корой наиболее разуплотненного аномального вещества мантии [14, 15]. Кровля линзы аномальной мантии асимметрична и горизонтальная ветвь потока направлена, по-видимому, к юго-востоку. Следствием этого является активизация блоковых тектонических движений и смещение границы рифтовой зоны в том же направлении.

Глубинная асимметрия строения рифтовой зоны, отраженная на поверхности земли в рельефе (см. рис. 1), проявляется и в строении рифтового эллиптического поля. С севера по границе рифтовой зоны наблюдается резкая смена полей максимального уровня активности практический несейсмогенной областью. К югу и юго-востоку от рифтовой зоны спад уровня сейсмической активности происходит постепенно и полного затухания не наблюдается. При этом отмечается некоторая линейная дифференциация эллиптического поля, по-видимому, связанная с тектонической активизацией системы субрифтовых структур.

Процесс современного сейсмотектонического развития области сочленения рифтовой зоны и ее горного обрамления сопровождается постепенным разрастанием рифтового поля к юго-востоку за счет глыбово-волновых морфоструктур Забайкалья. Это расширение осуществляется посредством вовлечения впадин Забайкальского типа в рифтогенез.

Современный сейсмический уровень данной области отражает одну из стадий перехода от умеренной сейсмичности к максимальному уровню Байкальской рифтовой зоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1962.
2. Белоусов В.В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., "Наука", 1964.
3. Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
4. Солоненко В.П. Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5.
5. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Физ. Зем., 1972, № 4.
6. Мишарина Л.А., Солоненко В.П., Леонтьева Л.Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975.
7. Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Тресков А.А. О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 1.
8. Голенецкий С.И., Букине К.И., Демьянович М.Г., Новомейская Ф.В. О сейсмичности Прибайкалья в 1968—1969 гг. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 7.
9. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогазовые формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
10. Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Сибири и Монго-

- лии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
11. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кельмиш О.Г. Строение Ципинской (Баунтовской) впадины по гравиметрическим данным. — Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г. (научная информация), Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Иркутск, 1974.
  12. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., "Наука", 1967.
  13. Демьянович М.Г. Сейсмотектоническое развитие Верхне-Калерской впадины в связи с геологической структурой. — В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1975.
  14. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изо-стазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
  15. Любимова Е.А. Тепловые потоки и динамика земных недр. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1970, № 5.

## СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

*С. В. Поляков, А. М. Жаров*

### ТРЕБОВАНИЯ К КАРТЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СТРАНЫ В СВЯЗИ С ЗАДАЧАМИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ СООРУЖЕНИЙ

Авторы и редакторы нормативных карт сейсмического районирования территории СССР [1] [2, с. 13] сообщили, что карты составлялись путем сбора и обобщения сейсмических, инженерно-сейсмологических и геологических данных.

Районирование по сейсмологическим данным производилось путем учета карт эпицентров и сейсмической активности. Для характеристик очагов при отсутствии инструментальных данных привлекались макросейсмические данные, которые классифицировались по условным показателям балльности из сейсмических шкал [3]. Для районов, история землетрясений которых была представлена достаточно полно, получались более или менее представительные статистические данные, и можно полагать, что используемый статистический подход в известной степени оправдывался. В то же время значительная часть территории СССР не имела надежных статистических обоснований, а привлечение инженерно-сейсмологических и геологических данных было, по-видимому, недостаточным и существенно не дополняло отсутствующие сейсмические данные. Поэтому на картах были допущены серьезные ошибки. Можно указать много новых землетрясений большой силы, происшедших в местах, не предусмотренных на картах. После них в этих местах сейсмическая балльность на новых картах сейсморайонирования была повышена, например, в городах Ашхабаде, Ташкенте, Петропавловске-Камчатском и др.

В настоящее время прогресс сейсмологии несомненен, однако он еще не исключает значительные погрешности в прогнозе землетрясений. Так, в 1975 г. сотрудники Института физики Земли АН СССР и других научно-исследовательских институтов страны подготовили новую карту сейсмического районирования СССР с учетом современных достижений науки. И все же интенсивность двух Кызылкумских (Газлийских) землетрясений 1976 г. была на 3 и 4 балла больше предусмотренной.

Как уже отмечалось, после новых землетрясений, имевших балльность, превышающую показанную на картах, нормируемая для таких мест интенсивность соответственно повышалась на один-два и больше баллов. Это означало изменение ожидаемых нагрузок на уже созданные сооружения соответственно в два-четыре и больше раз. Конечно, такие расхождения не могут быть покрыты запасами прочности конструкций.

По этой причине в обоснованиях нового варианта карты сейсмического районирования необходимо уделить внимание выяснению степени точности сделанных

рекомендаций. В пояснительной записке к проекту новой карты указывается, что в очаговых зонах, показанных на карте, могут возникнуть землетрясения более высокой интенсивности, чем предусмотрено, но вероятность возникновения таких землетрясений весьма мала. Такое указание в известной мере страхует сделанные прогнозы, объясняя отклонения от них малой вероятностью случая. С этим можно было бы согласиться, если бы речь шла о действительно редких и сравнительно малых по величине ошибках, например, в пределах полубалла. Однако вряд ли можно с такими погрешностями мириться, когда предсказание и его реализация расходятся на несколько баллов. В таких случаях даже уникальные сооружения, такие, как высотные плотины, построенные с повышенными по отношению к нормам запасами, могут обрушиться.

Второй вопрос, который интересует строителей, относится к оценке возможности землетрясения на сравнительно коротком ближайшем отрезке времени 30, 50, 100 лет. Такие сведения, с одной стороны, могут оказать непосредственное влияние на сейсмостойкость вновь проектируемых объектов, а с другой — послужить основой при решении вопроса о целесообразности усиления или замены существующих строений.

Современное развитие строительной техники, постоянное улучшение комфортности жилищ и быстрое изменение технологических процессов в промышленности приводят к ускоренному моральному старению строительных конструкций зданий и поэтому проектирование их в расчете на века, если, конечно, не говорить об уникальных сооружениях, вряд ли имеет смысл. По этой причине для проектирования нас прежде всего должны интересовать не средние показатели возможности землетрясения за тысячелетние сроки, а вероятность их реализации в упомянутое выше ближайшее время.

Третий вопрос относится к спектральным характеристикам землетрясения. Существующая в Строительных нормах и правилах (СНиП) единая спектральная кривая в какой-то мере удовлетворяла запросам проектирования, когда здания в сейсмических районах в основном возводились малоэтажными с жесткой конструктивной схемой и поэтому отличались короткопериодными собственными колебаниями, что по нормативной спектральной кривой приводило к максимальным величинам динамических коэффициентов. Такие коэффициенты, очевидно, были близки к их правильным величинам при коротких доминантных периодах колебания грунтов и давали определенный запас прочности конструкций при больших величинах этих периодов. В настоящее же время с увеличением высоты зданий, повышением гибкостей и масс сооружений возможность неблагоприятного совпадения периодов их собственных колебаний с большими ( $> 0,5$  с) доминантными периодами колебаний оснований во время землетрясений вполне реальна, что должно учитываться при проектировании конструкций.

Как известно, спектральный состав движения оснований во время землетрясений зависит от ряда факторов: от грунтовых условий, эпицентральных расстояний, интенсивности движений. Таким образом, спектральный состав (а еще лучше типовые акселерограммы) должен определяться в зависимости от мест расположения очагов и интенсивности землетрясений. В этом отношении, особенно полезным оказывается установление сейсмогенных зон в соответствии с представлениями И.Е. Губина [4]. По-видимому, желательна какая-то классификация условий залегания очагов и интенсивностей, которая позволила бы на карте, так же как это делается для балльности, получить изолинии ожидаемых типов движения для скалы с тем, чтобы, зная реальные грунтовые условия, иметь возможность оценить движения реальных оснований. Некоторые успешные попытки этого направления были сообщены мексиканскими специалистами еще во время IV Международной конференции по сейсмостойкому строительству [5]. Окончательное прогнозирование спектральных характеристик или прогнозирова-

ние акселерограмм ожидаемых землетрясений (с учетом реальных грунтовых условий) должно явиться задачей микрорайонирования.

Четвертый вопрос относится к информации об активной части временной записи землетрясений и повторяемости последних в различных зонах страны. Обычно активная часть акселерограмм ограничивается 10 с, в пределах которых реализуется 10-50 повторений амплитуд высокого уровня, однако эти величины могут быть и больше. Как известно из опытов, при невысоких уровнях циклических напряжений прочность строительных конструкций в пределах малоциклового повторяемости трещинообразования) прочность материалов сильно связана с числом циклов. По этой причине в сейсмологической информации весьма желательно иметь сведения об ожидаемой длительности активной части сильных землетрясений, что, по-видимому, может быть поставлено в зависимость от ожидаемых магнитуд. Развитие методов расчета строительных конструкций с позиций сейсмического риска требует сведений о повторяемости землетрясений. Приведенный ниже подсчет иллюстрирует один из возможных подходов [6].

Предположим, что в рассматриваемый срок  $t$  на данной площадке произойдет случайное число  $\nu$  землетрясений, подразделенных на  $K$  классов, с повторяемостью, определяемой по закону Пуассона со средними значениями  $\mu$ . Тогда в качестве величины, характеризующей сейсмичность площадки при заданной динамической схеме сооружения и ее уровне сейсмovoоруженности, удобно выбрать [6] среднюю скорость нарастания повреждений (или убытков от них)

$$m_1 \left\{ \bar{\delta} \right\} = \sum_{i=1}^K m_i \left\{ \Delta_i \right\} \mu_i, \quad (1)$$

где  $\bar{\delta} = \frac{1}{t} \delta(\nu)$ ,  $\delta(\nu)$  — суммарное повреждение от случайного числа  $\nu$  землетрясений;  $\Delta_i$  — случайное повреждение от землетрясений  $i$ -го класса;  $m_1 \{ \dots \}$  — среднее значение величины в фигурных скобках.

При достаточно большом сроке  $t$  дисперсия  $\bar{\delta}$  стремится к нулю, а следовательно, сама эта величина стремится к детерминированной [6]. Поэтому в качестве приближенной простой оценки повреждаемости сооружения к концу срока  $t$  можно принять

$$m_1 \left\{ \delta(\nu) \right\} = t \sum_{i=1}^K m_i \left\{ \Delta_i \right\} \mu_i. \quad (2)$$

Рассмотрим примеры оценок повреждаемости сооружений на площадках с различными сейсмическими режимами. Предположим, что повреждения в сооружениях рассматриваемого типа могут вызывать лишь землетрясения интенсивностью не ниже 7 баллов и расчетная сейсмичность площадки также 7 баллов. Пусть все землетрясения делятся на 3 класса:

- 1) от удаленных очагов с магнитудой  $M_1$  и повторяемостью  $\mu_1$ ;
- 2) от очагов средней удаленности с магнитудой  $M_2$  и повторяемостью  $\mu_2$ ;
- 3) от местных очагов с магнитудой  $M_3$  и повторяемостью  $\mu_3$ .

Пусть величина повреждения  $\Delta_i$  от землетрясения  $i$ -го класса пропорциональна его эффективной продолжительности  $t_i^3$  [6]

$$\Delta_i = \Delta_{07} t_i^3. \quad (3)$$

Тогда за время  $t$  сооружение в среднем получит повреждение

$$m_1 \left\{ \delta(\nu) \right\} = \sum_{i=1}^3 m_i \left\{ \Delta_{07} \right\} t_i^3 \mu_i t. \quad (4)$$

Случай А.  $M_1 = 7$ ,  $M_2 = 6$ ,  $M_3 = 5$ ;  $\mu_1 = \mu_0 a$ ;  $\mu_2 = \mu_0 a^2$ ;  $a = 4$ ,  $t_1^3 = 22c$ ,  $t_2^3 = 10c$ ,  $t_3^3 = 4c$ . Подставляя числовые значения в формулу (4), получим

$$m_1 \left\{ \delta_A(\nu) \right\} = 126 \bar{\Delta}_{0,7} \mu_0 t, \quad (5)$$

причем вклад в общую повреждаемость сооружения от землетрясения с удаленными очагами составляет 17,5%, от землетрясений с очагами средней удаленности — 31,5% и местных землетрясений — 51%.

Случай Б.  $M_1 = 8$ ,  $M_2 = 7$ ,  $M_3 = 6$ ;  $\mu_1 = \mu_0 / a$ ;  $\mu_2 = \mu_0$ ;  $\mu_3 = \mu_0 a$ ;  $a = 4$ ; соответственно  $t_1^3 = 40c$ ,  $t_2^3 = 22c$ ,  $t_3^3 = 10c$ . Подставляя эти данные в формулу (4), получим

$$m_1 \left\{ \delta_B(\nu) \right\} = 72 \bar{\Delta}_{0,7} \mu_0 t. \quad (6)$$

Вклад в общую повреждаемость от землетрясений первого класса составляет 14%, второго — 31% и третьего — 55%.

Таким образом, если в обоих случаях доля повреждений, приходящаяся на землетрясения разных классов, примерно сохранилась, то общая средняя повреждаемость сооружения при сейсмическом режиме случая А в 1,75 раза оказалась больше, чем при сейсмическом режиме Б, хотя в обоих случаях сейсмичность площадки равнялась 7 баллам.

Остановимся на вопросе о влиянии повторяемости землетрясений на повреждаемость сооружений. С этой целью для рассмотренных двух случаев сейсмологической обстановки были подсчитаны средние повреждаемости сооружений, когда характеристика повторяемости землетрясений  $a$  варьировалась в пределах от 3 до 10, соответствующих диапазону изменений этого параметра в реальных условиях. (Величина  $a$  показывает, во сколько раз увеличивается среднее число землетрясений при уменьшении магнитуды на единицу.). Результаты этих расчетов представлены на рисунке. Откуда видно, что величина средней повреждаемости растет вместе с величиной  $a$ , увеличиваясь в случае Б приблизительно в 2 раза при  $a = 10$  по сравнению со случаем, когда  $a = 3$ . В случае же А увеличение повреждаемости для тех же значений  $a$  несколько меньше в 6 раз. Причем в случае меньших магнитуд (случай А) при всех значениях повреждаемость оказывается большей, чем в случае больших магнитуд (случай Б). К примеру, при  $a = 10$  повреждаемость в случае А приблизительно в 4 раза превосходит повреждаемость случая Б.

Приведенные подсчеты, не претендуя на слишком высокую точность, показывают качественную сторону вопроса и, естественно, требуют дальнейшей проверки. Тем не менее эти подсчеты достаточно полно иллюстрируют важность введенных в новый вариант карты сейсмического районирования данных о магнитуде и повторяемости землетрясений.

Касаясь общих вопросов исходной сейсмологической информации, необходимой строителям, отметим следующее. Большая неопределенность информации, используемой в расчетах на сейсмостойкость, приводит к многообразию путей как накопления этой информации, так и развития экспериментально-теоретических методов оценок сейсмостойкости сооружений, различающихся по степени неопределенности исходной информации и возможного ее уточнения в том или ином направлении.

Перестройки методов оценки сейсмостойкости сооружений, вызванные дополнительной исходной информацией, зачастую приводят к весьма глубокой перестройке совокупности как теоретических, так и экспериментальных методов проектирования, затрагивающих сами основы оценок надежности сооружений, а также — к необходимости оценок экспериментальных данных о свойствах конструкций, получаемых на новых экспериментальных установках. Все это требует значительных материальных затрат и большого времени для получения дополни-

Изменения повреждаемости сооружений в зависимости от повторяемости землетрясений. Случаи А и Б

тельной информации о свойствах конструкций и перестройки научных и проектных организаций на новые методы.

К примеру, проведенные теоретические оценки надежности сооружений, работающих в неупругой стадии, указали, с одной стороны, на важность в исходной структуре информации таких факторов, как эффективная продолжительность воздействия и вероятности проявления землетрясений определенного класса, а с другой стороны, на необходимость интенсивных экспериментальных исследований в области малоциклового усталости строительных конструкций. Для проведения этих исследований требуется разработка специальных, зачастую дорогостоящих динамических установок.

Традиционные методы оценки надежности конструкций, накопленные в строительной механике за долгие годы ее развития, также оказываются непригодными для рассматриваемого случая работы сооружения. В силу этих объективных причин далеко не всякая сейсмологическая информация может быть эффективно использована строителями. В качестве примеров можно указать на многочисленные работы по спектрально-временному анализу инструментальных данных (СВАН).

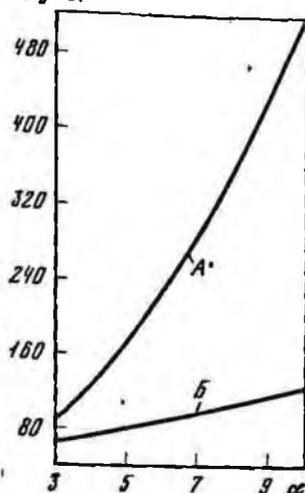
Работы Ю.В. Ризниченко и его учеников [8] по спектральной сотрясаемости представляют несомненный практический интерес для строителей и при их достаточной обоснованности в значительной мере решают вопрос об исходной информации при расчете сооружений в упругой стадии. Однако при неупругом расчете сооружений структура необходимой исходной сейсмологической информации уже оказывается иной, и поэтому указанные методы спектральной сотрясаемости требуют соответствующей перестройки.

Эти примеры, которые легко можно было бы продолжить, наглядно показывают несоответствие информации, представляемой сейсмологами, данным, необходимым строителям. Если учесть также практически белое пятно в области исходной информации для вероятностных методов расчета сооружений на сейсмостойкость, то становится понятным, почему, казалось бы, богатая сейсмологическая информация не может утолить информационный "голод" строителей.

Подавляющее большинство методов теории сейсмостойкости, направленных на уточнение оценок сейсмостойкости сооружений и правильно описывающих их поведение при высоких уровнях сейсмического воздействия, существенно опираются на представление этого воздействия в виде некоторого процесса. Иными словами, в качестве исходной информации используют временные функции, описывающие движения грунта при землетрясении. Если размеры здания соизмеримы с длиной сейсмической волны, то для расчета необходимы данные не только о колебаниях в некоторой точке грунта, но и о волновом поле в окрестности площадки строительства.

Эта информация позволила бы найти оптимальную динамическую систему, а затем реализовать ее на сооружениях с помощью специальных конструктивных решений. Таков идеальный путь решения задачи по проектированию сейсмостойких зданий при условии абсолютно точного прогноза волнового поля в районе площадок строительства. Учитывая же, что реальный прогноз обязательно содержит элементы большей или меньшей неопределенности, указанный путь позволяет путем

$$\frac{m, [\sigma(\tau)]}{\sigma_0 \Delta \sigma \tau}$$



трудоемких расчетов получить не действительно оптимальную конструкцию здания, а лишь одну из множества оптимальных конструкций при заданном множестве возможных воздействий. В связи с тем, что множество возможных сейсмических воздействий на сооружения является бесконечным, получение всего множества оптимальных конструктивных решений путем их прямого перебора представляется неосуществимым. Для преодоления этих трудностей представляется перспективным путь построения сейсмических движений грунта с иерархической структурой параметров, упорядоченных по степени их влияния на сейсмостойкость сооружений [7, 9]. Среди важных для сейсмостойкого строительства характеристик движений грунта, в достаточной мере коррелирующихся с основными прогнозируемыми сейсмологическими параметрами — магнитудой и интенсивностью, являются уровень колебаний и его эффективная продолжительность.

Как указывалось выше, спектральные характеристики движения грунта играют большую роль в сейсмостойком строительстве [3]. Однако, учитывая, что задача прогнозирования детального спектра имеет тот же порядок трудности, что и прогнозирование временной функции, полагаем, что и здесь метод классификации может оказаться весьма полезным, при этом в качестве первых параметров в их иерархии целесообразно было бы выбрать такие, как эффективная ширина спектра, его приведенный уровень и преобладающая частота.

Выше мы касались в основном вопросов о колебании грунта при каждом конкретном землетрясении. Не следует, однако, переоценивать роль этой исходной информации и упускать из виду, что при оценке сейсмостойкости сооружения она является лишь частью необходимой исходной информации наряду с информацией о локализации очагов землетрясений и вероятности распределения их во времени.

Ценность даже самого точного прогноза о колебании почвы при конкретном землетрясении окажется невысокой, если будут очень неопределенными данные о месте появления землетрясений и вероятности их появления, так как для получения достаточной гарантии неразрушимости сооружений их придется рассчитывать на повышенные сейсмические нагрузки.

В связи с этим становится очевидным и та роль, которую могут играть сейсмогенные зоны для решения задач сейсмостойкого строительства. Возможность локализации землетрясений в довольно узких зонах с характерными для этих зон классами землетрясений и законами их повторяемости составляют одно из преимуществ концепции сейсмогенных зон [4], конкретно указывающее путь уменьшения общей исходной информации для оценки сейсмостойкости сооружений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Медведев С.В.* Инженерная сейсмология. Госстройиздат, 1962.
2. Сейсмическое районирование СССР. Под ред. С.В. Медведева, М., "Наука", 1968.
3. *Поляков С.В.* Последствия землетрясения в Ниигата (Япония) в 1964 г. — В кн.: Сейсмостойкость крупнопанельных и каменных зданий, М., Стройиздат, 1976.
4. *Губин И.Е.* О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) законами. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР, М., "Наука", 1976.
5. Современное состояние теории сейсмостойкости и сейсмостойкие сооружения. М., Стройиздат, 1973.
6. *Жаров А.М.* Обобщенная модель сейсмического воздействия, учитывающая повторяемость землетрясений и другие особенности сейсмологической обстановки. — В кн.: Совершенствование методов расчета и конструирования зданий, возводимых в сейсмических районах. ЦНИИСК, 1976.
7. *Поляков С.В., Жаров А.М.* Некоторые замечания к проекту новой сейсмической шкалы. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., "Наука", 1975.
8. *Ризниченко Ю.В.* От максимальной балльности землетрясений к спектрально-временной сотрясаемости. Ташкент, "Фан", 1971.
9. *Жаров А.М., Никопорец Г.Л.* О классификациях сейсмического движения грунтов, использующих инструментальные данные. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., "Наука", 1975.

## СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА УЧАСТКАХ СТРОИТЕЛЬСТВА БОЛЬШИХ ПЛОТИН

Оценка сейсмической опасности районов строительства больших плотин представляет актуальную проблему для гидротехнического строительства. Своеобразие этой проблемы определяется спецификой природных условий районов строительства высоконапорных гидроузлов, конструктивными особенностями и гигантскими размерами входящих в их состав больших плотин и теми особыми требованиями, которые предъявляются к надежности таких уникальных сооружений.

Большие плотины в горных областях размещаются в глубоких ущельях, в местах перепада высот, а также при выходе ущелий на равнины. Эти специфические рельефные условия практически везде обуславливаются тектоническими, вертикальными дифференцированными движениями блоков земной коры, как правило, по молодым тектоническим разрывам.

По таким новейшим, молодым разрывам, помимо тектонических движений, нарушающих земную поверхность, возникает в сейсмоактивных областях на участках строительства плотин сильное землетрясения. Возведение же плотин и заполнение водохранилищ, со своей стороны, воздействует на ход природного сейсмогенного процесса в районе строительства [1]. Кроме того, массы воды водохранилища существенно меняют реакцию сооружения на действие землетрясения.

Благодаря огромным размерам, сравнимым с длинами сейсмических волн преобладающего периода, плотины оказывают значительное обратное влияние на сейсмические колебания основания. Последние же носят сложный характер, не отвечающий обычным представлениям о "платформенном" эффекте землетрясения. Конструктивные особенности плотин резко выделяют эти сооружения в особую группу из всей массы объектов строительной деятельности человека [2, 3]. Авария плотины и возникший при этом вал воды может иметь катастрофические последствия для обширных районов.

Отмеченные особенности обуславливают необходимость выработки особых подходов к оценке сейсмической опасности при обосновании проектов больших плотин.

Существующие подходы к оценке сейсмической опасности.

Как известно, по действующим нормам [4] для промышленных и гражданских зданий единственной исходной сейсмологической характеристикой района строительства при проектировании является сейсмичность, оцениваемая в баллах [4]. Каждому баллу нормами приписывается определенная расчетная интенсивность землетрясения, задаваемая коэффициентом сейсмичность  $K_c$ . Этот коэффициент представляет собой определенным образом подсчитанное среднеквадратичное ускорение сейсмических колебаний земной поверхности для некоторых "средних" грунтовых условий, отнесенных к ускорению силы тяжести. Коэффициент сейсмичности используется для определения так называемых инерционных сейсмических нагрузок, вводимых в расчет сейсмостойкости сооружений как статических. Воздействие этих сейсмических нагрузок рассматривается как единственный вид сейсмической опасности, который необходимо учитывать при проектировании обычных строительных объектов. Влияние спектра землетрясения косвенно учитывается известным коэффициентом динамичности  $\beta(t)$ .

Сейсмичность района строительства определяется по картам сейсмического районирования, а для учета местных особенностей участков строительства производится

так называемое сейсмомикрорайонирование, результаты которого заключаются лишь в уточнении локальной сейсмичности в баллах по той же системе. Такой подход в применении к обоснованию проектов больших плотин является недостаточным по двум причинам.

Во-первых, практически не учитываются реальные особенности колебаний земной коры, характеризующие землетрясение как воздействие динамическое. Рассматривая сейсмические нагрузки как статические, проектировщик ограничен возможностью получения лишь самой грубой оценки надежности сооружения, пути же к резервам повышения экономичности конструкции последнего для него закрыты, поскольку эти резервы в полной мере обнаруживаются только при учете нестационарного волнового характера сейсмического воздействия и связаны с возможностью допущения ограниченных необратимых деформаций сооружения<sup>1</sup>.

Во-вторых, для таких сооружений, как большие плотины, опасность могут представлять не только сейсмические колебания основания, но также и тектонические проявления — необратимые дифференцированные подвижки блоков горных пород, слагающих основание плотины, обрушение береговых склонов как в самом створе, так и в зоне водохранилища, образование больших волн воды в результате сейсмодислокаций дна водохранилища.

Отмеченные обстоятельства учитываются действующими нормами лишь в самом общем виде. Им, в частности, посвящены пп. 5. 6 и 5. 9 главы СНиП. П—А, 12—69 [4], по первому из которых допускается производить расчеты плотин на сейсмическое воздействие, заданное акселерограммой, а по второму — учитывать возможность возникновения остаточных смещений и повреждений, если они не приводят к катастрофическим последствиям и могут быть устранены ремонтом сооружений после землетрясения. Предполагается, что необходимые для динамических расчетов сейсмостойкости плотин данные могут быть получены по результатам специальных исследований, состав которых кратко охарактеризован в п. 5.4. Однако относительно постановки соответствующих исследований никаких указаний нормы не содержат, а в литературных источниках на этот счет нет сложившихся взглядов. Ниже излагаются некоторые откровенные соображения, обсуждение и последующая реализация которых могут быть полезными для улучшения постановки специальных исследований с целью прогнозирования сейсмической опасности и производства детального сейсморайонирования на участках строительства плотин.

Исходным в этих соображениях является тезис, согласно которому прогнозирование всех видов сейсмической и тектонической опасности в первую очередь должно базироваться на данных установления зон дифференцированных тектонических движений с разрывами и определения степени сейсмогенности систем крупных разрывов в районе строительства гидроузла, полученных в результате геологических, геофизических и сейсмологических исследований.

Прогноз интенсивности сейсмических колебаний основания плотин. Было бы правильным строить этот прогноз с учетом ориентации створа плотины по отношению к крупным региональным разрывам определенной степени сейсмогенности, начиная со стадии технико-экономического обоснования строительства. Такой подход пока неосуществим, поскольку он не реализован в существующих нормативных

<sup>1</sup> Эта возможность имеет особенно важное значение для обоснования проектов крупных плотин из грунтовых материалов. За 1875—1975 гг. во всем мире испытали сильные землетрясения 400 таких плотин [5]; хотя около половины из них получили повреждения, за исключением нескольких мелких сооружений старой постройки, все они удержали напорный фронт. Этот факт свидетельствует о достаточно высокой живучести подпорных сооружений из грунтовых материалов. По завершении разработки соответствующих методов расчета их можно будет проектировать, допуская ограниченные необратимые деформации и смещения при землетрясениях, что даст значительный экономический эффект.

картах сейсмического районирования [4], однако, как следует из работ И.Е. Губина [6, 7], он вполне возможен и безусловно правилен.

В техническом задании 1972 г. к составляемой новой нормативной карте сейсмо-районирования указана необходимость показывать на ней зоны возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений по геологическим и геофизическим данным<sup>1</sup>. После утверждения такой карты в качестве нормативной ее данные будут использоваться и при обосновании проектов больших плотин на ранних стадиях проектирования. Способ учета зон сейсмогенных разрывов хорошо описан в статье Ш.Г. Напетваридзе [8].

Первая попытка определять границы зон распространения ожидаемой балльности сотрясений от положения границ очаговых зон была сделана в 1949 г. [7, с. 18]. Позднее аналогичные попытки предпринимались и за рубежом. Так, на карте сейсмического районирования Турции [9] районы строительства плотин разделяются на три категории: 1) районы, удаленные от сейсмогенных разрывов на достаточно большое расстояние; 2) районы, находящиеся на границах сейсмогенных зон или внутри них, но не над сейсмогенными разрывами и 3) районы сейсмогенных разрывов.

На стадии разработки технического проекта проектировщик должен располагать детальным прогнозом сейсмических колебаний основания плотины. Вопрос о форме представления и о методах получения такого прогноза не имеет общепризнанного решения. Известные варианты решений многочисленны, они содержатся в работах как отечественных, так и зарубежных специалистов, их подробное рассмотрение выходит за рамки настоящей статьи. Отметим лишь, что наиболее существенные работы данного направления были выполнены в СССР в ИФЗ АН СССР [10], Гидропроекте [11, 12], ЦНИИСКе [13] и ИСМиС АН ГССР [14].

Ниже кратко перечисляются материалы, необходимые для расчета сейсмостойкости больших плотин.

1. Карта детальное сейсмического районирования крупного масштаба, не менее 1 : 500 000, с показом на ней зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений, т.е. сейсмогенных зон, привязанных к активным разрывам. На карте должны также показываться магнитуда и интенсивность максимальных толчков вероятных в каждой зоне и ее звеньях и частоты их повторения за определенные отрезки времени. В стороны от границ сейсмогенных зон показываются полосы ожидаемого распространения сотрясений определенной интенсивности в баллах с указанием частоты их повторения, в зависимости от частоты повторения толчков различной интенсивности в соседних сейсмогенных зонах [7]. Эти данные необходимы для выполнения расчета сейсмостойкости плотин по нормативной (спектральной) методике.

2. Карта активизированных древних и новейших геологических структур района строительства масштаба желательного 1 : 50 000, включающая активные, в том числе сейсмогенные разрывы, расположенные на расстояниях до 50 км от створа плотины, с указанием их положения в плане и по глубине на геологических профилях.

Эти карты должны соответствовать друг другу так, чтобы для каждого цельного структурного комплекса второй карты можно было бы определить магнитуду и интенсивность ожидаемых в них максимальных землетрясений, а также частоту повторения толчков начиная с  $M \geq 5,5$ . Полученные результаты кладутся в основу определения параметров сейсмического воздействия, используемых в динамических расчетах плотины, проверки правильности выбора ее створа и оценки возможности возникновения необратимых дифференцированных подвижек скальных блоков на участке строительства.

<sup>1</sup> Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., Института физики Земли АН СССР, 1974.

3. Данные о возможной плотности сейсмической энергии, вероятностные характеристики ее спектрального состава и продолжительности ожидаемых сотрясений непосредственно на участке строительства от каждой из сейсмогенных зон в различных структурных комплексах, ранее упоминавшихся.

Проектировщик-строитель, получив эти данные, может разработать основные положения динамического расчета сейсмостойкости гидротехнического сооружения и осуществить синтез детерминированных расчетных воздействий, например, в виде набора акселерограмм для случаев, различающихся по виду источника и направлению сейсмических волн, плотности энергии, ее спектральному составу и продолжительности землетрясения. При этом он может применять одну из известных методик синтеза [11].

Особенности рельефа и неоднородность строения горных массивов на участке строительства могут оказывать существенное влияние на картину распространения сейсмических волн в основании сооружения. Поэтому для уточнения характера прогнозируемых колебаний и степени их неравномерности необходимо учитывать данные сейсмометрических наблюдений, а также использовать средства физического моделирования методом динамической фотоупругости [15, 16] и ультразвукового моделирования [17, 18].

Такова в общих чертах предлагаемая схема получения и применения исходных данных для расчета сейсмостойкости больших плотин. Она целиком базируется на концепции, по которой первичными и по существу определяющими факторами являются: а) положение створа плотины по отношению к сейсмогенным разрывам и б) величина энергии (магнитуда) максимальных толчков, генерация которых возможна по этим же разрывам. Для проектной практики здесь будет новым использованием в качестве основной меры интенсивности сейсмического воздействия непосредственно на участке строительства плотности энергии землетрясения (при заданных спектральном составе и продолжительности сотрясений) [19].

Подчеркнем, что предлагаемая схема будет работоспособной лишь при соблюдении двух условий: достаточной точности указанной выше исходной геологической и сейсмологической информации, передаваемой проектировщику, и наличия в распоряжении последнего методов динамического расчета сейсмостойкости плотин, позволяющих учитывать нестационарный волновой характер сейсмического воздействия, неупругие деформации материалов, особенности взаимодействия сооружения с основанием, трещинообразование и раскрытие межблочных швов в бетонных массивах и некоторые другие факторы. При этом необходимо, чтобы соответствующие предельные состояния по необратимым деформациям (исходя из общего требования недопущения прорыва напорного фронта) были заданы с учетом особенностей конструкции плотины и сформулированы в технических условиях на ее проектирование. В настоящее время методы динамического расчета сейсмостойкости плотин с учетом указанных факторов интенсивно разрабатываются, причем ряд необходимых решений уже получен.

Прогноз возможности возникновения и размеров необратимых смещений блоков горных пород, образующих основание плотины и чашу водохранилища. С точки зрения строителя такие смещения целесообразно разделять на первичные и вторичные. К первичным причисляются локальные деформации земной коры: разрывы, надвиги и складки, являющиеся следствием глубинных процессов в эпицентральных зонах. Ко вторичным относятся смещения или обрушения *недостаточно устойчивых* участков горных склонов под влиянием сейсмических колебаний. Прогноз возможных деформаций земной коры должен осуществляться геологами. Что же касается вторичных смещений, то прогноз возможности их возникновения и оценку размеров можно производить теми же методами, какие используются и в расчетах сейсмостойкости сооружений гидроузла. Конечно, после того, как геологическими и геофизическими исследованиями будут выявлены потенциально неу-

стойчивые горные склоны на участке строительства гидроузла и в зоне водохранилища. Первичные деформации в свою очередь следует разделять [20] на медленные, протекающие при подготовке землетрясений и на возникающие в момент землетрясения или непосредственно перед ним. По совокупности признаков, полученных при геологических исследованиях и длительных инструментальных наблюдениях, можно проверить, имеют ли место на участке строительства подвижки первого рода — медленные дифференцированные подвижки скальных блоков, которые могут представить опасность для будущего сооружения. Предвидеть же, возникнут ли при подготовке, или в момент проявления землетрясения опасные необратимые подвижки блока в основании сооружения или в чаще водохранилища, можно лишь понимая механизм сеймотектонических движений земной коры в данном районе, для чего необходимо иметь достаточно полную информацию об имеющихся здесь сейсмогенных разрывах всех рангов и о тектонических движениях по этим разрывам. Эти данные необходимы для правильного выбора местоположения створа плотины, обеспечивающего размещение плотины на достаточно монолитном скальном массиве, разрушения которого при землетрясениях можно не опасаться.

Таким образом, установление активных разрывов и магнитуды (энергии) максимальных землетрясений, возможных в локальных сейсмогенных зонах, привязанных к разрывам, является основным для прогноза всех видов сейсмической опасности, которые учитываются при обосновании проектов крупных гидроузлов.

Это положение целиком можно распространить не только на прогнозы, связанные с оценкой разрушительного эффекта сильных землетрясений, но и на предсказания момента их проявления. Служба слежения за предвестниками землетрясений может дать полезный эффект лишь в тех случаях, когда она организована непосредственно на участках крупных сейсмогенных разрывов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Проектирование и строительство больших плотин, вып. 1. Строительство плотин в сложных природных условиях. (Материалы IX Международного конгресса по большим плотинам). Составители: М.Б. Гинзбург, Н.Д. Красников, О.А. Савинов. Под общ. ред. А.А. Борового. М., "Энергия", 1972.
2. *Nassar M.A.* Caracteristiques particuliere et circonstances a considerer dans projets des barrages soumis a des actions seismiques calculs approximatifs. — Trans. 9 th Int. Congr. on Large Dams, 1967, v. 4.
3. *Красников Н.Д., Напетваридзе Ш.Г., Савинов О.А.* Проблема оценки сейсмического воздействия на плотины. Л., "Энергия", 1969.
4. Строительство в сейсмических районах СНиП. 11-А. 12-69, М., Стройиздат, 1970.
5. *Савинов О.А., Сумчванко Е.И.* Сейсмические воздействия на гидротехнические сооружения, вып. 1. Повреждения плотин при землетрясениях. (Обзор). Сер. "Строительство и монтаж электростанций". М., Информэнерго, 1976.
6. *Губин И.Е.* О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании. — В кн.: Поиски предвестников землетрясе-
- ний на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
7. *Губин И.Е.* О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. — В кн.: Сейсмоструктоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
8. *Напетваридзе Ш.Г.* О картах сейсморионирования с предполагаемыми (прогнозируемыми) очаговыми зонами разрушительных землетрясений. — В кн.: Сейсмоструктоника некоторых районов Юга СССР. М., "Наука", 1976.
9. *Ural O.M.* Design and constructure of earthquake resistant dams in Turkey. — Trans. 9 th Int. Congr. on Large Dams, 1967, v. 4.
10. *Раутиан Т.Г., Голубятников В.Л., Никифорова М.Н.* Изучение характеристик сейсмических колебаний и методика построения синтетических сейсмограмм. — Тр. ИФЗ АН СССР. Инженерная сейсмология, вып. 18. М., "Наука", 1976.
11. *Сувилова А.В.* Моделирование записи сильного землетрясения для расчета сейсмостойкости. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 94. Л., "Энергия", 1974.

12. *Ляхтер В.М., Головин В.В.* Определение вероятностных характеристик сейсмических колебаний поверхности земли. — В кн.: Определение степени сейсмической опасности в районах строительства гидротехнических сооружений. Л., "Энергия", 1974.
13. *Айзенберг Я.М.* Модель сейсмического воздействия для расчета сооружений при неполной сейсмологической информации. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., "Наука", 1975.
14. *Напетаваидзе Ш.Г.* Некоторые задачи инженерной сейсмологии. Тбилиси, "Мецин-вრება", 1973.
15. *Мальшова Л.К., Шевичева Л.В., Шулман С.Г.* Исследования взаимодействия сейсмических волн с бортами каньонов. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 87. Л., "Энергия", 1973.
16. *Метод фотоупругости, т. 2.*, Под ред. И.А. Стрельчука и Г.Л. Хасина, М., Стройиздат, 1975.
17. *Калцан А.Д.* О возможности ультразвукового моделирования при исследовании сейсмических характеристик плотин. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 47. Л., "Энергия", 1969.
18. *Ярышева Б.П.* Исследования особенностей распространения сейсмических волн при землетрясениях на плоских моделях неоднородных массивов скальных оснований ультразвуковым методом. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 87. Л., "Энергия", 1973.
19. *Ризниченко Ю.В.* От максимальной балльности землетрясений к спектрально-временной сотрясаемости. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент, "Фан", 1971.
20. *Коптев В.И., Савич А.И., Павлова И.Н., Герцик В.М.* О возможности прогнозирования остаточных сейсмодетформаций на участках гидротехнического строительства. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 94. Л., "Энергия", 1974.

# МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКЕ И СЕЙСМИЧНОСТИ

*А. А. Абдулин, Б. С. Цирельсон, В. А. Быкадоров,  
Ф. М. Ибрагимов, О. А. Федоренко*

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА ХРЕБТА КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) В СВЯЗИ С СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЕМ

Рассматриваемый район охватывает хр. Каратау и его предгорья, а также равнинные площади, примыкающие к хребту с юго-запада и северо-востока. Его северная граница проходит на широте низовий р. Сарысу, а южная несколько южнее широты г. Чимкента. Юго-западная граница совпадает с р. Сырдарьей, на северо-востоке район ограничен линией, параллельной хребту от поселка Байкадам до низовьев р. Сарысу. В юго-западных и северо-восточных предгорьях хребта и на примыкающих равнинах расположены основные населенные пункты: города Чимкент и Кентау, районные центры Тамерлановка, Арысь, Туркестан, Яныкүрган, Сузак, Чулаккүрган. В связи с благоприятными физико-географическими и экономическими условиями рассматриваемая территория в последние годы все более активно осваивается.

В рамках указанного района разрушительные землетрясения не отмечались, однако в предгорьях Каратау и в самом хребте зафиксирован ряд землетрясений до 7 баллов. Наряду с активными неоген-четвертичными структурами это определяет необходимость сейсмотектонического районирования территории. Реальность сейсмической опасности в подобных предгорных районах подтверждается Газлийским землетрясением 1976 г.

Геолого-геофизические данные [1] свидетельствуют об идентичности глубинного строения земной коры хр. Каратау с другими хребтами Тянь-Шаня. Построения по границе Мохоровичича на основе корреляции данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с региональным полем силы тяжести показывают, что мощность коры вдоль хребта Каратау изменяется от 45 км в его северо-западной части до 50 км в юго-восточной. На юго-востоке Каратауский прогиб поверхности "М" постепенно переходит в общую депрессию подошвы земной коры Тянь-Шаня, а на северо-западе он постепенно выклинивается. В глубинном строении района достаточно отчетливо выражены две зоны разломов: Главного Каратауского, разделяющего Большой и Малый Каратау и Сырдарьинского, проходящего вдоль юго-западных предгорий Большого Каратау. Плоскость Главного Каратауского разлома имеет субвертикальное падение, плоскость Сырдарьинского разлома наклонна на северо-восток, т.е. под Большой Каратау, под углом около  $45^\circ$ .

В верхней части коры данного района отчетливо выделяются два структурных комплекса; домезозойский складчатый фундамент и мезозой-кайнозойский платформенный чехол. В разрезе каждого из комплексов фиксируется ряд разновозрастных структурных этажей или ярусов.

Домезозойский фундамент в рассматриваемом районе сложен образованиями от протерозойских до верхнепалеозойских включительно (рис. 1). Удельный вес интрузивных пород в строении фундамента относительно невелик, представлены они редкими небольшими телами кислого, среднего и основного состава, приуроченными обычно к зонам крупных разломов и имеющими возрастную диапозон от протерозоя до верхнего палеозоя.

Образование фундамента в той или иной мере дислоцированы, однако степень их дислоцированности и характер структурных форм меняются как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. В целом в более древних структурных этажах (доверхнерифейском и каледонском) дислоцированность и нарушенность пород разрывами интенсивнее, а структурные формы отличаются большей линейностью и отчетливой северо-западной ориентировкой. В варисцийском этапе складчатые структуры более пологие с хорошо выраженными брахиформными очертаниями.

Важнейшими элементами домезозойского фундамента являются региональные разломы различного простирания, определяющие глыбово-блоковую структуру коры. Среди них по роли в домезозойской истории развития коры и общей структуре фундамента можно выделить разломы трех типов: разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны фундамента (межзональные разломы), разломы, совпадающие с границами разновозрастных структурных этажей внутри структурно-формационных зон (внутризональные разломы), и разломы, ориентированные под различными углами к разломам первых двух типов и, следовательно, к основным складчатым структурам фундамента. Роль разломов третьего типа в формировании структурного плана фундамента менее ясная, чем в первых. До последнего времени им вообще придавалось значение локальных разрывов. Однако более тщательный анализ показывает, что они группируются в протяженные системы, разделяющие блоки фундамента, различающиеся мощностями и составом синхронных толщ, т.е. достаточно отчетливо проявлены в истории развития района.

К разломам первого типа (межзональным) относятся Главный Каратауский, Сырдарьинский, Сузакский и Чулимский.

Главный Каратауский разлом разделяет площади, принципиально различающиеся тектонической структурой. В расположенных к северо-востоку от разлома площадях в Малом Каратау и западной части Чу-Сарысуйской впадины консолидация фундамента завершилась в конце ордовика. Средне- и верхнепалеозойские отложения (девон-пермь) здесь сравнительно слабо дислоцированы и с несогласием залегают на протерозойских и нижнепалеозойских породах, образуя своеобразный чехол, названный в последние годы квазиplatformенным [2, 3].

К юго-западу от Главного Каратауского разлома в Большом Каратау все структурные этажи фундамента (доверхнерифейский, каледонский и варисцийский) имеют геосинклинальную природу и достаточно сильно дислоцированы. Характерной чертой варисцийского этапа этой площади является широкое развитие пологих надвигов, амплитуды горизонтальных перемещений по которым достигают 15—20 км [4]. Консолидация фундамента в Большом Каратау завершилась лишь в позднем палеозое.

Сырдарьинский разлом является вторым по значимости в структуре домезозойского фундамента района. До последнего времени положение этого разлома на местности, а также тектоническая природа и структура площади к юго-западу от него, перекрытая чехлом мезозой-кайнозойских отложений, оставались дискуссионными. Различные исследователи проводили этот разлом по-разному на отрезке от Сырдарьи до юго-западного склона Каратау. Большинство исследователей предполагало, что площадь к юго-западу от разлома относится к блоку более ранней консолидации, чем Большой Каратау (так называемому Сырдарьинскому массиву) [5].

Полученные в последние годы новые обширные данные буровых и геофизических работ в юго-западных предгорьях Большого Каратау и в долине Сырдарьи поз-

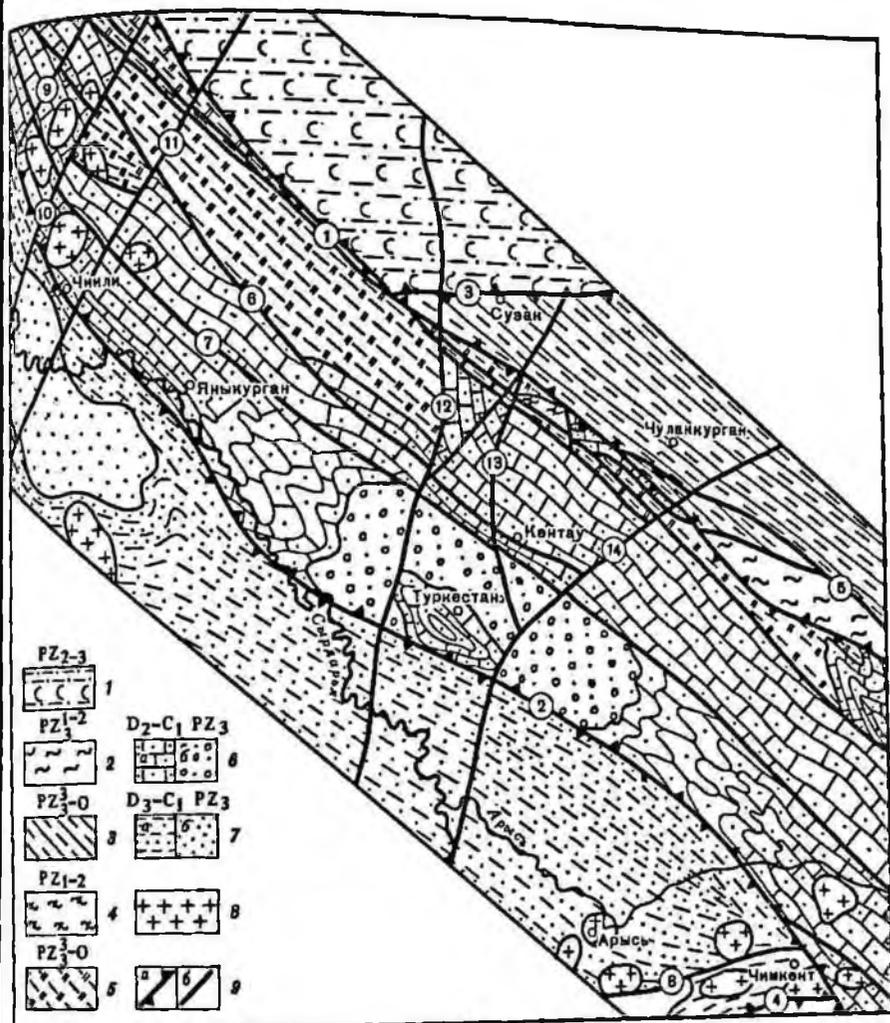


Рис. 1. Схема строения докембрийского фундамента хр. Каратау и прилегающих площадей

1 — Чу-Сырдыуская структурно-формационная зона, вариссийский структурный этаж, сложенный терригенными, карбонатными и эвапоритовыми отложениями; 2-3 — структурно-формационная зона Малою Каратау: 2 — доверхнерифейский структурный этаж, сложенный сланцеватыми и рассланцованными терригенными породами; 3 — каледонский структурный этаж, сложенный терригенными и карбонатными отложениями; 4-6 — структурно-формационная зона Большого Каратау: 4 — доверхнерифейский структурный этаж, сложенный гнейсами и амфиболитами; 5 — каледонский структурный этаж, сложенный рассланцованными эффузивными, литыми и терригенными породами; 6 — вариссийский структурный этаж: а — нижний подэтаж, сложенный терригенными (внизу) и карбонатными (вверху) отложениями, б — верхний подэтаж, сложенный терригенными отложениями; 7 — Сырдыарьинская структурно-формационная зона, вариссийский структурный этаж: а — нижний подэтаж, сложенный переслаивающимися карбонатными и терригенными отложениями, б — верхний подэтаж, сложенный терригенными отложениями; 8 — гранитоидные массивы; 9 — разломы: а — разграничивающие структурно-формационные зоны, б — прочие разрывные нарушения. Названия разломов (цифры в кружках): 1 — Главный Каратауский, 2 — Сырдыарьинский, 3 — Сузакский, 4 — Чулинский, 5 — Большаковской, 6 — Майдантальский, 7 — Акуюнский, 8 — Уртабасский, 9 — Дуутский, 10 — Карамурунский, 11 — Мынбулакский, 12 — Жамантауский, 13 — Миргалымсайский, 14 — Кызылкольский

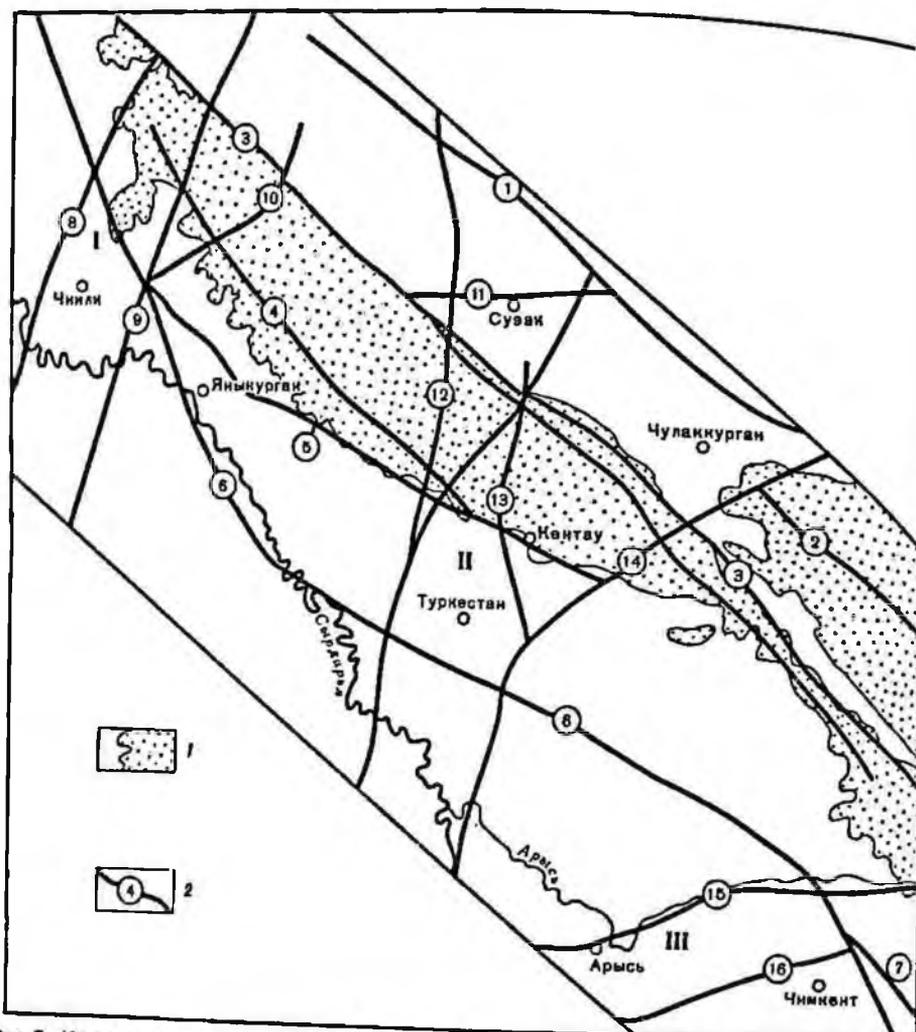


Рис. 2. Карта региональных альпийских разломов хр. Каратау и прилегающих площадей  
 1 — выходы домезозойских образований на земную поверхность; 2 — региональные разломы (цифры в кружках): 1 — Ащиколь-Байкедамский, 2 — Большекаройский, 3 — Главный Каратауский, 4 — Майданталский, 5 — Акуюкский, 6 — Сырдарьинский, 7 — Угамский, 8 — Карамурунский, 9 — Мынбулакский, 10 — Аксумбинский, 11 — Сузакский, 12 — Жамантауский, 13 — Миргалимсайский, 14 — Кызылкольский, 15 — Арысский, 16 — Уртабасский. Блоки повышенной раздробленности коры: I — Чилийский, II — Туркестанский, III — Арысский

волили уточнить положение Сырдарьинского разлома в плане (рис. 2) и более однозначно определить особенности структуры домезозойских образований в долине Сырдарьи. Скважинами под мезозой-кайнозойскими отложениями здесь вскрыты две различные толщи: фаменско-нижнекарбоневая сероцветная с четким флишеидным переслаиванием карбонатных и терригенных разностей и верхней палеозойская красноцветная преимущественно грубообломочная. Углы падения в нижней толще круче — 45–80°. Суммарная мощность обеих толщ по геофизическим данным оценивается в 3–6 км.

Имеющиеся данные свидетельствуют, следовательно, о широком распространении на данной площади варисийского структурного этажа, высокой степени его

ислоцированности и раздробленности. Вероятнее всего эта площадь и Большой Каратау в вариссийском этапе представляют парагенетически связанные тектонические элементы с противоположной структурной формой — синклиной в первом случае и антиклинорной — во втором.

Сузакский разлом находится в северо-восточной части района и трассируется субширотно. Он отчетливо фиксируется по допалеозойским-образованием, отграничивая поднятый блок Малого Каратау от Чу-Сырасуйской впадины.

Чулимский разлом расположен на юге района и также ориентирован субширотно. Данный разлом представляет собой северное ограничение площади с интенсивным проявлением средне- и позднепалеозойского кислого магматизма (в эффузивной и интрузивной формах), проходящей сюда от хр. Карантау.

Описанные разломы разграничивают таким образом пять структурно-формационных зон в домезозойском фундаменте района. Из них две зоны (Чу-Сырасуйская и Малого Каратау) относятся к области с каледонскими и три зоны (Большого Каратау, Сырдарьинская и Каржантауская) — к области с вариссийским возростом консолидации фундамента. Разломы второго типа (внутризональные) представлены Большекарыйским, Майдантальским и Уртабасским.

Большекарыйский разлом находится в Малом Каратау и ориентирован вдоль хребта на северо-запад. На всем протяжении он отграничивает протерозойские метаморфические образования от верхнерифейско-вендско-нижнепалеозойских осадочных толщ [6], являясь, таким образом, границей доверхнерифейского и каледонского структурных этажей [1].

Майдантальский разлом расположен внутри структурно-формационной зоны Большого Каратау и также простирается параллельно хребту. Линия разлома достаточно отчетливо выражена в строении домезозойских пород, выходящих на поверхность, отделяя зеленоцветные терригенные отложения среднего-верхнего ордовика от девонско-нижнекарбонных толщ. Таким образом, данный разлом представляет собой границу каледонского и вариссийского структурных этажей Большого Каратау.

Уртабасский разлом расположен в южной части Сырдарьинской структурно-формационной зоны в 25–30 км к северу от Чулимского разлома и трассируется параллельно ему, т.е. субширотно. В домезозойском фундаменте этот разлом выделен исключительно по геофизическим данным. На гравиметрической карте с вычтенным влиянием мезозой-кайнозойского платформенного чехла он фиксируется ясно повышенным градиентом значений  $\Delta g$ . Отмеченная линия является северной границей субширотной зоны отрицательных гравитационных аномалий, которая проинтерпретирована как прогиб, выполненный верхнепалеозойскими терригенными отложениями.

Среди разломов третьего типа следует отметить четыре наиболее важных: Карамурунский, Мынбулакский, Жамантауский и Кызылкольский.

Карамурунский и Мынбулакский разломы находятся в крайней северо-западной части Большого Каратау и ориентированы с юго-запада на северо-восток. На поверхности они слабо выражены в виде частных непротяженных разрывов, однако весьма отчетливо фиксируются в поле силы тяжести, смещая отдельные части регионально-го гравитационного максимума Большого Каратау.

Жамантауский и Кызылкольский разломы расположены в центральной части Большого Каратау. По своим структурным характеристикам они близки к Карамурунскому и Мынбулакскому разломам, т.е. имеют северо-восточное простирание и более четкое выражение в геофизических полях, чем в строении обнаженных до-мезозойских образований. Зоны Жамантауского и Кызылкольского разломов могут рассматриваться как поперечные границы отдельных палеотектонических блоков домезозойского фундамента Большого Каратау (Северо-Западного, Централь-

ного и Юго-Восточного Каратау), для которых неоднократно отмечались различия в литологическом составе и мощностях фаменско-нижнекарбоновых толщ [7].

Описанные разломы разных типов достаточно резко различаются по своей тектонической природе, длительности развития и глубине заложения. Однако все они хорошо выражены в современной структуре домезозойского фундамента, определяя его общий глыбово-блоковый облик.

Платформенный чехол в пределах рассматриваемого района включает отложения от юрских до четвертичных. По особенностям строения и взаимоотношению отдельных толщ в нем выделяются три структурных яруса: мел-палеогеновый, юрский и неоген-четвертичный. Каждый из ярусов подразделяется на структурные подъярусы.

Характер распространения в районе каждого из отмеченных ярусов и существующие в них структурные формы достаточно резко отличаются, что связано с различиями в интенсивности проявления тектонических движений в мезозойско-кайнозойский этап развития района. Наиболее интенсивные движения проявились в юрское и неоген-четвертичное время, определив формирование наиболее контрастных структурных форм. Тектонические движения мел-палеогенового времени имели более спокойный характер и привели к образованию типично платформенных структур с углами наклона крыльев в первые градусы.

Решающим в формировании современного структурного плана платформенного чехла и основных морфологических элементов поверхности района явились тектонические движения неоген-четвертичного времени. Очевидно, что региональные разломы, обновленные или вновь образованные в это время, представляют наибольший интерес для сейсмического районирования. Геологические и неоморфологические данные, а также информация космических снимков (КС) позволили достаточно уверенно выделить такие разломы на местности и определить их основные характеристики (рис. 2).

По морфологическим особенностям и возрастным взаимоотношениям среди альпийских разрывных нарушений выделяются две группы разломов: ориентированные на северо-запад, т.е. субпараллельно к основным структурным и морфологическим элементам района, и поперечные к генеральному простиранию структур.

Основными разломами первой группы являются (с северо-востока на юго-запад): Ащиколь-Байкадамский, Большекаройский, Главный Каратауский, Майдантальский, Акуюкский и Сырдарьинский.

Ащиколь-Байкадамский разлом отчетливо трассируется по КС от низовьев рек Чу и Сарысу (оз. Ащиколь) до пос. Байкадам, выражаясь небольшим уступом, отделяющим предгорную аккумулятивную равнину от песчаного массива Мунон-Кум. В современной структуре района последний является областью относительного поднятия, в которой широко проявлены процессы дефляции.

Большекаройский разлом дешифрируется уступом вдоль северо-восточного склона Малого Каратау, отделяя наиболее высокую часть хребта от низкогогорья. В современной структуре его амплитуда составляет сотни метров.

Главный Каратауский разлом в альпийской структуре также, как и в фундаменте, является определяющим тектоническим элементом. Его амплитуда меняется от сотен метров в северо-западной части Большого Каратау до 2000 м в его центральной части. Наиболее активное развитие этой альпийской структуры происходило в плиоцен-позднечетвертичное время.

Майдантальский разлом проходит вдоль юго-западного склона Большого Каратау, выражаясь в рельефе полосой относительно пониженных участков, на которых часто развиты такырно-солончаковые поверхности. Амплитуда вертикальных перемещений по этому разлому не превышает десятков метров.

Акуюкский разлом четко фиксируется вдоль юго-западных предгорий Большого Каратау от горы Карамурун до центральной части хребта. Поднятым является

северо-восточное крыло разлома. Амплитуда вертикального перемещения по разлому составляет многие десятки метров.

Сырдарьинский разлом выражен ступенчатым погружением фундамента с северо-востока на юго-запад с амплитудами от десятков до сотен метров. Различные его отрезки имеют своеобразное морфологическое выражение, но, как правило, не имеют отчетливых уступов. Отрезок разлома, расположенный к северо-западу от гор Каратурун, характеризуется серией прямолинейных параллельно ориентированных такырно-солончаковых понижений, разделенных невысокими грядами песков. На участке между Мынбулакским и Жамантауским невысокими грядами песков. Сырдарьинский разлом дешифрируется системой поперечными нарушениями линейных элементов, выраженных незначительными уступами в рельефе, которые, однако, контролируют современные границы развития мандра р. Сырдарьи, которые, одно продолжение фиксируется в рельефе многочисленными колесообразными изломами русел горных рек, их распадков и сухих саев.

Разломы второй группы в большинстве случаев выделены впервые по результатам дешифрирования КС. Характерными и общими для этих разломов чертами являются отчетливо выраженные уступы в рельефе, прямолинейность совпадающих с ними русел горных рек, повышенная обводненность и обильная растительность, демаскирующие линии нарушений на КС. Поперечные разломы по площади района распространены неравномерно. На отдельных участках их концентрация резко возрастает, образуя своеобразные блоки с повышенной раздробленностью и подвижностью коры. Таких блоков в настоящее время можно выделить три: Чимкентский, Туркестанский и Арысский.

Чимкентский блок расположен в северо-западной части района, его северо-западной границей является Карамурунский разлом, в юго-восточной — Мынбулакский. В альпийской структуре этот блок представляет собой поднятие, внутреннее строение которого осложнено многочисленными разломами северо-западного и северо-восточного простирания с амплитудами вертикального перемещения до первых сотен метров, юго-западное продолжение поднятия четко фиксируется резким смещением русла р. Сырдарьи на юго-запад.

К юго-востоку от Мынбулакского разлома фиксируется одно из его ответвлений — Аксумбинский разлом. Последний представляет собой одно из наиболее молодых нарушений, так как разрывает линию альпийского Главного Каратауского разлома с амплитудой горизонтального смещения до 2 км.

Туркестанский блок ограничен Жамантауским и Кызылкольским разломами. В структуре докембрийского фундамента он совпадает с блоком Центрального Каратау. Туркестанский блок, как и Чилийский, является альпийским поднятием. В него входит участок осевой зоны хр. Каратау с максимальными для всего района абсолютными отметками около 2000 м (гора Мынжилки). Внутреннее строение блока довольно сложное и определяется наличием многочисленных разрывов северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений, обусловивших повышенную раздробленность и подвижность коры в пределах блока. В центральной части блока прослежен относительно крупный Миргалимсайский разлом с меридиональным простиранием. На участке его пересечения с Главным Каратауским разломом он смещает линию последнего на 1–2 км.

Арысский блок приурочен к южной части района и в отличие от вышеописанных ориентирован субширотно. В альпийской структуре он представляет собой площадку относительного погружения. В пределах данного блока практически сплошным развитием пользуются четвертичные осадки и широко распространены техногенные элементы ландшафтов, что затрудняет дешифрирование КС. Тем не менее на КС в этом блоке фиксируется система локальных разрывов преимущественно субширотного простирания, нарушающих четвертичный покров.

Сопоставляя данные об особенностях глубинного строения и верхних структурных этажей земной коры, можно подойти к сравнительной оценке сейсмичности отдельных зон разломов и блоков коры рассматриваемого района. Из-за отсутствия инструментальных сейсмологических наблюдений такой подход является сейчас, очевидно, единственно возможным при сейсмотектоническом районировании данной территории.

Прежде всего, можно отметить, что все описанные выше альпийские региональные разломы (см. рис. 2, 1—16) следует считать сейсмогенными. Сейсмический потенциал зон этих разломов, естественно, выше, чем других площадей района. Альпийские разломы можно раздифференцировать по ряду признаков, определяющих их сейсмическую активность. Из этих признаков, по-видимому, наибольший интерес представляет возраст последних проявлений движений по разлому, амплитуда вертикальных и горизонтальных перемещений и глубина заложения разлома. С учетом отмеченных признаков наибольшим сейсмическим потенциалом характеризуется Главный Каратауский разлом. По степени сейсмичности за ним следуют Карамурунско-Мынбулакско-Аксумбинская группа разломов, а также Миргалимсайский, Арысский и Уртабасский разломы, создающие сейсмическую опасность для Чили, Кентау, Туркестана, Арыси, Тамерлановки и Чимкента. Остальные альпийские разломы, по-видимому, менее сейсмоактивны.

Помимо зон альпийских разломов для сейсмического районирования большое значение имеют блоки альпийской активизации: Чиилийский, Туркестанский и Арысский. Интенсивная раздробленность коры в этих блоках определяет ее повышенную мобильность по сравнению с другими площадями и, следовательно, повышает опасность проявления сильных землетрясений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А. и др. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1976.
2. Зайцев Ю.А. Об историко-геологическом содержании "переходного" этапа на примере палеозойского Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1972, № 5.
3. Абдулин А.А., Есенов Ш.Е., Зайцев Ю.А. Об основных тектонических поднятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 6.
4. Галицкий В.В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). — В кн.: Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1967.
5. Кунин Н.Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М., "Недра", 1968.
6. Ярмак Г.А. Тектоника Малого Каратау. — В кн.: Геология СССР, т. 10, Южный Казахстан, кн. 2. М., "Недра", 1971.
7. Галицкий В.В. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений Большого Каратау и отрогов Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР, т. 10, Южный Казахстан, кн. 1. М., "Недра", 1971.

*Л. М. Балакина, В. В. Кисловская*

## ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НА ЭВМ МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1974-1975 ГГ. КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

При исследовании сейсмогенных зон и выяснения происходящих в них в данное время процессов могут оказать помощь определения механизма очагов генерируемых ими землетрясений. К настоящему времени для разных районов Советского Союза выполнено довольно большое число определений механизма очагов как сильных, так и слабых землетрясений. Результаты этих работ позволили, например, установить, какие из исследованных сейсмогенных зон характеризуются горизонтальным сжатием, а какие — горизонтальным растяжением. Соответственно этому первые генерируют взбросо-надвиговые, а вторые — сбросовые подвижки в очагах землетрясений. Ряд сейсмогенных зон генерируют в очагах преимущественно сдвиговые подвижки.

Исследование сейсмологических методами механизма очагов землетрясений, происходящих в сейсмогенных зонах, должно дополнять исследования последних геологическими и геофизическими методами.

Большинство определений механизма очагов в Советском Союзе выполнено разными исследователями графически. Для исключения возможного субъективизма исследователя в подобных работах желательно было бы перейти к определениям механизма очагов по специальной программе на ЭВМ. Предполагается, что расчеты на ЭВМ должны давать объективное решение механизма очага, и одновременно, точно указывать возможные вариации в ориентации плоскостей разрыва, подвижек и напряжений в очагах. Однако расчеты механизма очагов на ЭВМ имеют то ограничение, что они обычно основываются только на данных о знаках первых смещений в  $P$ -волнах, тогда как при графических определениях исследователь может привлекать дополнительные сейсмологические данные, в частности знаки смещений  $S$ -волн.

Настоящая работа представляет собой один из опытов расчета механизма очагов на ЭВМ и оценки возможностей таких расчетов. Для исследования были выбраны сильные поверхностные землетрясения ( $M > 6,5$ ) Курило-Камчатского региона за 1974—1975 гг.

Расчет механизма очагов производился по известной программе [1]. Счет основывался на данных о знаках смещений в  $P$ -волнах. Число используемых станций не должно превышать 100. Знаки смещений заимствовались из бюллетеней [2, 3]. В зависимости от четкости вступления знаки смещений вводились в счет с разной вероятностью:  $ip$  — с вероятностью 0,9;  $p$  — с вероятностью 0,8;  $ep$  — с вероятностью 0,7. Если мы располагали информацией о знаках смещений на числе станций больше 100, производился их разумный отбор. Обязательно брались данные станций из разных азимутов относительно эпицентра землетрясения. Предпочтение отдавалось станциям, расположенным на эпицентральных расстояниях до  $\sim 80^\circ$ . Для удаленных от очага районов (в нашем случае Средней Азии или Европы) из большого числа станций, указавших знаки смещений, выбирались лишь несколько, характеризующих преобладающий знак смещения в этом районе.

При счете механизма очага на ЭВМ находились угловые координаты осей источника  $y$  и  $z$ , определяющих положение нодальных плоскостей  $P$ -волн. Поскольку при счете используются данные с конечного числа станций, неравномерно распределенных вокруг эпицентра, а также ввиду возможных случайных ошибок в этих данных, решение механизма очага не является единственным. С помощью метода максимального правдоподобия находится множество решений, содержащих истин-

135

Таблица 1

Дата	Время в в очаге, ч мин		$\varphi^0 N$	$\lambda^0 E$	M	h, км	Район
1974							
28.VII	11	34	46,3	153,8	6,9	52	Курильские о-ва
29.VII	03	15	46,3	152,9	6,5	33	То же
29.VII	07	16	46,1	153,0	6,6	33	"
27.IX	05	47	43,1	146,7	7,2	45	Хоккайдо
9.X	07	32	44,7	150,3	6,7	50	Курильские о-ва
1975							
6.IV	09	55	52,1	160,2	7,0	33	Камчатка
6.IV	10	34	52,3	159,8	6,8	40	"
10.VI	13	47	43,0	147,7	7,3	15	Курильские о-ва
13.VI	18	08	44,5	147,4	7,1	40	То же
15.VI	00	19	43,7	147,8	6,9	38	"
22.VI	22	44	43,9	146,8	6,6	33	"
15.VIII	07	28	54,9	167,6	6,9	40	Командорские о-ва

ные значения угловых координат осей  $y$  и  $z$  с заданной вероятностью 85%, 95 и 99% [1].

В результате счета на печать выводятся значения угловых координат (азимута и угла с вертикалью) осей  $y$ ,  $z$ , соответствующих максимальному значению функции правдоподобия. Решений с одинаковым максимальным значением функции правдоподобия может оказаться несколько, и тогда в качестве примера на печать выводится одно из них. Такое решение названо нулевым [1]. Значение функции правдоподобия тем больше, чем меньше станций не удовлетворяют решению. Если за критерий качества решения принять признак минимума числа неудовлетворивших решению станций, нулевое решение должно являться наилучшим или одним из лучших среди найденных. Последующими выводимыми на печать вариантами решения являются решения с экстремальными угловыми координатами осей  $y$  и  $z$  в доверительных областях  $\Omega_1$ ,  $\Omega_2$ ,  $\Omega_3$  с выше означенными уровнями доверия, если таковые имеют достаточно малые доверительные интервалы для искомого осей. В противном случае печатается один вариант — нулевое решение [1].

Надежность расчетов на ЭВМ механизма очагов по данным лишь о знаках смещений в  $P$ -волнах на 100 сейсмических станциях проверялась с помощью сопоставления этих расчетов с определениями механизма очагов графически по полному набору данных о смещениях в  $P$ -волнах, а также по имеющимся знакам смещений в  $S$ -волнах. Такое сопоставление могло помочь выработать критерии для выбора из множества решений, получаемых при счете, решения, наиболее близкого к действительному. С целью сопоставления для каждого из рассмотренных землетрясений детально исследовались полные наборы сейсмограмм со станций СССР, включая записи длиннопериодной, среднепериодной и короткопериодной аппаратуры. Оценки четкости вступления  $P$ -волны при разных землетрясениях на разных станциях и на записях аппаратурой разного типа. Проверялось совпадение или несовпадение знаков первых смещений на записях длиннопериодной и короткопериодной аппаратуры. Определялись знаки смещений в первых вступлениях  $S$ -волн. Данные о смещениях в  $P$ - и  $S$ -волнах для каждого землетрясения коррелировались по всем

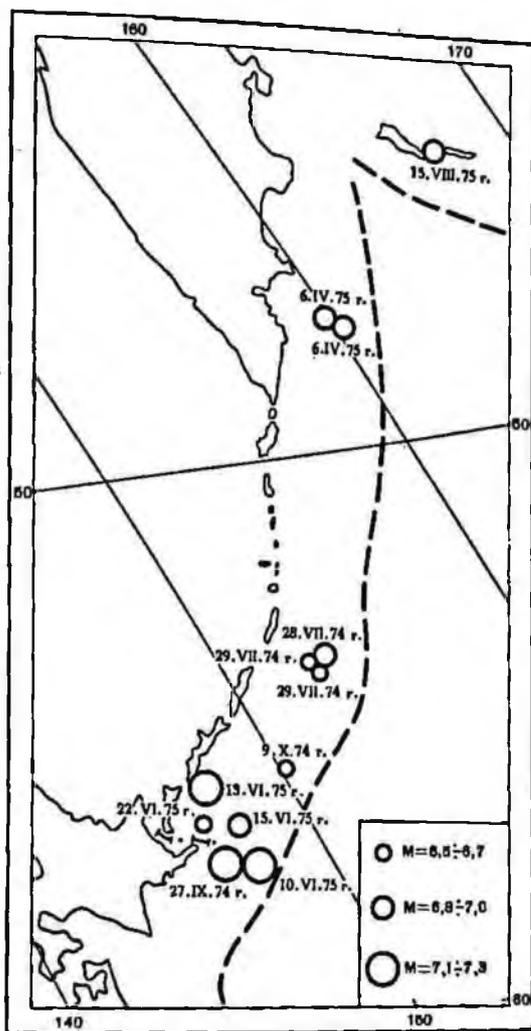


Рис. 1. Карта эпицентров поверхностных землетрясений Курило-Камчатского региона с  $M \geq 6,5$  за 1974—1975 гг.

Пунктирной линией отмечено положение оси глубоководного жлоба

станциям. Такая корреляция позволяла судить о надежности выделения первых смещений в  $P$ - и  $S$ -волнах.

Краткая характеристика рассмотренных землетрясений. Таких землетрясений оказалось 12, координаты их гипоцентров и другие инструментальные параметры представлены в табл. 1. Соответствующие параметры заимствованы из [2]. Расположенные эпицентров исследованных землетрясений изображено на рис. 1.

Рассмотрение сейсмограмм землетрясений показало следующее. По виду импульса продольной волны землетрясения могут быть разделены на две группы.

Для одной группы толчков на записях аппаратурой общего типа характерен четкий интенсивный импульс с резким первым смещением. Такой вид импульса  $P$ -волны на записях однотипных приборов сохраняется на всех телесеismicких станциях СССР. При этом первое смещение в  $P$ -волне, интенсивное и резкое, наблюдается

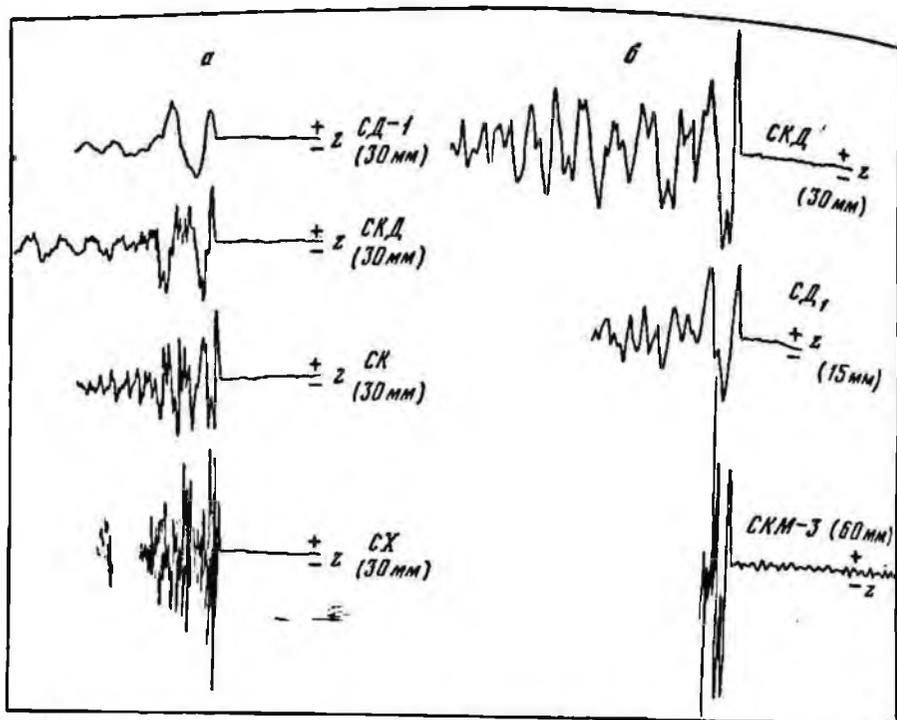


Рис. 2. Примеры записей  $P$ -волн с резким первым смещением  
 а — землетрясения 13.VI 1975 г. (сейсмическая станция (с. ст.) "Москва") и б — 9.X 1974 г. (с. ст. "Иультин").

также и на записях короткопериодной и длиннопериодной аппаратуры. Направления первых смещений в  $P$ -волне совпадают на записях всех видов аппаратуры для одной и той же станции.

Некоторые примеры записей  $P$ -волн приборами разного типа и разными сейсмическими станциями этих землетрясений представлены на рис. 2.

Как правило, при землетрясениях с указанным видом записи  $P$ -волн на большинстве телесеизмических станций запись поперечных волн также оказывалась довольно четкой и интенсивной, что позволяло надежно устанавливать для них знаки первых смещений в SV — SH-волнах.

Другая группа землетрясений, напротив, характеризуется расплывчатым импульсом  $P$ -волны. Первое смещение на записях аппаратуры общего типа слабое и вялое. Начало записи  $P$ -волны приборами СКМ-3 во многих случаях установить трудно. Нарастание смещений в записях  $P$ -волны приборами СКМ-3 медленное, и подчас заметную амплитуду имеет лишь 2-е, 3-е или даже более позднее смещение. Для таких землетрясений много ошибок в знаках смещений  $P$ -волны, помещаемых в Сейсмологическом бюллетене. Очевидно, что в подобных случаях данные приборов СКМ-3 без корреляции записей на разных станциях и разными приборами использовать нельзя. При отмеченных землетрясениях можно ожидать большего числа ошибок в знаках смещений на зарубежных станциях, поскольку последние помещают в бюллетенях в основном данные по короткопериодной аппаратуре. Записи поперечных волн при этих землетрясениях значительно слабее, чем в первой группе, и в некоторых случаях первое смещение в них установить не удается. Примеры записей  $P$ -волн от таких землетрясений аппаратурой разного типа представлены на рис. 3.

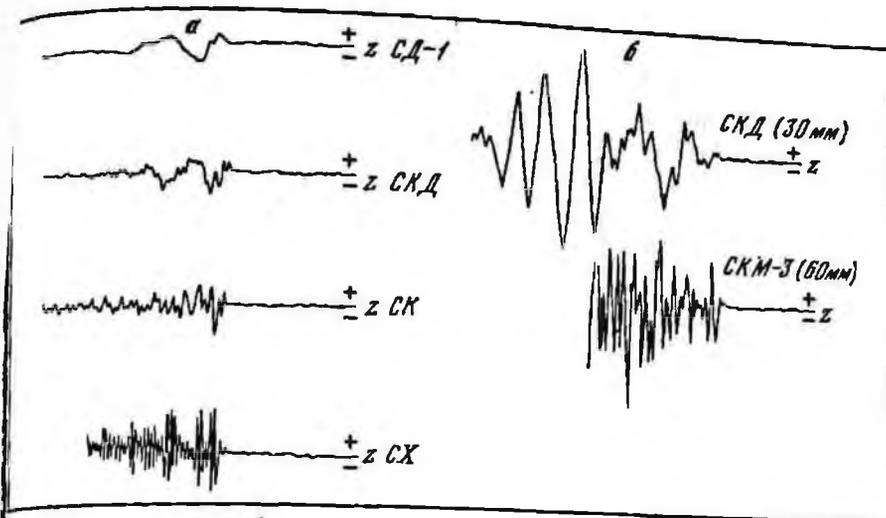


рис. 3. Примеры записей  $P$ -волн со слабым первым смещением  
 а — землетрясение 22.VI 1975 г. (с. ст. "Москва") и б — 10.VI 1975 г. (с. ст. "Закарпатск")

### Результаты исследования.

Результаты определения механизма очагов с помощью ЭВМ и графически представлены в табл. 2. Для каждого землетрясения в первых строках помещены решения механизма очага, полученные графически по всей имевшейся совокупности знаков смещений в  $P$ - и  $S$ -волнах. Для этих решений указаны: ориентация осей  $y$  и  $z$  (полюсов нодальных линий на сетке Вульфа); ориентация осей сжатия  $i$  и растяжения  $k$ ; ориентация нодальных плоскостей. Ориентация осей задавалась их азимутом  $Az^\circ$  и углом с вертикалью  $I^\circ$ . Угловые координаты  $Az^\circ$  и  $I^\circ$  осей указаны для нижней половины очаговой сферы, в которой выполнялись все построения механизма очага. Ориентация нодальных плоскостей (I и II) определялась азимутом их простирания  $Az^\circ$  и углом падения  $\alpha^\circ$ . Проведение нодальных линий на сетке Вульфа по совокупности полного набора данных по  $P$ - и  $S$ -волнам можно считать "надежным" для 8 землетрясений, помеченных звездочкой.

Во вторых строках табл. 2 приведены нулевые решения, рассчитанные на ЭВМ. Для них указаны угловые координаты  $Az^\circ$  и  $I^\circ$  осей  $y$  и  $z$  для нижней половины очаговой сферы, а также азимуты и углы падения нодальных плоскостей, восстановленные на сетке Вульфа по заданным координатам осей  $y$  и  $z$ . Прочерк в графе "число решений" означает, что для этих землетрясений на печать не было выведено других решений механизма очага, кроме нулевого. Для некоторых землетрясений решения в доверительных областях  $\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3$  могли быть сгруппированы в один или два типа механизма очага. При таких землетрясениях в третьих, четвертых строках указаны возможные вариации по азимутам и углам падения нодальных плоскостей для этих групп решений, восстановленные на сетке Вульфа по координатам осей  $y$  и  $z$ . Общее число решений в областях  $\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3$ , соответствующих экстремальным значениям угловых координат осей  $y, z$ , указано во вторых строках последней графы; а в третьих, четвертых строках — число однотипных решений.

Сопоставление результатов расчета механизма очагов на ЭВМ и определения их графически показало следующее.

Для четырех землетрясений из 12 рассмотренных рассчитанные нулевые решения оказались близкими или совпадающими с решениями механизма очагов, построенными графически. Расположение нодальных линий  $P$ -волн для этих землетря-

Таблица 2

Дата	Время, ч мин		γ		z		i	
			Az <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>	Az <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>	Az <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>
1974								
28.VII	11	34	136	14	325	75	143	60
			165	12	319	79		
29.VII	03	15	150	28	306	64	134	72
			265	63	18	52		
29.VII*	07	16	153	18	322	74	145	62
			250	57	359	63		
27.IX*	05	17	140	22	290	70	118	66
			125	19	288	72		
9.X*	07	32	113	28	331	68	138	70
			116	46	350	59		
1975								
6.IV	09	55	140	15	325	75	145	61
			215	30	333	75		
6.IV	10	34	140	16	325	75	145	61
			85	45	255	45		
10.VI	13	47	35	30	303	89	98	54
			13	65	275	74		
13.VI*	18	08	160	27	304	67	136	70
			76	0	70	89		
15.VI*	00	19	153	25	304	68	133	68
			48	49	305	75		
22.VI*	22	44	97	22	293	70	109	66
			175	27	343	64		
15.VIII*	07	28	28	46	288	80	326	51
			135	60	127	86		

сений подтверждается знаками смещений в S-волнах, хорошо записанных многими сейсмическими станциями СССР. Такими землетрясениями оказались следующие: 28.VII 1974, 27.IX 1974, 9.X 1974, 15.VIII 1975. Два из этих толчков произошли в районе Курильских островов, один — у побережья Хоккайдо и один — в районе Командорских островов.

Для двух из этих землетрясений 27.IX 1974 и 15.VIII 1975 г. при счете на печать выведены лишь нулевые решения механизма очагов, что должно означать большой разброс возможных решений в доверительных областях  $\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3$ . Для землетрясения 28.VII 1974 из 15 экстремальных решений механизма очага в областях  $\Omega_1$  и  $\Omega_2$  в могут быть объединены в один тип, сходный с нулевым решением (см.

k		Плоскость I		Плоскость II		Число решений
Az <sup>0</sup>	I <sup>0</sup>	Az <sup>0</sup>	$\alpha^0$	Az <sup>0</sup>	$\alpha^0$	
1974						
326	31	55	76 SE	44	15 NW	15
		49	80 SE	73	12 NNW	
		51-62	79-90 SE	0-135.	0-11 NW-NE	
284	21	37	64 SE	59	28 NW	8
		175	63 ENE	108	52 SW	
318	29	52	73 SE	66	18 NW	—
		159	57 NE	88	63 S	
		33-51	74-83 SE	-15-108	9-27 N-NW	
		125-170	32-61 NE	80-101	62-64 S	
273	27	19	70 SE	50	22 NW	9
		18	68 SE	35	20 NW	
359	26	62	68 SE	20	28 NW	—
		80	59 S	25	46 NW	
		75-91	59-63 SSE	25-41	35-46 WNW	
1975						
329	30	56	75 SE	48	15 NW	22
		63	74 SE	124	30 NE	
		25-55	72-88 SE	-5-120	6-19 W-NNE	
329	30	56	75 SE	48	15 NW	6
		164	45 ENE	175	45 WSW	
		45-55	80-90 SE	-10-130	0-13 W-NE	
329	52	34	90	123	30 SW	8
		4	75 E	103	65 SSW	
279	25	36	68 SE	70	27 NW	12
		159	90	159	1 NE	
		139-161	90	71-159	0-60 SE	
286	25	35	68 SE	64	26 NW	15
		35	75 SE	138	49 SW	
		31-71	72-90 SE	-40-170	10-24 NW-NE	
303	26	24	70 SE	2	21 W	12
		72	63 SSE	84	27 NNW	
		13-28	72-76ESE	40-60	14-26 SW-NW	
76	69	17	80 SE	118	45 SW	—
		39	80 NW	122	31 SW	

табл. 2), остальные 7 решений различаются между собой. Для землетрясения 9.X 1974 г. на печать выведены лишь 5 решений в доверительной области  $\Omega_1$ . Все они, кроме одного, близки друг к другу и к нулевому решению и удовлетворяют знакам смещений как в  $P$ -, так и в  $S$ -волнах (см. табл. 2). На рис. 4 приведены построения на сетке Вульфа нодальных линий  $P$ -волн, полученных при счете на ЭВМ и графически для землетрясения 9.X 1974 г.

Для трех землетрясений из 12 рассмотренных рассчитанные нулевые решения механизма очага отличаются от графических решений, так что ориентации одной из нодальных плоскостей в обоих вариантах решений близки, а ориентации второй — различаются. К этим землетрясениям относятся толчки: 6.IV 1975 в 09 ч. у побе-

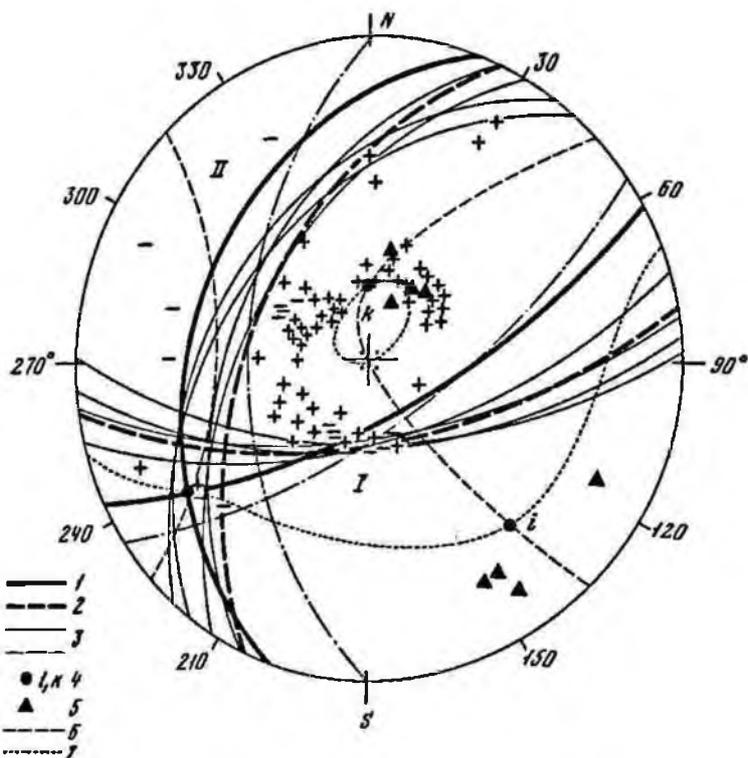


Рис. 4. Пример расположения на сетке Вульфа нодальных линий  $P$ -волн для случая (землетрясение 9.X 1974 г.), когда нулевой вариант решения на ЭВМ близок к решению, построенному графически

1 — нодальные линии  $P$ -волн графического решения; 2 — нодальные линии  $P$ -волн нулевого решения на ЭВМ; 3 — нодальные линии  $P$ -волн дополнительных вариантов решений на ЭВМ; 4 — оси сжатия и растяжения в графическом решении; 5 — оси сжатия и растяжения в решениях, рассчитанных на ЭВМ; 6 — нодальные линии  $SH$ -волн графического решения; 7 — нодальные линии  $SV$ -волн графического решения

режья Камчатки, и два толчка в Курильской островной дуге — 10.VI 1975 и 15.VI 1975 г.

Для этих толчков при счете, помимо нулевого решения, на печать выведены различающиеся решения в областях  $\Omega_1 - \Omega_3$ . Для двух землетрясений 6.VI 1975, 09 ч, и 15.VI 1975 большая часть решений в доверительных областях может быть отнесена к однотипным (см. табл. 2). Однотипные решения для названных толчков отличаются от нулевых решений, но близки к графическим. Для землетрясения 10.VI 1975 г. на печать выведены лишь решения в области  $\Omega_1$ . Все они заметно различаются между собой, но среди них есть решения, относительно близкие к графическому.

Привлечение записей  $S$ -волн к анализу полученных решений механизма очага показало следующее. Для землетрясения 15.VI 1975 г. знаки смещений в наблюдаемых на сейсмических станциях СССР поперечных волнах не удовлетворяют рассчитанному нулевому решению механизма очага и согласуются с графическим вариантом решения. Для землетрясения 10.VI 1975 г. наблюдаемые первые смещения в поперечных волнах удовлетворяют как графическому, так и нулевому решениям. При землетрясении 6.IV 1975 г. в 09 ч. записи  $S$ -волн слабые и нечеткие и не позволяют произвести уточнение решения механизма его очага. На

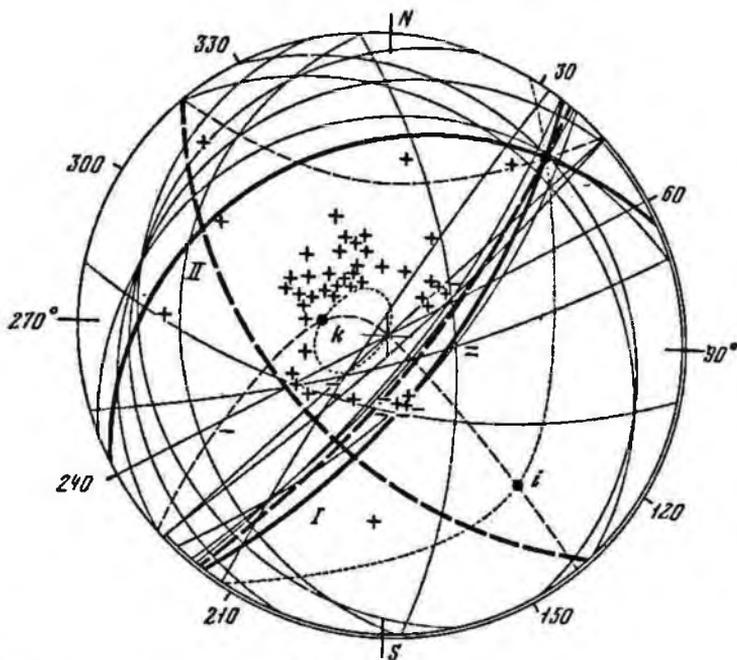


Рис. 5. Пример расположения на сетке Вульфа нодальных линий  $P$ -волн для случая (землетрясение 15.VI 1975 г.), когда только одна нодальная линия  $P$ -волн нулевого решения на ЭВМ близка к нодальной линии в графическом решении

Обозначения см. на рис. 4

рис. 5 в качестве примера приведено расположение на сетке Вульфа нодальных линий для толчка 15.VI 1975 г.

Для 5 из 12 рассмотренных землетрясений графические решения механизма очагов и рассчитанные нулевые решения существенно различны. К таким землетрясениям относятся: землетрясение у побережья Камчатки 6.IV 1975 г. в 10 ч и четыре толчка в Курильской островной дуге — 29.VII 1974 г. в 3 ч. и в 7 ч., 13.VI и 22.VI 1975 г.

Для толчка 29.VII 1974 г. 3 ч на печать при счете выведено лишь нулевое решение. Для остальных четырех толчков решения в областях  $\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3$  могут быть сгруппированы по типам, как указано в табл. 2. Для землетрясений 6.IV 1975 и 22.VI 1975 г. однотипные решения механизма очага в доверительных областях оказались схожими с графическими решениями. При землетрясении 29.VII 1974 г. в 7 ч. выделяются два типа решений в доверительных областях. Один из них близок к графическому, а другой — к нулевому решению (см. табл. 2). Для землетрясения 13.VI 1975 г. все решения в доверительных областях, кроме одного, оказались сходными с нулевым решением. Единственное отличающееся решение практически совпадает с решением, построенным графически.

Записи поперечных волн при толчке 13.VI 1975 г. оказались достаточно четкими. Анализ их показал, что они не согласуются с рассчитанным нулевым решением, но удовлетворяют графическому решению. Положение нодальных линий на сетке Вульфа для этого землетрясения изображено на рис. 6. Из рис. 6 видно, что рассчитанное нулевое решение основано на удовлетворении знакам смещений  $P$ -волн для группы удаленных европейских станций, но противоречит знакам смещений  $P$ -волн на

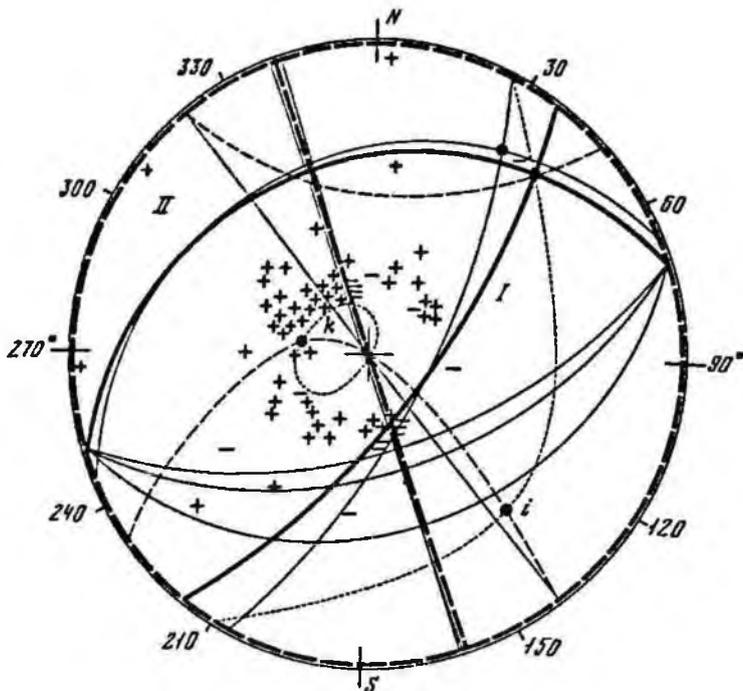


Рис. 6. Пример расположения на сетке Вульфа нодальных линий  $\Sigma$  волн для случая (землетрясение 13.VI 1975 г.), когда нулевое решение на ЭВМ существенно отличается от графического решения

Обозначения см. на рис. 4

нескольких более близких станциях. Пример этого землетрясения показывает, насколько важно каждый раз внимательно продумывать подбор используемых исходных данных по 100 сейсмическим станциям.

Таким образом, при счете механизма очагов на ЭВМ для трех толчков из 12 (27.IX 1974, 29.VII 1974, 3 ч, 15.VIII 1975 г.) на печать выведены лишь нулевые решения, что должно означать плохой результат счета. Для остальных 9 землетрясений при счете получены решения и в доверительных областях  $\Omega_1$ ,  $\Omega_2$ ,  $\Omega_3$ . Из них для 7 толчков большая часть этих решений может быть отнесена к однотипным (см. табл. 2). Для толчка 29.VII 1975 г., 7 ч решения в доверительных областях делятся на два типа, а при землетрясении 10.VI 1975 г. все экстремальные решения механизма очага, полученные при счете на ЭВМ, оказались различными.

Сопоставление результатов счета с построениями механизма очагов графически по  $P$ - и  $S$ -волнам показало, что нулевые решения близки к "надежным" решениям при четырех землетрясениях: 28.VII 1974, 9.X 1974, 27.IX 1974, 15.VIII 1975. Однако нулевые решения для последних двух толчков должны быть отнесены к "плохим", так как для них не получено решений в доверительных областях. Поэтому можно говорить о близком соответствии нулевых решений "надежным" графическим решениям лишь для 2-х первых из указанных толчков.

Различие нулевых и графических решений для 8 землетрясений из 12 рассмотренных позволяет сделать вывод, что нулевые решения нельзя брать за основу при расчетах механизма очагов на ЭВМ, по программе [1].

Для 6 землетрясений из 12 (28.VII 1974, 9.X 1974, 15.VI 1975, 22.VI 1975, 6.IV 1975 г., 09 ч в. IV 1975 г., 10 ч) решения в доверительных областях, объединенные в типы, оказались сходными с графическими решениями (см. табл. 2). Для первых че-

тырех толчков из перечисленных графические решения отнесены к "надежным". При землетрясении 29.VII 1975 г., 07 ч, большая часть решений в доверительных областях также по своему типу оказалась сходной с "надежным" графическим решением.

При землетрясении 10.VI 1975 г. решения, полученные при счете на ЭВМ, оказались разными, нулевое решение отличается от графического решения. При землетрясении 13.VI 1975 г. все решения в доверительных областях, кроме одного, оказались сходными между собой и сильно отличающимися от "надежного" решения, построенного графически по данным в  $P$ - и  $S$ -волнах. Как отмечалось, пример землетрясения 13.VI 1975 г. показывает, как важен правильный подбор исходных данных по 100 сейсмическим станциям при счете механизма очага на ЭВМ. Вместе с тем, этот пример показывает, что согласованность нулевого решения и решений в доверительных областях не может служить критерием "надежности" рассчитанных решений.

Выводы. 1. Рассчитанные на ЭВМ нулевые решения механизма очага, несмотря на то, что они соответствуют максимальным значениям функции правдоподобия, в действительности далеко не во всех случаях оказываются наиболее близкими к "правильным" решениям. Так, в данной работе нулевые решения оказались таковыми по существу лишь для двух землетрясений из 12.

2. Для несколько большего числа землетрясений близкими к "надежным" определениям механизма очагов, выполненным по совокупности знаков смещений в  $P$ - и  $S$ -волнах, оказались однотипные решения в доверительных областях  $\Omega_1 - \Omega_3$ . Однако отсутствие разброса в рассчитанных возможных решениях само по себе не может рассматриваться как признак "надежности" решения. Хорошей иллюстрацией этому является землетрясение 13.VI 1975 г.

3. Причина того, что решения механизма очагов, соответствующие максимальным значениям функции правдоподобия (нулевые решения), не всегда оказываются правильными, заключается, по-видимому, в недостаточности критерия оценки решения по минимуму числа несоответствующих знаков смещений при неравномерном распределении относительно эпицентра ограниченного числа наблюдающих станций и при формальном приписывании знакам смещений различной вероятности.

4. При расчетах механизма очагов на ЭВМ по программе [1] нулевые решения нельзя брать за основу. В случаях, когда решения в доверительных интервалах  $\Omega_1 - \Omega_3$  оказываются однотипными, правильнее брать за основу именно эти решения. При этом также возможны ошибки (как, например, при землетрясении 13.VI 1975), но все же в меньшей мере. Такой подход к выбору решений можно использовать при массовых определениях механизма очагов в каком-либо конкретном районе. При детальном же исследовании механизма очагов отдельных сильных землетрясений проведения расчетов на ЭВМ по программе [1] недостаточно.

5. Успех или неуспех расчетов механизма очага на ЭВМ по знакам смещений в  $P$ -волнах на ограниченном числе станций (не более 100), неравномерно распределенных относительно эпицентра, определяется подбором исходных данных. Поэтому важно выяснить предварительно для каждого исследуемого района набор исходных данных, необходимых для успешных расчетов. Так для рассмотренного Курило-Камчатского района набор исходных данных обязательно должен включать данные сейсмических станций США, Японии, Дальнего Востока, а также станций, расположенных в юго-западной части Тихого океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И., Писаренко В.Ф., Пятецкий-Шапиро И.И. Определение механизма землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине. — В кн.: Вычислительная сейсмология, вып. 5, М., "Наука", 1971.
2. Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР за 1974—1975 гг. М., 1978.
3. Earthquake data report. U.S. Dept. Inter. Geol. Surv., 1974—1975.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Анализ данных о распределении глубин очагов землетрясений в пределах Тянь-Шаня (рис. 1) показывает, что подавляющее большинство гипоцентров располагается на глубинах 5–15 км. Реже распределены очаги с глубиной 16–20 км, еще реже — более 25 км.

Поскольку глубина залегания границы Мохоровичича в рассматриваемом районе изменяется от 45 до 60 км [1–5], следует вывод, что сейсмогенной является верхняя часть разреза земной коры. При нарастании температуры с глубиной в Тянь-Шане  $2,70^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м изотермы Кюри будут отмечаться на глубинах порядка 20–25 км. Следовательно, объяснение характера магнитного поля описываемой территории нужно искать в особенностях состава и строения среды, залегающей выше поверхности Кюри и слагающей сейсмогенный слой. Естественно предположить, что особенности магнитного поля должны в какой-то мере коррелироваться с сейсмичностью изучаемой площади.

Аномальное магнитное поле Тянь-Шаня имеет сложный рисунок и в целом характеризуется отрицательными значениями (75% территории), на фоне которых выделяются отдельные положительные аномалии и их группы. Эти аномалии отличаются сравнительно небольшими размерами (10–50 x 5–20 км), четкими очертаниями и высокой интенсивностью (от 300 до 2000  $\gamma$ ) в пределах горных сооружений. К межгорным впадинам приурочены обширные расплывчатые положительные поля размером (200–250 x 70–150 км) и слабой интенсивности (100–300  $\gamma$ ). В целом магнитное поле Тянь-Шаня изменяется в пределах от –1300 до 7000  $\gamma$ , а его градиенты достигают величин 5000  $\gamma/\text{км}$ .

Магнитная восприимчивость пород на описываемой территории колеблется в диапазоне от 0 до  $120\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС. Практически немагнитными являются осадочные породы ( $\kappa = 10\text{--}100 \times 10^{-6}$  ед. СГС), — к ним также относится большая часть метаморфических образований, некоторые граниты и гранодиориты. Магматические породы в целом характеризуются повышенными магнитными свойствами.

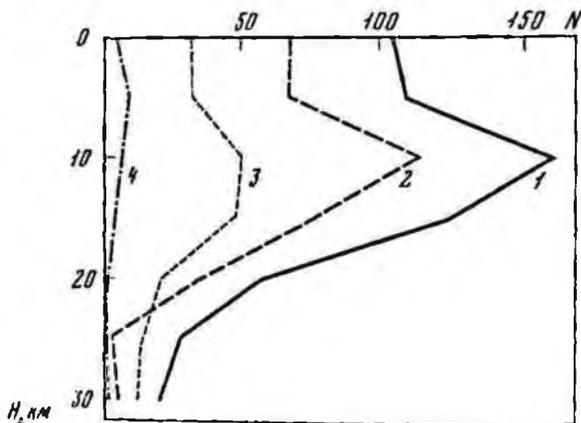


Рис. 1. Распределение по глубинам гипоцентров землетрясений Тянь-Шаня

1 — для всей территории Тянь-Шаня; 2 — для Северо-Тянь-шаньской; 3 — для Ферганской; 4 — для Центрально-Тянь-шаньской зон;  $N$  — число землетрясений;  $H$  — глубина залегания гипоцентров

В Северо-Тяньшаньской складчатой области [6] к сильно магнитным породам литового пояса ( $\kappa$  до  $7000 \times 10^{-6}$  ед. СГС), нижнепалеозойские серпентиниты ( $\kappa$  до  $3500 \times 10^{-6}$  ед. СГС), силурийские скарны ( $\kappa$  до  $120\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС), к магнитным породам — эффузивы кембрия ( $\kappa$  до  $3000 \times 10^{-6}$  ед. СГС), ордовика ( $\kappa$  до  $10^{-6}$  ед. СГС) и перми ( $\kappa$  до  $2000 \times 10^{-6}$  ед. СГС), сивениты пермо-карбона ( $\kappa$  до  $1400 \times 1500 \times 10^{-6}$  ед. СГС), сивенито-диориты и диориты перми ( $\kappa$  до  $1250 \times 10^{-6}$  ед. СГС), к слабо магнитным породам — граниты и гранодиориты силура ( $\kappa$  до  $800 \times 10^{-6}$  ед. СГС). Намагнитными являются некоторые разности каледонских гранитов и гранодиоритов и герцинские лейкократовые и аплитовидные граниты.

В складчатой области Среднего Тянь-Шаня выделяются магнитные среднепалеозойские порфириты ( $\kappa$  до  $3000 \times 10^{-6}$  ед. СГС), пермо-карбонные гранодиориты и сивенито-диориты ( $\kappa$  до  $1500 \times 10^{-6}$  ед. СГС), сильно магнитные магнетит-содержащие песчано-сланцевые образования свиты Джетым ( $\kappa$  до  $60\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС) и верхнепалеозойские скарны ( $\kappa$  до  $75\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС).

К сильно магнитным породам Чаткало-Кураминской складчатой области относятся палеозойские эффузивы основного состава ( $\kappa$  до  $7400 \times 10^{-6}$  ед. СГС), верхнепалеозойские скарны ( $\kappa$  до  $10\,000$  ед. СГС), к магнитным — верхнепалеозойские гранодиориты ( $\kappa$  до  $2250 \times 10^{-6}$  ед. СГС).

Сильно магнитными свойствами в Фергано-Кокшавальской складчатой области обладают серпентиниты девона и карбона ( $\kappa$  до  $10\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС). Магнитными породами являются силурийские и карбонные эффузивы основного и среднего состава ( $\kappa$  до  $2000 \times 10^{-6}$  ед. СГС). Значительная часть интрузивных пород указанной области немагнитна.

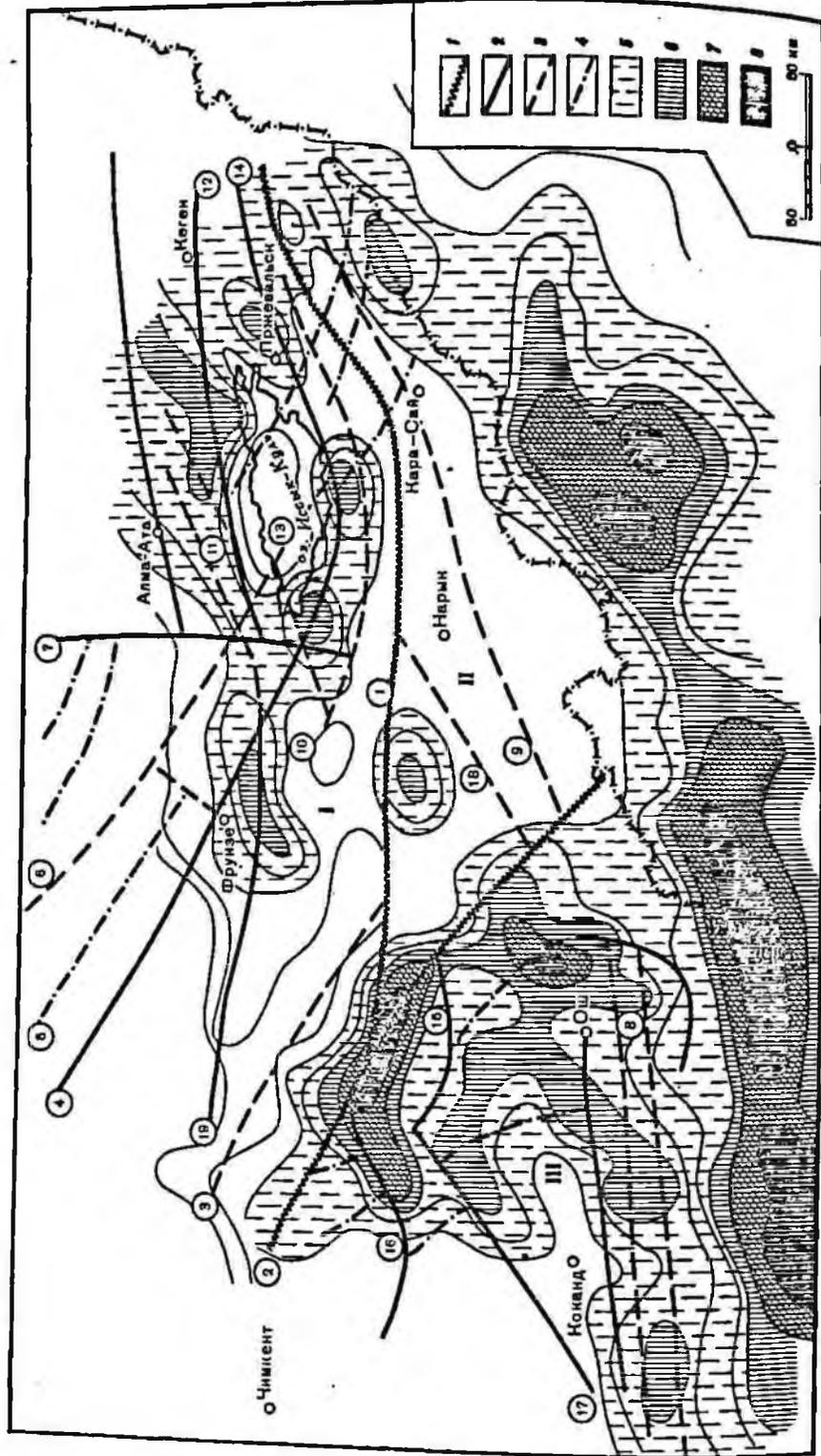
Мезо-кайнозойские образования, заполняющие межгорные впадины Тянь-Шаня, практически немагнитны. К слабомагнитным породам относятся четвертичные суглинки ( $\kappa = 245 \times 10^{-6}$  ед. СГС), неоген-четвертичные и неогеновые песчаники ( $\kappa = 148 \pm 167 \times 10^{-6}$  ед. СГС) Иссык-Кульской впадины. Увеличение магнитности указанных отложений связано с происходящими в них вторичными процессами образования магнитных соединений. Повышенной магнитностью среди кайнозойских осадков характеризуются конуса выноса горных рек в виде обломков магнитных пород.

Локальные магнитные аномалии, создаваемые слабо магнитными четвертичными и неогеновыми разностями пород, а также валуно-галечниками конусов выноса, легко учитываются с помощью трансформации магнитных полей в верхнее пространство.

Из вышеизложенного следует, что породами, определяющими характер и интенсивность положительных магнитных полей над изучаемыми территориями, являются образования магматического ряда, среди которых основную роль играют интрузии и эффузивы среднего, основного и ультраосновного состава.

Если рассматривать магнитное поле Тянь-Шаня в целом, в нем можно выделить три области — Северо-Тяньшаньскую, Центрально-Тяньшаньскую и Ферганскую (рис. 2) с характерными для каждой из них особыми признаками.

Границами между выделенными областями служат Таласо-Ферганский разлом и "важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" (линия Николаева). Первый из них имеет северо-западное простирание и отделяет с северо-востока Ферганскую аномальную область от Северо-Тяньшаньской и Центрально-Тяньшаньской областей. Последние две разделены линией Николаева, характеризующейся близширотным простиранием в западной и центральной частях и северо-восточным — в восточной части.



Таласо-Ферганский разлом четко выражен в магнитном поле цепочкой положительных магнитных аномалий интенсивностью до 300  $\gamma$ , оси которых вытянуты в соответствии с простиранием разлома. Аномалии фиксируют выходы трещинных интрузий верхнепалеозойского возраста. Параллельно разлому ориентированы и изолинии отрицательных полей, приуроченных к площадям развития осадочных пород.

Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня не носит самостоятельного отражения в магнитном поле, за исключением Сонкельского участка, где к ней приурочены выходы верхнепалеозойских интрузий гранодиоритового состава, сопровождающиеся магнитными максимумами интенсивностью до 800—1000  $\gamma$ . На всем остальном протяжении она является просто границей, разделяющей в области характерные поля Северо-Тяньшаньской и Центрально-Тяньшаньской областей.

Северо-Тяньшаньская аномальная область совпадает с одноименной складчатой областью. В районах выхода на поверхность образований домезозойского фундамента она характеризуется резко варьирующим мозаичным магнитным полем, изменяющимся по интенсивности от —1000 до 7000  $\gamma$ . Суммарные размеры площадей, занятых полями положительного и отрицательного знака, примерно совпадают. Преобладающими простираниями магнитных аномалий в области являются северо-западные и северо-восточные, согласующиеся с главными направлениями геологических структур. На фоне знакопеременного магнитного поля выделяются спокойные положительные поля над Чуйской, Иссык-Кульской и Илийской впадинами.

В пределах Северо-Тяньшаньской области по особенностям магнитного поля выделяется шесть аномальных зон, границами между которыми служат глубинные разломы — Северо-Киргизский, Центрально-Чуйский, Северо-Чуйский, Центрально-Казахстанский, Джалаир-Найманский, Трансиссыккульский, Кунгейский, Чилико-Кеминский, Ичкелетау-Сусамырский, Предтерсейский, Центрально-Терсейский (см. рис. 2).

Указанные разломы по-разному отражаются в магнитном поле. Одни из них прослеживаются по вытянутым цепочкам магнитных максимумов, другие — по прямолинейным зонам градиентов поля, третьи — проходят по границе разнохарактерных магнитных полей. Почти все они характеризуются северо-западным и северо-восточным Тяньшаньскими простираниями за исключением субмеридионального Центрально-Казахстанского.

Центрально-Тяньшаньская аномальная область приурочена к Срединному Тянь-Шаню и восточной части Фергано-Кокшаальской складчатой области [6]. Магнитное

Рис. 2. Карта сейсмической активности территории Тянь-Шаня (составлена К.Д. Джанузаквым) с результатами районирования магнитного поля  $\Delta T_a$  (составлена Г.Г. Маринченко и Ф.Н. Юдахиным)

1 — крупнейшие разломы, разделяющие области с различным характером магнитного поля; 2 — разломы, разграничивающие в пределах упомянутых выше областей зоны с характерными особенностями аномального магнитного поля; 3 — разломы в пределах областей, выделенные по локальным особенностям магнитного поля; 4 — прочие разломы по данным магнитной съемки; 5—8 — площади, характеризующиеся сейсмической активностью: 5 — от 0,1 до 0,3; 6 — от 0,3 до 0,5; 7 — от 0,5 до 1,0; 8 — от 1,0 и выше.

Названия разломов различного возраста, выделяющихся в магнитном поле (цифры в кружках): 1 — разлом (линия) Николаева; 2 — Таласо-Ферганский; 3 — Ичкелетау-Сусамырский; 4 — Центрально-Чуйский; 5 — Северо-Чуйский; 6 — Джалаир-Найманский; 7 — Центрально-Казахстанский; 8 — Северо- и Южно-Катранские; 9 — Атбаши-Иныльчекский; 10 — Центрально-Терсейский; 11 — Чилико-Кеминский; 12 — Кунгейский; 13 — Трансиссыккульский; 14 — Северо-Терсейский; 15 — Кассанский; 16 — Атойнакский; 17 — Северо-Ферганский; 18 — Нерынский; 19 — Северо-Киргизский

I—III — области с различными магнитными полями: I — Северо-Тяньшаньская; II — Центрально-Тяньшаньская; III — Ферганская

поле здесь спокойнее, чем в Северо-Тяньшаньской области, и в целом характеризуется отрицательными значениями интенсивностью от 100 до 400  $\gamma$ . В то же время к Нарынской, Аксайской и Арпинской впадинам приурочены слабые положительные магнитные поля (7–200  $\gamma$ ). На фоне расплывчатых полей отрицательного и положительного знака четко выделяются магнитные максимумы интенсивностью до 400  $\gamma$ , соответствующие герцинским интрузивным телам трещинного типа, контролируемыми разломами. Магнитные аномалии области характеризуются в основном северо-восточными простираниями, соответствующими генеральному направлению геологических структур.

В пределах Центрально-Тяньшаньской области по цепочке вытянутых положительных аномалий и смене характера поля прослеживаются глубинные Атбашско-Иньельчекский и Байбичетауский разломы.

В восточной части области выделяется так называемый Барскаунский коридор [7] северо-западного направления, характеризующийся депрессией в знакопеременном магнитном поле. Это направление является дискордантным общему простиранию аномалий поля и может быть объяснено наличием раздробленной тектонической зоны, являющейся отдельным звеном в общей цепи глубинных разрывных структур северо-западного простирания, в которую входят Джалаир-Найманский, Трансиссыккульский разломы и разрывы Туранской плиты.

Ферганская аномальная область охватывает Ферганскую мезо-кайнозойскую впадину и ее горное обрамление, в том числе Чаткало-Кураминскую складчатую область и западную часть Фергано-Кокшаальской складчатой области, а также западный сектор Среднего Тянь-Шаня [6].

Магнитное поле области характеризуется большим многообразием, что позволяет выделить в ее пределах пять аномальных зон. К северной ее части, охватывающей Чаткало-Кураминскую складчатую область, Баубашатинскую и Турдукскую зоны Фергано-Кокшаальской складчатой области приурочено резковарьирующее магнитное поле обоих знаков интенсивностью от 2000 до —1000  $\gamma$ . Простирание магнитных аномалий самое различное, многие из них носят изометричный характер. По смене характера поля хорошо прослеживается Фергано-Атойнакский разлом. Северо-Ферганский глубинный разлом в магнитном поле четкого отражения не находит.

В центральной части области, занятой Ферганской впадиной, отмечается спокойное положительное поле интенсивностью от 0 до 200  $\gamma$ , на фоне которого в районе г. Коканда наблюдается локальный максимум интенсивностью до 500  $\gamma$ .

Восточная часть области, охватывающая Кугартскую и Яссинскую зоны герцинской складчатости и Суюкский приразломный прогиб юрского возраста, характеризуется сложным отрицательным полем, где интенсивность отдельных минимумов достигает — 500  $\gamma$ .

На юге области отмечается резкое знакопеременное магнитное поле интенсивностью от 1400 до —500  $\gamma$ . Оно охватывает полосу высоких предгорий Алая, Ош-Араванскую и Карачатырскую зоны герцинской складчатости.

Здесь наблюдаются четкие аномалии обоих знаков, линейно вытянутых в субширотном направлении в соответствии с основными простираниями структур. Положительные аномалии выделяют площади развития эффузивных пород силура и девона, в которых выделяются полосы распространения малых интрузий ультраосновного состава и зоны серпентинизации пород. По резкой смене характера магнитного поля выделяются Южно-Ферганский и Восточно-Ферганский разломы.

Приведенная характеристика магнитного поля Тянь-Шаня свидетельствует о том, что обширные отрицательные магнитные поля приурочены к площадям развития мощных толщ осадочных пород (Центрально-Тяньшаньская область, восточная часть Ферганской области). Здесь же по данным магнитных съемок фиксируется значительно меньшее, чем на других площадях, количество глубинных разломов.

Характерно, что участки резкого мозаичного магнитного поля обоих знаков наблюдаются над тектонически сложно построенными зонами, отличающимися развитием большого числа крупных тектонических нарушений различного направления, контролирующих внедрения магматических образований разного состава.

Границы зон, выделенных при районировании магнитного поля, в большинстве случаев совпадают с глубинными разломами, закартированными геологическими съемками.

Тесная корреляция характера магнитных полей с геологической картой свидетельствует о том, что магнитные источники, определяющие структуру поля, расположены вблизи верхних кромок выделенных тектонических блоков земной коры. В пользу этого утверждения говорит и тот факт, что горизонтальные размеры региональных магнитных аномалий и блоков практически совпадают.

В последнее время отмечено [8], что основная региональная часть аномального магнитного поля для территории СССР и других районов мира представляет в первом приближении моногармоническое колебание, которое отражает закономерное чередование блоков земной коры. При этом наблюдаемые региональные магнитные аномалии представляют эффект суперпозиции влияния магнитных источников, расположенных вблизи верхних кромок блоков земной коры.

Выделенные при районировании магнитного поля три крупных аномальных области — Северо-Тяньшанская, Центрально-Тяньшанская и Ферганская находят свое четкое выражение и при пересчетах поля  $\Delta T_n$  на высоту 50 км, где границы между ними по-прежнему совпадают с "важнейшей структурной линией Тянь-Шаня" и Таласо-Ферганским разломом. Это может свидетельствовать о том, что охватываемые аномальными областями площади существенно отличаются по геологическому строению верхней части земной коры, где располагается подавляющее число гипоцентров землетрясений Тянь-Шаня.

В этой связи нами был проведен анализ сейсмичности Тянь-Шаня и результатов районирования его территории по характеру магнитного поля. При анализе использована карта сейсмической активности Киргизии [9]. Исходными данными для ее построения послужили карты эпицентров землетрясений 10-го энергетического класса и выше за период с 1955 по 1970 г. и графики повторяемости землетрясений. Значения активности отнесены к узлам географической сетки  $2 \times 2^\circ$  и нормированы по площади круга с радиусом 10 км и по интервалу времени 1000 лет.

Сопоставление карты сейсмической активности и районирования территории Тянь-Шаня по особенностям магнитного поля позволило сделать следующие выводы. Глубинные разломы, разграничивающие крупные области с характерными особенностями магнитного поля, одновременно являются и границами регионов, заметно различающихся по сейсмической активности (см. рис. 2). Это, по-видимому, связано с тем, что крупные блоки земной коры, обуславливающие разный характер наблюдаемых над ними магнитных полей, отличаются большей или меньшей однотипностью вещественного состава слагающих их пород и по-разному реагируют на приложенные к ним напряжения. Напряжения вызывают в более хрупких породах расколы и дробление, в более пластичных — пластические деформации.

Наибольшей сейсмической активностью от 0,3 до 1,0 и выше характеризуется Ферганская область. Здесь по данным магнитной съемки выделяется густая сеть разнонаправленных тектонических расколов различного возраста. Наивысшая сейсмическая активность приурочена к районам сопряжения разломов разных направлений. Изолинии аномальной сейсмической активности вытягиваются вдоль простирания глубинных разломов таких, как Таласо-Ферганский, Фергано-Атойнакский, Северо-Ферганский, Восточно-Ферганский. Судя по характеру магнитного поля, отличающегося мелко мозаичным обликом и чередованием локальных аномалий обоих знаков, земная кора этой области подверглась многократным про-

цессам дробления. Тектонические нарушения, секущие Ферганскую область, продолжают оставаться сейсмически активными и в настоящее время.

Таласо-Ферганский, Фергаино-Атойнакский, Южно-Ферганский и Восточно-Ферганский разломы четко трассируются цепочками эпицентров землетрясений начиная от энергетического класса  $K=9$  и выше.

Северо-Тяньшаньская область характеризуется меньшей сейсмической активностью. Большие площади развития положительных и отрицательных магнитных полей, более крупная мозаичность на участках резко варьирующего поля свидетельствуют о меньшей раздробленности земной коры области. Положительным магнитным полям Чуйской и Иссык-Кульской впадин соответствуют участки относительно слабой сейсмической активности. Объясняется это, по-видимому, тем, что в основании этих впадин лежат жесткие глыбы срединных массивов [6], ограниченные глубинными разломами, являющимися зонами разрядки тектонических напряжений и своего рода демпферами. В пределах этой области также отмечаются вытнутость изолиний сейсмической активности вдоль простирания глубинных разломов — Ичкелетву-Сусамырского, Северо-Киргизского, Северо-Терскойского, Центрально-Терскойского. С 1962 по 1972 г. в Северо-Тяньшаньской области зарегистрировано меньше землетрясений 9-го энергетического класса и выше по сравнению с Ферганской областью. Здесь также можно отметить приуроченность цепочек эпицентров землетрясений к Северо-Киргизскому, Чилико-Кеминскому, Северо-Терскойскому, Центрально-Терскойскому, Кунгейскому глубинным разломам северо-восточного простирания.

В пределах Северо-Тяньшаньской области по данным магнитной съемки отмечается три узла сопряжения разломов различных направлений: в западной части долины р. Кемин, в районе массива Кызыл-Омпул и в Центральном Терскее. К этим узлам приурочены максимумы сейсмической активности со значениями 0,3—0,5. Это еще раз подчеркивает справедливость утверждения о связи сейсмической активности со степенью раздробленности земной коры.

Центрально-Тяньшаньская область отличается от первых двух спокойным сейсмическим режимом. Повышенная сейсмическая активность отмечается лишь в западе области, в центральной части хр. Молдотау, и на крайнем востоке, в районе восточной части хр. Кокшаал-Тау. В пределах области преобладают спокойные магнитные поля отрицательного знака, характерные для областей развития мощных толщ осадочных пород. Указанные породы характеризуются повышенной по сравнению с магматическими образованиями вязкостью и пластичностью, чем можно объяснить сравнительно небольшое количество глубинных разломов на рассматриваемой территории и ее слабую сейсмическую активность.

Вдоль Атбаши-Иныльчекского и Байбичетауского глубинных разломов северо-восточного простирания также группируются эпицентры землетрясений, но их четкого пространственного совпадения, как отмечалось для первых двух областей, здесь не наблюдается.

Характерно, что протяженной полоса отрицательного магнитного поля северо-западного простирания, именуемой Барскаунским коридором [7], в плане соответствует зона пониженной сейсмической активности.

Другая подобная зона северо-западного направления протягивается северо-восточнее Таласо-Ферганского разлома и параллельна ему. К зоне также приурочены сравнительно спокойные магнитные поля преимущественно отрицательного знака.

В целом, как показывает совместное рассмотрение карты сейсмической активности и тектонических разрывов, выявленных по данным магнитометрии (см. рис. 2), в настоящее время отмечается активизация движений по разрывам преимущественно северо-восточного и субширотного простираний. Узлы высокой сейсмической активности ложатся на участки пересечения указанных разрывов с тектоническими нарушениями других направлений. Из крупных дизъюнктивных

нарушений северо-западного простирания сейсмически активен только Таласо-Ферганский разлом.

Для установления связи между сейсмичностью и характером гравитационного поля Тянь-Шаня необходимо было выделить ту составляющую гравитационного эффекта, которая бы характеризовала сейсмический слой, охватывающий, как было показано выше, верхнюю часть разреза земной коры до глубин 15–25 км.

В основу интерпретации гравитационного поля было положено представление о блоково-слоистой модели земной коры. Поэтому первым шагом геологического истолкования материалов гравиметрии явился анализ гравитационного влияния слоистых границ верхних частей разреза.

С этой целью автором совместно с В.Л. Молоковым была составлена гравитационная карта с учетом поправки Пуанкаре-Прея. При построении карты влияние промежуточного слоя учитывалось с плотностью<sup>1</sup> 2,54 для территорий межгорных впадин Тянь-Шаня и 2,80 для площадей, занятых горными сооружениями. Принятые плотности для впадин обоснованы ранее [10]. Высокие значения плотности промежуточного слоя для горного Тянь-Шаня следуют из опубликованных данных [11], указывающих на широкое развитие метаморфических пород в пределах описываемой территории. Учитывая специфику редукции Пуанкаре-Прея, следует отметить, что полученная карта отражает влияние гравитационных масс ниже уровня моря.

Далее необходимо было оценить гравитационный эффект от поверхности Моховичича (М). С этой целью использованы схемы строения земной коры Тянь-Шаня, составленные по сейсмологическим данным [1, 5]. Исключение гравитационного влияния границы М не привело к принципиальному изменению исходной карты.

Из изложенного сделан вывод, что гравитационное поле после введения поправки Пуанкаре-Прея в основном отражает строение верхней части земной коры.

Сильный гравитационный эффект в Тянь-Шане создает поверхность докембрийского фундамента [10, 12], сложенного сильно метаморфизованными породами высокой плотности (2,8–2,9). Анализ схематической карты изогипс поверхности докембрийского фундамента, построенной нами по данным профильных количественных расчетов, выполненных А.Н. Лобанченко и В.И. Кнауфом, показал, что ширина относительных поднятий и понижений фундамента составляет 50–60 км, в ориентировке их длинных осей преобладают субширотные, северо-восточные и северо-западные направления.

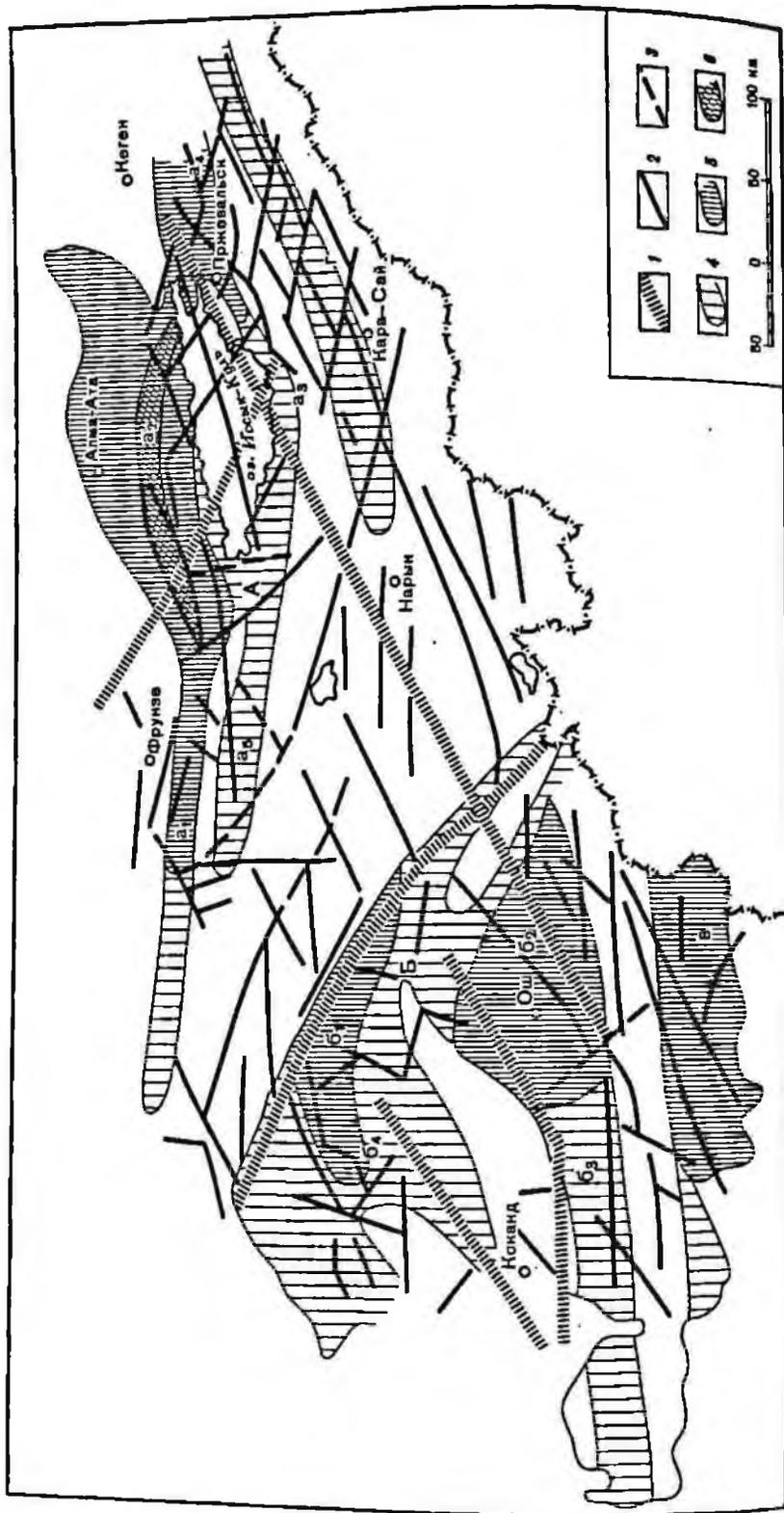
Крупные структурные элементы Тянь-Шаня также ориентированы в северо-западном ("ферганском"), северо-восточном ("кеминском") и субширотном направлениях [13, 14]. Статистический анализ простираний геологических структур показывает, что преобладающими из них являются два последних.

Все эти факты были учтены при определении размеров и ориентации сторон ячеек для проведения трансформации гравитационного поля. Каждая ячейка была ограничена двумя параллельными линиями субширотного и двумя — северо-восточного (кеминского) направлений с расстоянием между ними в масштабе карты 60 км. Осреднение поля в пределах каждой ячейки проводилось по общепринятой методике.

Подобная трансформация гравитационного поля может быть классифицирована как анизотропное преобразование [15, 16]. Ее своеобразие заключается в том, что, во-первых, она носит статистически-пространственный характер, а во-вторых, опирается на совокупность всех ранее сделанных выводов, вытекающих из анализа геолого-геофизической информации.

Полученная в результате анизотропных преобразований карта остаточного поля силы тяжести свободна от суммарного влияния масс промежуточного слоя и отра-

<sup>1</sup> Размерность г/см<sup>3</sup> здесь и в дальнейшем для краткости опущена.



жает распределение поднятых и опущенных участков докембрийского метаморфического фундамента ниже абсолютного уровня. Поднятым участкам фундамента соответствуют положительные гравитационные аномалии, опущенным — отрица-

тельные. Линейно вытянутые зоны интенсивных градиентов гравитационного поля, разделяющие положительные и отрицательные аномалии, были истолкованы как тектонические нарушения, разрывающие докембрийский фундамент (рис. 3).

В трансформированном гравитационном поле четко отражаются такие известные тектонические швы Тянь-Шаня, как Таласо-Ферганский, Северо-Ферганский, Северо-разломы. Последний разлом уверенно прослеживается до меридиана пос. Тамга, после чего линейно вытянутые в северо-восточном направлении аномалии поля силы тяжести обрываются и сменяются мозаичным гравитационным полем. В нем отчетливо выделяются градиентные зоны северо-западного простирания, связанные с тектоническими нарушениями. В поле  $\Delta T$  в системе этих разломов соответствует широкая полоса отмеченных выше отрицательных магнитных аномалий.

По-видимому, все это обусловлено влиянием продолжающейся в пределах Тянь-Шаня Джалаир-Найманской зоны глубинных разломов, прослеженной на территории Казахстана на расстоянии свыше 700 км.

В Тянь-Шане активное проявление этой зоны происходило, по крайней мере, с герцинского времени, когда она разделяла Восточно-Киргизский и Тюпский эпикаледонские прогибы [6], где откладывались мощные толщи осадков верхнего девона — нижнего-среднего карбона. Движения по зоне возобновились с началом орогенного этапа развития Тянь-Шаня, на что указывают излияния палеогеновых базальтов вдоль линии Трансиссыккульского разлома в районе поселков Торайгыр и Тамга.

Сейсморазведочными исследованиями с помощью корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) и метода отраженных волн (МОВ) на участках пересечения указанным разломам северного и южного побережья оз. Иссык-Куль зафиксированы смещения блоков пород палеозойского фундамента, причем в обоих случаях поднятыми являются западные блоки. Тектонические нарушения, разрывающие фундамент, проявляются и в рыхлых отложениях мезо-кайнозойского чехла. По данным электроразведочных работ к востоку от разлома не распространяются соленосные отложения неогенового возраста, вскрытые на западе скважиной 41 (район г. Рыбачье) в интервале глубин 350—700 м. Таким образом и геофизические исследования указывают на наличие движений по Трансиссыккульскому разлому в альпийский и новейший этапы.

В результате проявления разрывных дислокаций северо-западного простирания Атбаши-Иныльчекский разлом к востоку от меридиана пос. Тамга разбивается на ряд звеньев протяженностью 40—60 км, кулисообразно смещенных относительно друг друга.

Северо-западные простирания разломов в докембрийском фундаменте отмечаются и на всей остальной территории Киргизского Тянь-Шаня, однако там они,

Рис. 3. Карта разломов докембрийского фундамента Тянь-Шаня по данным гравиметрии

1—3 — разломы докембрийского фундамента: 1 — наиболее крупные; 2 — прочие разломы, четко выраженные в гравитационном поле; 3 — менее четко выраженные; 4—6 — площади четкого возникновения очагов землетрясений [9]: 4 — с магнитудой от 6,1 до 7,0; 5 — от 7,1 до 8,0; 6 — 8,1; А—Б — сейсмогенные области: А — Северо-Тянь-Шаньская; Б — Ферганско-Иссыккульская; а<sub>1</sub>—а<sub>5</sub> — сейсмогенные зоны: а<sub>1</sub> — Южно-Чуйская; а<sub>2</sub> — Камино-Чиликская; а<sub>3</sub> — Южно-Иссыккульская; а<sub>4</sub> — Сары-Камышская; а<sub>5</sub> — Кочкорская; б<sub>1</sub> — Фергано-Атойнакская; б<sub>2</sub> — Ошская; б<sub>3</sub> — Южно-Ферганская; б<sub>4</sub> — Северо-Ферганская; в — Алайская; г — Сарыджазская

за исключением Таласо-Ферганского сдвига, носят нечетко выраженный характер по сравнению с линиями северо-восточного направления. Как правило, северо-западные разломы имеют незначительную протяженность и выделяются в остаточном гравитационном поле короткими прямолинейными участками сгущения изоаномал.

Подчиненное положение занимают и субширотные дизъюнктивные нарушения, и уже совсем незначительным развитием пользуются субмеридианальные разрывы. Среди последних только два характеризуются относительно большой (100–120 км) протяженностью. Один из них проходит к западу от дороги Сосновка—перевал Тюз-Ашу, ограничивая с востока массив силурийских гранитоидов, другой — к западу от оз. Иссык-Куль, примерно соответствуя выделенному в магнитном поле Центрально-Казахстанскому разлому.

Коленообразный поворот р. Чу в Боамском ущелье, после которого она течет в северо-восточном направлении, по-видимому, обусловлен влиянием этого субмеридианального разлома.

Анализируя характер гравитационного поля Киргизского Тянь-Шаня, можно прийти к выводу, что преобладающими простираниями разрывных структур в докембрийском фундаменте являются северо-восточные (Кеминские). Указанные дизъюнктивные нарушения характеризуются наибольшей протяженностью по простиранию. Среди них следует особо остановиться на разломе, который в поле силы тяжести выделился прямолинейной зоной градиентов, протянувшейся вдоль линии Хайдарканская долина, северные склоны хребта Байбиче-Тав, восточные окончания хребтов Байдулла и Кара-Гоман, оси которых здесь разворачиваются от субширотных к северо-восточным направлениям, южные склоны поднятия Большой Оргочор и Ичке-Тасма в Иссык-Кульской впадине.

В структуре докембрийского фундамента, отражаемой гравитационным полем, указанный разлом, названный нами Фергано-Иссыккульским, наряду с Таласо-Ферганским и Джалаир-Найманским, является одним из наиболее значительных. На участке Ферганский хр. — хр. Байдулла он отчетливо картируется и в магнитном поле. Вдоль него здесь вытянута цепочка эпицентров землетрясений от 9-го энергетического класса и выше.

Остаточное гравитационное поле, отражающее влияние структур докембрийского фундамента, отличается то, что в нем практически не прослеживается "важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" (линия Николаева), хотя выполненные нами анизотропные преобразования поля были призваны подчеркнуть влияние структур субширотного и северо-восточного простирания. Эта линия прослеживается отдельными звеньями западнее озера Сонкель и в восточной части Киргизского Тянь-Шаня. По-видимому, в докембрии линия Николаева не имела столь важного значения в развитии региона, как в варисское время.

Для оценки сейсмической активности тектонических разрывов, секущих докембрийский фундамент, был проведен совместный анализ описанной выше гравитационной карты и карты эпицентров землетрясений Киргизии энергетического класса  $K \geq 10$  с 1950 по 1971 г.

Изучалось распределение эпицентров землетрясений относительно экстремальных (нулевых) линий градиентных зон гравитационного поля, разделяющих положительные и отрицательные аномалии тяжести, или, иными словами, распределение эпицентров относительно разломов в докембрийском фундаменте. Вариационные кривые распределения были построены для землетрясений 10-го и 11-го энергетического класса: количество землетрясений более высоких классов оказалось представительным для проведения статистического анализа.

Расположение эпицентров землетрясений по отношению к дизъюнктивным нарушениям находится в соответствии с законом нормального распределения. Иными словами, учитывая точность определения эпицентров землетрясений, варьирующую

в целом для всей территории Киргизского Тянь-Шаня от  $\pm 3$  до  $\pm 10$  км, они проектируются на разломы докембрийского фундамента. Отсюда можно сделать вывод, что разрывы, секущие докембрийский фундамент, являются сейсмоактивными.

Напомним, что составленная нами гравитационная карта отражает строение докембрийского фундамента ниже абсолютного уровня. Этот уровень недоступен визуальному геологическому обследованию. Таким образом, данные гравиразведки позволяют выявлять не выраженные на поверхности и потенциально сейсмогенные тектонические разломы.

Анализ результатов сопоставления карты разломов докембрийского фундамента с положением сейсмогенных зон Тянь-Шаня [9] показывает, что эти зоны пространственно приурочены к площадям развития наиболее густой сети пересекающихся дизъюнктивных нарушений северо-восточного и северо-западного простира-ния (см. рис. 3). При этом самые активные сейсмогенные участки, за исключением юго-восточной части Фергано-Атойнакского, тяготеют к разломам северо-восточно-го и субширотного направлений.

Это еще раз подтверждает сделанный ранее вывод о современной активизации в Тянь-Шане движений по северо-восточным и субширотным разрывным нарушениям.

В заключение отметим, что анализ магнитных и гравитационных карт Тянь-Шаня позволил выделить крупные блоки земной коры, различающиеся по количеству зарегистрированных эпицентров, проследить не выраженные на поверхности сейсмогенные разломы, секущие докембрийский фундамент, наметить корреляцию между сейсмической активностью и характером магнитного поля, сделать вывод о современной активизации движений по разломам северо-восточного и субширотного простираения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Крастников В.Н., Нерсисов И.Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоравичича. — Сов. геол., 1962, № 11.
2. Борисов А.А., Федынский В.В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
3. Малькановицкий И.М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геологическим данным. XXII сессия МГК, М., "Недра", 1965.
4. Таль-Вирский Б.Б. Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов. — В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, "Фан", 1971.
5. Улопов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, "Фан", 1974.
6. Кнауф В.И., Резвой Д.П. Тектоника Киргизии. — В кн.: Геология СССР, т. 25, кн. 2, М., "Недра", 1972.
7. Корнев О.С. Отражение разрывных нарушений Тянь-Шаня аномальным магнитным полем. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
8. Лугованко В.Н. Об общей природе аномального магнитного поля. — Тезисы докладов и выступлений у студентов VIII Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конф. М., 1976.
9. Адышева М.М., Джанузакоев К.Д., Калмурзаев К.Е. и др. О принципах комплексного сейсмического районирования. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР, М., "Наука", 1976.
10. Юдахин Ф.Н. Опыт геофизического изучения глубинного геологического строения межгорных впадин Северной Киргизии. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня, Фрунзе, "Илим", 1970.
11. Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, "Илим", 1972.
12. Кнауф В.И., Лобанченко А.Н., Маринченко Г.Г. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геофизических структур Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.

- зойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
13. *Кимур В.И.* О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. — Тр. Управления геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2. Фрунзе, 1962.
14. *Помызов К.Д.* Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. — Тр. Управления геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2. Фрунзе, 1962.
15. *Клушин И.Г., Толстихин Н.И.* Выделение линейных тектонических дислокаций на геофизических картах. — Геол. и геофиз., 1961, № 6.
16. *Кумин Н.Я.* Вопросы выделения составляющих наблюдаемого гравитационного поля для целей структурно-тектонического районирования (на примере Южного Казахстана). — В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, "Казахстан", 1968.

## О НОВЕЙШИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ВОЗМОЖНОЙ СЕЙСМОГЕННОСТИ

В числе основных структурных форм Тянь-Шаня, созданных в процессе новейшего горообразования и выявляемых по характеру суммарных деформаций предорогеной поверхности выравнивания, устанавливаются мегаскладки, выраженные широкими и пологими изгибами домезозойского фундамента и перекрывающих его отложений. Они, как правило, осложнены разрывами. Это придает новейшей структуре складчато-глыбовый характер, в связи с чем в системах поднятий наряду с мегаскладками выделяются горст-мегантиклинали, а в системах впадин — мегасинклинали и грабен-синклинали. Преимущественно взбросо-надвиговый характер разломов, закономерно сочетающихся и генетически связанных с мегаскладками, свидетельствует [1—4] о формировании новейшей структуры Тянь-Шаня в результате субмеридионального сжатия.

В последние годы наметился новый генетический подход в расшифровке орогена Тянь-Шаня. В 1972 г. В.И. Попов [5] высказал гипотезу о рифтовой природе Трансзиатского орогенного пояса, получившую достаточно убедительную аргументацию [6, 7]. Характерное для рифтовых систем растяжение коры подтверждается наличием недеформированных водораздельных плато, результатами анализа напряжений в очагах землетрясений, утолщением коры под некоторыми впадинами, образованием "коромантийной" смеси в кровле мантии, проявлением кайнозойского магматизма в Центральном и Северном Тянь-Шане, образованием впадин, дно которых опущено ниже уровня моря. На основании этих и других признаков [6] Срединный, Северный, а также значительная часть Восточного Тянь-Шаня отнесены к рифтовому поясу.

На площади, охватывающей Джунгарию и северные хребты Тянь-Шаня, установлено [8] единое гигантское вздутие денудационной поверхности — Джунгаро-Северотяньшаньский свод, нарушенный системой сбросов, поверхности которых, как правило, падают под впадины и подчеркнута отсутствие каких-либо признаков волнового изгибания пенеплена, за исключением слабых изогнутий в центральных участках гигантского свода. Таким образом отрицается существование новейших складок с размахом крыльев по ширине хребтов или межгорных впадин, а вместе с тем и проявление в районе тангенциального сжатия, которое определяет существо построений С.С. Шульца [1]. Выдвигается положение о существовании в регионе рифтовых структур, обусловленных тангенциальным растяжением [8].

Во многих других районах Тянь-Шаня давно известны и неоднократно описывались относительно небольшие складчатые деформации палеозойского фундамента, в том числе широкие складки с размахом крыльев от 25 до 5 км [2—4]. К числу таких районов относится Внутренний Тянь-Шань, в пределах которого на больших площадях развития предорогеной поверхности выравнивания можно непосредственно наблюдать складки основания с относительно небольшим радиусом кривизны, в строении которых участвуют предорогеной поверхность выравнивания и конформно изогнутые с ней слои кайнозойских отложений. Местами наблюдаются флексурообразные изгибы поверхности пенеплена. Однако и здесь в сводах антиклинальных складок нами установлено широкое развитие ступенчатых сбросов, ограничивающих узкие грабены.

В качестве примера рифтовых структур Внутреннего Тянь-Шаня в данной статье рассматривается Турасуйский грабен (рис. 1), находящийся в хр. Байбиче-Тоо, а затем некоторые подобные структуры в остальных частях Внутреннего Тянь-Шаня.

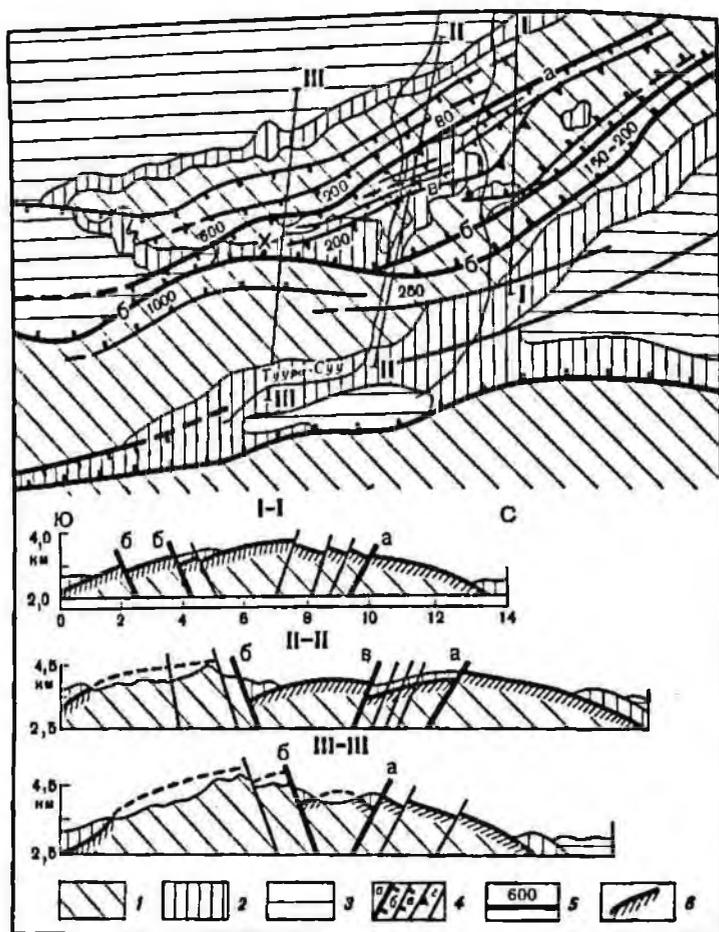


Рис. 1. Схема геологического строения района Турасуйского грабена

1 — неотектонические сводовые поднятия домезозойского фундамента; 2-3 — кайнозойский орогенетический комплекс: 2 — киргизская свита ( $Pg_3 - N_1, kg$ ) — красноцветные глины, песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 — нарынская свита ( $N_{1-2}, nr$ ) — сероцветные глины, песчаники, конгломераты; 4-5 — новейшие разрывные нарушения: 4 — рифтогенные разломы (а — основные, крупноамплитудные сбросы, б — второстепенные, переходящие во флексуры, в — взбросы, г — неясного генетического типа); 5 — величина вертикального перемещения поднятого крыла разлома; 6 — древняя предорогненная поверхность денудации

Особенно отчетливо рифтогенное обрушение свода выражено в антиклинальной складке хр. Байбиче-Тоо, являющейся звеном Байбичетоо-Каратауской зоны внутридепрессийных поднятий, отделяющих Нарынскую впадину от Атбашинской. Эти поднятия получили выражение в рельефе в конце плиоцена [2, 3].

Байбичетооское поднятие — это антиклинальная складка основания северо-восточного простирания длиной около 60 км, шириной до 10–15 км. Толща кайнозойских отложений, участвующая в строении крыльев складки, представлена красноцветной киргизской (верхний олигоцен — миоцен) и сероцветной нарынкой (верхний миоцен — плиоцен) свитами. На северном крыле антиклинали падение толщ 20–30°, на южном — 35–40°. От поднятия хр. Джамандавантау Байбичетооская мегантиклиналь отделена клиновидно сужающейся к западу Сырткашкасуйской односторонней грабен-синклиналью.

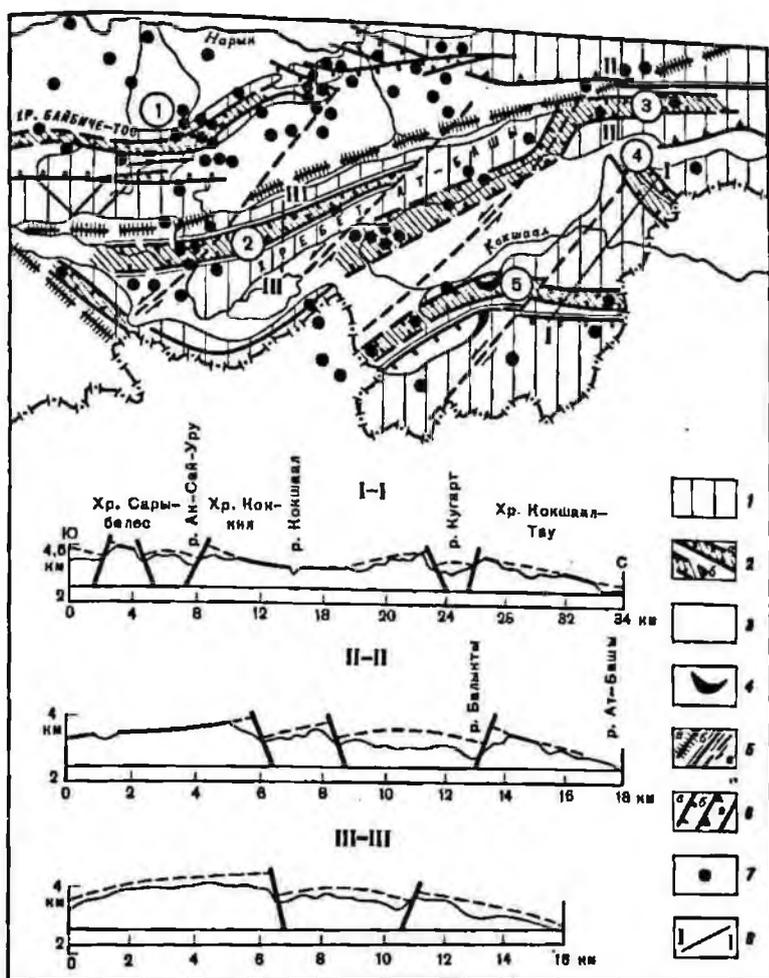


Рис. 2. Схематическая карта нахождения грабенов в новейшей геологической структуре Внутреннего Тянь-Шаня

1 — неотектонические сводовые поднятия домезозойского фундамента; 2 — грабены, установленные (а) и предполагаемые (б) под кайнозойским чехлом; 3 — кайнозойский орогенетический комплекс межгорных впадин; 4 — выходы палеогеновых базальтов; 5—6 — разрывные нарушения: 5 — домезозойские разломы (а — глубинные, разделяющие складчатые системы, б — межзональные и крупнейшие внутризональные, в — сдвиги); 6 — генетические типы неотектонических разрывов (а — сбросы, б — взбросы, в — неясной морфологии); 7 — эпицентры землетрясений за 1955—1975 гг. с  $K = 8 \div 11$ ; 8 — линии разрезов через хребты: Кокшвал-Тав и Кокция (I—I), Джангджирский (II—II), Атбашинский (III—III). Название грабенов (арабские цифры в кружках на карте): 1 — Туранский, 2 — Атбашинский, 3 — Балыктинский, 4 — Кугартский, 5 — Аксай-Уруйский

В западной части Байбичетооское поднятие осложнено Турасуйским рифтоподобным грабеном, первые достаточно отчетливые признаки возникновения которого наблюдаются восточнее р. Кокджар. На этом участке максимального воздымания свода образующая его отпрепарированная поверхность пенеплена разбита серией ступенчатых сбросов с амплитудой смещения от первых метров до 150—200 м (см. рис. 1). Грабен ограничен протяженными сбросами с нарастающей к юго-

западу амплитудой перемещений. Наклон поверхности сместителя южного краевого сброса (линия б на рис. 1) — 60–70°. В восточной части сброс состоит из двух сближенных параллельных ветвей, смещающих пенеплен от 150–200 на востоке до 250–300 м на западе. В долине р. Турасу они сливаются в единый крупный сброс субширотного простирания. Амплитуда перемещения по нему достигает 1000 м. Падение поверхности северо-западного краевого сброса от 45 до 50–60°.

Крылья краевых сбросов осложнены серией маломплитудных (десятки метров) небольших разрывов. В рельефе наблюдается "лестница", представленная четкими площадками (фрагментами пенеплена), на которых местами сохранились конгломераты киргизской свиты ( $Pg_3-N_1$ ), либо красноцветная кора выветривания.

Наибольшая ширина (до 5–6 км) Турасуйского грабена в месте максимального воздымания свода мегаскладки на участке зарождения. К юго-западу он сужается до 0,5–1 км, приобретая узкую, щелевидную форму, обусловленную сближением ограничивающих его краевых сбросов. Фундамент грабена при погружении к западу под чехол кайнозойских осадков на двух участках (долина р. Турасу, перевал Тяукайрюк) испытывает поднятие.

Геологическое строение района между серией Нарынских впадин и Таримской депрессией характеризуется рифтоподобными обрушениями новейших тектонических сводов в западных окончаниях Джангджирского и Атбашинского хребтов в юго-восточной части Ферганского хребта и в хребте Кокшаал-Тау (рис. 2). В качестве примера рассмотрим два грабена в осевых частях сводов, разделенных Кокшвальской синклиналью. Кокшвальская синклираль прорезана по оси глубоким ущельем р. Кокшаал, ее крылья участвуют в строении склонов хребтов Кок-кия и Кокшаал-Тау. Осевые части последних — идеально выровненная поверхность древней денудации. Как отмечается [1], "глубокие каньоны и ущелья избороздили эту поверхность, но она сохранилась еще на таких больших площадях водораздельных гряд, что не требует какой-либо реставрации или сравнения гипсометрии отдельных участков и видна непосредственно". В пределах названных хребтов поверхность денудации находится на высоте 4400–4750 м. По сбросам она опущена в долине р. Кугарт (см. рис. 2), которая является грабеном, возникшем в кокшвальском своде на высоте около 5 км. Амплитуда перемещений по сбросам, ограничивающим Кугартский грабен, достигает 0,5–0,7 км.

В рельефе отображена и прямолинейная грабенообразная долина р. Аксай-Уру, ограниченная крутым сбросом, находящимся на крутом южном склоне хр. Кок-кия. В пределах осевой части последнего выражена поверхность выравнивания, покрытая ледниками плоских вершин. Амплитуда вертикального перемещения по сбросу составляет не менее одного километра. Менее четко выраженный разлом сбросового типа с небольшой амплитудой перемещения отделяет Аксай-Уруйский грабен от горста хр. Сарыбелес. Вершину последнего образует плоская покрытая фирновым полем денудационная поверхность, полого наклоненная к северу. Примеры грабенообразных структур можно продолжить.

Итак, грабены в сводах поднятий являются характерными для системы хребтов Кокшаал-Тау и хр. Байбиче-Тоо. Они всюду выражены в рельефе. Узкие и наиболее глубокие щелеобразные грабены приурочиваются к поднятиям с наибольшей кривизной сводов (долины рек Кугарт и Аксай-Уру), а неглубокие и широкие — к пологим сводам (хребты Ат-Баши, Джангджирский). Закономерная связь этих явлений наблюдается и в Турасуйском грабене, строение и форма которого меняется по простиранию по мере изменения радиуса кривизны свода мегантиклинали.

Многими исследователями была убедительно доказана зависимость развития неотектонических структур Тянь-Шаня от палеозойского структурного плана [8–12]. В этом отношении не составляют исключения и рассматриваемые в настоя-

щей статье структуры. Пространственная локализация новейших осевых грабенов в значительной мере определяется элементами структуры домезозойского возраста.

Перейдем к рассмотрению геологических обстоятельств генерации землетрясений в районе, включающем Нарынскую впадину и западную часть системы хребтов Кокшаал-Тау. Автором совместно с Ч.У. Утировым установлено, что многочисленные сейсмодислокации приурочены к новейшим разрывам сбросового типа. Особенно много их обнаружено в разрывах, ограничивающих Турасуйский грабен. Сбросовые движения сопровождались здесь различными по масштабу и возрасту сейсмогравитационными оползнями. Здесь сейсмогенные тектонические движения выступают в качестве важнейшего рельефообразующего фактора.

Много сейсмодислокаций установлено в Балыктинском грабене, где они связаны с системами краевых ступенчатых сбросов. Сеймотектоническое происхождение имеет и дамба, подпруживающая оз. Кольсу в хр. Сарыбелес.

Приуроченность различных по типу и размерам сейсмодислокаций к грабенам свидетельствует о сейсмогенной природе ограничивающих их разломов и о том, что в недавнем прошлом здесь происходили весьма сильные землетрясения. Однако здесь инструментально зарегистрированы лишь слабые землетрясения ( $K=12\div 13$ ).

Анализ пространственного распределения эпицентров этих землетрясений ( $K=10\div 11$  за 1955—1970 гг. и  $K=8\div 11$  за 1970—1975 гг.) показал, что они располагаются в грабенах, либо в непосредственной близости от них. Так, с Байбичетоо-Каратауской зоной поднятий совпадает полоса повышенной плотности эпицентров слабых землетрясений, в пределах которой выделяются два участка их заметного сгущения. Один из них совпадает с Турасуйским грабеном, другой — с северо-восточным погружением Байбичетооской мегантиклинали, нарушенной разноориентированными разломами. Заметная концентрация эпицентров слабых землетрясений наблюдается в пределах Балыктинского грабена.

В Атабашином хребте наиболее высокой сейсмической активностью обладает район пересечения одноименного грабена Акбеитским левым сдвигом. С Аксай-Уруйским грабеном совпадает более 50% эпицентров землетрясений, зафиксированных в южном горном обрамлении Западно-Аксайской впадины.

Таким образом, совпадение участков наибольшей плотности эпицентров землетрясений и зон палеосейсмодислокаций с грабенами в сводах поднятий дает основание считать последние в качестве основных сейсмогенных элементов новейшей структуры Внутреннего Тянь-Шаня. Их необходимо выделять наряду с зонами контрастного сочленения крупных структурных элементов, на которых в основном концентрировалось внимание исследователей, изучавших сеймотектонику Тянь-Шаня.

Отметим, что одним из основных геологических показателей высокой сейсмичности считается большая контрастность сочленения геологических структур. Однако этот показатель не является универсальным. Например, практически несейсмогенным является Атабаши-Иньельчекский глубинный разлом, проникающий по сейсмологическим данным до поверхности Мохровичича и определяющий резкое изменение мощности и строения земной коры на границе складчатых систем Срединного и Южного Тянь-Шаня [13]. В то же время повышенным уровнем сейсмической активности характеризуются Атабашинский и Балыктинский грабены. Очевидно, что движения по Атабаши-Иньельчекскому разлому на данной стадии развития структур прекратились, они активны при развитии грабенов.

Подводя итог изучению некоторых особенностей новейшей структуры Внутреннего Тянь-Шаня и сопоставляя ее с проявлениями сейсмичности, можно сделать следующие выводы:

1. Грабены представляют собой характерный и достаточно широко распространенный элемент новейших структур рассмотренного региона. Сочетание морфологического элемента новейших структур рассмотренного региона.

логически и генетически различных структурных форм в пределах региона указывает на то, что новейшие структуры возникли в более сложном, чем это представлялось ранее поле геодинамических напряжений, включавшим в себя как зоны сжатия, так и растяжения.

2. Развитие грабенов на сводовых поднятиях обуславливает генерацию землетрясений, и их необходимо выделять в качестве особого типа сейсмогенных зон.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. геогр. о-ва. Нов. сер., т. 3. М., 1948.
2. Макаров В.И., Соловьева Л.И. К истории развития поднятий и впадин Центрального Тянь-Шаня в кайнозое. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2.
3. Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. 25, Киргизская ССР, кн. 2. М., "Недра", 1972.
4. Садыбаксов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1972.
5. Попов В.И. О геономии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., "Недра", 1972.
6. Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Горянин А.Б. О транскавказском неотектоническом поясе Наливкина. — Узб. геол. журн., 1974, № 5.
7. Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Горянин А.Б. О транскавказском неотектоническом рифтовом поясе Наливкина. — Узб. геол. журн., 1974, № 6.
8. Петелева Е.И., Чебдаров Н.М. Орогенез Северного Тянь-Шаня в свете новых геологических наблюдений и вероятный глубинный механизм процесса. — Изв. АН КазССР, 1974, № 6.
9. Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
10. Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 28 (155).
11. Коралев В.Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. — Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, 1956, вып. 7.
12. Кивуф В.И. О связи между региональными сейсмическими зонами и докембрийскими структурами Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 7.
13. Адышев М.М., Кивуф В.И., Коралев В.Г. Структурные ярусы земной коры и возможности обнаружения новых видов минерального сырья в Северной Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1969, № 4.

*С. Д. Хилько, И. Балжинням*

## МОРФОСТРУКТУРА И СЕЙСМОТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Изучение территории Монголии в нео- и сейсмотектоническом аспектах тесно связано с Иркутской сейсмогеологической школой [1-7]. В 60-х годах в Монголии начинает развиваться сейсмологическая служба (сейчас здесь действует 9 станций) и проводятся сейсмогеологические исследования [4, 5]. Это позволило в 1968 г. Л. Нацаг-Юму, И. Балжинням и Д. Монхо составить новую мелкомасштабную карту сейсмического районирования МНР, предтечей которой являлась первая схема сейсмичности, составленная В.П. Солоненко в 1959 г. [1].

Для сейсмогеологии Монголии большую ценность представляют также результаты обследования сильнейших землетрясений [1, 7]. В последнее 10-летие в связи с работами Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР накоплен обширный материал по геологии кайнозоя Монголии [8-11], имеющий важное значение для восстановления истории неотектонических движений.

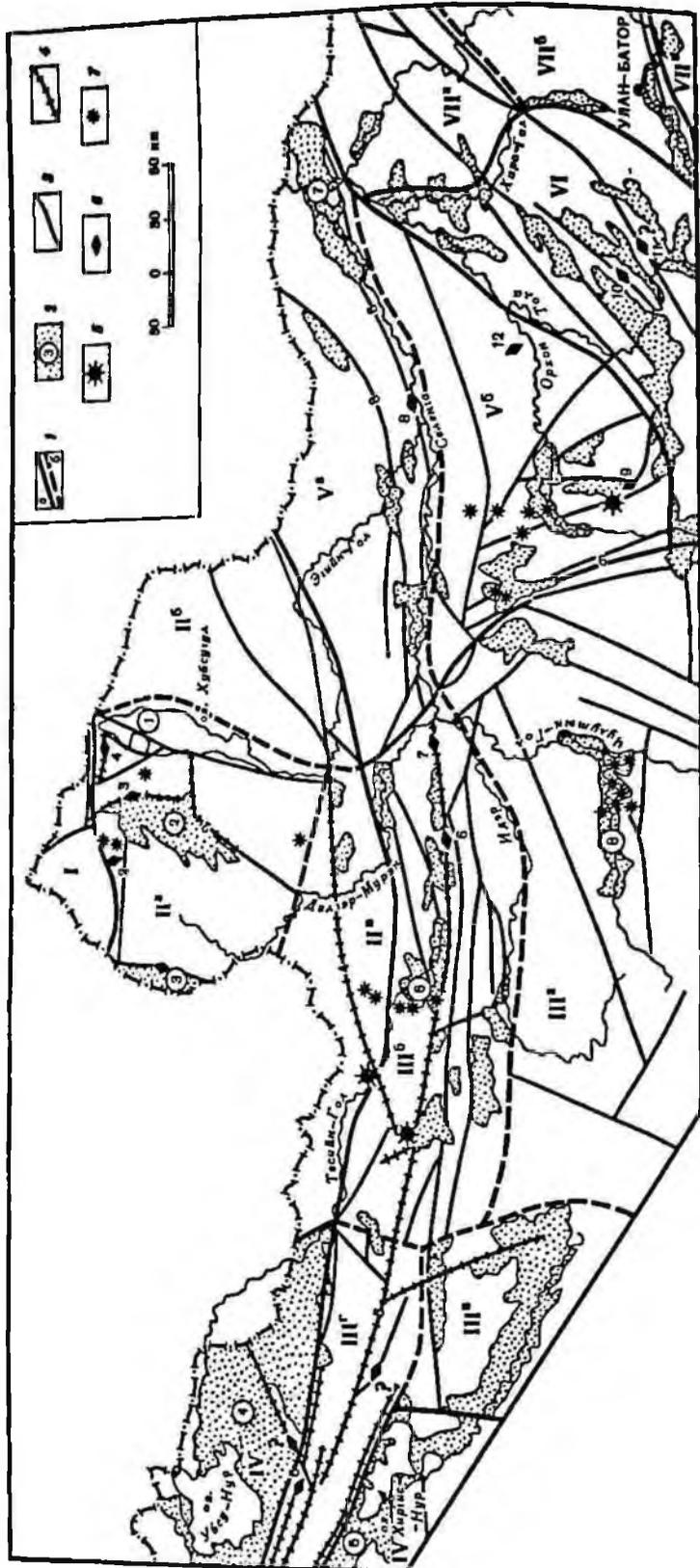
**Морфоструктура и неотектоническое районирование.** Важнейшим элементом неотектоники Северной Монголии является сложнодифференцированное воздымание, продолжавшееся без значительных перерывов в течение всего этапа новейшей активизации. Оно сопровождалось локальными нисходящими движениями с образованием межгорных и внутригорных впадин.

Неоген-четвертичные движения, начавшиеся наиболее бурно с середины плиоцена, сформировали разнообразные типы морфоструктур. Сочетание их обуславливает выделение на рассматриваемой территории 7 крупных неотектонических зон (рис. 1).

Становление морфоструктур Северной Монголии, как и всей Монголо-Сибирской горной системы, протекало в две стадии разной длительности и интенсивности. Первая (верхний олигоцен — нижний плиоцен) отличалась сравнительной вялостью горообразовательного процесса, общим умеренным воздыманием всего региона (до 500—700 м) с изгибанием исходной поверхности выравнивания и преимущественным ее прогибанием в зонах рифтовых структур Прихубсугулья и Хангайского глубинного разлома. Вторая стадия (средний плиоцен—плейстоцен), сопровождавшаяся образованием грубообломочных и мощных молассоидных формаций, характеризуется резким усилением тектонической активности и интенсивным (до 1000—3000 м) поднятием. Это привело к резкой пространственной дифференциации морфоструктур, а преобладание разрывных форм дислокаций определило в целом сводово-блоковый и глыбовый тип хребтов и грабенисклиальный характер межгорных впадин. Именно в эту стадию сложился во всех своих главнейших чертах современный рельеф МНР.

Таким образом, неотектоническая структура рассматриваемой территории — результат сложного сочетания изгибовых и разрывных деформаций в ходе неоген-четвертичного горообразования. При этом новейшая структура и тем более "живая" (голоценовая) тектоника определяются главным образом блоковыми движениями и усложнением зон крупных активизированных разломов типа Хангайского, Селенгинского, Хубсугульского и др.

Морфоструктурное развитие Северной Монголии сложное и несет черты как "байкальского", так и гобийского типов горообразования [12, 3]. В том и другом случаях по преобладающему типу (характеру проявления и направленности) неотектонических движений морфоструктурные элементы подразделяются на две группы — морфоструктуры поднятий (положительные) и прогибов (отрицатель-



ные). Те и другие соответствуют главным орографическим элементам территории — хребтам и межгорным впадинам (рис. 2).

Положительные морфоструктуры по ведущему типу деформаций разделяются на глыбовые, сводово-блоковые и сводовые. Они пространственно сочетаются с чешских контрастах принадлежит крупным впадинам хубсугульского (рифтового) и озерного (гобийского) типов, с мощностью кайнозойских отложений 300—500 и более метров.

По степени унаследованности докайнозойского структурного плана и изменения его новейшими движениями рассматриваемая территория неоднородна. Рифтовый структурный и поднятия Прихубсугуля не унаследованы и наложены на гетерогенный субстрат, несмотря на использование отдельными формами рифтового генемента. Напротив, Хангай-Хэнтэйское сводово-блоковое поднятие отличается более консервативным характером тектонических движений. Своды здесь, менее поднятые и расширенные в плане, формировались и в мезозойский этап на уровне триаса-нижней юры и шарилинского времени. О структурном плане таких поднятий пока можно делать лишь предположения, но сам факт их неоднократного формирования свидетельствует об унаследованности тектонического плана для Озерной, Хан-Хухийнской, Приселенгинской, Тола-Орхонской и Хэнтэйской неотектонических зон.

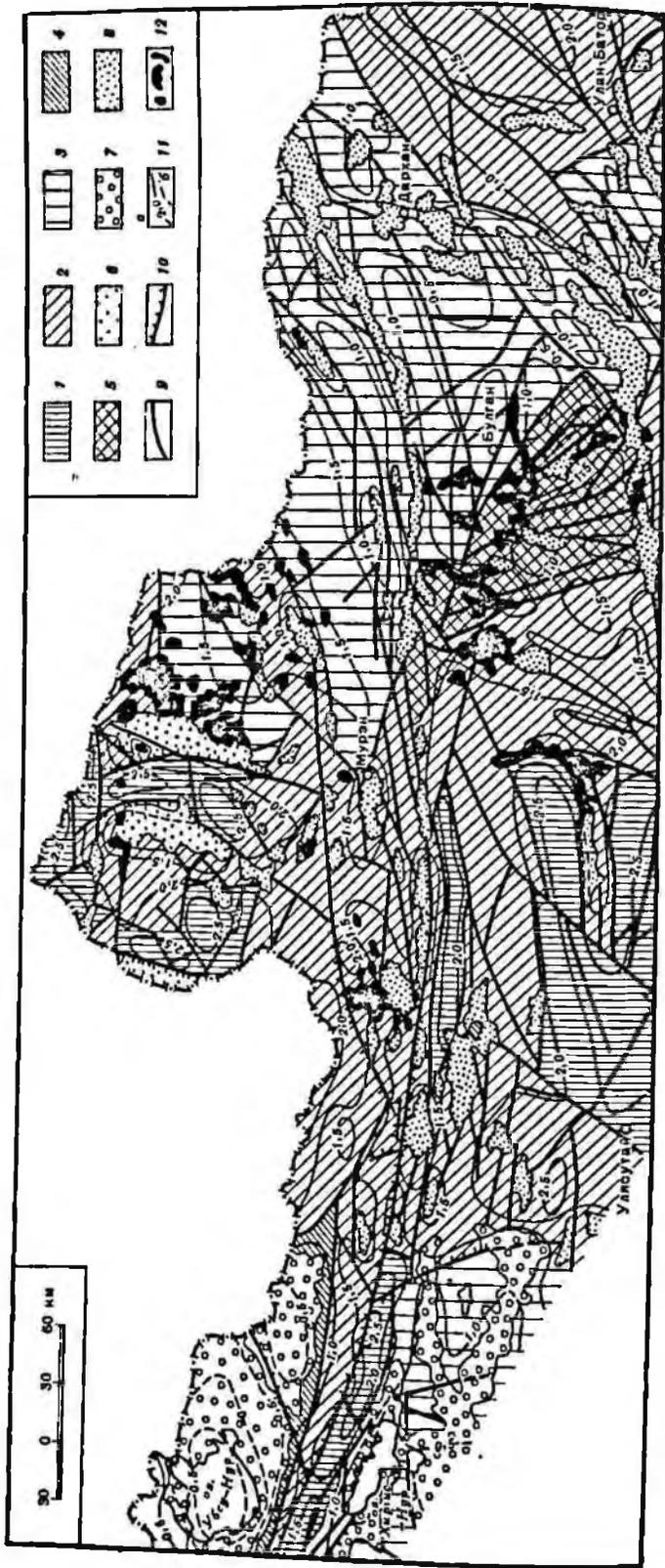
В целом кайнозойские движения резко деформировали древний консолидированный субстрат каледонид, байкалид и герцинид Северной Монголии; в значительной степени были переработаны и мезозойские складчато-тектонические формы.

Разломы, их роль в морфоструктуре и сейсмотектонике. В отношении разрывных нарушений на территории Северной Монголии отмечается тесное сочетание тенденций к унаследованности и новообразованиям. Преемственность развития новейшего структурного плана от древнего проявляется, как правило, в унаследованном развитии крупных глубинных разломов со все большим усложнением их зон от одного этапа тектонической активизации к другому.

Главные морфоконтролирующие разломы наследуют в общих чертах дизъюнктивные нарушения, заложенные на ранних этапах орогенного развития территории. Например, протяженные субширотные разломы: Хангайский, Цаганнурский, Желтуринский, Аригийнольский или главные субмеридиональные —

Рис. 1. Схема неотектонического районирования Северной Монголии

1 — неотектонические зоны (а) и подзоны (б): I — Восточно-Саянская; II — Прихубсугульская (II<sup>а</sup> — Западно-Хубсугульская, II<sup>б</sup> — Восточно-Хубсугульская, II<sup>в</sup> — Сангиленская); III — Хангайская (III<sup>а</sup> — Северо-Хангайская, III<sup>б</sup> — Болнайская, III<sup>в</sup> — Западно-Хангайская, III<sup>г</sup> — Хан-Хухийнская); IV — Озерная; V — Приселенгинская (V<sup>а</sup> — Селенгино-Джидинская, V<sup>б</sup> — Орхон-Селенгинская); VI — Тола-Орхонская; VII — Хэнтэйская (VII<sup>а</sup> — Северо-Хэнтэйская, VII<sup>б</sup> — Бага-Хэнтэйская, VII<sup>в</sup> — Южно-Хэнтэйская); 2 — межгорные и внутригорные впадины (цифры в кружках): 1 — Хубсугульская, 2 — Дархатская, 3 — Бусингольская, 4 — Убсунурская, 5 — Хиргиснурская, 6 — Тэсинская, 7 — Селенгинская, 8 — Тэрхинская; 3 — морфоконтролирующие разломы, активные в кайнозое (1 — Бусингольский, 2 — Дархатский, 2 — Хубсугульский, 4 — Цаганнурский, 5 — Хангайский, 6 — Селенгинский, 7 — Аригийнольский, 8 — Желтуринский, 9 — Орхонский), 4 — их участки постолоценового обновления (сейсмогенные); 5 — эпицентры сильнейших землетрясений, сопровождавшихся сейсмолитическими деформациями; 6 — палеосейсмодислокации: 1 — Бусингольская, 2 — Тэнгис, 3 — Джарагольская, 4 — Хорогольская, 5 — Малчин, 6 — Дзуннурская, 7 — Тумурбулакская, 8 — Байшинская, 9 — Могодская, 10 — Замар, 11 — Хоны, 12 — Нарийнчингилинская; 7 — кайнозойские вулканы



Хубсугульский, Дархатский, Бусингольский, Орхонский (см. рис. 1 и 2). Места они совпадают с границами структурно-фациальных зон.

Существуют и новейшие разрывы, сопутствующие активизированным древним разломам. Они отражают процессы перестройки древнего структурного плана в краевых частях крупных морфоструктур, как, например, в пограничных участках Хангайской и Орхон-Селенгинской, Хангайской и Озерной неотектонических зон.

Среди разломов, новообразованных или возрожденных в течение неотектонического этапа, выделяются практически все известные морфологические и генетические их типы. Близгоризонтальный (сдвиговый) компонент имеет место как в относительно древних, так и новейших смещениях, вплоть до современных.

Неотектонические движения территории Северной Монголии отражены в развитии двух систем активизированных разломов — Хангайской (субширотной) и Хубсугульской (субмеридиональной). Именно эти структурные направления определяют развитие двух основных групп морфоструктур — хангайской и хубсугульской. Глубинные разломы этих систем контролируют развитие главных морфоструктурных зон, сопровождаясь на всем протяжении однотипными неотектоническими движениями, сейсмодислокациями и повышенной плотностью эпицентров землетрясений.

Генетически разломы Северной Монголии подразделяются на две большие группы. Первая (прихубсугульская) обусловлена преимущественным растяжением и развитием рифтовых структур. Преобладают сбросы и реже взбросы, горизонтальные движения практически отсутствуют или незначительны и локальны. Вторая (хангайская) — обусловлена сжатием, преобладают взбросы, взбросо-сдвиги и надвиги. Амплитуды горизонтальных смещений за новейший этап активизации, по-видимому, значительны, судя хотя бы по одноактным сейсмогенным подвижкам, достигавшим, например, в 1905 г. 3–5 м, в 1967 г. 1,5–2 м.

Главные активизированные разломы обычно сопровождаются короткими (десятки километров) оперяющими и сопутствующими разрывами, которые играют важную роль в формировании второстепенных морфоструктурных элементов. Яркий тому пример — Хангайский линеймент. Он контролирует развитие неотектонических зон (Прихубсугульской и Хангайской), отдельные его отрезки — неотектонических подзон (Хан-Хухийнской, Болнайской, Присаленгинской), а сопутствующие ему локальные разломы участвуют в оформлении мелких морфоструктур.

Подобные зоны активизированных разломов имеют на разных отрезках различный уровень современной сейсмичности. Однако те участки, которые контролируют развитие генетически единых морфоструктур, должны рассматриваться по-

Рис. 2. Карта основных морфоструктур Северной Монголии

1–5 — положительные морфоструктуры: 1 — участки максимального поднятия (свыше 2000 м) с высокими значениями градиентов скорости вертикальных новейших движений (преимущественно блоковых); 2 — участки умеренного поднятия со средними значениями градиентов скорости вертикальных движений (преимущественно сводово-блоковых); 3 — участки слабого поднятия (менее 1000 м) или относительно стабильные с низкими значениями градиентов скорости вертикальных новейших движений; 4 — активно воздымающиеся морфоструктурно-впадин и отдельные блоки внутри впадин; 5 — участки резкой перестройки морфоструктурно-впадин и отрицательные морфоструктуры: 6 — рифтовые впадины байкальского типа; 7 — крупные межгорные впадины гобийского (озерного) типа; 8 — прочие внутригорные впадины; 9–10 — разрывные нарушения: 9 — региональные и локальные разломы, морфоконтролирующие, с преимущественным развитием до голоцена, 10 — участки разломов с постголоценовыми сейсмогенным обновлением; 11 — изолинии денудационной поверхности, деформированной новейшими движениями (а — в областях поднятий, б — предположительно в крупных впадинах); 12 — кайнозойские базальты

Таблица 1

## Сильные землетрясения Северной Монголии

Дата, название землетрясения	Координаты эпицентров		M	$I_0$	L	h	l
	с.ш.	в.д.					
Цэцэрлэгское 9.VII 1905	49,6	97,1	8,4	10	130	0,5-1	+
Хангайское 23.VII 1905	49,2	96,6	8,7	11-12	370	3,5	2-5
21.IV 1918	47,0	98,0	5,9	7-8	—	—	—
14.IX 1929	48,0	96,0	—	8-9	—	—	—
10.V 1929	50,2	106,3	—	7-8	—	—	—
2.VI 1932	47,7	102,4	5,9	7-8	—	—	—
9.VII 1932	49,1	92,7	5,9	7-8	—	—	—
23.III 1933	48,0	104,0	6,0	8-9	—	—	—
Мондинское 4.IV 1950	51,7	101,0	6,75	9	2,5	0,8	—
17.IV 1952	51,9	98,8	—	7-8	—	—	—
6.II 1957	50,0	105,5	6,0	8	—	—	—
23.VI 1958	48,7	102,9	6,2	8	—	—	—
Могодское 5.I 1967	48,1	102,9	7,8	10	47	3,0	1,5
20.I 1967	48,1	103,1	7,0	9	—	—	—

M — магнитуда,  $I_0$  — интенсивность, баллы, L — максимальная длина сейсмодислокаций, км, h — максимальная амплитуда вертикального, l — горизонтального смещения, м.

Для землетрясения 9.VII 1905 г. генетический тип дислокаций — сдвига-взброс (левый), 23.VII 1905 — взброс-сдвиг (левый), 4. IV 1950 — сброс, 5.I 1967 — взброс-сдвиг (правый), 20.I 1967 — осыпи, камнепады.

тенциально сейсмоактивными на всем своем протяжении [13, 15]. При этом возможная максимальная интенсивность землетрясений должна определяться по масштабам максимальных сейсмодислокаций, обнаруженных хотя бы в одном участке разрывной зоны. В таком плане, например, должен рассматриваться в качестве единого и потенциально высокосейсмичного Хан-Хухийн — Болнайский отрезок Хангайского линеймента. Восточная же его часть в пределах Приселангинской зоны (называемая еще Селенгинским разломом), развивающаяся в иной морфоструктурной обстановке, отличается заметно пониженным сейсмическим потенциалом. То же относится и к другим крупным субширотным разломам Северной Монголии.

Системы субмеридиональных разломов (Хубсугульская, Дархатская, Орхонская) также характеризуются подобной дифференциацией по простиранию. Наиболее яркое отражение в рельефе и повышенную сейсмичность они несут в пределах крупных рифтовых структур. За границами последних, особенно в южном направлении, заметно уменьшаются их морфоконтролирующее значение и сеймотектоническая подвижность.

Итак, ведущую роль в морфоструктуре Северной Монголии играют крупные активизированные разломы, определяющие положение главных сейсмогенерирующих зон и типы деформаций.

Особенности сейсмичности и тектонических сейсмогенных движений. Высокая современная сейсмичность МНР ставит ее, по-видимому, на первое место среди внутриконтинентальных сейсмических областей мира. Территория Северной Монголии

Таблица 2  
Палеосейсмогенные остаточные деформации Северной Монголии

Палеосейсмодислокация	Координаты		L	h	l	T	Тип деформации	I <sub>0</sub>
	с.ш.	в.д.						
Бусингольская	51,1	98,0	15-20	?	?	АБ	Сброс	10?
Джварагольская	51,4	99,9	5-7	2,5	-	А	Сброс	10
Хорогольская	51,6	100,3	3,5	250*	-	АБ	Сбросо-обвал	9-10
Тэнгис	51,5	99,1	2,0	200*	-	А	Сбросо-обвал	9-10
Хоньч**	48,0	105,3	10-12	1,0	+	АБ	Взбросо-сдвиг (правый)	10
Замэр**	48,2	104,6	15	1,5-2	1,0	АБ	Взбросо-сдвиг (правый)	10
Малчим	49,7	93,2	8-10	-	+	А	Система взбросов	10
Дзуннурская	49,1	99,3	>20	2-2,5	?	А	Система взбросов	>10
Тумурбулакская	49,4	100,3	15	1-2	+	АБ	Взбросо-сдвиг	10
Байшинская	49,4	103,7	6-8	2-3	-	АБ	Сброс	9-10
(Тулзская)	48,2	103,1	10	1,5-2	+	А	Взбросо-сдвиг	10

L — видимая протяженность, км, h — максимальная амплитуда вертикального, l — горизонтального смещения, м; T — предполагаемый возраст сейсмодислокаций (А — десятки—первые сотни, АБ — сотни—первая тысяча лет); I<sub>0</sub> — возможная интенсивность, баллы;

\* — высота стенки отрыва в обвальных структурах;

\*\* — параметры палеосейсмодислокаций, по Л. Нацаг-Юму [5].

также подвержена сильным и достаточно частым землетрясениям и полностью входит в Монголо-Байкальскую сейсмогенную зону.

В настоящее время из 40 сильных землетрясений ( $M > 5\frac{1}{2}$ ), происшедших на территории МНР в XX в. (до 1975 г.), 14 толчков зарегистрировано в Северной Монголии (рис. 3, табл. 1). В их числе три землетрясения  $M > 7,8$  интенсивностью более 10 баллов, которые сопровождались образованием протяженных сейсмодислокаций (до 370 км) и сейсмогравитационными проявлениями. Остальные землетрясения преимущественно 8-балльные. За этот же период произошло 25 толчков интенсивностью 6 и 7 баллов.

На территории Северной Монголии эпицентры землетрясений распределены неравномерно, их особенно много в Западно-Прихубсугульской ( $A_{10} = 0,5 \pm 1,0$ ), Болнайской ( $A_{10} = 0,2$ ) и Тола-Орхонской ( $A_{10} = 0,1$ ) неотектонических подзонах. В этих же наиболее сейсмоактивных районах расположено и большинство палеосейсмогенных структур и дислокаций (см. рис. 1, табл. 2). Обнаруженные остаточные сейсмогенные деформации, сохранившиеся в плейстоценовых зонах палеоземлетрясений, свидетельствуют о высоком сейсмическом потенциале зон активизированных разломов.

Своеобразие сейсмогенного процесса в пределах Северной Монголии проявляется в том, что землетрясения здесь возникают в поле тектонических напряжений как байкальского (растяжение), так и центрально-азиатского (сжатие) типов, что обуславливает сосуществование разнообразных морфоструктурных и сейсмогенных зон.

В общем виде на рассматриваемой территории можно выделить четыре типа неогенных и сеймотектонических движений, обуславливающих развитие четырех групп морфоструктур, — хубсугульский (байкальский), хангайский (гобийский), смешанный (участки наложения обоих типов) и свленгинский (забайкальский).

Байкальский тип движений характерен для Прихубсугульской зоны, в которой ведущее значение имеют процессы рифтогенеза. Они обуславливают повышенный сейсмический потенциал района и наиболее распространенный в разломных ограничениях рифтов тип дислокаций — преимущественно сбросы с подчиненной ролью сдвигового компонента.

Наиболее высокую сейсмичность имеет Северо-Хангайская зона, несмотря на умеренные морфологические контрасты и относительно низкие значения градиентов скорости вертикальных новейших движений (рис. 3,4). По-видимому, на территории этой зоны лишь недавно начались весьма интенсивные тектонические движения, которые еще не успели найти яркого выражения в морфоструктуре. Преобладающий тип дислокаций взбросовый и сдвиговый.

Смешанный тип сейсмотектонических движений характеризует относительно узкую полосу вдоль границы Хангайской и Приселенгинской неотектонических зон. Наибольшей выразительностью в этом отношении обладает Тола-Орхонская подзона, где наиболее выпукло сконцентрированы черты "противоборства" субмеридиональных и субширотных структур. Здесь же широко развиты процессы новейшего вулканизма и проявляется высокая сейсмическая активность (Могодское эпицентрального поля).

Остальная часть рассматриваемой территории (преимущественно восточная) характеризуется умеренными сейсмическими проявлениями. Она может быть отнесена к селенгинскому типу и морфоструктурно соответствует Забайкальской глыбово-волновой зоне.

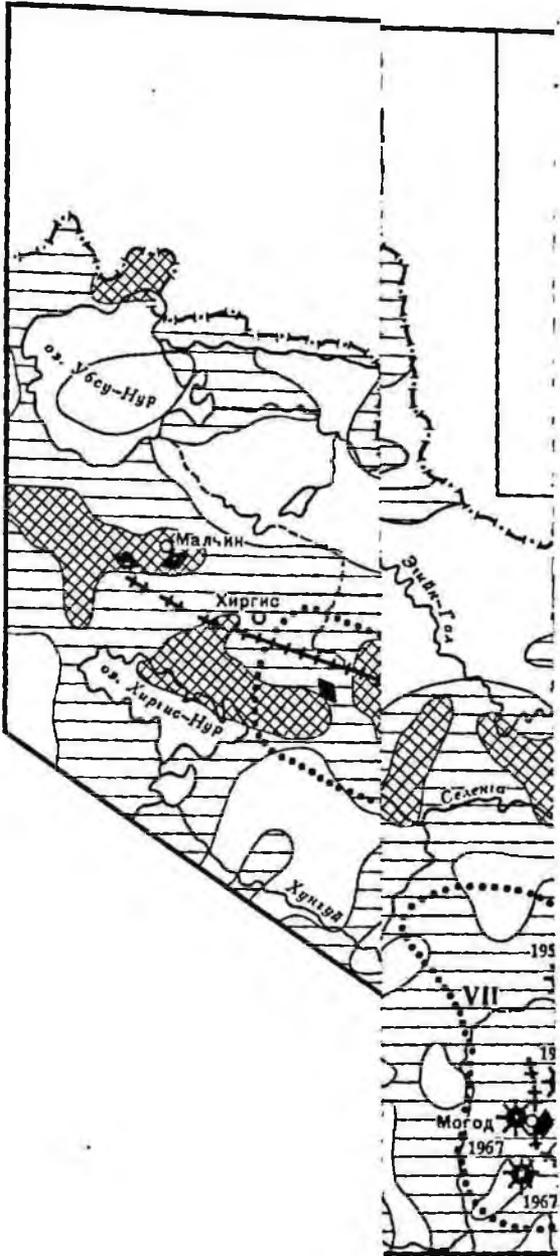
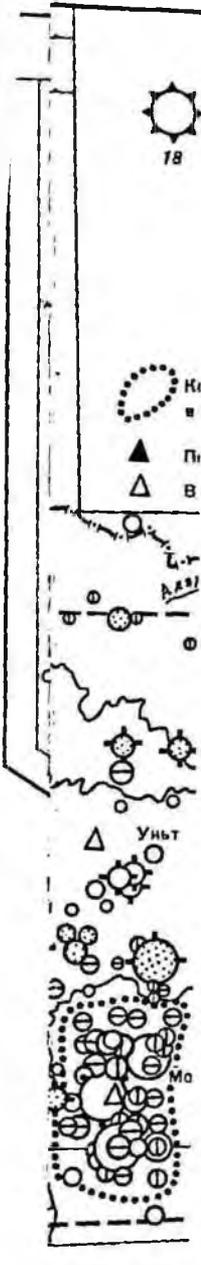
Сопоставление сейсмичности с тектоникой и главные сейсмогенные зоны. Основной принцип применяемых в настоящее время сейсмогеологических исследований может быть выражен формулой связи: геологическая структура — морфоструктура — землетрясение. Иначе говоря, землетрясения, как и неотектонические движения, должны рассматриваться на геолого-тектоническом фоне сейсмоактивных территорий. Чем сложнее их древняя и новейшая структура, тем многообразней сейсмо-геологические соотношения.

В связи с еще слабой изученностью для территории Северной Монголии устанавливаются лишь наиболее общие связи сейсмичности с геологической и морфоструктурной обстановкой. Из сопоставления сейсмических данных и морфотектоники следует, что здесь, как и в других регионах Монголо-Байкальской сейсмической зоны, существуют общие и частные геолого-тектонические критерии сейсмичности [13, 14, 16].

Общие критерии применимы для всей территории Северной Монголии и устанавливаются при сопоставлении геологической истории и тектонического режима крупных структурных зон. Одним из них является смена общей направленности и характера тектонических движений и перестройка структурного плана в новейший этап развития. В этом отношении наиболее сейсмоактивными являются Западно-Хубсугульская, Болнайская и Тола-Орхонская неотектонические подзоны (см. рис. 1 и 2).

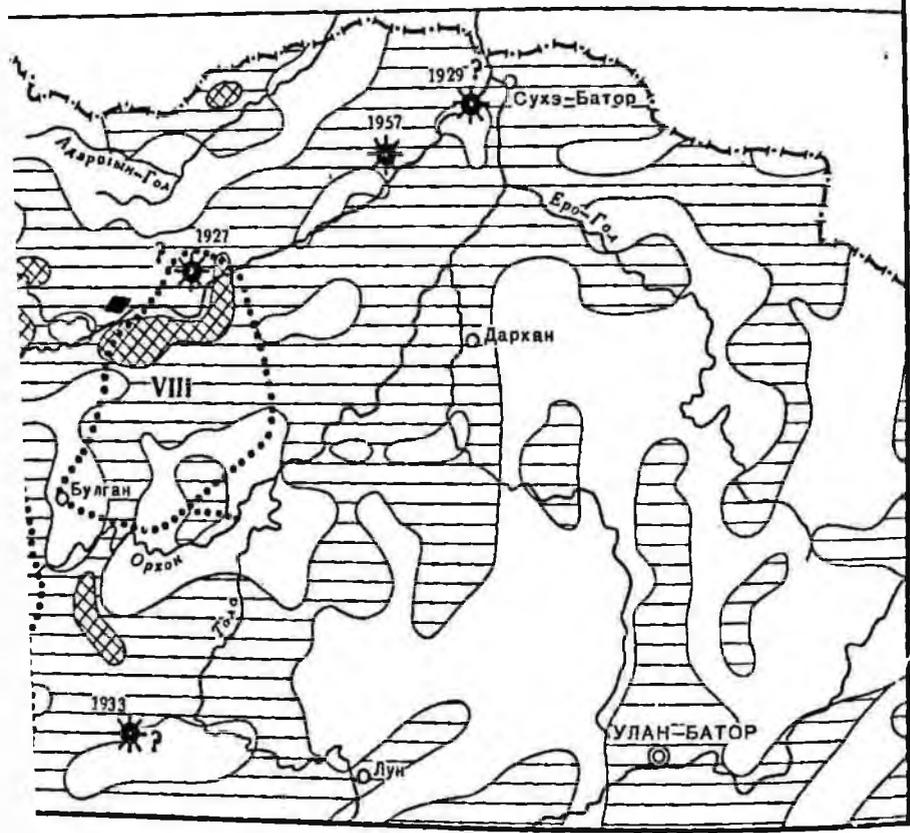
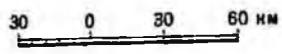
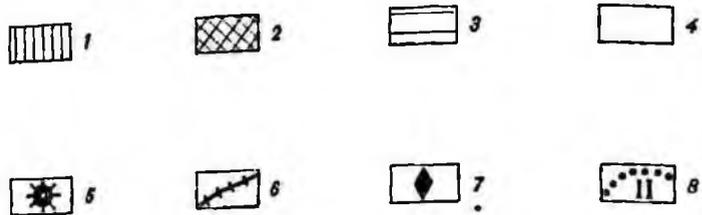
Другим общим критерием сейсмичности являются интенсивность и контрастность новейших тектонических движений. На рассматриваемой территории есть случаи соответствия повышенной сейсмической активности резко контрастным зонам рельефа с высокими ( $\geq 1,3 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>) значениями градиентов скорости вертикальных движений, например, Бусингольский эпицентральный район (см. рис. 3 и 4).

Все же в большинстве случаев максимальные землетрясения произошли в зонах с низкими показателями амплитуд и градиентов скорости вертикальных новейших движений (Болнайский и Могодский эпицентральные районы). Вполне очевидна связь этих землетрясений со сдвиговыми перемещениями блоков (сдвиговый и взбросо-сдвиговый типы сейсмодислокаций) свидетельствует, по-видимому, о вли-



гг.

их землетрясениях;  
 равных районов;  
 IV - Цэцэрлэгс  
 Орхон-Селенгинск



палосейсмодислокации; 8 — границы наиболее  
 Восточно-Саянского, II — Бусингольского,  
 V — Хан-Хухийнского, VI — Болнайского,

янии другого показателя — амплитуды и градиента скорости горизонтальных тектонических движений, которые остаются пока количественно неизученными. Имеются и обратные соотношения, когда районам, характеризующимся высокими значениями градиентов, свойствен низкий уровень сейсмичности.

Таким образом, интенсивность и контрастность новейших движений не всегда и не везде являются критерием высокой сейсмичности, и изолированное применение средней величины градиентов скорости вертикальных новейших движений может привести к неверным представлениям о сейсмическом потенциале различных структурных зон.

Для территории Северной Монголии намечается и комплекс частных геологических критериев сейсмичности, характеризующих сеймотектонические особенности отдельных крупных морфоструктур. В частности, для Прихубсугуля, входящего в состав Байкальской рифтовой зоны, принимается, что его морфоструктурное развитие обусловлено главным образом вертикальными движениями земной коры в условиях господствующего близгоризонтального растяжения вкост простирания главных элементов морфоструктуры. Тем самым сейсмичность здесь определяется преимущественным развитием рифтовых структур, составляющих западный фланг Байкальской рифтовой зоны. Крупные впадины — Хубсугульская и Дархатская — скорее всего достигли того уровня завершенности структурного развития, при котором дальнейшее усложнение их морфоструктуры происходит лишь во фланговых или прибортовых частях.

Напротив, в высокосейсмичных районах Хангайской зоны (Хан-Хухийн — Болнайское эпицентрально поле) решающая роль в создании сейсмического потенциала принадлежит восходящим движениям узких приразломных блоков и развитию положительных морфоструктур при существенной роли близгоризонтальных (сдвиговых) перемещений. При этом наибольшую сеймотектоническую активность проявляют латеральные части поднятий с образованием взбросо-сдвиговых структур и форбергов (хр. Хун-Хухийн). В этом случае отрицательные структуры "втягиваются" в поднятия и сокращаются в размерах за счет увеличения пьедестальных зон хребтов.

Повышенную сейсмическую активность проявляют и участки земной коры с ярко выраженными проявлениями новейшего и современного вулканизма (Тэсинская и Тэрхинская впадины, Орхон-Селенгинское междуречье).

В настоящее время некоторые ученые полагают, что снятие напряжений в земной коре происходит или в результате нарушения сплошности земной коры (образование нового разрыва), или при смещении по ранее образованному разлому. Территория Северной Монголии, характеризующаяся интенсивной блоковой раздробленностью, разбита густой сетью разрывных нарушений различного возраста и генетических типов. Поэтому землетрясения здесь генетически связаны скорее всего с подвижками по уже существующим активизированным разломам, о чем ярко свидетельствуют приуроченные к ним сейсмодислокации и палеосейсмогенные структуры.

Примеры сильных землетрясений Северной Монголии показывают, что все они связаны с современными блоковыми движениями земной коры, в связи с чем наиболее сейсмогенными являются разделяющие активные блоки тектонические — швы — зоны активизированных разломов. Сейсмический потенциал таких зон зависит от того, какие типы морфоструктур они контролируют. В связи с этим разные отрезки протяженных линейментов (систем разломов) могут иметь различный уровень магнитуды и интенсивности возможных максимальных землетрясений.

Естественно, что сейсмический процесс не ограничивается лишь такими зонами, а захватывает и разделенные ими блоки земной коры, в пределах которых возникают более слабые толчки.

Анализ приведенных материалов позволяет установить следующий ряд качественных признаков степени сейсмогенности морфоструктурных зон и участков активизированных разломов.

1. Максимальной и высокой степенью сейсмогенности характеризуются:
  - зоны субмеридиональных рифтогенных разломов;
  - участки интенсивной перестройки положительных морфоструктур и районы развития молодых эмбриональных впадин;
  - структуры, связанные со взбросо-сдвиговыми деформациями вдоль Северо-Хангайского линеймента и оперяющих его субширотных разломов (до зоны поперечного Орхонского разлома);
  - дифференцированные краевые части блоковых поднятий (зоны форбергов);
  - узлы пересечения структур хубсугульского (субмеридионального) и хангайского (субширотного) планов;
  - участки перестройки раннекайнозойских и более древних структур.
2. Умеренной и низкой степени сейсмогенности характеризуются:
  - внутренние максимально погруженные части крупных депрессий;
  - зоны вяло выраженных в рельефе разломов, осложняющие внутренние поля крупных сводовых и сводово-блоковых поднятий;
  - слабо дифференцированные участки блоковых структур и недифференцированные части сводовых поднятий типа Восточно-Хубсугульского, Бутэлийнского и Хэнтэйского;
  - районы развития впадин забайкальского типа (Хара-Тольское междуречье, Селенгинская депрессия).

Определяющее значение в оценке степени сейсмогенности крупных морфоструктур Северной Монголии принадлежит сейсмостатистике, в первую очередь — палеосейсмогеологическим данным. Важную качественную информацию дают структурно-геологические и геоморфолого-неотектонические материалы, позволяющие проводить относительное сравнение морфоструктурных зон с различным уровнем сейсмогенности. Установленная для какой-либо неотектонической зоны по палеосейсмодислокациям и другим сейсмическим данным степень сейсмогенности может экстраполироваться на другие геологически идентичные зоны. Этим используется основной принцип комплексного сейсмотектонического подхода к сейсмическому районированию.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Солоненко В.П. О сейсмическом районировании территории Монгольской Народной Республики. — ДАН, 1959, т. 127, вып. 2.
2. Солоненко В.П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 10.
3. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.
4. Нацаг-Юм Л. Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью. — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 10.
5. Сейсмическое районирование Улан-Батора, Под ред. С.В. Медведева, М., "Наука", 1971.
6. Вознесенский А.В. Исследования области Хэнгайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. — Материалы Отд. физ. геогр. Геогр. о-ва СССР, вып. 1, Л., 1962.
7. Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко, М., Изд-во АН СССР, 1963.
8. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. — Тр. Совм. Сов.-Монг. геол. эксп., вып. 11, М., "Наука", 1975.
9. Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. — Тр. Совм. Сов.-Монг. геол. эксп., вып. 2, М., "Наука", 1970.
10. Кожеевников А.В., Дэмбэрэлдорж С., Болд Я. Новейшая тектоника Хангай-Хэнтэйской горной страны (МНР). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 6, М., Изд-во МГУ, 1973.
11. Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономер-

- ности их развития. — Геотектоника, 1970, № 5.
12. *Флоренсов Н.А.* О геоморфологическом аспекта проблемы горообразования. — В кн.: Методы геоморфологических исследований, т. 1. Новосибирск, "Наука", 1967.
  13. Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
  14. *Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 9.
  15. *Губин И.Е.* Сейсмогенные разрывы и их значения для сейсмического районирования. — Геотектоника, 1974, № 6.
  16. *Губин И.Е.* О путях нового сейсмического районирования территории СССР. — Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 84, Л., 1974.

С. А. Каспаров, Г. И. Дейнега

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ДАГЕСТАНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1970-1975 ГГ.<sup>1</sup>

Сеймотектонический анализ является одним из существенных инструментов познания природы землетрясений. Учитывая общеизвестную неоднородность строения верхней части земной коры и ее осадочного чехла, можно заведомо предположить разнообразие механизмов очаговых зон, однако некоторые стереотипные модели сейсмогенерирующих структур могут быть выделены из общей массы. При всем разнообразии геологического строения очаговых зон мелкофокусных землетрясений повторяющимися элементами, а потому и стереотипными являются геодинамические условия: действующие силы, механика разрушения, кинематика масс.

Землетрясения занимают особое место в геодинамических процессах, ибо они разрывают цепь регулярных процессов кратковременными пароксизмами (подобно вулканическим извержениям) и являются, таким образом, нерегулярными процессами, которые, однако, повторяются с различной частотой в фиксированных элементах геологических структур. Между тем известно, что тектонические процессы оформили в современном виде основные структурные элементы к началу голоцена. Следовательно, в модели сейсмогенерирующих структур определенную роль играют нетектонические геодинамические процессы. В сейсмогеологическом анализе рассматриваются два аспекта: сеймотектонический, нацеленный на выявление конкретной геологической природы сейсмогенерирующих структур, и геодинамический, нацеленный на выявление физической природы очаговых зон, действующих сил и их механизмов.

**Сеймотектонический анализ.** Первоначальная задача — оценка сейсмической опасности крупных структурно-формационных зон. На современном этапе предгорные прогибы являются наиболее активными структурно-формационными зонами, которые вовлекают тяготеющие к ним срединные массивы в процессы новейшей тектоно-магматической активизации. Обязательным геодинамическим условием такой активизации является тангенциальный стресс, исходящий от прибортовых участков предгорного прогиба в результате развития процессов внутриконтинентального рифтогенеза в самом прогибе. Тангенциальный стресс воспринимается консолидированным субстратом, а сокращение пространства осуществляется путем формирования системы пологих сколов с надвиганием.

Предкавказский передовой прогиб на территории Дагестана по комплексу указанных признаков может быть отнесен к области современного внутриконтинентального рифтогенеза, а прилегающие срединные массивы — к областям новейшей тектоно-магматической активизации. В пользу такой трактовки свидетельствуют также многочисленные проявления малых грязевулканических форм, термо-минеральные источники и высокая сейсмическая активность.

До 1970 г. сеймотектонические работы на территории Дагестана проводились в русле разломной тектоники [1, 2]. Сопоставлялись гипоцентры с установленными и предполагаемыми глубинными разломами, выделены неизвестные ранее разломы по концентрации эпицентров. Объемная картина с локализацией гипоцентров в конкретных геологических структурах не могла быть построена из-за отсутствия

<sup>1</sup> Статья публикуется в дискуссионном порядке. — Примечание отв. редактора.

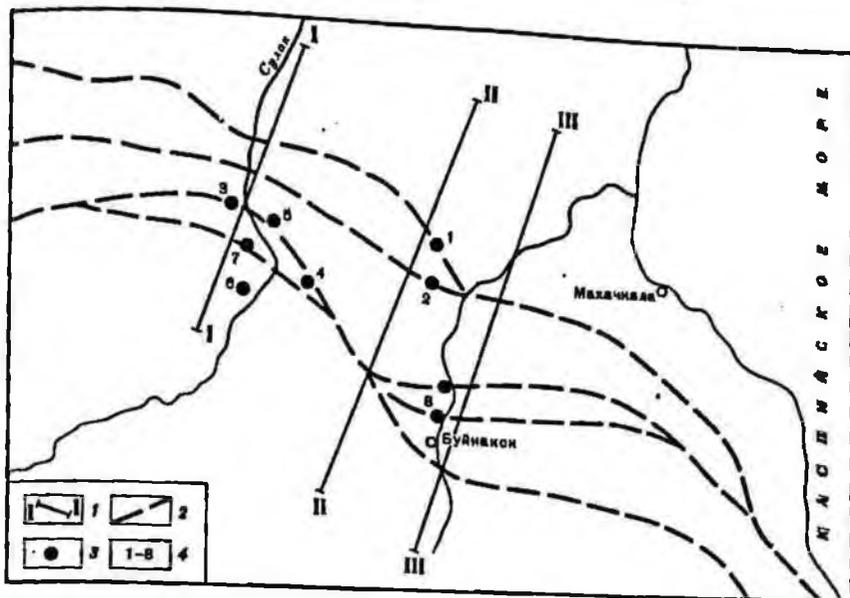


Рис. 1. Карта эпицентров сильнейших землетрясений 1970—1975 гг., возникших на территории Мехачкалинского и Буйнакского районов Дагестана.

1 — линия геологического разреза; 2 — линия тектонического разрыва; 3 — эпицентр; 4 — номера землетрясений: 1 — 1970, 14 мая, 09—20,  $M=6,7$ ; 2 — Дагестанское, 1970, 14 мая, 18—12,  $M=6,5$ ; 3 — 1970, 14 мая, 18—15,  $M=5,5$ ; 4 — 1970, 18—34, 14 мая,  $M=4,8$ ; 5 — 1972, 8 мая, 17—25,  $M=4,8$ ; 6 — 1974, 13 ноября, рой землетрясений; 7 — 1974, 23 декабря, 05—22,  $M=4,9$ ; 8 — Буйнакское 1975, 9 января, 23—09,  $M=5,2$ .

точных данных по глубинам гипоцентров землетрясений и недостаточной их локализации, составлявшей  $\pm 30$  км.

Известно также, что глубины гипоцентров кавказских землетрясений редко устанавливаются ниже верхнего структурного яруса осадочного чехла. Между тем система глубинных разломов предполагается в фундаменте, а ее отражение в строении осадочного чехла считалось проблематичным. Представления о приразломных структурах несколько упрощают задачу локализации сейсмических очагов в осадочном чехле. Однако сами эти представления сильно зависят от исходных регионально-тектонических воззрений разных авторов, пытавшихся объяснить фактическую картину движения масс в тектогенезе.

Между тем генезис и механизм образования приразломных антиклиналей могут быть существенно различными в штамповой, гравитационной, контракционной и плито-рифтовой тектонике. В геотектоническом отношении северо-восточная часть Кавказского мегантиклинория представляет собой систему чешуйчато-надвинутых плит, захваченных между двумя зонами рифтогенеза: эвгеосинклинальным прогибом в осевой части Большого Кавказа и предгорным прогибом по границе со Среднекаспийской внутриконтинентальной плитой. При таком представлении логичное объяснение находят многие особенности строения рассматриваемой территории Дагестана. В частности, сводовое поднятие антиклинория представляется как результат надвигания чешуй в условиях резкого сокращения горизонтальных размеров пространства между двумя зонами рифтогенеза. Именно надвиги, а не складчатость способны компенсировать сокращения пространства на всю глубину осадочного чехла. Складчатость компенсирует сокращения пространства путем отрыва покровов от субстрата и волочения (шарьяжи) только в приповерхностной части

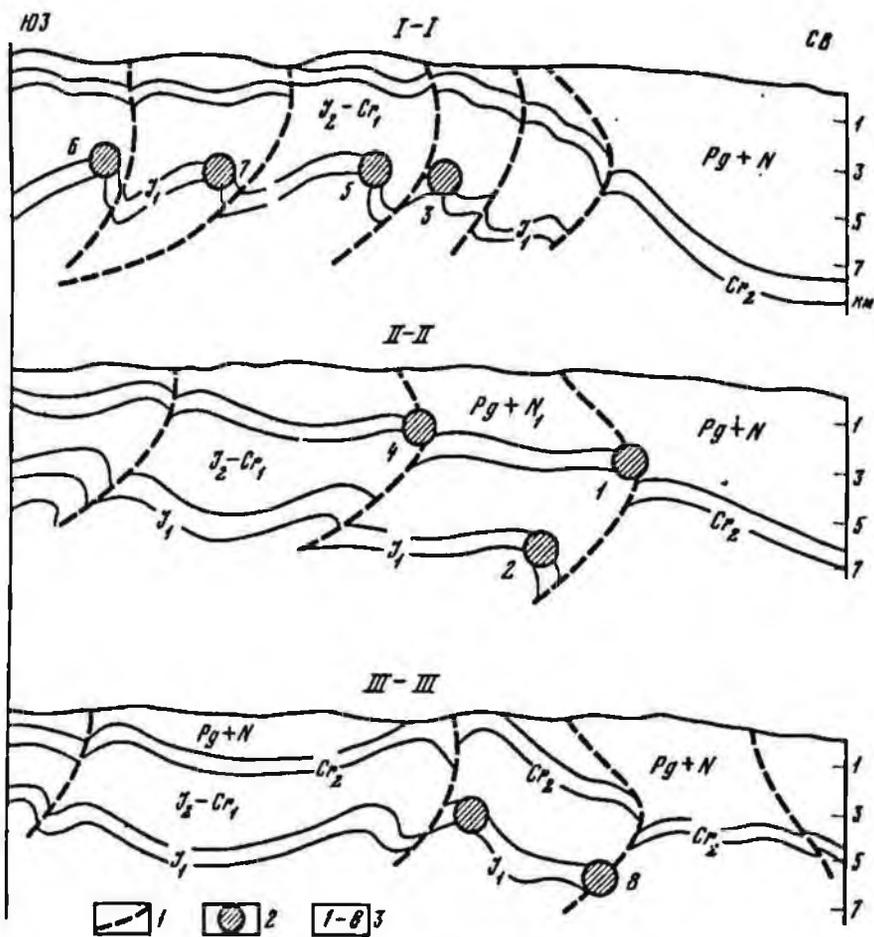


Рис. 2. Геологические разрезы территорий Махачкалинского и Буйнакского районов Дагестана  
 1 — тектонический разрыв; 2 — проекция гипоцентра на поверхность разреза; 3 — номера землетрясаний, см. рис. 1

осадочного чехла (обратные надвиги и опрокинутые складки). Формирование перчисленных тектонических форм в верхней части осадочного чехла генетически связано с разломной тектоникой (сколы и надвиги), однако механизм их формирования, по-видимому, больше обязан горизонтальному сокращению пространства и реализуется через горизонтальное перемещение вещества. Поэтому связь здесь с разломной тектоникой косвенная. Сказанное иллюстрируется на рис. 1 и 2.

Совершенно иной тип приразломной тектоники формируется в нижней части осадочного чехла. Здесь процесс образования сколов и последующие подвижки по сколам (надвиги) сопровождаются короблением компетентных толщ и течением некомпетентных толщ. В результате образуется антиклинальная складчатость коробления с явлениями диапиризма и грязевого вулканизма. Складчатость генетически и по механизму является приразломной, поэтому с позиций сейсмотектоники она заслуживает специального рассмотрения.

По морфологии антиклинальные складки напоминают скибы. Складки такого типа широко развиты в Предкарпатском прогибе. Недавно установлено их повсе-

местное распространение в Предуральском прогибе и во многих других нефтедобывающих районах мира [3—5]. Характерной особенностью складок коробления щинам растяжения при изгибе, но и по диагональным трещинам вертикального и тангенциального стресса. Визуальные наблюдения в области открытого залегания показывают, что на месте подворота компетентных слоев порода полностью брекчирована по типу "кепрока", т.е. породы сильно разуплотнены. Именно такие явления от сжатия" при преобладании бокового сжатия над вертикальными в 2—3 представления о растяжении вещества в сейсмических очагах и об упругом сжатии контактирующих по разлому массивов, как основном источнике сейсмической энергии.

После землетрясения 1970 г. в Дагестане была создана местная сеть сейсмических станций, которая позволила значительно повысить точность определения местоположения эпицентров и гипоцентров землетрясений. Создались благоприятные возможности локализации как основных толчков, так и афтершоков на конкретных геологических объектах и даже на отдельных элементах геологических структур. В свою очередь сейсмогеология получила от такой точной привязки новую информацию о строении очаговых зон в плане расшифровки понятия "сейсмогенерирующая структура".

Изучение сейсмогенерирующих структур в геодинамическом плане обычно включает изучение новейших движений, вариаций геофизических полей, поведения подвижных фаз и т.д. При этом преследуются в основном цели краткосрочного прогноза сейсмической активности по так называемым предвестникам землетрясений. Необходимо оговориться, что краткосрочный прогноз времени ожидаемого землетрясения имеет смысл только тогда, когда будет заранее определено местоположение очага, и исследовательская аппаратура заблаговременно может быть установлена в районе очаговой области.

Такой важнейший показатель, как место ожидаемого события, по временным предвестникам не может быть установлен, даже если сеть наблюдательных станций будет достаточно густой. Дело в том, что информативность наблюдательной станции зависит от ее геологической позиции. Существующая же геологическая неоднородность верхнего структурного яруса осадочного чехла может привести к такой ситуации, когда удаленные от очага станции будут более информативными, чем те, которые расположены в непосредственной близости. Это неизбежно отрицательно повлияет на предсказание места будущего очага.

Следовательно, основная ценность информации от временных предвестников землетрясений заключается в том, что она может пролить свет на геодинамический режим очаговых зон, способствует выявлению действующих сил и механизма. Примером такого рода использования информации по временным предвестникам является известная дилатационно-диффузионная модель очаговых зон, позволяющая дать более или менее удовлетворительное объяснение различного рода временным предвестникам землетрясений с позиции признания некоторой роли подземных вод в механизме очаговых зон. Ведущая роль все же остается за неотектоническим стрессом, который приводит к возникновению новообразованных трещин. Это основное условие, однако, является наиболее уязвимым местом дилатационной модели, поскольку компетентные толщи осадков не имеют сколько-нибудь значительных массивов, не затронутых тектонической трещиноватостью и не насыщенных подвижными фазами.

В то же время накопившийся материал по гидрогеологическим предвестникам землетрясений указывает на более активную роль подвижных фаз в механизме очаговых зон. Теория аномально высоких пластовых давлений допускает такую

ситуацию, когда поровое давление равно или выше геостатического; в этом случае должен произойти гидравлический разрыв трещиноватого массива пород. Иными словами, подвижные фазы выступают в роли рабочего агента в механизме очаговых зон, тогда как дилатационная теория отводит им пассивную роль.

Геодинамическая модель сейсмогенерирующих структур предполагает наличие следующих элементов: тектонически подготовленную зону дилатации, длиннопериодического накопления летучих компонентов в ней, короткопериодического взрывообразного их высвобождения с нагнетанием по трещинам гидроразрыва в вышележащий аналогичный узел коробления. Гидроразрыв развивается преимущественно вдоль притертых стенок сколов и надвигов и захватывает в основном некомпетентные глинистосланцевые толщи, превращая их в пластичную грязеподобную массу, которая в частных случаях получает выход на дневную поверхность в виде грязевого вулканизма. В большинстве случаев образуются малые грязевулканические формы (сальзы, бугры) или просто отрицательные морфоструктуры просадочного генезиса. Эти модификации в изобилии представлены на дневной поверхности в предгорной полосе Дагестана и на Прикаспийской низменности.

Механизм наведенных землетрясений еще не ясен, подвергается сомнению правомерность самого термина. Обычно ссылаются на несопоставимость по масштабам результатов инженерной деятельности человека с силами природы. Особый термин, введенный для землетрясений такого рода, не означает, однако, что должен существовать особый тип сейсмогенерирующих структур, отличный от рассмотренной модели. Напротив, как показывают параметры всех имевших место плотинных землетрясений, они ни в чем не отличаются от так называемых тектонических.

Следовательно, высотные водохранилища каким-то образом становятся спусковым механизмом для сейсмических очагов в районе водохранилища. Рассмотрим, каким образом процессы в верхнем ярусе осадочного чехла могут побудить сейсмогенерирующие структуры, расположенные в нижнем ярусе осадочного чехла, к активным действиям. Отмечено, что связывающим звеном между всеми видами складчатых структур в разрезе осадочного чехла являются сколы, переходящие в верхнем ярусе в обратные надвиги. Вдоль этих сколов по трещинам гидроразрыва летучие фазы нагнетаются из нижележащих камер в вышележащие. Однако процесс может начаться в самой верхней части осадочного чехла в виде новообразованных трещин гидроразрыва, направленных сверху вниз. Это должно ускорить появление встречных трещин гидроразрыва снизу вверх и срабатывание глубоких сейсмогенерирующих структур. Пока неясно, какие процессы в основании водохранилища могут приводить к образованию anomalно высоких пластовых давлений в ближайшей от поверхности Земли камере.

В литературе приводится много вариантов возникновения anomalно высоких пластовых давлений от воздействия экзогенных и эндогенных факторов [6]. Один из экзогенных факторов [7] нам кажется приемлемым применительно к конкретной задаче плотинных землетрясений — попадание пластических глин в трещины водонасыщенного массива, что может создать условия передачи тектонического давления через пластичные глины на трещинные подземные воды. Следовательно, кольматация трещин взвешенными частицами является исходным моментом того процесса, который провоцирует сейсмогенерирующие структуры на небольшой глубине.

Не менее важно и то, что смешение подземных минерализованных вод с пресными холодными речными водами неизбежно должно приводить к выпадению плохорастворимых солей и закрытию трещин под ложем водохранилища. Подтверждением может служить то, что одним из основных убеждений возникновения плотинных землетрясений является наличие в основании водохранилищ трещиноватых скальных горных пород, и вторым — высота столба воды в водохранилище, которая должна быть более 100 м.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бунин Г.Г. Роль блоковой тектоники в проявлении сейсмичности территории (на примере Дагестана). — ДАН СССР, 1971, т. 197, № 2.
2. Девняга Г.И. О возможности использования сейсмических данных при изучении блокового строения фундамента. — Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР, 1975, вып. 9.
3. Павловский Е.В., Гирорчак Л.В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Советских Карпат. — Нефтегазовая геол. и геофиз., 1964, № 6.
4. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Особенности строения Юрюзано-Сыявенской впадины и перспективы выявления структурных ловушек. — Геол. нефти и газа, 1976, № 8.
5. Борисов А.В., Лащенко В.Е., Мосовский В.И. Новое направление поисково-разведочных работ на нефть и газ в Верхне-Печорской впадине Предуральяского прогиба. — Геол. нефти и газа, 1976, № 8.
6. Кропоткин П.Н., Валлеев Б.М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе. — Геофиз. сб. Киев, "Наукова думка", 1976.
7. Мелик-Пашаев В.С. О механизме передачи горного давления нефтяным и газовым залежам. — Нефтегазовая геол. и геофиз., 1964, № 8.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
<i>И.Е. Губин.</i> ГЕОЛОГИЯ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ .....	5
<i>Часть I</i>	
<b>СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ</b>	
<i>М.Е. Герасимов, П.С. Кармазин, Б.С. Кривичников, А.И. Самсонов.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ .....	27
<i>Г.П. Симонян.</i> НОВЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ .....	36
<i>В.П. Солопенко, В.С. Хромовских.</i> ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА .....	48
<i>В.В. Николаев, Р.М. Самынов, В.П. Солопенко.</i> СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУКУРИНГРА-ДЖАГДИНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ) .....	64
<i>С.Д. Хилько, Н.А. Флоренсов, Р.А. Курушин, С.В. Ласточкин, И. Балжинням.</i> СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ .....	75
<i>Часть II</i>	
<b>ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ</b>	
<i>Р.А. Азамирзов.</i> К СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА .....	89
<i>Г.А. Мевляниев, Р.Н. Ибрагимов, А.К. Ходжаев.</i> СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА .....	95
<i>В.С. Хромовских.</i> НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И БОЛЬШОГО КАВКАЗА .....	99
<i>М.Г. Демьянович.</i> ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С ЮГО-ВОСТОЧНЫМ ГОРНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ .....	108
<i>Часть III</i>	
<b>СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО</b>	
<i>С.В. Поляков, А.М. Жеров.</i> ТРЕБОВАНИЯ К КАРТЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СТРАНЫ В СВЯЗИ С ЗАДАЧАМИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ СООРУЖЕНИЙ ..	115
<i>О.А. Савинов.</i> СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА УЧАСТКАХ СТРОИТЕЛЬСТВА БОЛЬШИХ ПЛОТИН .....	121
<i>Часть IV</i>	
<b>МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКЕ И СЕЙСМИЧНОСТИ</b>	
<i>А.А. Абдуллин, Б.С. Цирельсон, В.А. Быкадоров, Ф.М. Ибрагимов, О.А. Федоренко.</i> ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА ХРЕБТА КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) В СВЯЗИ С СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЕМ .....	127

<i>Л.М. Балакина, В.В. Кисловская.</i> ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НА ЭВМ МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1974—1975 ГГ. КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ .....	135
<i>Ф.Н. Юдахин.</i> ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ. . .	146
<i>Е.В. Христов.</i> О НОВЕЙШИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ША- НЯ И ИХ ВОЗМОЖНОЙ СЕЙСМОГЕННОСТИ .....	159
<i>С.Д. Хилько, И. Балжинням.</i> МОРФОСТРУКТУРА И СЕЙСМОТЕКТНИКА СЕ- ВЕРНОЙ МОНГОЛИИ .....	165
<i>С.А. Касперов, Г.И. Дейнега.</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМОГЕНЕРИ- РУЮЩИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ДАГЕСТАНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1970— 1975 ГГ. ....	176

УДК 550.34+47.57

Геология и землетрясения. Губин И.Е. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 5—26.

Показано, что землетрясения — это геологическое явление, и закономерности сейсмических проявлений обуславливаются закономерностями и особенностями тектонических процессов. Однако зарегистрированные на территории СССР землетрясения еще не вскрывают в должной мере сейсмогенные тектонические процессы, и потому они недостаточны для производства сейсморайонирования. Карты, составленные на основе только известных землетрясений прошлого, приводили к систематическим большим ошибкам. Совместный же анализ сейсмических и тектонических данных дает возможность установить локальные сейсмогенные тектонические процессы и на их базе составлять детальные карты сейсморайонирования с сейсмогенными зонами. Приведено шесть случаев возникновения разрушительных землетрясений в заранее установленных сейсмогенных зонах, обусловленных активными крупными разрывами.

Ил. 9. Список литературы 155 назв.

УДК 550.34

Геологическое строение Крымской сейсмогенной зоны. Герасимов М.Е., Кармазин П.С., Криачанков Б.С., Самсонов А.И. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 27—35.

Крымская сейсмогенная зона расположена на дне Черного моря и была выделена в виде крутого континентального склона по сейсмологическим и геоморфологическим данным. Дальнейшее ее изучение выполнено сейсморазведкой, методом отраженных волн, способом центрального луча. Основной отражающий горизонт (поверхность таврической серии) имеет перегиб, с разной степенью подобия повторяющий изгиб континентального склона. Вдоль названного перегиба протягиваются установленные субширотные крутые разрывы, по имеющимся данным, сейсмогенные, скупившие отложения таврической серии. Крымская сейсмогенная зона субмеридианальными дизъюнктивными нарушениями расчленена на ряд блоков; последние различаются по сложности геологического строения.

Ил. 3. Список литературы 18 назв.

УДК 551.243+550.34

Новейшие геологические структуры и сейсмическое районирование Центральной и Юго-Западной Армении. Симонян Г.П. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 36—47.

В пределах территории Центральной и Юго-Западной Армении установлено восемнадцать сейсмогенных зон, обусловленных активными разрывами различных рангов, и выяснены степени их сейсмогенности. Определены районы, в которых сильные землетрясения не возникают, но до которых могут достигнуть сотрясения тех или других баллов от ближайших сейсмогенных зон. На базе этих данных составлена детальная карта сейсмического районирования с сейсмогенными зонами, для каждой из которых установлена магнитуда и интенсивность возможных максимальных землетрясений. Приведен обширный исходный фактический материал, геологический и сейсмический.

Ил. 3. Список литературы 27 назв.

УДК 551.24.550.34+621.311.21+624.042.7

Палеосейсмогеологические и сейсмотектонические основы сейсмического районирования Большого Кавказа. Солоненко В.П., Хромовских В.С. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 48—63.

Приведены карты сейсмотектоники и сейсмического районирования территории Большого Кавказа, на которых показаны сейсмогенные зоны, различающиеся по степени сейсмогенности. В процессе составления этих карт была переоценена опасность многих территорий данного региона. Рассмотрена методика произведенных исследований, особое внимание уделялось изучению палеосейсмодислокаций. Приведены краткие сведения об остаточных деформациях земной коры в эпицентральных областях ранее неизвестных сильных палеоземлетрясений. Выделены три морфоструктурные зоны с различным сейсмическим потенциалом, а в их пределах сейсмогенные морфоструктуры.

Табл. 3. Ил. 4. Список литературы 65 назв.

УДК 551.24:550.34 571.61

**Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Тукурингра-Джагдинской горной области (Верхнее Приамурье).** Николаев В.В., Саменов Р.М., Соложенко В.П. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 64-74.

Произведен анализ сейсмотектонических движений в Тукурингра-Джагдинской горной области в зоне влияния Монголо-Охотского глубинного разлома. Установлено, что в пределах данной территории, ранее считавшейся по сейсмическим данным практически несейсмогенной, напротив, могут возникнуть в ряде мест землетрясения до 7 и 8 баллов. Также установлена зависимость силы возможных землетрясений от интенсивности современных тектонических движений, глубинного геологического строения и кинематики развития разломов. Результаты произведенных исследований отображены на прилагаемой карте сейсмического районирования Верхнего Приамурья, в том числе бассейна р. Зеи.

Ил. 3. Список литературы 30 назв.

УДК 551.243:550.346+55 (619.3)

**Сейсмотектонические линейменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая.** Хидько С.Д., Флоренсов Н.А., Курушин Р.А., Ласточкин С.В., Балжинням И. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 75-88.

Региональные морфоконтролирующие разломы сводово-глыбового поднятия Монгольского Алтая, преимущественно северо-западного простирания, рассматриваются в качестве главных сейсмотектонических линейментов. По характеру новейших деформаций и обновления этих зон при исторических и палеоземлетрясениях установлен преобладающий взбросо-сдвиговой тип сейсмотектонических движений в условиях общего сжатия. Выявленные гигантские палеосейсмодислокации свидетельствуют о проявлениях на территории Монгольского Алтая сильнейших (10 баллов и более) землетрясений исторически недавнего прошлого.

Табл. 1. Ил. 2. Список литературы 13 назв.

УДК 650.34

**К сейсмотектонике юго-восточной части Большого Кавказа.** Агамирзоев Р.А. В кн.: "Сейсмотектонике южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 89-94.

Рассматривается геологическое строение и вещественный состав среды районов нехождения сейсмогенных зон юго-восточной части Большого Кавказа. Приведено краткое описание и карты изосейст сильнейших землетрясений, возникших в этих сейсмогенных зонах, пояснены их вероятные геологические предпосылки. Очаги всех известных сильных толчков располагались в верхнем структурном этаже по поверхностям различных разрывов, зафиксированных в природе. Особо отмечается Шекинское землетрясение 1976 г., возникшее в Вандамской сейсмогенной зоне, в окна между очагами предыдущих сильных толчков.

Ил. 2. Список литературы 19 назв.

УДК 550.34+550.349

**Сейсмодислокации Таласо-Ферганского разлома.** Мавлянов Г.А., Ибрагимов Р.Н., Ходжаев А.К. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР" М., "Наука", 1978, с. 95-98.

Рассмотрены палеосейсмодислокации различных типов в зоне Таласо-Ферганского разлома, между перевалами Каракульджа и Кызылбел в Таласском горном хребте, на участке длиной около 75 км. Установлено, что они — результаты бывших здесь сравнительно недавних землетрясений, интенсивность которых, вероятно, достигала 9 баллов. Возникли они по поверхности Таласо-Ферганского разлома. Допущена возможность повторения здесь таких же сильных землетрясений.

Ил. 3. Список литературы 12 назв.

УДК 551.24.550.34+621.311.21+624

**Некоторые вопросы сравнительной сейсмотектоники Прибайкалья и Большого Кавказа.** Хромовских В.С. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 99-107.

Рассмотрены и сопоставлены особенности сейсмотектоники Прибайкалья и Большого Кавказа. Найдено, что различия в степенях сейсмогенности данных двух регионов в значительной степени обусловлены особенностями вещественного состава среды и прочностью структур, в пределах которых генерируются очаги землетрясений. Сопоставлены палеосейсмодислокации данных двух регионов и установлены: предварительно частота повторности и интенсивность палеоземлетрясений. Выделены морфоструктуры, движения которых активизируют тектонические разломы.

Табл. 2. Список литературы 32 назв.

УДК 651.24:550.34

Особенности сейсмотектоники области сочленения Байкальской рифтовой зоны с юго-восточным горным обрамлением. Демьянович М.Г. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 108—114.

Развитие морфоструктур, располагающихся на стыке Байкальской рифтовой зоны с Забайкальским глыбово-волновым поднятием, до плейстоцена шло при ведущей роли медленных изгибовых деформаций. С верхнего плейстоцена их значения в формировании морфоструктур уменьшается и ведущими становятся сложно-дифференцированные блоковые движения. Последнее отражается в активизации сейсмогенного тектонического процесса. Здесь отдельные эпицентральные поля приурочены к определенным морфоструктурам, и проявление сейсмогенного процесса во многом зависит от распределения напряжений внутри морфоструктур.

Ил. 2. Список литературы 15 назв.

УДК 550.34+47.57

Требования к карте сейсмического районирования страны в связи с задачами проектирования сооружений. Поляков С.В., Жаров А.М. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 115—120.

Отмечаются причины, по которым при составлении нормативных карт сейсморайонирования прошлого, а также карты 1975 г. были допущены просчеты, приведшие к многочисленным и серьезным ошибкам в прогнозе интенсивности ожидавшихся землетрясений. Указано, что строителей не интересуют средние показатели возможности повторения сильных землетрясений за тысячелетние сроки, в требуется прогноз на ближайшие десятилетия. Отмечено, что взамен применяемой единой спектральной кривой должны устанавливаться типовые акселерограммы для районов строительства в зависимости от расположения локальных сейсмогенных зон и параметров возможных в них землетрясений. Особо подчеркнута важная роль, которую могут играть сейсмогенные зоны, обусловленные разрывами, для решения задач сейсмостойкого строительства.

Ил. 1. Список литературы 9 назв.

УДК 550.34+47.57

Сейсмогенные разрывы и оценка сейсмической опасности на участках строительства больших плотин. Савинов О.А. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 121—126.

Охарактеризованы виды сейсмической опасности, которые должны учитываться при обосновании проектов больших плотин, размещаемых в сейсмически активных районах. Показано, что прогнозирование как особенностей сейсмических колебаний, так и необратимых смещений скальных блоков, слагающих основание будущего сооружения и чаши водохранилища, во всех случаях должно базироваться на данных установления зон дифференцированных тектонических движений с разрывами и определения степеней сейсмогенности крупных разрывов в районе строительства гидроузла. Подчеркнуто, что предсказание момента возникновения сильного землетрясения может дать полезный эффект лишь тогда, когда оно будет сделано для того или другого участка крупного сейсмогенного разрыва.

Список литературы 20 назв.

УДК 551.24+550.343+574.6

Особенности структуры земной коры района хребта Каратау (Южный Казахстан) в связи с сейсморайонированием. Абдули А.А., Цирельсон Б.С., Быквдоров В.А.,

Ибрагимов Ф.М., Федоренко О.А. В кн.: "Сейсмоструктурная геология южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с.127-134.

В целях установления геологической основы для производства сейсмического районирования выяснено глубинное геологическое строение докембрийского фундамента и мезозой-кайнозойского платформенного чехла территории хребта Кератау. Определена толщина земной коры различных участков этого хребта и смежных районов. Установлены региональные (ведущие) и второстепенные тектонические разломы, разграничивающие различные структурно-формационные зоны. Из числа установленных разрывов альпийского тавтогенезиса выделены те, по которым недавно происходили тектонические движения. Высказано предположение, что они могут быть сейсмогенными.

Ил. 2. Список литературы 7 назв.

#### УДК 550.34

Опыт определения на ЭВМ механизма очагов, сильных землетрясений 1974-1975 гг. Курило-Камчатской сейсмогенной зоны. Балакина Л.М., Кисловская В.В. В кн.: "Сейсмоструктурная геология южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 135-145.

Произведено определение механизма очагов землетрясений графическим методом и путем расчета на ЭВМ. Эти определения сопоставлены между собой с целью выяснения вопроса о выборе наиболее вероятного решения механизма очага из множества решений, получаемых на ЭВМ. Выяснение этого вопроса необходимо для перехода к массовым расчетам на ЭВМ механизмов очагов землетрясений из разных сейсмогенных зон.

Табл. 2. Ил. 6. Список литературы 3 назв.

#### УДК 550.312:551.243:550.341.2

Геофизические поля и сейсмогенные зоны Тянь-Шаня. Юдахин Ф.Н. В кн.: "Сейсмоструктурная геология южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 146-158.

Проведен анализ магнитного и гравитационного полей Тянь-Шаня и данных о его сейсмичности. По характерным особенностям магнитного поля выделены три крупных блока земной коры, различающихся по сейсмической активности. Отмечено, что областям высокой сейсмической активности соответствуют резко варьирующие магнитные поля с большими градиентами, к областям пониженной сейсмичности приурочены спокойные и слабые магнитные поля. На основе полученных данных делается вывод об активизации в настоящее время тектонических движений по разломам северо-восточного и субширотного направлений.

Ил. 3. Список литературы 16 назв.

#### УДК 551.24+550.34 (235.216)

О новейших рифтовых структурах Внутреннего Тянь-Шаня и их возможной сейсмогенности. Христо в Е.В. В кн.: "Сейсмоструктурная геология южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 159-164.

Рассматриваются рифтовые структуры, образующиеся в результате обрушения сводов новейших геологических линейно-вытянутых поднятий. Показано, что они входят в состав разнообразных сейсмогенных структур Внутреннего Тянь-Шаня. Обосновывается вывод о необходимости выделения сейсмогенных зон, обусловленных активными рифтовыми структурами, разрывами, участвующими в их строении.

Ил. 2. Список литературы 13 назв.

#### УДК 551.240+55 (519.3)

Морфоструктура и сейсмоструктура Северной Монголии. Хилько С.Д., Балжиниям И. В кн.: "Сейсмоструктурная геология южных районов СССР". М., "Наука", 1978, с. 165-175.

Новейшая тектоника Северной Монголии рассматривается в сейсмоструктурном аспекте. Выявлено, что морфоструктурное развитие этого региона происходит под воздействием двух главных полей тектонических напряжений - "хубсугульского" (субмеридионального) и "хангайского" (субширотного). Произведено неотектоническое (морфоструктурное) районирование, установлены особенности сейсмогенных тектонических движений, обосновывается сейсмический потенциал различных неотектонических зон Северной Монголии. Сопоставление геолого-тектонических и сейсмических данных

позволило выделить сейсмогенные зоны возможных максимальных землетрясений, которые являются основой карт сейсмического районирования.

Табл. 2. Ил. 4. Список литературы 16 назв.

УДК 550.348, 098.5 : 551,242.1 (470-67)

Геодинамическая модель сейсмогенерирующих структур на примере Дагестанских землетрясений 1970-1975 гг. К а с п а р о в С.А., Д а й н е г а Г.И. В кн.: "Сейсмотектоника южных районов СССР", М., "Наука", 1978, с. 176-181.

Рассматриваются на примере Дагестанских землетрясений 1970-1975 гг. некоторые положения о геодинамической модели сейсмогенных (сейсмогенерирующих) структур, в пределах которых в Дагестане возникают очаги сильных землетрясений. Отмечается роль ряда данных в подготовке землетрясений.

Ил. 2. Список литературы 7 назв.

---

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ СССР

Утверждено к печати Межведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) при Президиуме АН СССР

Редактор издательства Н.Н. Прокофьев. Художник Ю.А. Ноздрин  
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Н.А. Посквинная

ИБ № 5435

Подписано к печати 21.11.78. Т — 17551. Формат 70 х 108 1/16

Бумага офсет. № 1. Усл. печ. л. 16,5 + 0,7 вкл. Уч.-изд. л. 17,3

Тираж 1150 экз. Тип. зак. 798 Цена 2р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>

Офсетное производство 3-й типографии издательства "Наука",

Москва, ул. Жданова, д. 12.

---

### ИСПРАВЛЕНИЕ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строки	Напечатано	Должно быть
10	16 стр.	1969 г.	1959 г.
26	5 стр.	1968	1958
34	10 стр.	субширотных	система субширотных
43	13 стр.	при	три
101	18 стр.	тем не менее	тем не менее
140	1 стр.	28.VII	28.VII*
176	21 стр.	нетектонические	неотектонические

