

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕЙСМОТЕКТОНИКА
НЕКОТОРЫХ
РАЙОНОВ
ЮГА СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

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

Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикской ССР

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН Казахской ССР

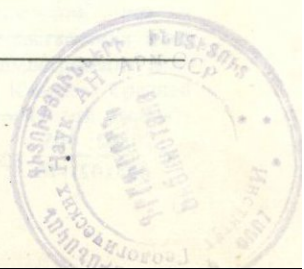
Институт сейсмологии АН Киргизской ССР

СЕЙСМОТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЮГА СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1976



1859

Сборник содержит статьи о геологическом строении и сейсмичности Крыма и ряда районов Кавказа, Средней Азии и Казахстана. Приведены данные, необходимые для решения многих прикладных задач, в том числе для составления карт сейсмического районирования с показом сейсмогенных (очаговых) зон. Даны примеры составления таких карт.

Сборник рассчитан на геологов, геофизиков, сейсмологов и специалистов по сейсмостойкому строительству, а также на студентов геологических и строительных вузов.

Ответственный редактор

заслуженный деятель науки Таджикской ССР
доктор геолого-минералогических наук

И.Е. ГУБИН

СЕЙСМОТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЮГА СССР

*Утверждено к печати Межведомственным Советом по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР*

Редактор А.Г. Зацарная. Обложка художника Ю.А. Ноздрина.
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 24/IX-76 г. Т - 15584. Усл.печ.л. 16,8. Уч.-изд.л. 18,9
Формат 70 × 108/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1150 экз. Тип. зак. 1348.
Цена 1р. 99к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В "Основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976–1980 годы", утвержденных XXV съездом Коммунистической партии Советского Союза, указано: "Осуществлять дальнейшую разработку методов прогнозирования погоды и стихийных бедствий" (Материалы XXV съезда КПСС, М., Политиздат, 1976, с. 215).

К числу стихийных бедствий относятся и разрушительные землетрясения. В целях уменьшения их губительных последствий строительство размещается и ведется с учетом различных возможных проявлений сейсмичности. Для этого необходимо путем прогнозирования устанавливать в первую очередь: 1) сейсмогенные зоны, т.е. места (зоны) возможного в будущем возникновения очагов разрушительных толчков; 2) магнитуду ожидаемых в зоне максимальных землетрясений и их интенсивность (балльность) в надочаговой области; 3) размеры и глубину заложения очагов данных землетрясений; 4) частоту повторения возможных максимальных и меньших толчков в зоне и в ее звеньях; 5) ширину полос ожидаемого распространения сотрясений определенных баллов от границ этой сейсмогенной зоны.

Результаты прогноза перечисленных элементов сейсмичности отображаются на картах сейсмического районирования, имеющих каркас в виде зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений. Карты такого нового типа рекомендованы утвержденным в 1972 г. техническим заданием к "составляемой в 1975 г. нормативной карте сейсмического районирования территории СССР".

В соответствии со сказанным настоящий сборник посвящен дальнейшей разработке методов прогнозирования сейсмических элементов, требуемых для проектирования сейсмостойкого строительства, и поискам лучших путей составления карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами. Исходным материалом для работ сборника являются сеймотектонические данные. Сеймотектоника – это дисциплина о механизмах современных тектонических движений и особенностях землетрясений, ими порождаемых. Закономерные количественные связи отмеченных природных явлений устанавливаются при их совместном анализе и затем используются для решения поставленных задач прогноза. Иными словами, используется принцип: какова тектоника, таковы и возможные землетрясения.

В сборнике три части: I – Вводные статьи; II – Сейсмогенные зоны и сейсмическое районирование; III – Материалы по геологии и сейсмичности. В первой части помещены две статьи: одна – о содержании карт сейсмического районирования с сейсмогенными зонами и вторая – о методике их составления. Во вторую часть – включены статьи с картами сейсморайонирования нового типа. В третьей части приведены материалы, необходимые для составления карт сейсморайонирования других территорий. В Советском Союзе землетрясения приносят наибольший ущерб в густонаселенных районах Крыма, Кавказа, Средней Азии и Казахстана. Сеймотектоника и районирование этих территорий рассматриваются в статьях сборника.

Составление в 1972–1974 гг. карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами оказалось возможным благодаря помощи и содействию академика М.А. Садовского, чл.-корр. АН СССР Е.Ф. Саваренского и И.Л. Нерсесова. Статьи для данного сборника были представлены в основном Институтом сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикской ССР, Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева АН Казахской ССР, Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР и Институтом сейсмологии АН Узбекской ССР.

И.Е. ГУБИН

ВВОДНЫЕ СТАТЬИ

Ш.Г. НАПЕТВАРИДЗЕ

**О КАРТАХ СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ
С ПРЕДПОЛАГАЕМЫМИ (ПРОГНОЗИРУЕМЫМИ) ОЧАГОВЫМИ ЗОНАМИ
РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

В настоящей статье кратко изложены данные об элементах карт сейсмического районирования, необходимых для решения на современном уровне практических задач проектирования при сейсмостойком строительстве.

Эти соображения согласуются с "Методическими рекомендациями по сейсмическому районированию территории СССР"¹, в которых в разделах 4, 5 и 10 поддержана идея составления карт сейсморайонирования с очаговыми зонами разрушительных землетрясений.

Основные элементы карты. На картах сейсмического районирования масштаба 1:2 500 000 и более крупного масштаба важнейшим элементом является очаговая зона возможных в будущем разрушительных толчков, обусловленная активным разрывом или зоной разрывов, которые устанавливаются по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным.

Такая зона изображается на карте в виде проекции на земную поверхность плоскости сейсмогенного разрыва или систем разрывов. Это — полоса определенной ширины, установленная с учетом возможного положения в пространстве ее осевой части, т.е. главной, центральной части возможной очаговой поверхности, иными словами, поверхности разрыва.

Для данной очаговой зоны определяются: а) магнитуда возможных землетрясений, согласно пункту "б" "Общих положений", ранее отмеченных Методических рекомендаций; б) глубина предполагаемых очагов, считая от осевой линии (центра) очаговой поверхности данной зоны до дневной поверхности земли; в) повторяемость землетрясений определенных групп магнитуд за 100 лет.

Дополнительные элементы карты. Карта сопровождается поперечными и продольными геологическими профилями очаговых зон разрушительных толчков. На поперечном профиле показывают в разрезе поверхность сейсмогенного разрыва с учетом ее наклона в глубине, а на продольном профиле — повышение или понижение осевой части поверхности разрыва.

На указанных профилях целесообразно показывать также схематически геологическую нагрузку, например, такую, как дана в работе Н.В. Шебалина².

Решение задач проектирования сейсмостойкого строительства в минимальном объеме. Задачи минимального объема решаются при проектировании массового строительства. Зная магнитуду и координаты эпицентра землетрясения (глубину

¹ Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., изд. Института физики Земли АН СССР, 1974.

² Н.В. Шебалин. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., "Наука", 1974.

очага и эпицентрального расстояния), можно по эмпирическим графикам и формулам, известным из отечественной и зарубежной литературы по сейсмологии и инженерной сейсмологии, установить для частиц коренной породы (по инженерно-геологическому разрезу заданной местности) следующие расчетные параметры: максимальное сейсмическое ускорение W_0^* (в см/сек²) и преобладающий, средний период сейсмических колебаний T_0^* (в сек).

В зависимости от T_0^* уточняется очертание спектральной кривой коэффициента $\beta^*(T_0)$, отнесенного в коренной породе. По W_0^* и $\beta^*(T_0)$, согласно спектральной теории сейсмостойкости, определяем максимальное сейсмическое ускорение W_0 частиц грунтовой толщи (пусть даже многослойной) на земной поверхности, а также преобладающий период T_0 этих колебаний.

Зная T_0 , находим спектральную кривую коэффициента динамичности $\beta(T)$, отнесенную к земной поверхности.

Исходя из значений W_0 , определяем коэффициент сейсмичности $K_c = W_0/g$ (где g — ускорение силы тяжести) и, имея $\beta(T)$, можно по спектральному методу теории сейсмостойкости рассчитать любое сооружение на сейсмостойкость.

Зная частоту повторяемости землетрясений данной группы магнитуд, можно решить задачу сейсмического риска.

Решение задач проектирования сейсмостойкого строительства в максимальном объеме. С решением задач максимального объема приходится иметь дело при проектировании особо ответственных зданий и сооружений (высотные здания, высокие плотины, здания АЭС и т.п.).

Дополнительные элементы карты, предусмотренные в настоящей статье, позволяют рассчитать сейсмические колебания как земной поверхности, так и проектируемого здания или сооружения. Иными словами, они позволяют учитывать фактор времени при инженерных расчетах на сейсмостойкость.

В настоящее время как в отечественной, так и зарубежной литературе по сейсмологии и инженерной сейсмологии опубликован ряд работ, позволяющих решать указанную основную задачу инженерной сейсмологии. Не трудно заметить, что методика использования карты сейсморайонирования с очаговыми зонами разрушительных землетрясений является ни чем иным как методикой реализации численного сейсмического микрорайонирования.

И.Е. ГУБИН

О КАРТАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ С СЕЙСМОГЕННЫМИ (ОЧАГОВЫМИ) ЗОНАМИ

Техническое задание к составлению государственной нормативной карты сейсморайонирования территории СССР 1975 г. кратко сводится к тому, чтобы вместо карт прошлого с зонами балльности была составлена карта нового типа — с зонами возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений, установленных по геологическим и геофизическим данным, и даны характеристики различных проявлений тех толчков, которые могут возникнуть в таких зонах. При этом интенсивность сотрясений должна быть указана в баллах шкалы ГОСТ. Это задание идет навстречу возросшим запросам проектных строительных организаций и соответствует современным возможностям геофизики и геологии. Оно возникло не внезапно, а явилось результатом длительных поисков, которые велись в Институте физики Земли АН СССР и в других научных учреждениях этого профиля.

Предложение составлять карты сейсморайонирования с зонами вероятного возникновения очагов разрушительных землетрясений, названных для краткости очаговыми или сейсмогенными, было впервые сделано в 1949 г. [1]¹. Затем оно

¹ Тогда же было дано понятие о сейсмогенной зоне как таковой.

систематически развивалось в процессе составления ненормативных карт для различных территорий [1–4]. При этом очаговые зоны (системы разрывов, их обуславливающие) устанавливались по геологическим либо геологическим и геофизическим данным в зависимости от имевшегося исходного материала. Степень же сейсмогенности зон выяснялась в основном по сейсмическим данным. Накопленный при этом опыт и результаты других исследований [5–8] дают основание рассмотреть в настоящей статье некоторые специфические вопросы составления карт с очаговыми зонами, требуемых упомянутым выше техническим заданием для внедрения их в практику государственного сейсмического районирования.

К истории вопроса и работы по составлению карт

Методика составления карт. На протяжении четырех последних десятилетий нормативное сейсмическое районирование территории СССР производилось исходя из сейсмостатистического принципа. На картах показывались изосейстами известные землетрясения, затем их площади одинаковых баллов, зачастую удаленные друг от друга, соединялись. Соответственно результаты районирования сводились только к выделению зон сотрясений различной балльности (рис. 1) [9], подробнее см. [4, с. 406–412].

Практика показала, что сейсмостатистический подход к сейсмрайонированию недостаточен, нужен принципиально другой, генетический подход, основой которого является установление сейсмогенных зон, т.е. зон вероятного возникновения очагов разрушительных толчков [1]. Для составления карт с такими зонами в 1950 г. [2] был предложен двухэтапный сеймотектонический метод сейсмического районирования. О нем и требуемых в данном случае комплексных исследованиях недавно подробно сообщалось [10, 11], поэтому ниже лишь перечисляются основные положения и приемы метода.

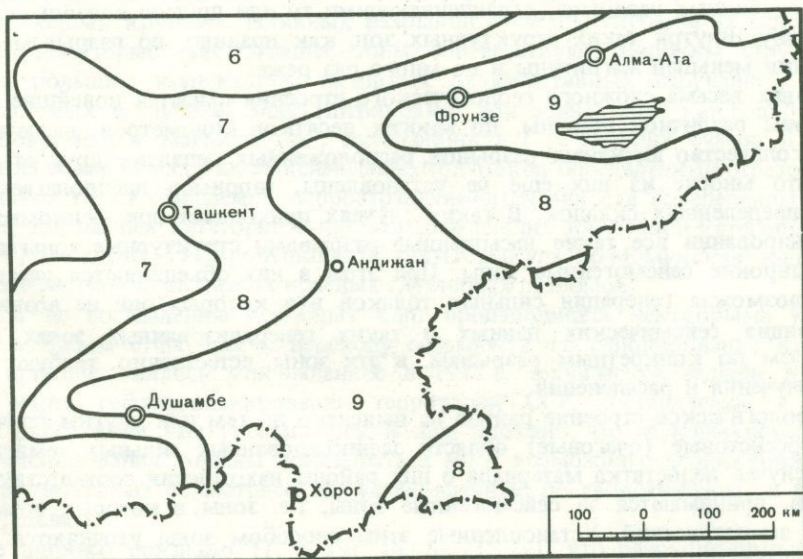


Рис. 1. Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана (Редактор С.В. Медведев, 1968 г.)

6–9 — зоны возможного сотрясения указанного балла

На первом этапе применения метода устанавливаются по различным данным сейсмогенные (очаговые) зоны, которые показываются на карте сейсмрайонирования. Они включают как проявившиеся, так и потенциальные, т.е. еще не проявившиеся, очаги землетрясений. На втором этапе определяется степень сейсмогенности каждой зоны и вероятное в будущем наибольшее распространение

интенсивности сотрясений соответствующих баллов в стороны от этой зоны. Сейсмогенные зоны дифференцируются по магнитуде и интенсивности в эпицентре возможных в них максимальных толчков и по глубинам очагов.

В виде очаговых зон разрушительных толчков были приняты зоны дифференцированных тектонических движений, представленные активными разрывами или их системами, поскольку именно в них известна генерация землетрясений с $M \geq 4,5-5,0^*$. Степень сейсмогенности каждой зоны рекомендовалось устанавливать по известным где-либо в зоне максимальным толчкам, в том числе по разрывным сейсмодислокациям, которые дополняют сейсмостатистику [1, с. 10], [4, с. 418], [7].

Для этого в 1950 г. [2, 4] было предложено два приема экстраполяции сеймотектонического метода, ныне широко применяемые.

1. Если в однородной зоне разрывов где-либо был зарегистрирован любым способом максимальный толчок определенной магнитуды и интенсивности, то возможность генерации такого толчка экстраполируется в геологически аналогичных участках разрывов этой зоны.

2. Такая экстраполяция возможна в зоны других сходных разрывов, связанных с первой цельным современным тектоническим процессом, подробнее см. [10, 11].

Размеры ожидаемых областей (полос) распространения сотрясений определенных баллов в стороны от сейсмогенных зон определяются по размерам таких областей у максимальных землетрясений, имевших место в данной зоне или в другой аналогичной зоне того же геологического района. Используются соответствующие графики затухания.

Ширина очаговых зон, обусловленных системами однородных разрывов, в зависимости от местных условий бывает различной, в среднем от 10 до 20–25 км. Наиболее сейсмогенными являются зоны, обусловленные системами краевых глубинных разломов, ограничивающими ту или другую новейшую структурную зону. Внутри таких структурных зон, как правило, по разрывам возникают толчки меньшей магнитуды и во много раз реже.

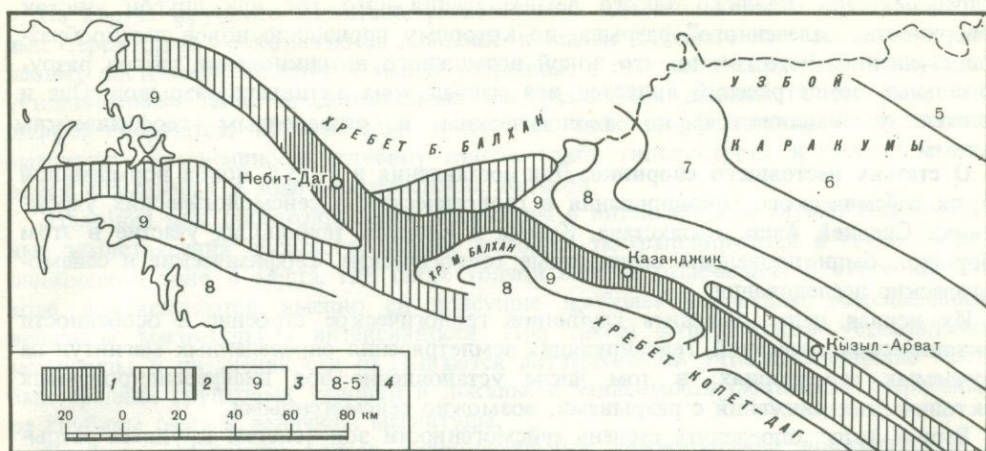
В районах весьма сложного геологического строения имеются новейшие структурные зоны различной ширины, до многих десятков километров, включающие большое количество активных разрывов, расположенных недалеко друг от друга. Бывает, что многие из них еще не установлены, например предполагаемые в глубине определенных складок. В таких случаях приходится при мелкомасштабном районировании все такие насыщенные разрывами структурные зоны принимать за широкие сейсмогенные зоны. При этом в них объединяются участки, в которых возможна генерация сильных толчков и в которых они не возникают. Экстраполяция сейсмических данных в таких генерализованных зонах менее надежна, чем по конкретным разрывам, и эти зоны, естественно, требуют дальнейшего изучения и расчленения.

Если геологическое строение района не выяснено по тем или другим причинам, то плейстосейстовые (очаговые) области зафиксированных сильных землетрясений, а в случае недостатка материала о них районы нахождения соответствующих эпицентров, принимаются за сейсмогенные зоны, т.е. зоны, в которых возможна генерация землетрясений. Установленные этим способом зоны уточняются затем путем геологических и геофизических исследований.

Итак, сеймотектонический метод в конечном итоге сводится к следующему. Выделяются сейсмогенные (очаговые) зоны с различным уровнем сейсмогенности. В стороны от них показываются полосы возможного максимального распространения сотрясений определенной интенсивности, т.е. балльности (рис. 2)¹ (3, стр. 34].

Первые карты с таким содержанием были составлены в 1948 г. для Гармской

* В качестве возможных активных разрывов принимаются новейшие или активизированные древние разрывы. Методике их установления см. [10].



Р и с. 2. Карта сейсмического районирования юго-западной части Туркмении (составил И.Е. Губин, 1954 г.)

1 — эпицентральная зона (зона очагов) возможных в будущем землетрясений 8–9 баллов и более; 2 — то же (выделена предположительно); 3 — зона распространения девятибалльных сотрясений; 4 — то же, 8, 7, 6 и 5 баллов соответственно

области [1] и в 1954 г. для юго-западной Туркмении [3], затем по другим территориям [4, 12–20].

В качестве примера отметим карту сейсмического районирования Таджикистана, опубликованную в 1960 г. [4]. На ней узкие сейсмогенные (очаговые) зоны разрушительных толчков показаны в виде полос, которые соответствуют системам однородных крупных активных разрывов с учетом глубины их заложения и наклона; некоторые сейсмогенные зоны соответствуют широким структурным зонам с большим количеством активных дизъюнктивных нарушений, местами предполагаемых в глубине. Знак (штриховка) зон одинаковых категорий обозначает одновременно: магнитуду M , интенсивность I_0 , глубину очагов и частоту повторения возможных в них максимальных толчков за определенный отрезок времени. Показано также ожидаемое распространение интенсивности определенных баллов от границ зон разных категорий. В качестве важнейших зон первой категории (M до 7,5 и $I_0 \geq 9$) выделены Гиссаро-Кокшаальская и Каракульско-Момукская зоны, обусловленные системами активных краевых глубинных разломов².

Работы по составлению подобных карт производились некоторыми учеными. Однако мощным стимулом к переходу сейсмического районирования на генетический принцип явилось утвержденное в 1972 г. техническое задание к нормативной карте сейсмрайонирования территории СССР, составляемой в 1975 г., которое ранее нами уже упоминалось. В нем записано, что на нормативной карте сейсмрайонирования должны показываться зоны возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений, установленные по геологическим и геофизическим данным.

Ныне широко признано [1, с. 39] [4, 8, 21, 22], что разрушительные землетрясения генерируют по зафиксированным в природе долгоживущим активным

¹ Эпицентральные зоны (зоны очагов) возможных разрушительных землетрясений, обозначенные в легенде к рис. 2 под номером 1, соответствуют активным разрывам, в большинстве мест скрытым под современными осадками, они выявлены сейсморазведкой. Зоны под номером 2 соответствуют местонахождению многочисленных эпицентров и активным крупным разрывам, предполагаемым в глубине по геологическим соображениям. На п-ве Челекен зона соответствует местонахождению плейстоценовой области разрушительного землетрясения 1895 г. (Разрывы, показанные на оригинальной карте, на данной копии не приведены).

² В недавних работах некоторых авторов Каракульско-Момукская зона называется Дарваз-Каракульской. Обоснование такого переименования не дано.

разрывам. Очаг каждого такого землетрясения — это тот или другой участок поверхности "залеченного" разрыва, по которому произошло новое скачкообразное смещение. Естественно, что зоной возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений является вся данная зона активных разрывов. Она и должна устанавливаться по геологическим и разведочным геофизическим данным.

О статьях настоящего сборника. Для составления в 1975 г. новой нормативной карты сейсмического районирования в геологических и сейсмологических учреждениях Средней Азии, Казахстана, Крыма и Кавказа, принявших участие в этом сборнике, были проведены специальные геологические, геофизические и сейсмологические исследования.

Их первая цель: выяснить глубинное геологическое строение и особенности тектонических движений, генерирующих землетрясения определенных магнитуд на изучаемых территориях, в том числе установление зон дифференцированных тектонических движений с разрывами, возможно сейсмогенными.

Вторая цель: определить степень сейсмогенности зон (систем крупных разрывов) с помощью различных данных, в первую очередь сейсмических.

Конечная цель: составление карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами. Следует сразу же подчеркнуть, что авторы статей настоящего сборника, используя принципы двухэтапного сейсмического районирования, изыскивали свои оригинальные пути решения многих вопросов, исходя из локальных особенностей геологического строения и местных землетрясений.

Например, П.С. Кармазин, исходя из геологических и сейсмических данных, установил положение главной сейсмогенной зоны Крыма, находящейся на дне моря и определил, что ее звенья характеризуются различными степенями сейсмогенности. Р.Н. Ибрагимов при составлении карты сейсморайонирования территории восточного Узбекистана впервые установил на ней сейсмогенные зоны и обосновал их обширными данными. Е.И. Паталаха и Н.М. Чабдаров за основу такой карты Казахстана взяли глубокий анализ тектоники данной территории. К.М. Мирзоев рассчитал частоту повторения землетрясений различных магнитуд для сейсмогенных зон Таджикистана с помощью сейсмологических методов. Не менее интересные заключения сделаны и в других статьях сборника.

Не исключено, что при решении некоторых вопросов были допущены недоработки, как и в данной статье, или предложены некоторые частные заключения дискуссионного порядка. Их анализ представит интерес для улучшения дела сейсморайонирования. В целом же статьи сборника вносят существенный вклад в понимание геологии и сейсмичности соответствующих территорий и в прогноз места и силы землетрясений. Публикуемые в них карты сейсмического районирования являются личным творчеством авторов и отображают их мнение. Они — исходный материал для составления в 1975 г. нормативной карты районирования территории СССР. И.Е. Губин по поручению Института физики Земли АН СССР в 1972–1975 гг. участвовал в организации соответствующих работ в учреждениях Средней Азии и Казахстана, в их координации и редактировании сводной карты.

Содержание карты сейсморайонирования с очаговыми зонами

Элементы карты. Карта сейсморайонирования — это карта прогноза, где, как часто и какие землетрясения будут происходить. Чтобы карта была простой и хорошо читалась, другие данные на ней не показываются. Ее элементы: 1 — сейсмогенные зоны со знаками дифференциации; 2 — области (полосы) ожидаемого максимального распространения сотрясений определенных баллов в стороны от сейсмогенных зон.

Области распространения сотрясений одинакового балла, от зон расположенных вблизи друг от друга, объединяются в случае их контакта. Иными словами, одна и та же изолиния балльности может окружать несколько очаговых зон (см. рис. 2).

На картах крупного масштаба, составляемых для геологически хорошо изученных территорий, показываются большие и малые сейсмогенные зоны, обусловленные системами больших и малых разрывов, в том числе скрытыми в глубине, установленными либо предполагаемыми по различным данным. Зоны подробно дифференцируются, причем один и тот же знак дифференциации показывает магнитуду, интенсивность, глубину очагов (либо гипоцентров) и частоту повторения возможных в зоне максимальных толчков.

Эталоном для прогнозирования магнитуды и интенсивности служат максимальные землетрясения прошлого, данные которых экстраполируются в геологически однородной зоне в места, где такие толчки еще не отмечались. В итоге каждой зоне приписываются именно ей присущие наиболее вероятные максимальные величины магнитуды и интенсивности. При таком эмпирическом установлении магнитуды и интенсивности оказываются автоматически учтены влияние местных средних грунтовых условий и локальная зависимость балльности сотрясений от глубины очага и величины магнитуды.

Глубины заложения очагов разрушительных землетрясений показываются в зоне в километрах в соответствии с глубиной очагов таких толчков прошлого и, вместе с тем, с глубиной заложения сейсмогенных разрывов, которые обусловлены особенностями геологического строения зоны. Глубины заложения суммы очагов, как правило, соответствуют глубине заложения (толщине) локального сейсмогенного геолого-структурного этажа (или слоя), в котором возможна генерация местных разрушительных толчков.

В качестве примеров отметим, что гипоцентры разрушительных землетрясений возникают: в Привахшской сейсмогенной зоне (Таджикистан) на глубинах от земной поверхности до 6–8 км, местами немного глубже; на Большом Кавказе – до 12–15 км, в Гиссаро-Кокшаальской зоне (Таджикистан) – до 25–30 км и т.д. Поскольку магнитуда – функция толщины сейсмогенного слоя и состава (жесткости) слагающих его пород, то она соответственно достигает: в Привахшской зоне в среднем 5,50–5,75; на Большом Кавказе – 6,0–6,5; в Гиссаро-Кокшаальской зоне – 7,5.

Размеры ожидаемого распространения интенсивности сотрясений определенных баллов в стороны от границ зоны показываются изолиниями балльности, исходящих данных максимальных толчков прошлого и глубины заложения соответствующих разрывов, вдоль которых эти данные экстраполируются.

Частота повторения толчков в зоне устанавливается приблизительно по сеймостатистике. Эти определения дополняются. Например, частота повторения землетрясений, установленная в каком-либо отрезке зоны, экстраполируется в другие ее отрезки и в другую зону, если они связаны цельным тектоническим процессом и размах четвертичных движений в них приблизительно одинаков. В участках зон, где еще не были зарегистрированы сильные толчки, их следует ожидать предпочтительнее, чем там, где в зоне тектонические напряжения разрядились при землетрясениях недавнего прошлого, см. [4,10].

При составлении карты мелкого масштаба обширной территории и наличии большого количества разнообразных сейсмогенных зон исходные данные карты генерализуются. В частности, сейсмогенные зоны дифференцируются по категориям следующим образом: 1 – возможны толчки максимальные с $M \geq 8$; 2 – $M = 7,5$; 3 – $M = 7$; 4 – $M = 6,5$; 5 – $M = 6$; 6 – $M = 5,0-5,5$. Кроме магнитуды в зоне показываются глубина очагов и интенсивность ожидаемых максимальных толчков. Все другие элементы зон даются в пояснительной записке к карте. Если нагрузка карты допускает, то на ней показывается так же частота повторения толчков в зоне.

На карте масштаба 1:2 500 000 рекомендовано [6] зоны дифференцировать на четыре категории: 1 – $M \geq 8$; 2 – $8 > M \geq 7$; 3 – $7 > M \geq 6$; 4 – $6 > M \geq 5$. Такая загроможденная дифференциация может приводить в ряде случаев к большому завышению магнитуды. Например, зона с присущей ей магнитудой около 5 будет отнесена к категории $6 > M \geq 5$, т.е. к зоне, в которой возможны толчки с магнитудой от 5 до 6. Иными словами, магнитуда в изучаемой зоне будет завышена на карте почти на единицу.

Показ сейсмогенных зон на карте. Сейсмогенная зона разрушительных толчков обуславливается крупными сейсмогенными разрывами или их системами. Она дается на карте сейсмораионирования в виде полосы, соответствующей данной системе дизъюнктивных нарушений, либо одному разрыву с учетом их возможного наклона в глубине. Сами же разрывы не показываются. Иными словами, такие зоны даются в виде проекций сейсмогенных разрывов. Это наиболее конкретный показ зон, тот, который теперь необходим для практического использования.

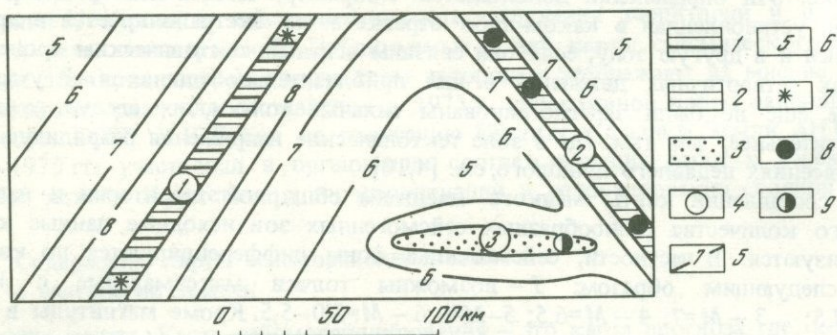
Если сейсмогенная зона соответствует структурной зоне, насыщенной разрывами, то границы последней служат границами сейсмогенной зоны. Когда очаговая зона дается по местонахождению эпицентров, то линия, оконтуривающая эти эпицентры, — граница зоны.

На картах сейсмического районирования, составляемых для территорий, в которых развиты весьма узкие системы крутых активных разрывов, наиболее сейсмоопасная зона может показываться как полоса, соответствующая не только данной системе разрывов или индивидуальному разлому, но и вероятному распространению вне этих нарушений ожидаемых максимальных сотрясений. Иными словами, зона показывается в виде суммы возможных плейстосейстовых областей максимальных землетрясений, генерация которых вероятна в данной системе разрывов или по индивидуальному разлому. Линии разрывов в данных сейсмоопасных зонах не даются (рис. 3) [10].

Так, показываемые зоны при неглубоких очагах в определенной мере соответствуют ширине проекций сейсмогенных разрывов на земную поверхность. При очагах с глубиной заложения более 8–10 км они шире упомянутых проекций. Однако в любых условиях они соответствуют ширине полос возможного распространения максимальных сотрясений от данных разрывов.

В некоторые районы сотрясения приходят из далеких сейсмогенных зон (очагов). Если их балльность выше балльности местных толчков, то области распространения сотрясений из далеких очагов оконтуриваются изолиниями балльности. В их пределах распространение меньшей интенсивности от локальных сейсмогенных зон на карте не показывается, зоны же даются, см. [10, стр. 191].

Показ распространения интенсивности сотрясений вблизи зоны. Рассмотрим случаи, когда сейсмогенные зоны показаны на карте в виде полос, соответствующих зоне разрывов, структурной зоне, насыщенной разрывами, районам близко



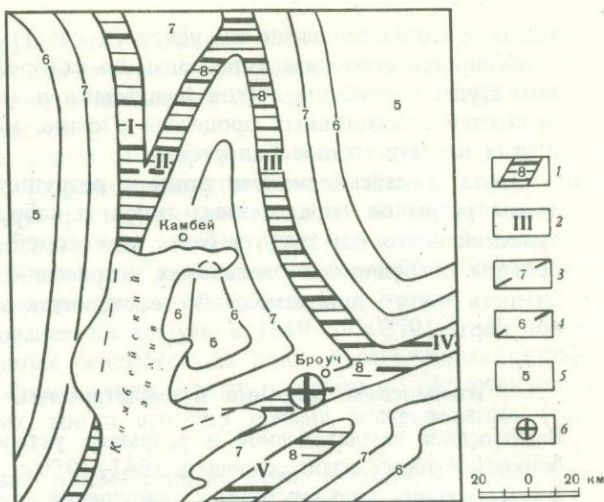
Р и с. 3. Карта сейсмического районирования

1–3 — зоны возможного возникновения и распространения максимальных землетрясений (сейсмоопасные): 1 — с магнитудой $M=7,5$ и интенсивностью $I_0=9-10$, глубиной гипоцентров $h \approx 25$ км, с повторяемостью толчков $n_T=2$ за 50 лет; 2 — $M=5,75$ и $I_0^*=9$, $h=6-8$ км, $n_T=3$; 3 — $M=4,5$, $I_0=7$, $h=6$ км, $n_T=1$; 4 — номер зоны; 5 — границы ожидаемого максимального распространения сотрясений указанного балла от различных сейсмоопасных зон; 6 — ожидается распространение сотрясений указанного балла от различных сейсмоопасных зон; 7–9 — эпицентры землетрясений: 7 — $M=7,5$, $I_0=9-10$, h около 20 км; 8 — $M=5,75$, $I_0=9$, $h=4-5$; 9 — $M=4,5$, $I_0=7$, $h=4-5$ км

Примечание: от зоны 1 возможно распространение девятибалльных сотрясений на 6–8 км; от зоны 2 — восьмибалльных сотрясений на 2–3 км. Соответствующие линии изобаллов не даны на карте из-за ее мелкого масштаба

Рис. 4. Карта сейсмического районирования Камбейской равнины (Индия) (составил И.Е. Губин, 1968 г.) [16].

1 — зона возможного возникновения и распространения землетрясений (сейсмоопасная) с магнитудой $M=6$ и интенсивностью $I_0 = 8$ баллов; 2 — номер зоны; 3 — граница ожидаемого максимального распространения семибалльного сотрясения из ближайшей сейсмоопасной зоны; 4 — то же, шестибалльного; 5 — область распространения пятибалльных сотрясений; 6 — макросейсмический эпицентр Броучского землетрясения 23 марта 1970 г ($M=5,5$; $I_0=7-8$).



расположенных эпицентров сильных толчков. При возникновении возможных максимальных сотрясений на окраинах таких зон они распространяются практически с той же балльностью вне границ зон, вблизи последних. Области их распространения оконтуриваются соответствующей изолинией балльности.

Если сейсмогенные разрывы в зоне имеют определенный наклон, то в пределах висячих (активных) крыльев максимальные сотрясения распространяются на большей площади, чем в пределах лежащих крыльев. Это специально устанавливается в основном по данным прошлых землетрясений в этой или аналогичной зоне. Подробнее см. [4].

Если сейсмогенная зона показывается в виде суммы плейстосейстовых областей возможных в ней максимальных толчков, то балльность ожидаемых сотрясений, исходящих из этой зоны, вблизи ее обеих границ дается меньше, чем в самой зоне (рис. 4)¹.

Значение сейсмогенных зон. Только после установления сейсмогенных зон и определения магнитуды, интенсивности и глубины очагов вероятных в них максимальных землетрясений можно выяснить ожидаемое распространение сотрясений определенных баллов в стороны от каждой зоны, в том числе на всей изучаемой территории и составить карту сейсморайонирования. Наиболее опасными в сейсмическом отношении являются сейсмогенные (очаговые) зоны разрушительных толчков, привязанные к разрывам или их системам, т.е. наиболее точно установленные. В их пределах сотрясения, как правило, бывают наибольшими и возможны наибольшие различные нарушения земной поверхности, в том числе разрывные сейсмодислокации. Только при показе на карте сейсмогенных зон можно оценить достоверность сделанного прогноза распространения интенсивности различных баллов в пределах всей изученной территории.

Сейсмогенная зона имеет и другое важное значение. Возникающие в ней колебания в пределах зоны на земной поверхности характеризуются определенными типами и длительностью. В отдаленных пунктах колебания, исходящие из этой же зоны, имеют уже другие характеристики. Учет этого производится при проектировании крупных сооружений в сейсмических районах.

Развивая изложенное, можно сказать, что тип и длительность наиболее опасных колебаний, возможных на данной строительной площади, зависят (помимо грун-

¹ Карта сейсморайонирования Индостанского полуострова, в том числе Камбейской равнины с Нармада-Сонской зоной (зона IV), опубликована в 1968 г. [15]. На данной выкопировке в зоне нанесен эпицентр Броучского землетрясения, происшедшего в 1970 г. Показанные на карте зоны возможного возникновения и распространения вероятных максимальных землетрясений обусловлены активными разрывами, скрытыми в глубине. Они установлены сейсморазведкой.

товых и гидрогеологических условий) от: 1) расстояния до сейсмогенной зоны и особенностей геологической среды, по которой проходят колебания; 2) величины магнитуды и глубины очагов ожидаемых в зоне максимальных толчков; 3) особенностей сейсмогенных процессов в очаге, т.е. от типов сейсмогенных разрывов и угла наклона их поверхностей.

Карта с сейсмогенными зонами разрушительных толчков, привязанных к зонам разрывов определенных типов, и наборы записей соответствующих землетрясений, — это как раз та база, на которой сможет в будущем осуществляться прогноз особенностей ожидаемых сотрясений на строительной площади. Необходимость такого прогноза особо подчеркнута в Техническом задании к нормативной карте 1975 г.

Взаимосвязи разрывов и землетрясений

Взаимосвязь землетрясений и разрывов установлена давно. Для выяснения особенностей таких взаимосвязей в 1941–1950 гг. в Таджикистане было произведено сопоставление дизъюнктивных нарушений различных категорий (размеров) и типов с данными разрушительных землетрясений, возникших в них [2]. С разрывами сопоставлялись не безобъемные эпицентры и гипоцентры, а очаги землетрясений, которые имеют определенную длину, протяженность в глубину, наклон и ориентированное простирание.

Элементы очага устанавливались по макросейсмическим данным: длина очага, его наклон в глубину и ориентация в пространстве по длине плейстосейстовой области и ее положению на земной поверхности, в том числе по отношению к линии крутого сейсмогенного разрыва или надвига. Верхняя и нижняя границы очага устанавливались по величинам расстояний между изосейстами, глубине заложения (толщине) этого сейсмогенного структурного этажа (или слоя) и по глубине гипоцентров афтершоков. Учитывалась также глубина гипоцентра основного толчка.

Обратимся к примерам. В центральной части Таджикистана находится крупное новейшее Южно-Тяньшаньское поднятие субширотного простирания, сложенное в основном палеозойскими породами. Оно ограничено с юга Гиссаро-Кокшаальской зоной долгоживущих краевых крутых глубинных разломов. В районах последних в 1907 и 1949 гг. возникли максимальные в зоне 9–10-балльные землетрясения с $M=7,0-7,5$. Их очаги имели длину около 50–60 км и почти вертикальную протяженность от земной поверхности приблизительно до глубины 25–30 км. По своему положению в пространстве они примерно совпали с поверхностями крутых глубинных разломов Гиссаро-Кокшаальской зоны. Следовательно, данные землетрясения возникли в результате резких смещений по крутым крупным разрывам упомянутой зоны. Они характерны для последних и потому были выделены в виде гиссарского типа, их средняя магнитуда 7,0–7,5. Карты изосейст данных землетрясений приведены в [4].

В другом районе Таджикистана, в хребтах Тианском, Сурхку и Петра I в северной части Внешней зоны Памира развиты мощные мезозойские и третичные осадочные толщи, собранные в складки, дисгармоничные к своему основанию. Они разорваны и надвинуты к северу одна на другую.

В отмеченных складках возникло много землетрясений, максимальные достигли 8 (8–9) баллов. Очаги последних имели длину около 10–15 км, протяженность в глубину в среднем до 3–6 км и южное падение. По положению в пространстве они приблизительно совпали с поверхностями надвигов, падающих к югу и заложенных на глубину в среднем до 6–8 км, местами немного глубже. Такие землетрясения, присущие данным структурам и разрывам, были выделены в привахский тип [2]. Их средняя магнитуда от 5,0 до 5,75. Карты изосейст этих толчков даны в [4].

Подобные сопоставления были сделаны в других геологически различных районах Таджикистана и затем в пределах других территорий. В результате в 1950 г. было установлено [2]: в зонах разрывов данного типа и размера (данной

длины и глубины заложения), нарушающих активные блоки определенной величины и консолидации (жесткости) генерируются максимальные землетрясения с определенными глубинами, размерами и наклонами очагов, а также с определенным уровнем магнитуды. Подробнее см. [4].

При сопоставлении разрывов и очагов землетрясений было тогда же установлено [2]: в зонах сейсмогенных разрывов разрушительные толчки возникают преимущественно в "окнах" между предыдущими толчками; не во всех зонах зарегистрированы присущие им максимальные толчки, однако с течением времени они возникают в них чем больше скорость движения тектонических блоков по разрыву, тем чаще возникают в зоне возможные максимальные толчки.

Все эти заключения дали основание выдвинуть в 1949–1950 гг. [1, 2] положение о существовании протяженных сейсмогенных зон, обусловленных разрывами, и об их закономерной дифференциации; также разработать сеймотектонический метод установления таких зон и его два приема экстраполяции (см. первый раздел статьи).

Объемные сейсмические данные, рассмотренные нами, используются для решения многих задач. Например, в случае отсутствия необходимой информации о геологическом строении, сейсмогенные зоны предварительно выделяются по наличию протяженных плейстосейстовых областей (эпицентральных полос) сильных землетрясений, вытянутых друг за другом, и по соединяющим их полосам эпицентров слабых толчков, а также по данным о направлениях главных напряжений в очагах, установленных инструментально.

Для окончательного установления таких зон требуется проведение геологических и геофизических исследований по выявлению соответствующих активных разрывов. Эпицентры сильных толчков, расположенные вдалеке друг от друга и взятые как таковые, не дают основания даже для предварительного выделения сейсмогенной зоны, так как они могут принадлежать к разным зонам, причем различного простиранья.

Некоторые результаты двухэтапного сейсмического районирования

Прошло 25 лет после публикации сеймотектонического метода сейсмического районирования [2]. Уместно подвести некоторые итоги применения его исходных положений при составлении карт с очаговыми зонами и рассмотреть оценки степени сейсмогенности таких зон, привязанных к разрывам, сделанные с помощью первого и второго приемов экстраполяции.

Каракульско-Момукская сейсмогенная зона была выделена при составлении карты сейсморайонирования Таджикистана в 1960 г. [4]. Зона обусловлена системой одноименных крутых глубинных краевых новейших разрывов (взбросов) большой амплитуды, огибающих с севера Северо-Памирское новейшее поднятие, сложенное палеозойскими породами. Ширина зоны около 10 км, длина более 1000 км.

Несмотря на большой размах четвертичных движений и большие размеры разрывов, в районах зоны были достоверно известны землетрясения только с малыми магнитудами и интенсивностью до 5–6 баллов. Однако в другой геологически сходной зоне разрывов, огибающей с юга Северо-Памирское поднятие, в 1911 г. возникло Сарезское землетрясение гиссарского типа с магнитудой около 7,0–7,5 и интенсивностью до 9 баллов.

Исходя из сказанного, в соответствии со вторым приемом экстраполяции сеймотектонического метода, в 1960 г. было опубликовано следующее заключение: в Каракульско-Момукской зоне возможны (1–2 раза за 50 лет) землетрясения гиссарского типа, т.е. с $M=7,0-7,5$. Также отмечено: "Не исключено, что, вследствие неравномерности тектонических движений, сейсмическая активность Каракульско-Момукской зоны находится во временном спаде. В какой-то срок, нам неизвестный, она может смениться периодом высокой активности, на что указывает большой размах молодых движений" [4, с. 429].

Через 14 лет после данной публикации, в Каракульско-Момукской зоне на южном склоне Заалайского хребта, севернее оз. Каракуль и восточнее дороги Ош-Хорог, 11 августа 1974 г. возникло Маркансуйское (Заалайское) землетрясение с $M=7,2$ (рис. 5)¹. Координаты его эпицентра по данным 60 станций: $39,4^{\circ}N$ и $73,8^{\circ}E$ [23], глубина гипоцентра – верхняя половина земной коры.

Серединная часть очага землетрясения находилась на глубине около 10–15 км, судя по положению гипоцентров афтершоков, определенных В.М. Лятхером и В.И. Халтуриным (устные сообщения). Очаг же простирался от района дороги Ош–Хорог к востоку вдоль висячего крыла Каракульско-Момукского разрыва, поверхность которого здесь падает к югу. Обвальные нарушения земной поверхности и образование в ледниках крупных трещин различного направления произошли, по данным В.М. Лятхера, также на висячем крыле разрыва.

Вслед за землетрясением 11 августа 1974 г. на большом отрезке Каракульско-Момукской зоны восточнее дороги Ош – Хорог произошло много повторных поверхностных толчков, которые не окончились к началу 1975 г. Сильнейшие из них с магнитудой до 6,0–6,5 произошли в пределах КНР. Такое большое количество повторных толчков характерно для землетрясений гиссарского типа. Подробнее см. в [4, с 389].

Нармада-Сонская сейсмогенная зона была установлена при составлении в 1968 г. карты сейсморайонирования западной половины Индостанского полуострова [15]. Зона обусловлена древними крутыми разрывами, активизированными в новейшее время. Ширина ее 30–40 км, длина – более 1000 км. Несмотря на геологическую однородность зоны, генерация землетрясений была зарегистрирована только в двух ее участках: центральном и северо-восточном. Максимальные из них в 1927 и 1938 гг. имели магнитуду 6,50 и 6,25, интенсивность 7 и 8 баллов.

Исходя из сказанного, в согласии с первым приемом экстраполяции в 1968 г. было сделано следующее заключение: генерация толчков возможна в будущем в различных участках зоны, в том числе в ее юго-западном отрезке. Максимальные из них будут иметь те же параметры, что и толчки 1927 и 1938 гг., в частности интенсивность 8 баллов [15]. Через два года после этой публикации в юго-западном отрезке зоны, где ранее генерация толчков какой либо силы была неизвестна, возникло в 1970 г. Броучское землетрясение с магнитудой около 5,5 и интенсивностью 7–8 баллов. При этом пострадал город Броуч (см. рис. 4) [16].

Западно-гатская сейсмогенная зона была установлена на Индостанском полуострове в 1968 г. [15]. Зона обусловлена крутыми разрывами, предполагаемыми в глубине по геологическим соображениям и некоторым сейсмическим данным. При выделении зоны в ней было достоверно известно Койнинское землетрясение 1967 г. с $M=6,3$ и интенсивностью 8 баллов.

В соответствии с первым приемом экстраполяции было сделано заключение о возможности генерации подземных толчков и в других участках зоны, максимальных с магнитудой около 6 и интенсивностью до 8 баллов [15]. Через год после публикации этого заключения в данной зоне в 1969 г. возникло Сангамешварское землетрясение с магнитудой около 4,7 в месте, где ранее какие-либо локальные толчки не отмечались. Его эпицентр был определен на 22 км южнее эпицентра Койнинского толчка. Через четыре года в этой же зоне, между эпицентрами Койнинского и Сангамешварского толчков в 1973 г. возникло землетрясение с магнитудой 5,1.

Карта сейсморайонирования Гармской области Таджикской ССР была составлена в 1948 г. и опубликована в 1949 г. [1]. На ней показаны сейсмогенные зоны, обусловленные долгоживущими разрывами, зафиксированными в природе. Степень сейсмогенности этих зон была определена с помощью первого и второго приемов экстраполяции по землетрясениям, зарегистрированным в некоторых

¹ Оригинал этой карты был опубликован в начале 1974 г. [10]; на нем не было эпицентра Маркансуйского землетрясения, произошедшего в августе 1974 г. Этот эпицентр показан на данном рисунке. Новейшие движения в зоне древних Талассо-Ферганских разрывов известны в отдельных участках, сейсмогенность – в районе землетрясения 1946 г.

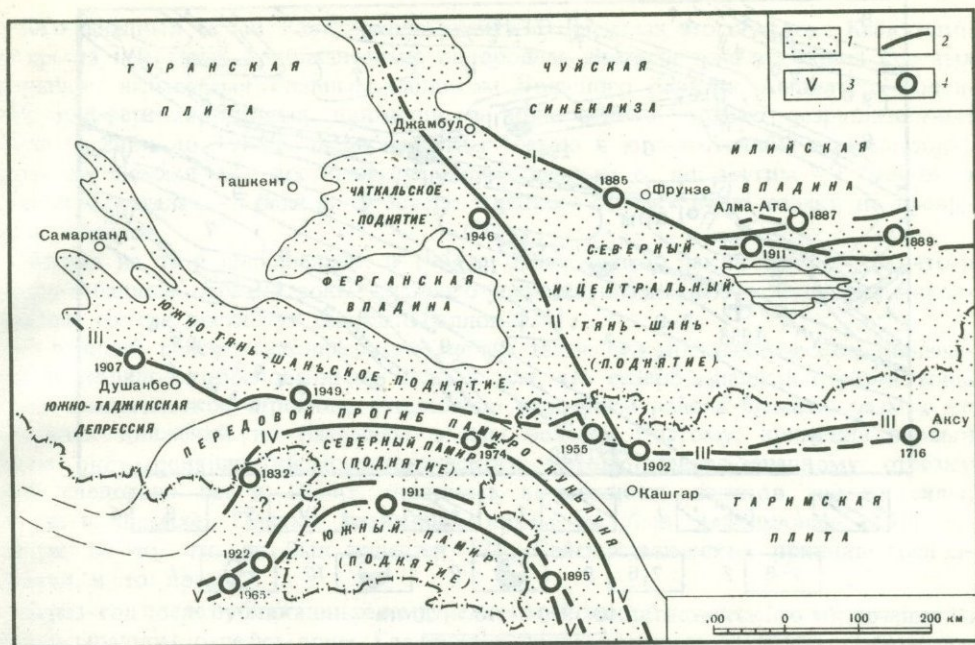


Рис. 5. Важнейшие зоны активных глубинных разломов (сейсмогенные зоны первой категории) и землетрясения, известные в Средней Азии и Казахстане с магнитудой $M \geq 7$ и более (составил И.Е. Губин, 1974 г.)

1 – новейшее поднятие; 2 – зона сейсмогенных глубинных разломов; 3 – номер зоны: I – Северо-Тяньшаньская, II – Талассо-Ферганская, III – Гиссаро-Кокшаальская, IV – Каракульско-Момукская (Дарваз-Каракульская), V – Центрально-Памирская; 4 – макросейсмический эпицентр землетрясения с магнитудой $M \geq 7$ (эпицентры 1922, 1955, 1956 и 1974 гг. приведены по инструментальным данным; эпицентр землетрясения 1832 г. определен приблизительно)

зонах. Однако требуемая ныне дифференциация зон не была достигнута, так как шкала магнитуды во время составления карты еще не была достаточно разработана и принята в СССР. Кроме того, это первый опыт составления карты сейсморайонирования с очаговыми зонами разрушительных толчков.

После публикации карты (рис. 6)¹ в обозначенных на ней сейсмогенных зонах возникло шесть землетрясений с интенсивностью от 7 до 9 (9–10) баллов. Большинство из них – в местах, где ранее генерация таких толчков была неизвестна. Сильнейшее Хаитское землетрясение 10 июля 1949 г. гиссарского типа с магнитудой около 7,5 произошло на южной окраине южного склона Гиссарского хребта в Гиссаро-Кокшаальской зоне, в том числе по Яманскому разлому. В прибрежной части северного склона хребта Петра I, в Привахшской сейсмогенной зоне произошли толчки привахшского типа, из них сильнейшее Камчиракское землетрясение 1958 г. достигло магнитуды 5,5 [4, 11] см. также [2, с. 41].

Уместно отметить, что на карте (рис. 6) предусмотрено, что в случае возникновения разрушительного толчка по Каракульско-Момукскому разрыву его эпицентральная зона расположится на южном висячем крыле данного разрыва, там же сотрясение будет сильнейшим. Так это и произошло при Маркансуйском землетрясении 1974 г., которое возникло по названному дизъюнктивному нарушению за восточной рамкой настоящей карты. Оно нами было ранее рассмотрено.

Нурекский район Таджикской ССР. В пределах названного района находится юго-западный участок Привахшской сейсмогенной зоны, показанной на карте

¹ На данной карте 1948 г. зона вероятного возникновения очагов разрушительных землетрясений названа как возможная эпицентральная зона разрушительных землетрясений. В процессе поиска другого, более короткого и лучшего, термина автор назвал такую зону в 1954 г. (рис. 2) [3] зоной очагов возможных разрушительных землетрясений, а затем, в 1960 г. – сейсмогенной [4]. Последний термин наиболее отвечает существу дела.

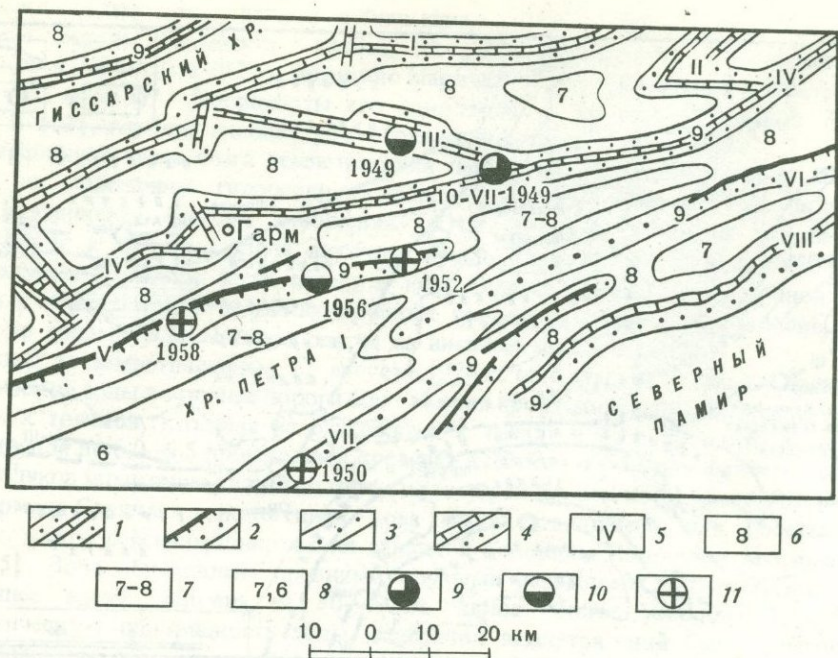


Рис. 6. Карта сейсмического районирования территории Гармской области Таджикской ССР (составил И.Е. Губин, 1948 г.)

1 — возможная эпицентральная зона, в том числе разрушительных землетрясений до 8–9 баллов; в осевой части зоны показан крутой новейший разрыв; 2 — то же, показана линия новейшего надвига; 3 — то же, новейший разрыв не показан, он предполагается в глубине, в меловой толще, собранной в складки; 4 — Каракульско-Момукский взброс, на его висячем крыле показана крапом соответствующая возможная эпицентральная зона; 5 — номер зоны; 6 — область ожидаемого распространения восьмибалльных сотрясений; 7 — то же, семи-восьмибалльных; 8 — то же, семи- и шестибалльных; 9–11 макросейсмические эпицентры толчков, происшедших после составления карты с 1949 по 1975 г.: 9 — девяти-десяти баллов; 10 — восьми; 11 — семи баллов. Примечание: дизъюнктивные нарушения, показанные на карте, установлены по геологическим данным

сейсморайонирования 1960 г. [4]. Этот юго-западный участок зоны обусловлен системой надвигов: Илякским, Обигармским, Кафдон-Каратауским, Ионахш-Сарсарьякским и Гулизинданским (рис. 7)¹. По ним возникают толчки привахшского типа, максимальные с интенсивностью 8 (8–9) баллов, средняя магнитуда около 5,5.

В 1966 и 1969 гг. в упомянутом участке Привахшской зоны по поверхности Ионахш-Сарсарьякского надвига возникло два землетрясения Байпазинское и Ну-рексское привахшского типа пяти и шести баллов. Другие землетрясения, ранее возникшие по перечисленным выше надвигам (рис. 7), были того же типа. Их плейстоценовые области находились на висячих крыльях надвигов, очаги же располагались по поверхностям надвигов, в пределах глубин заложения складок, сорванных со своего основания. Следующие сильные землетрясения в этом районе следует ожидать по надвигам преимущественно между предыдущими толчками. Например, по Ионахш-Сарсарьякскому надвигу между толчками 1966 и 1969

Примеры возникновения сильных толчков в выделенных сейсмогенных зонах, обусловленных разрывами, можно продолжить. Ниже мы остановимся на особом случае.

¹ Показанные на карте дизъюнктивные нарушения (рис. 7) установлены по геологическим данным. Срыв складчатой мезозойско-третичной толщи с фундамента, предположенный в 1960 г. [4] в районе надвигов (см. легенду 10), был в 1974 г. установлен сейсморазведкой.

Юго-западный склон Кавказского хребта. В пределах этого склона Кавказско-го хребта находится приблизительно однородная сложная зона новейших краевых разрывов, называемая Главным надвигом Большого Кавказа. Амплитуда новейших дифференцированных движений в зоне велика, однако разрушительные землетрясения до 1964 г. были известны только в юго-восточном отрезке зоны. В районе Шемахи они достигли, по одним данным 8, по другим — 9 баллов, в Нухе и Закаталах — 7 баллов. В северо-западном отрезке зоны толчки не превышали 6 баллов.

Исходя из этой информации, в 1954 г. было сделано заключение о том, что в северо-западном отрезке зоны Главного надвига возможные в будущем максимальные толчки достигнут только 6 баллов [24].

С позиций сейсмотектонического метода такое сейсмостатистическое заключение не являлось обоснованным. Дело в том, что северо-западный отрезок зоны имеет геологическое строение, сходное со строением района Шемахи, размах же новейших движений по разрывам в нем больше. Поэтому, применив первый прием экстраполяции сейсмотектонического метода, северо-западному отрезку зоны следовало бы в 1954 г. приписать возможность толчков той же силы, что и в Шемахе. Однако названный прием не был использован [24], несмотря на то, что он был известен [2]. Сейсмостатистический принцип господствовал в то время.

Через год после публикации рассмотренного сейсмостатистического заключения, в северо-западном отрезке зоны Главного надвига возникло в 1955 г. 7-балльное Краснополянское землетрясение, а через девять лет в том же отрезке зоны, юго-восточнее предыдущего толчка, в 1963 г. возникло 9-балльное Чхалтинское

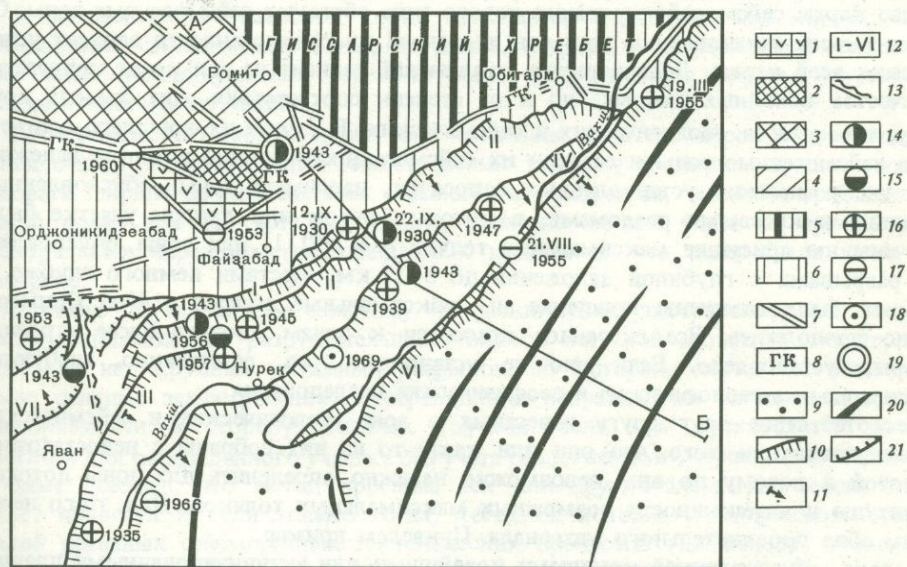


Рис. 7. Карта новейших структур и сильнейших землетрясений Файзабад-Обигармского и Нурукского районов Таджикской ССР (геологическую основу карты составил И.Е. Губин, 1941 г.

1-5 — территория палеозойской стабилизации Южного Тянь-Шаня, разбитая на блоки при новейшем поднятии, палеозойские породы; 6 — южная, менее поднятая окраина упомянутой территории, меловые и третичные толщи; 7 — крутые разрывы, разделяющие блоки в пределах поднятия; 8 — Гиссаро-Кокшаальская система крутых разрывов; 9 — территория интенсивной неоген-четвертичной складчатости, мезозойские и кайнозойские толщи; 10 — надвиг мезозой-кайнозойской толщи, сорванной с подстилающих пород; 11 — падение поверхности надвига; 12 — надвиги; I — Илякский, II — Обигармский, III — Кафдон-Каратауский, IV — Ионахский, V — Вахшский, VI — Гулизинданский; 13 — линия сдвига; 14-18 — макросейсмические эпицентры землетрясений с балльностью 8-9, 8, 6 и 5 соответственно; 19 — эпицентр Файзабадского землетрясения ($M=6,5$); 20 — ось антиклинальной складки в мезозой-кайнозойской толще; 21 — надвиги в Сантпарском тектоническом узле, меловые и третичные толщи

землетрясение. Можно полагать, что в зоне всего Главного надвига Большого Кавказа, которая является цельной сейсмогенной зоной, следующие 7- и 8-9-балльные землетрясения произойдут в большинстве в окнах между известными сильными толчками [10].

Подведем итоги. Во всех рассмотренных нами районах, для которых были составлены карты сейсморайонирования нового типа, разрушительные землетрясения возникли в установленных наиболее активных сейсмогенных зонах, обусловленных новейшими либо активизированными древними разрывами. Ширина этих зон в среднем от 10 до 25 км. Практически все происшедшие разрушительные землетрясения возникли в местах, где ранее сильные толчки были неизвестны, вследствие малого срока наблюдений; некоторые из них возникли в местах, где каские-либо локальные толчки, даже очень слабые, вообще не отмечались.

Размеры и глубины нахождения очагов происшедших землетрясений соответствовали особенностям локальных тектонических движений по разрывам. Очаги находились на поверхностях последних. Вне установленных сейсмогенных зон, привязанных к разрывам, разрушительные землетрясения не возникли.

Итак, исходные теоретические положения сеймотектонического метода [10] и его приемы оправдали себя при практическом применении за прошедшие значительные отрезки времени в регионах различного геологического строения и разной степени сейсмогенности. Это регионы: альпийской складчатости (Памир, Кавказ), активизации герцинских сооружений (Южный Тянь-Шань) и докембрийской платформы (Индостанский полуостров).

О некоторых условиях составления карты

Каркас карты сейсморайонирования нового типа образуют сейсмогенные зоны. От достоверности установления этих зон и степени их сейсмогенности зависит успех создания всей карты. Достоверность заключений зависит не только от количества и качества исходных данных, но и от степени соответствия этих данных друг другу, в частности, геологических и сейсмических. В случае их хорошего соответствия сейсмогенные зоны и степени их сейсмогенности устанавливаются надежно.

К числу надежно установленных относятся, например, зоны, обусловленные глубинными краевыми разломами, в которых в том или другом участке были отмечены им присущие максимальные толчки с $M \geq 7$ [11], или зоны, обусловленные разрывами с глубиной заложения до 8-12 км, местами немного глубже, в которых были отмечены присущие им максимальные толчки с $M=6$. Примеры можно продолжить. Все сказанное относится к зонам, геологическое строение которых установлено. Если оно не установлено, то, естественно, требуются дополнительные геологические и геофизические исследования.

Несоответствие друг другу известных в зоне геологических и сейсмических данных показатель того, что они или какие-то из них собраны с недостаточной полнотой и потому по ним невозможно надежно определить для зоны потолок магнитуды и интенсивности возможных максимальных толчков. Для этого необходим сбор дополнительного материала. Приведем пример.

В зоне, обусловленной крупными новейшими или активизированными древними разрывами, не были зафиксированы присущие таким разрывам разрушительные землетрясения соответствующей большой магнитуды [11] или ясные сейсмодислокации; зарегистрированы лишь меньшие толчки. Отсутствие данных о разрушительных толчках в этой зоне может быть обусловлено, например, малой скоростью, временным спадом скорости или прекращением тектонических движений по разрывам в течение современного этапа новейшего развития геологических структур района. После проведения специальных геолого-исторических, геоморфологических и геодезических исследований и дополнительного сбора материала о землетрясениях можно принять то или другое решение о степени сейсмогенности зоны.

В случае необходимости составить карту районирования до производства упомянутых исследований используют не прямые способы, в частности, второй прием

сеймотектонического метода, с помощью которого в изучаемую зону экстраполируется возможность генерации разрушительного толчка из аналогичной зоны того же геологического района (см. предыдущий раздел статьи, Каракульско-Момукскую зону). Если данных для экстраполяции недостаточно [11], то она не производится, и степень сейсмогенности зоны определяется формально по зарегистрированным в ней толчкам. В пояснительной записке к карте оговаривается необходимость дальнейшего изучения вопроса. Поясняются другие способы или соображения, примененные для повышения или понижения в зоне (или в ее отрезке) магнитуды и интенсивности по отношению к толчкам, зарегистрированным в каком-либо участке этой зоны. Например, повышение магнитуды по геологическим данным [11] или понижение ее исходя из экономических соображений по причине крайней редкости возможных максимальных землетрясений. Примеры прогноза величины магнитуды и интенсивности возможных максимальных толчков в различных отрезках одной зоны см. [4, с. 424–426], а также в статьях этого сборника.

Территория является практически несейсмогенной, если в ней нет зон новейших дифференцированных тектонических движений с разрывами и сведений о некоторых местных сильных толчках.

На карте желательно показывать в том или другом виде сейсмогенные зоны различных категорий, в том числе и те, в которых возникают землетрясения с небольшой магнитудой ($M=5,0-5,5$) и малой глубиной очага, в среднем до 4–6 км. Такие толчки могут достигать 8–9 баллов и разрушать населенные пункты в пределах самих зон. Селения, удаленные от такой зоны всего на несколько километров, при этом не подвергнутся разрушениям, вследствие большого затухания интенсивности на данных коротких расстояниях.

В письменном обосновании карты приводятся факты, на базе которых были установлены сейсмогенные зоны, их длина, ширина и степень сейсмогенности, в том числе индивидуальных отрезков зоны. Указываются вопросы, подлежащие дополнительному изучению.

Подчеркнем, что сейсмогенная зона — это зона наиболее вероятного возникновения очагов разрушительных землетрясений. Поэтому ее ширина должна соответствовать ширине данной системы сейсмогенных разрывов, хотя бы приближенно. Такой показ зон на карте необходим, в частности, для учета их при прогнозе спектральных характеристик ожидаемых колебаний, что ранее было нами рассмотрено.

В связи со сказанным отметим, что недопустимо экстраполировать возможность возникновения разрушительных толчков большой магнитуды на территорию, где нет крупных активных разрывов, по которым могли бы возникнуть такие сильные землетрясения. Экстраполяция неправомерна также и на графике повторяемости в сторону сильных толчков, если она производится в виде прогноза для определенного участка без учета геологического строения последнего.

Опыт показал, что метод прогноза тех или других элементов сейсмичности может привести к цели только тогда, когда он исходит из понимания особенностей реальных сейсмогенных тектонических процессов (движений), происходящих в земной коре и в ряде районов в верхней мантии. Сейсмогенные тектонические движения многообразны и по своим особенностям несходны в геологически разнородных районах. Поэтому в каждом из них для сейсморайонирования производится всестороннее изучение конкретной геологической и сейсмической обстановки различными методами, дополняющими друг друга, т.е. изучение ведется коллективно [10, с. 187]. Выясняются геологические и геофизические особенности генезиса землетрясений прошлого различных магнитуд. Только такой комплексный сеймотектонический подход, использующий совместно качественные и количественные данные лабораторий различного профиля, дает возможность разобраться во всей сложности природных условий и правильно их оценить для принятия решений.

Итак, карта сейсморайонирования нового типа составляется на базе выявляемых особенностей геологических (физических) процессов, приводящих к генера-

ции разрушительных толчков определенных магнитуд. Поэтому для успешного составления таких карт необходимо знать не только геологию и землетрясения, но и мыслить в разрезе этих знаний, т.е. комплексно, причем генетически. Последнее особенно важно.

Заключение

В данной статье продемонстрирована ведущая роль в сейсморайонировании зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений. Они должны показываться в виде каркаса карт сейсморайонирования, для них прогнозируются магнитуда и другие элементы вероятных в них толчков. Только после установления очаговых зон и степеней их сейсмогенности можно рассчитать ожидаемое распространение сотрясений определенных баллов на всей изучаемой территории. Других научных путей для этого нет.

В 1974 г. в Методических рекомендациях по сейсморайонированию Института физики Земли АН СССР, утвержденных М.А. Садовским [6], справедливо подержана идея выделения на картах сейсморайонирования зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений. В них же написано [с. 40]: "Если... геологическое строение района выяснено в необходимой мере, рекомендуется составлять макеты карт сейсморайонирования сеймотектоническим методом". Дано содержание последнего.

Все же существует мнение, что очаговые зоны якобы слишком сложно выявлять. Карты с очаговыми зонами, опубликованные в настоящем сборнике, составленные разными авторами, напротив, свидетельствуют о возможности их создания для районов различного геологического строения и разной степени сейсмогенности. Ранее изданные карты этого типа оправдали себя с течением времени, что было нами рассмотрено в этой статье.

Возможность создания карт сейсморайонирования нового типа обуславливается следующим. На территории СССР разрушительные толчки возникают в зонах новейших и активизированных древних разрывов, развитых, как правило, в земной коре, преимущественно в ее верхней половине, а во многих районах — в ее верхней части, т.е. в осадочном чехле. До этих глубин геологическое строение и зоны крупных сейсмогенных разрывов познаваемы в подавляющем числе случаев при современном развитии наук о Земле. Сказанное дает возможность районировать путем выделения сейсмогенных зон, главным образом по геологическим и геофизическим данным, и устанавливать степень сейсмогенности каждой зоны, пока еще в основном по сейсмическим данным, которые экстраполируются в зоне с учетом ее геологических особенностей [11].

Ответим также на вопрос, почему в техническом задании к нормативной карте сейсморайонирования, составляемой в 1975 г., выражена необходимость развивать сейсморайонирование путем перехода от карт с зонами балльности к картам с очаговыми зонами. Причина следующая. Нормативное районирование прошлого, основанное на сеймостатистическом принципе, в течение последних десятилетий не развивалось, оно топталось на одном месте. Какие-либо новые элементы сейсмичности, необходимые для практики, в нормативные карты с зонами балльности не вводились.

Они в них и не могли быть введены, так как их не к чему было привязывать, например, магнитуду ожидаемых сильных толчков или вероятность последних. Для их привязки нужны были зоны возможного возникновения очагов разрушительных толчков, которые, однако, на картах отсутствовали. Короче говоря, в карту с зонами балльности, тип которой был создан путем соединения зафиксированных площадей бывших сотрясений, ввести что-либо новое было невозможно. Оно шло вразрез с ее содержанием.

Вследствие сказанного нормативные карты не развивались, а лишь "уточнялись" путем изменения на них местоположения границ зон балльности в некоторых районах. Это делалось по соображениям, обычно неразъясненным на картах, неоднократно вновь издаваемых для одной и той же территории. Во многих

случаях местоположение границ зон менялось в связи с новыми разрушительными толчками, возникшими в непредусмотренных местах, т.е. там, где такие толчки до составления карты еще не были зафиксированы¹. В целом же сохранение карты старого типа в качестве нормативной тормозило развитие сейсморайонирования.

Появление на картах очаговых или сейсмогенных зон кардинально изменило положение. Произошел резкий переход от одного качества сейсморайонирования к другому, был создан другой принципиально новый тип нормативной карты — генетический — и соответственно новый метод районирования. Вместе с очаговыми зонами, которые в большинстве устанавливаются достаточно жестко по геологическим и геофизическим данным, в карты был введен прогноз многих новых элементов сейсмичности, в том числе прогноз мест (зон) наиболее вероятного возникновения разрушительных толчков, их магнитуды, глубины и размера очага, интенсивности в надочаговой области и частоты повторения толчков в зоне. При этом устанавливаются не только проявившиеся, но и потенциальные, ранее неизвестные очаги, в которых с течением времени возникают многие новые сильные землетрясения. В результате сказанного информативность карты сейсморайонирования резко возросла.

Вместе с дифференциацией сейсмогенных зон по частоте повторения возможных в них максимальных толчков в карты сейсморайонирования были автоматически введены начальные элементы прогноза временной вероятности таких событий. Например, за прошедшее время, от 10 до 25 лет в разных районах, разрушительные землетрясения возникли, как и предполагалось, в установленных наиболее активных узких сейсмогенных зонах, преимущественно в окнах между предыдущими сильными толчками. Это было нами продемонстрировано в настоящей статье, см. также [2, с. 41]. Разрушительные толчки за указанное время не возникли в менее активных сейсмогенных зонах, т.е. в тех, в которых сильные толчки возникают редко.

Отметим еще следующее. Нормативные карты сейсморайонирования старого типа составлялись, по сообщению их авторов, в масштабе 1:5 000 000, однако публиковались они в масштабе 1:10 000 000 и мельче (см. рис. 1) [9]. Критериев для масштаба таких карт не существовало. Ситуация изменилась в связи с внедрением в районирование сейсмогенных зон, имеющих весьма различные определенные размеры, зависящие от размеров исходных данных, геологических и геофизических. От детальности показа таких зон стал зависеть масштаб карты. В соответствии с этим было запроектировано составить в 1975 г. нормативную карту СССР нового типа масштаба 1:2 500 000. На ней, вследствие еще мелкого масштаба, могут быть показаны только крупные сейсмогенные зоны, а малые соседние лишь в объединенном виде.

Дальнейшее изучение различными методами сейсмогенных зон даст возможность произвести детализацию имеющихся карт нового типа и перейти на их базе к составлению карт масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000 [10]. Такие карты требуются для проведения действительно целесообразных сейсмостойких строительных мероприятий в районах с сейсмогенными зонами, особенно с очагами в верхней части земной коры.

Для создания данных карт исследовательская и составительская работа должна проводиться не от случая к случаю, как это делалось ранее, а постоянно, в специализированных сейсмотектонических лабораториях, в кооперации с другими исследованиями, данные которых необходимы для сейсморайонирования. При этом будут развиваться содержание и методика составления карт, также пути их лучшего обоснования. Итак, глубокий, постоянно развиваемый задел по новейшей

¹ Типичный пример — землетрясения 8 апреля 1976 г. ($M=7$; $I_0=8-9$) и 17 мая 1976 г. ($M=7,3$; $I_0=9$). Они возникли в Средней Азии по крупным активным разрывам в районе поселка Газли, в зоне ожидаемых землетрясений менее шести баллов, показанной на нормативной карте 1968 г. [9], т.е. в якобы сейсмически безопасной зоне, в местах, где ранее эпицентры сильных толчков не фиксировались. Другие примеры см. в [4, с. 409].

тектонике и сейсмичности необходим для создания детальных карт сейсморайонирования.

Появление карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами уже породило много тем по развитию районирования.

Темы по геологическому строению: 1) расчленение протяженных сейсмогенных зон на звенья, разделенные друг от друга изгибами зоны, поперечными разломами, кулисообразной стыковкой разрывов и другими тектоническими особенностями, могущими послужить ограничениями крупных очагов, вероятных в звеньях зоны; 2) уточнение глубин заложения активных разрывов в сейсмогенных зонах и определение толщины локальных структурных этажей (слоев), в которых возникают толчки определенных магнитуд; 3) составление глубинных геолого-геофизических профилей поперек и, где возможно, вдоль сейсмогенных зон. Список таких тем можно продолжить.

Темы по механизму сейсмогенных тектонических движений: 1) изучение очагов путем выяснения особенностей тектонических движений по разрывам в различных геологических средах и прогноз магнитуды (величины очагов) возможных максимальных толчков, присущих разрывам разных размеров и глубины заложения, также отрезкам разрывов, находящихся в определенных геологических средах; 2) создание набора эталонных сейсмогенных зон в виде ключа для прогноза магнитуды и интенсивности по геологическим и геофизическим данным; 3) составление графиков распространения сотрясений ожидаемой максимальной интенсивности в различные стороны от определенных сейсмогенных зон.

Темы по повторяемости землетрясений: 1) определение частоты повторения толчков в сейсмогенной зоне и в ее отрезках исходя из сейсмостатистики и скорости движения по разрывам; 2) установление временной вероятности возможных максимальных толчков в различных звеньях (участках) зоны, в том числе исходя из особенностей современных неравномерных тектонических движений по разрывам и миграции землетрясений. Особый раздел составят исследования по разработке методов прогноза спектральных характеристик ожидаемых колебаний на базе карт с сейсмогенными зонами. Эти же карты могут явиться базой для разработки и применения методики прогноза точного времени разрушительных землетрясений. Подробнее см. [2, с. 41–42].

Основой для работ по созданию карт сейсморайонирования нового типа являются специально для этой цели составляемые карты новейших структур и разрывов с глубинными профилями [10], а также материалы по истории геологического развития, необходимые для прогноза по ним закономерностей тектонических движений на ближайшее будущее. Правильно построенные карты сейсморайонирования нового типа отображают основные линии карт новейших структур. Работы же по составлению таких карт сейсморайонирования специфичны и в комплексе составляют новую научную дисциплину — сеймотектонику [25].

Подводя итог содержанию данной статьи, можно сказать: сейсмогенная (или очаговая) зона — это тот стержень, введение которого в 1949 г. в сейсморайонирование, в конечном итоге, не только принципиально перестроило последнее, но и открыло районированию широкий путь развития. Результаты же решения новых задач, требуемых ныне практикой, оказалось возможным показывать на карте путем их привязки к очаговым зонам.

ЛИТЕРАТУРА

1. И.Е. Губин. Землетрясения в Гармской области. — "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1949, № 8 (135).
2. И.Е. Губин. Сеймотектонический метод сейсмического районирования. — "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1950, № 13 (140).
3. И.Е. Губин. О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1954, № 3.
4. И.Е. Губин. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.

5. Землетрясения в СССР. Под ред. Е.Ф. Саваренского, И.Е. Губина и Д.А. Харина. М., Изд-во АН СССР, 1961.
6. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., 1974 (Ин-т физики Земли АН СССР).
7. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
8. Н.В. Шебалин. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., "Наука", 1974.
9. Сейсмическое районирование СССР. Под ред. С.В. Медведева. М., "Наука", 1968.
10. И.Е. Губин. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании. – В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
11. И.Е. Губин. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. – "Геотектоника", 1974, № 6.
12. А.Е. Святловский. Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области. – ДАН, 1955, 103, № 1.
13. Л.Б. Васильева. Сейсмическая кратка района Гиссарской долины. – "Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР". 1956, вып. 14.
14. В.Е. Дибров. Сейсмотектоническое районирование Сахалина. – ДАН, 1957, 113, № 4.
15. I.E. Gubin. Seismic Zoning of Indian Peninsula. – "Bull. Intern. Inst. Seismol. Earthq. Engin.", Tokyo, 1968, v. 5.
16. И.Е. Губин. Многоэлементное сейсмическое районирование на примере Индийского полуострова. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 12.
17. I.E. Gubin. Seismic zoning of the western margin of the Indian Peninsula in Maharashtra State. – UNESCO, Paris, September, 1969.
18. Г.П. Симонян. Сейсмотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба. – "Изв. АН АрмССР. Науки о Земле", 1972, № 4.
19. В.С. Хромовских, В.П. Солоненко и др. Сейсмическая опасность в районе строящейся и проектируемых ГЭС Ингурского каскада по палеосейсмическим данным. – Труды координац. совещ. по гидротехн., вып. 94. – "Энергия", Л., 1974.
20. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань). Сборник статей. Под ред. О.К. Чедия, Т.М. Сабитовой. Фрунзе, Илим, 1975.
21. В.И. Бунз, С.В. Медведев и др. Успехи и надежды сейсмического районирования СССР. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 10.
22. И.Е. Губин. Землетрясение Койна 1967 г. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1970, № 6.
23. Оперативный сейсмологический бюллетень. Обнинск, 1974, № 23. (Ин-т физики Земли АН СССР, Центр. сейсмол. обсерватория "Обнинск").
24. В.В. Белоусов. К вопросу о методах сейсмического районирования. – "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1954, № 3.
25. I.E. Gubin. Lecture Notes on Basic Problems in Seismotectonics. – Intern. Inst. Seismol. Earthq. Engin., Tokyo, Japan, 1967.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

П.С. КАРМАЗИН

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КРЫМА

Геологическое положение очагов Крымских землетрясений привлекло к себе пристальное внимание только после землетрясений 1927 г. При этом тектоническая природа землетрясений сомнений не вызывала. Сразу же была отмечена пространственная связь эпицентров с материковым склоном [1,2], отождествляемым с зоной напряжений. Уступ этого склона образован системой сбросов, отделяющих материковую отмель от глубоководной части Черного моря. По данным сбросам и возникают сильнейшие здесь землетрясения [3, 4].

В работе [5] уступ, ограничивающий с юга расширения материковой отмели, оценивается как южный край мегангклинали Горного Крыма. И только участок сужения материковой отмели между Судаком и Ялтой — более молодой элемент рельефа, где происходят в настоящее время резкие движения земной коры по надвику северо-западного падения, пересекающему поверхность морского дна в области материкового склона, с которыми связаны землетрясения. Позже в работе [6] высказывается предположение, что все очаги землетрясений, расположенные на периферии глубокой Черноморской котловины, связаны с тектоническими подвижками, происходящими в земной коре в результате расширения впадины. Проведенные в дальнейшем геофизические исследования подтвердили наличие разломов, с которыми пространственно связан материковый склон южнее Крымского полуострова [7].

Следовательно, крымские землетрясения тем или иным образом обязаны своим возникновением подвижкам по молодым разломам, с которыми пространственно и генетически связан материковый склон: "...никоим образом нельзя отрицать тектоническое происхождение, в том числе и за счет разрывных дислокаций, всего материкового склона, тянущегося вдоль Крымского побережья" [8, с.38]. Поэтому материковый склон в дальнейшем отождествляется нами с сейсмогенной зоной.

Разумеется, материковый склон, как геоморфологический элемент дна Черного моря, является только обобщенным показателем места выхода системы разломов на поверхность морского дна и ее ширины на этой поверхности. Но при современной геологической и геофизической изученности земной коры на территории Черного моря материковый склон является практически единственным элементом, позволяющим проследить интересующую нас зону разломов, т.е. сейсмогенную зону на всем ее протяжении и уловить наиболее крупные черты ее изменений на уровне дна моря. Автор отдает себе отчет в том, что приводимая ниже характеристика зоны разломов по характеру континентального склона весьма приближенная и даже условная, но как отмечалось, — единственно возможная.

Сейсмогенность зоны, отождествляемой с материковым склоном, определяется современными движениями блоков земной коры, разделяемых названной зоной.

Территория Крыма испытывает дифференцированные вертикальные движения. Со среднего плиоцена Горный Крым претерпевает поднятие, скорость которого в настоящее время достигает 4 мм/год. Более слабое поднятие испытывает Тарханкутский полуостров и район Мысовое на Керченском полуострове. В то же время Гераклейский полуостров, восточная часть Каркинитского залива, берега Сивашского озера примерно с такой же скоростью опускаются. Но особенно характерно опускание дна Черного моря. По данным [9], примерно в 15–30 км от южного берега опускание морского дна за последние 10 тыс. лет шло со скоростью 10 мм/год.

Таким образом, в настоящее время наиболее активны территории юга Крымского полуострова и прилегающей части дна Черного моря, где соседствуют большие скорости поднятия суши и опускания дна моря (рис. 1).

Верхняя граница области молодых опусканий дна моря намечается по бровке материковой отмели, а нижняя — по подножию уступа материкового склона [8]. Тем самым материковый склон в интервале контрастных движений определяет местоположение максимальных напряжений и очагов возможных максимальных землетрясений.

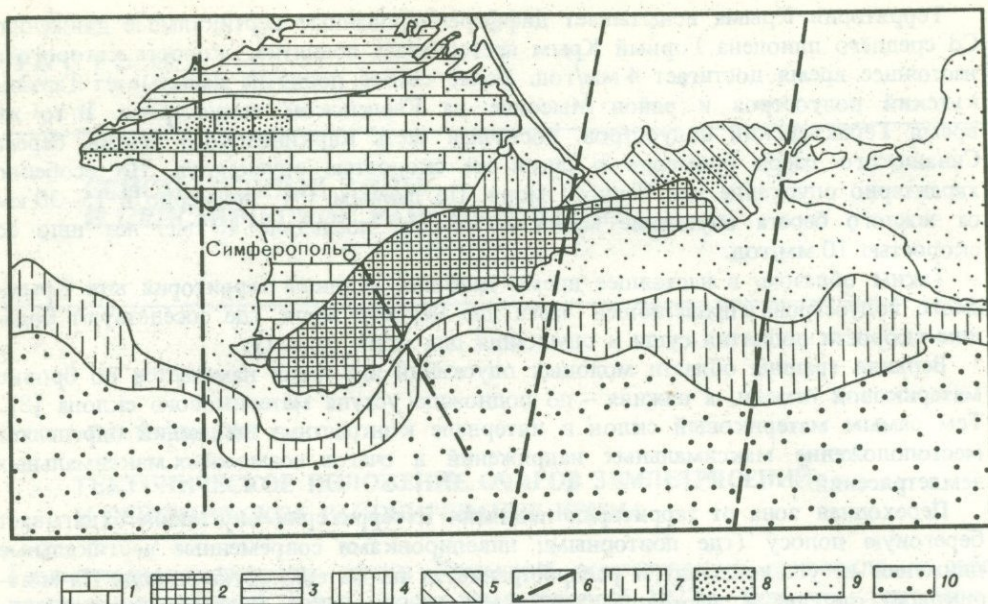
Переходная зона от территории поднятия к территории опускания охватывает береговую полосу (где повторными нивелировками современные вертикальные движения не установлены) и распространяется на материковую отмель. На материковой отмели в настоящее время, вероятно, происходит слабое опускание [5].

Вдоль гряд Крымских гор в настоящее время выделяется серия разломов [10]. Имея в виду это обстоятельство, а также продолжение крымского мегантиклинория на территорию моря и наличие эпицентров землетрясений на материковой отмели, можно не сомневаться в существовании разрывных нарушений и в пределах отмели.

Поскольку в отмеченной выше широкой переходной зоне, в том числе в материковой отмели, дифференцированные движения рассредоточены и их амплитуда невелика, то и напряжения в зоне в земной коре рассредоточены. Поэтому в ней зафиксированы очаги землетрясений с меньшей магнитудой, чем в зоне материкового склона. Иными словами, в переходной зоне, как правило, генерируются землетрясения с меньшей энергией, чем в пределах материкового склона.

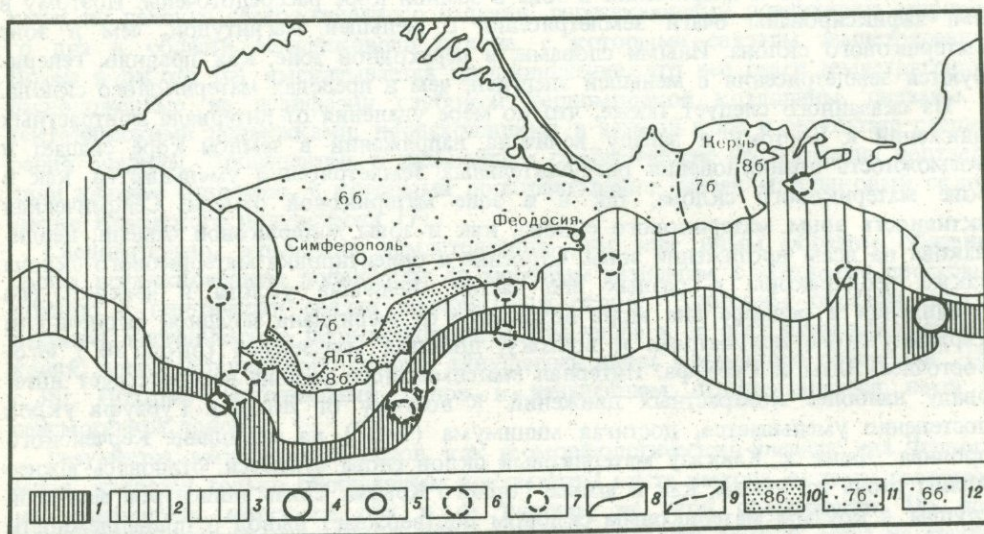
Из сказанного следует также, что по мере удаления от интервала контрастных движений к востоку и западу величина напряжений в земной коре спадает и возможность возникновения разрушительных землетрясений уменьшается как в зоне материкового склона, так и в зоне материковой отмели. Сейсмическая активность зоны материкового склона, как и зоны материковой отмели, неодинакова на всем протяжении зоны. Строение и ориентировка материкового склона также неодинаковы в разных его частях. Величина уклона и четкость его проявления в рельефе дна моря возрастают от меридиана западной оконечности Тарханкутского полуострова к востоку, достигая максимума (около 30°) юго-восточнее Ялты и Гурзуфа. Интервал максимального уклона соответствует интервалу наиболее контрастных движений. К востоку от Ялты и Гурзуфа уклон постепенно уменьшается, достигая минимума ($1-3^\circ$) на меридиане Керченского пролива. Далее к Кавказу материковый склон снова сужается, становясь южнее Анапы столь же узким, как и южнее Горного Крыма. Связь эпицентров анапской группы с крутым материковым склоном подтверждает вывод о принадлежности района Тамань — Анапа в сейсмическом отношении не к Кавказу, а к Крымскому региону [11].

Землетрясения максимальной магнитуды (6,8; 6,4; 6,1) приурочены к местам большого и максимального уклона континентального склона. На этом основании названные участки сейсмогенной зоны оцениваются как могущие генерировать землетрясения с магнитудой до 7 (рис. 2). Территория материковой отмели, расположенная севернее склона, несет эпицентры землетрясений магнитудой до 5,7. На этом основании она оценивается как зона возможных землетрясений с магнитудой до 6.



Р и с. 1. Тектоническая схема Крыма

1—3 — Скифская плита; 2 — складчатая система Горного Крыма; 3 — Причерноморский шовный грабен; 4 — Индоло-Кубанский краевой прогиб; 5 — Керченско-Таманский поперечный прогиб; 6 — глубинные разломы; 7 — материковый склон Черноморской впадины, зона контрастных дифференцированных движений, включающая системы крупных разрывов; 8 — область наиболее сильных современных поднятий; 9 — область слабых опусканий; 10 — область интенсивного опускания Черноморской впадины



Р и с. 2. Карта сейсмического районирования Крыма (составил П.С. Кармазин, 1974)

1—3 — сейсмогенные зоны возможного возникновения максимальных толчков с магнитудами M соответственно: 1 — $M=7$; 2 — $M=6,5$; 3 — $M=6$; 4, 5 — эпицентры землетрясений прошлого (инструментальные данные) с магнитудами: 4 — $M=6,1-7,0$; 5 — $M=5,1-6,0$; 6, 7 — эпицентры землетрясений прошлого (макросейсмические данные) с магнитудами: 6 — $M=6,1-7,0$; 7 — $M=5,1-6,0$; 8, 9 — сводные изосейсты: 8 — достоверные, 9 — предполагаемые; 10, 12 — повторяемость сотрясения указанного балла в зоне: 10 — один раз за 500 лет; 11 — то же, за 100 лет; 12 — то же, за 70 лет

Промежуточное положение занимают участки материкового склона между Анапой и Феодосией. Здесь, от Феодосии к востоку и от Анапы к западу, уклон материкового склона, как отмечалось, уменьшается до $1-3^\circ$. В этом интервале сейсмогенной зоны материкового склона возможны землетрясения промежуточной величины, т.е. до магнитуды 6,5. При этом следует заметить, что переход от отрезков зоны с возможной магнитудой землетрясений 7 к отрезку с магнитудой 6,5 (в соответствии с крутизной склона) постепенный, и на меридиане Керченского пролива, где уклон минимальный, максимальная магнитуда землетрясений может уменьшаться до 6. То же относится к сейсмогенной зоне континентального склона к югу от оконечности Тарханкутского полуострова: переход к отрезку ее с максимальной магнитудой землетрясений 6 к отрезку с магнитудой 6,5 постепенный.

Аналогично и поведение сейсмогенной зоны материковой отмели между Феодосией и Анапой: к меридиану Керченского пролива магнитуда землетрясений может уменьшаться до величины менее 6. Неоднородность строения сейсмогенных зон не ограничивается изложенным. Эпицентры землетрясений, как правило, объединяются в разобщенные группы. Положение эпицентров и их групп соответствует местам разрывов и групп разрывов, обновление которых сопровождалось землетрясениями. Эпицентры и их группы отображают отдельные фрагменты сейсмогенных зон.

Выделяются две группы эпицентров (Ялтинско-Алуштинская, Севастопольская) и разобщенные эпицентры юго-восточнее Судака, Феодосии, в районе Керчи.

Согласно геолого-геофизическим данным [7], Крым и его ближайшая периферия разбиты системой субмеридиональных глубинных разломов, испытавших обновление в мезо-кайнозое. К пересечению самого западного из них (Криворожско-Евпаторийского) с резким изгибом континентального склона приурочена Севастопольская группа эпицентров.

Ялтинско-Алуштинская группа эпицентров располагается на материковой отмели, континентальном склоне и у подножия континентального склона. Пространственным продолжением группы на суше является Сапиро-Октябрьский [7] или срединный [10] разлом, поперечный относительно горного сооружения. Эту группу эпицентров сопровождает, как и в случае Севастопольской группы, резкое изменение ориентировки континентального склона с северо-восточной на субширотную. Группа эпицентров, срединный разлом, резкое изменение ориентировки континентального склона разграничивают выдвинутую к югу западную половину Горного Крыма и относительно смещенную к северу его восточную половину.

К пересечению третьего глубинного разлома (Корсаксо-Феодосийского) с сейсмогенными зонами континентального склона и материковой отмели тяготеют отдельные эпицентры. Изменения ориентировки континентального склона здесь нет, но имеет место переход узких материковой отмели и континентального склона к широким их участкам.

К проходящему через Керченский пролив Ждановско-Керченскому глубинному разлому тяготеют эпицентры в районе Тамани. Следует заметить, что землетрясения в районе Анапы связываются с субмеридиональной системой разломов, пересекающихся с разломом северо-западной ориентировки [12], расположенным в зонах материкового склона и континентальной отмели.

Субмеридиональные разломы в Крыму несейсмогенны, по крайней мере, вне сопряжений их с зонами разломов континентального склона и материковой отмели, что доказывается отсутствием очагов землетрясений на суше. Землетрясения с этими разломами на территории моря связаны, вероятно, постольку, поскольку пересечение их с зонами разломов континентального склона и материковой отмели представляют собой ослабленные узлы. В ослабленных узлах напряжения, создающиеся разнонаправленными движениями Горного Крыма и дна моря, разряжаются быстрее, чем вне тектонических узлов. Эта особенность проявляется отчетливой (количество землетрясений) в том случае, если меридио-

нальный разлом пересекает область более контрастных движений блоков (Севастополь — Судак).

По мере расширения сейсмогенной зоны в плане (расширения континентального склона и материковой отмели, где напряжения в коре рассредоточены) землетрясения происходят реже и поэтому связь их с субмеридиональными разломами менее отчетлива. В этой связи необходимо заметить, что поперечные разломы в Крыму изучены недостаточно. Число их может быть значительным [13], знание же их местоположения окажет существенную помощь в прогнозировании мест будущих землетрясений.

Соотношение сейсмогенных зон с сейсмическим эффектом землетрясений на территории Крыма иллюстрируется сопоставлением их со сводными изосейстами (см. рис. 2). Последние составлены на основании изосейст разрушительных землетрясений с учетом грунтовых условий.

Сводная изосейста 8 баллов отображает соответствующие изосейсты землетрясений, в том числе 480 г. — Херсонесского, 1471 и 1927 гг. — Ялтинских. Она проведена, кроме того, по северной границе расчлененного рельефа, где развиты грубые суглинки мощностью от 8—10 до 40—50 м на южном берегу Крыма.

Сводная изосейста 7 баллов учитывает соответствующие изосейсты указанных выше землетрясений и на северо-востоке ограничивает территорию расчлененного рельефа с грунтами, представленными грубыми суглинками мощностью до 50 м, включающую г. Феодосию. К 6-балльной зоне отнесена территория по изосейсте землетрясения 1927 г.

Территория Керченского полуострова отнесена к зоне 8 баллов на основании сведений о разрушительном землетрясении \approx 64—63 гг. до н.э., в результате которого были разрушены города Пантикапей (Керчь), Фанагория (Тамань) и которое оценивается в 8 баллов. Оно связывается с зоной разломов и поперечного поднятия Западного Кавказа [12]. Подобно другим землетрясениям района Тамань—Анапа оно может быть связано как с сейсмогенной зоной материковой отмели или материкового склона, о чем шла речь выше, так и с поперечной зоной. В работе [12] отмечалась возможная связь зоны поперечных разломов с Крымской эпицентральной областью. Структурное положение очагов в районе Тамань—Анапы двойственно. Этим объясняется проявление в зоне материковой отмели или вблизи нее (местоположение известно с ошибкой $\pm 0,5^\circ$) землетрясения 64—63 гг. до н.э. с магнитудой более 6, тогда как для зоны материковой отмели характерны магнитуды до 6, а на меридиане Керченского пролива еще меньшие. Поэтому изосейсты землетрясения 64—63 гг. до н.э. могут лишь отчасти иллюстрировать соотношение сейсмических эффектов землетрясений на суше и сейсмогенных зон материковой отмели и склона.

С учетом сделанного замечания на Керченском полуострове показываются изосейсты 7 и 8 баллов, причем не являющиеся продолжением изосейст остальной части Крыма. Местоположение их определено неточно в связи со скудностью фактического материала.

Сопоставление сводных изосейст Крыма (без Керченского полуострова) и сейсмогенных зон показывает подобие их конфигурации. Очертания изосейст 7, 8 баллов подобны очертаниям сейсмогенной зоны материкового склона (см. рис. 2). Подобие их очертаний естественно: изосейсты фиксируют границу распространения сотрясений данной интенсивности при землетрясениях максимальной энергии в данной сейсмогенной зоне. Сейсмогенную зону можно уподобить непрерывной цепочке очагов одинаковой максимальной энергии. Огибающая изосейста определенной балльности всех возможных землетрясений повторит конфигурацию сейсмогенной зоны. На этом принципе основан сеймотектонический метод районирования [14].

Частота повторений землетрясений определенной энергии (для суши — интенсивность) вследствие малочисленных данных определяется только приближенно [15]. Для зоны 8 баллов она подсчитана по Ялте, где равна 500 годам. Для зоны 7 баллов повторяемость составляет по Севастополю, Ялте, Алуште, Феодосии соответственно 150, 75, 75, 150 лет. Повторяемость сотрясений в 6 баллов

относительно точно подсчитана для Ялты, Алушты, Феодосии (через 22, 27, 22 года) и приближенно для Севастополя и Симферополя (22 и 70 лет). При этом ошибка, установленная сравнением с расчетной сотрясаемостью в Ялте для зоны 8 баллов, колеблется от 20 до 260%, для зоны 7 баллов — от 20 до 200% и более, для зоны 6 баллов — от 9 до 70%. Таким образом, ошибки в повторяемости землетрясений интенсивностью 7 и 8 баллов превышают определяемую величину до двух и более раз.

Учитывая принадлежность всех очагов Южного берега Крыма к единой сейсмогенной зоне, каждой из зон балльности придается единое среднее значение повторяемости землетрясений, а именно для зоны 8 баллов — 500 лет, 7 баллов — 100 лет, 6 баллов — 70 лет. При этом имеется в виду, во-первых, что землетрясение данной интенсивности может произойти в любой точке зоны в течение указанных интервалов времени, начало отсчета которых не известно. Во-вторых, в зонах 7 и 8 баллов частота 6-балльных землетрясений — 25 лет, в зоне 8 баллов частота семибалльных землетрясений — 100 лет при колебаниях от 75 до 150 лет. Для Керченского п-ва данные по сотрясаемости не приводятся, так как материала недостаточно.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Е.Ф. Скворцов*. Некоторые результаты экспедиции по исследованию грунта Черного моря в связи с землетрясением. — В сб.: Черноморские землетрясения и судьбы Крыма. Симферополь, Крымгосиздат, 1928.
2. *А. Полумб*. Очерк крымских землетрясений. Симферополь, Крымгосиздат, 1933.
3. *Д.И. Мушкетов*. Сейсмичность Крыма. Симферополь, Крымгосиздат, 1933.
4. *А.Д. Архангельский*. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1929, 7, № 1–2.
5. *М.В. Муратов*. Тектоника СССР. т. II. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
6. *А.Я. Левицкая, М.В. Муратов*. О связи сейсмичности с тектонической структурой Черноморской впадины и окружающих ее областей. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1959, № 4.
7. *А.В. Чекунов*. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.
8. *В.П. Гончаров, Ю.П. Непрочнов, А.Ф. Непрочнова*. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., "Наука", 1972.
9. *В.И. Бабак*. Очерк неотектоники Крыма. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1959, № 4.
10. *Е.В. Львова*. Неотектонические движения и формирование берегов Крыма. — В сб.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, "Наукова думка", 1972.
11. *Н.В. Шебалин*. К оценке максимальной сейсмической опасности Крымско-Таманского региона. — В сб.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, "Наукова думка", 1972.
12. *И.В. Ананьин*. Сейсмичность Западного Кавказа, восточной части Черного моря и связь ее с внутренним строением земной коры. — В сб.: Строение Черноморской впадины. М., "Наука", 1966.
13. *А.И. Шалимов*. Новая тектоническая схема Крыма и связь складчатых сооружений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа. — В сб.: Строение Черноморской впадины. М., "Наука", 1966.
14. *И.Е. Губин*. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании СССР. — В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
15. *А.Г. Каменобродский*. Уточнение карты сотрясаемости Крыма. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 6.

Р.А. АГАМИРЗОВЕВ

К СЕЙСМИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ АЗЕРБАЙДЖАНА

При сейсмическом районировании главной задачей является обоснованное выделение сейсмогенных зон, их классификация и определение степени сейсмической активности [1, 2]. Выделение сейсмогенных зон — сложная задача, требующая подробного анализа закономерностей сейсмических проявлений и тектоники региона.

Опыт показал [3], что простое сопоставление сейсмических карт (карт эпицентров или их плотности, изосейст землетрясений, сейсмической активности по A_{10} , удельной сейсмической мощности) с геологическими картами (структурной, неотектонической) и картами геофизических полей не дает возможности уверенно выделить сейсмогенные зоны.

В связи с этим для установления сейсмогенных зон (разрывов и структур, обуславливающих их сейсмическую активность) были проанализированы инструментальные, а также макросейсмические данные о землетрясениях прошлого на территории Азербайджана за последние столетия [4–8], уточнены и составлены карты изосейст крупных сейсм. По формулам С.В. Медведева [9] и Н.В. Шебалина [10] рассчитаны затухание, глубины и размеры очагов сильных землетрясений. Затем составлены геологические и литофациальные профили через очаговые области землетрясений. В результате удалось установить фокальные механизмы и реологические свойства пород в очагах, увязать очаговые области с особенностями геологического строения и выявить сейсмогенетические признаки сейсмогенных разрывов [11, 12].

Произведенный таким образом комплексный анализ сейсмического и геологического материала показал, что землетрясения Азербайджана обусловлены тектоническими движениями по краевым и межглыбовым разрывам альпийского орогена, расчлененным на индивидуальные отрезки поперечными разломами, а также движениями по активизированным древним разрывам (рис. 1). Вследствие сказанного данные дизъюнктивные нарушения и их отрезки были взяты в основу установленных нами сейсмогенных зон.

Вышеупомянутый анализ показал, что магнитуда землетрясения находится в прямой зависимости от жесткости (модуль упругости более $(5-10) \cdot 10^{-4}$ кгс/см²) и толщины слоя пород в очаговой области (равной половине вертикальной составляющей очага), затем от протяженности однородного отрезка разрыва, глубины его заложения, а также от плотности и мощности перекрывающих разрыв отложений.

Отрезки сейсмогенных разрывов с малыми амплитудами смещений, в том числе горизонтальных, выведенные на дневную поверхность, отличаются слабой сейсмичностью: они генерируют землетрясения с небольшой магнитудой, до $M=3-4$. В областях развития слабо уплотненных пород, в том числе в пластических толщах, собранных в складки, активные разрывы практически не генерируют землетрясения.

Отмеченные выше общие закономерности, характерные для сейсмогенных разрывов и структур территории Азербайджана, являются важным критерием для оценки степени сейсмогенности их индивидуальных отрезков. Ниже приводится краткая характеристика сейсмогенных зон Азербайджана, считая с севера к югу (рис. 2). Номера зон на рис. 2 соответствуют нумерации зон в тексте, изложенной ниже.

1. Каспийская сейсмогенная зона протягивается в почти долготном направлении в виде полосы в пределах западной акватории Каспийского моря на расстоянии 30 км, местами 50–60 км от береговой линии. Севернее береговой линии Апшеронского п-ва, на меридиане г. Баку, Каспийская сейсмогенная зона, плавно изгибаясь к востоку, продолжается в субширотном направлении поперек Каспийского моря до г. Красноводска. Затем она прослеживается в пределах Туркмении. В своей северной части рассматриваемая зона в районе г. Махачкала также меняет свое простирание с долготного на широтное и протягивается к западу в пределах Предкавказья. Максимальные землетрясения в зоне имели магнитуду 6,5–7,5. Они зафиксированы вблизи городов: Красноводск, Буйнакск, в Дербентской впадине, а также на меридиане г. Баку, в 40–50 км от береговой линии. В летописях имеются упоминания о цунами на побережье Каспийского моря [5]. К числу землетрясений, вероятно, возникших в Каспийской сейсмогенной зоне, относятся толчки, зафиксированные в следующие годы: 957, 1812, 1828, 1830, 1840, 1842, 1846, 1848, 1850, 1851, 1852, 1853, 1854, 1855, 1857, 1858, 1860, 1861, 1862, 1863, 1868, 1881, 1889, 1895, 1911 и 1935. Землетрясением с очагом

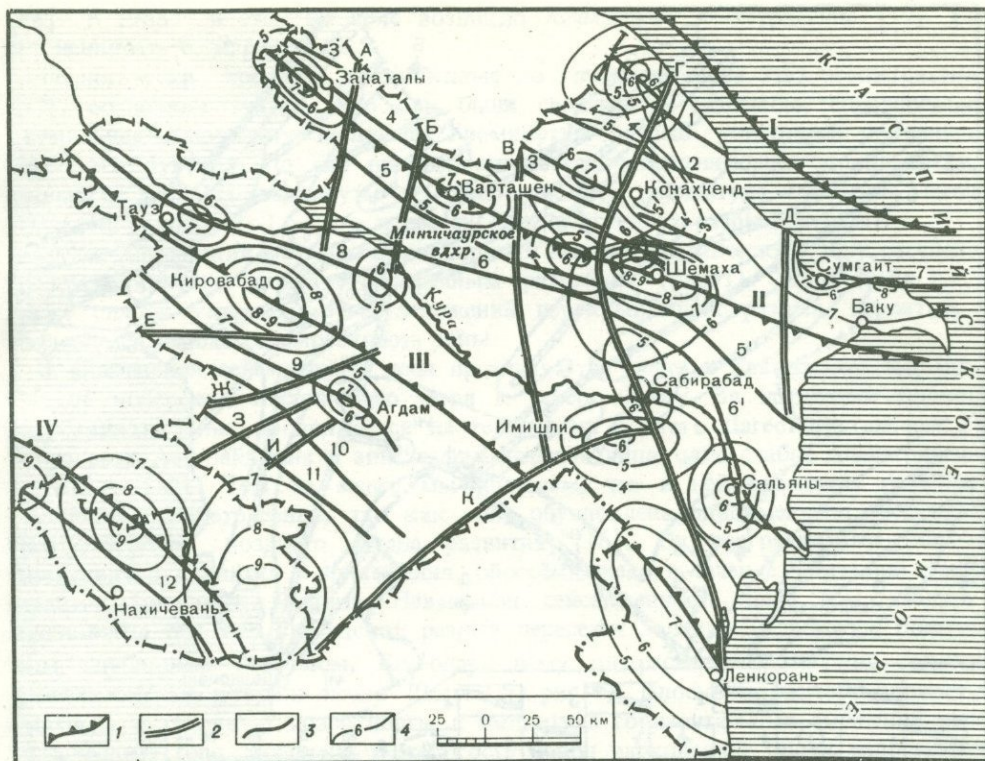


Рис. 1. Карта новейших и активизированных древних разрывов и землетрясений территории Азербайджана

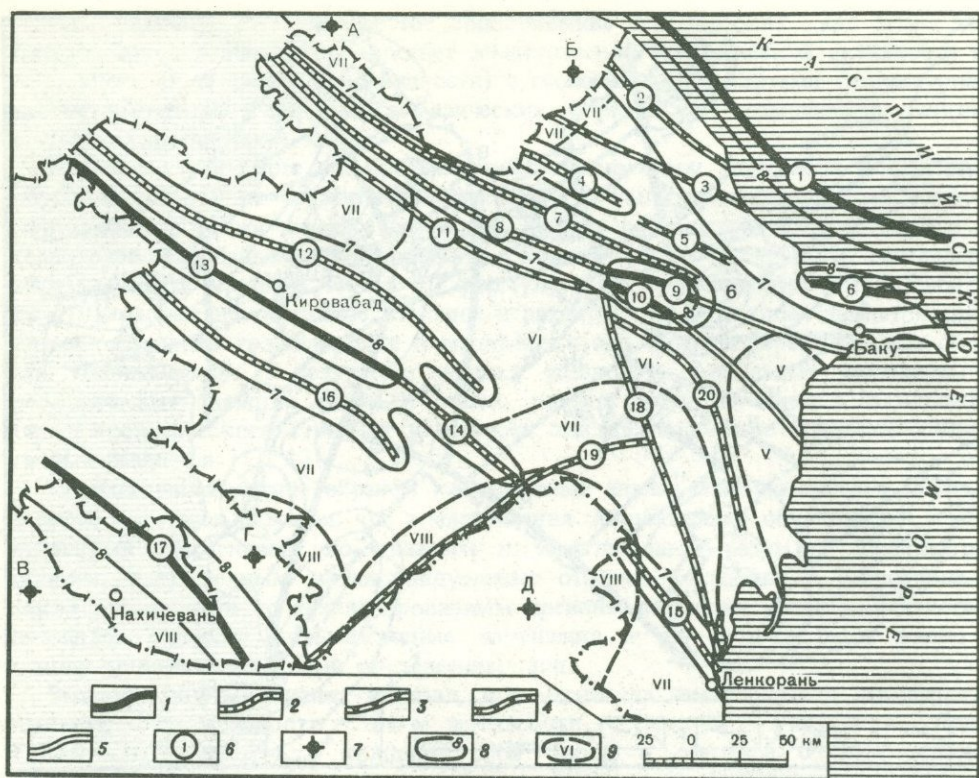
1 – краевой глубинный разлом (зубцы указывают направление падения его поверхности); 2 – разлом поперечный к структуре Кавказа; 3 – межглыбовый разлом; 4 – изосейста землетрясения указанного балла.

Глубинные разломы: I – Махачкалинско-Красноводский; II – Вандамский; III – Предмахокавказский; IV – Анкаван-Сюникский. Поперечные разломы: А – Закатало-Шамхорский; Б – Шеки-Евлахский; В – Куткашен-Чыхырлинский; Г – Западно-Каспийский; Д – Яшминский; Е – Ханлар-Хачбулагский; Ж – Мровдаг-Зодский; З – Тергерский; И – Хачинчайский; К – Нижне-Араксинский. Межглыбовые разломы: 1 – Худат-Хачмасский; 2 – Сиазанский; 3 – Главнокавказский; 4 – Кайнарско-Зангинский; 5 – Северо-Аджинаурский; 5' – Аджичай-Алятский; 6 – Южно-Аджинаурский, 6' – Восточно-Куринский; 7 – Маштагинский (Северо-Апшеронский); 8 – Куринский; 9 – Мровдагский; 10 – Карабахский; 11 – Башлыбельский; 12 – Нахичеваньский

в Каспийском море была разрушена Дербентская крепость. С 1938 по 1972 г. отмечено около 20 толчков, возникших в районе рассматриваемой зоны.

Итак, сейсмическая активность Каспийской сейсмогенной зоны характеризуется большой частотой повторения землетрясений с высоким энергетическим классом (см. таблицу). К сожалению, о многих землетрясениях, возникших в этой зоне, подробных данных нет. Детально были обследованы в прибрежных районах последствия только двух землетрясений – 1961 и 1963 гг. [13, 14]. Судя по результатам этих обследований, в участке зоны, расположенном в Каспийском море на меридиане г. Баку, возможны землетрясения с $M=6$. Их интенсивность на побережье достигает 7 баллов (см. рис. 1).

Каспийская сейсмогенная зона, как можно полагать, обусловлена Махачкалинско-Красноводским глубинным разломом, который устанавливается по депрессии силы тяжести [15] и по уступу, отделяющему Среднекаспийский свод эпигерцинской платформы от Южно-Каспийской впадины. Амплитуда разлома, судя по смещению поверхности Мохо и кристаллического фундамента, местами превышает 15 км [15, 16]. Гипоцентры землетрясений в Каспийской сейсмогенной зоне



Р и с. 2. Карта сейсмического районирования территории Азербайджанской ССР

1 – сейсмогенная зона, обусловленная сегментом краевого разлома протяженностью около 100 км и более, генерируются землетрясения, максимальные с интенсивностью $I_0 = 8-9$ баллов и магнитудой $M=5,5-6,5$; 2 – то же, обусловленная сегментом краевого или межглыбового разлома протяженностью 50–70 км, генерируются землетрясения, максимальные с $I_0 = 7$ баллов, $M=4,5$; 3 – то же, обусловленная сегментом межглыбового разлома, генерируются землетрясения, максимальные с $I_0 = 6$ баллов, $M=3,5-4,0$; 4 – то же, обусловленная древним активизированным разломом, поперечным к структуре Кавказа, генерируются землетрясения, максимальные, с $I_0 = 6$ баллов, $M=4-5$; 5 – несейсмогенный участок разлома; 6 – номер сейсмогенной зоны; 7 – эпицентр разрушительного землетрясения ($M=6-7$), возникшего вне территории Азербайджана: А – Дагестанского; Б – Касумкентского; В – Араратского; Г – Зангезурского; Д – Ардебильского; 8 – изолиния балльности ожидаемого максимального распространения сотрясений от сейсмогенной зоны; 9 – то же, от возможных повторных толчков в районе эпицентров А, Б, В, Г, Д

Сейсмогенные зоны: 1 – Каспийская; 2 – Худат-Хачмасская; 3 – Сиазанская; 4 – Куруш-Конахкендская; 5 – Восточно-Конахкендская; 6 – Северо-Апшеронская; 7 – Зангинская; 8 – Вандамская; 9 – Шемаха-Вандамская; 10 – Шемаха-Аджичайская; 11 – Северо-Аджинаурская; 12 – Куринская; 13 – Гекгель-Предмалокавказская; 14 – Восточно-Предмалокавказская; 15 – Талыш-Предмалокавказская; 16 – Агдам-Мрвдагская; 17 – Северо-Нахичеваньская; 18 – Нижне-Куринская; 19 – Приараксинская; 20 – Восточно-Куринская

установлены в кристаллическом фундаменте (см. таблицу), скорость головных продольных сейсмических волн равна 6–7 км/сек.

2. Худат-Хачмасская сейсмогенная зона протягивается по Прикаспийской низменности параллельно береговой линии через города Худат и Хачмас (см. рис. 2). На северо-западе зона сливается с Самурской сейсмогенной зоной Южного Дагестана. На юго-востоке, несколько севернее г. Дивичи, она достигает береговой линии Каспийского моря. Ее продолжение в море пока не установлено. В районе этой зоны известны сотрясения с интенсивностью в 5–6 баллов, происшедшие в 1897, 1913, 1930, 1931 гг. [17]. Однако нет уверенности, что они возникли в Худат-Хачмасской зоне, а не в Каспийской сейсмогенной зоне. В 1963 г. в Худат-Хачмасской зоне возникло землетрясение с магнитудой $M=3,4$ и интенсивностью 5–6 баллов (см. рис. 1). В центре его плейстосейстовой области – г. Худат

[18]. В 1968 г. в этой же зоне возникло Хачмасское землетрясение [19]. Его интенсивность 6, магнитуда 3,5.

Геологические профили, составленные до глубины очагов этих землетрясений [12], позволяют считать, что они были связаны с разрывом, осложнившим Ялама-Худат-Хачмасское поднятие. Упомянутый разрыв установлен по данным глубокого бурения. По его поверхности песчано-известняковые породы нижне-мелового возраста надвинуты к северо-востоку, амплитуда смещения около 500 м. На глубине 1–1,5 км в палеогеновых отложениях разрыв затухает.

Худат-Хачмасский разрыв, обусловивший данную сейсмическую зону, расчленен на два коротких сегмента поперечным разломом (рис. 1). Этим (табл.), а также слабой уплотненностью отложений перекрывающих разрыв, вероятно, и объясняется слабая сейсмогенность зоны.

3. Сиазанская сейсмогенная зона протягивается почти в Кавказском направлении от побережья Каспийского моря к северо-западу. За пределами границы Азербайджана зона продолжается на территории Южного Дагестана (см. рис. 2). В предалах Азербайджана в зоне зафиксировано лишь одно слабое землетрясение в 1970 г. [12]. Тем не менее мы полагаем, что в ней возможна генерация 6-балльных землетрясений, так как зона обусловлена одноименным межглыбовым разрывом позднего этапа развития [16]. Он разграничивает области интенсивного поднятия и прогибания, обособившиеся в течение орогенной стадии развития Большого Кавказа. Невысокая сейсмогенность зоны (см. таблицу) обусловлена тем, что Сиазанский разрыв пересечен Западно-Каспийским поперечным глубинным разломом, благодаря чему он распадается на два сегмента протяженностью каждый около 70 км (см. рис. 1). Плоскость разлома полностью выведена на дневную поверхность, а амплитуда горизонтальных смещений невелика. Кроме того, мощность и жесткость пород нарушенной толщи недостаточна для генерации толчков большой магнитуды.

4. Куруш-Конахкендская сейсмогенная зона протягивается в общекавказском направлении вдоль северного крыла центрального антиклинария Большого Кавказа, на отрезке между г. Конахкенд и горой Шахдаг (рис. 1, 2). В зоне известно два 7-балльных землетрясения: 1840 г. [17] и 1971 г. Последнее, имевшее $M=5$, было изучено на месте. Пространственное положение площади его первой изосейсты (см. рис. 1) и геологический профиль, составленный поперек очаговой области, позволили установить, что землетрясение было связано с разрывом, нарушающим Куруш-Конахкендскую систему складок [12]. Разрыв в районе землетрясения погребен под 1,5–2,0-километровой толщей титонских известняков, выполнивших Шахдагский наложенный прогиб.

Рассматриваемый разрыв по типу является межглыбовым, ограничивающим северную ступень Центрального антиклинария Кавказа [20]. Нарушенная им толща представлена жесткими карбонатными образованиями и сланцами юрского возраста, ее мощность около 3–4 км. Протяженность разрыва 50–60 км, на востоке и на западе он ограничен поперечными разломами (рис. 1).

5. Восточно-Конахкендская сейсмогенная зона протягивается в общекавказском направлении восточнее Западно-Каспийского поперечного разлома (см. рис. 1). Зона слабо сейсмогенна, лишь в 1966 г. в ней возникло 6-балльное землетрясение с магнитудой 4 [21, 22]. Геологический профиль, составленный поперек очаговой зоны, позволил установить [12], что землетрясение связано с разрывом, осложнившим складки альпийского возраста, которые являются юго-восточным продолжением Куруш-Конахкендских складок. Однако здесь другая литофация толщ в очаговой зоне. Доминирующую роль имеют пластичные и слабоуплотненные породы, в которых большие скачкообразные тектонические движения, генерирующие сильные толчки, не происходят.

6. Северо-Апшеронская сейсмогенная зона протягивается вдоль северной окраины Апшеронского полуострова (см. рис. 2). В ней известно землетрясение интенсивностью 8 баллов, возникшее в 1842 г. (рис. 1). За последние 10–15 лет произошло несколько землетрясений, два из которых – Сумгаитское 1959 г. и Маштаги-Нардаранское 1961 г. достигали 7 баллов при магнитуде 4–5 [18].

Сейсмические параметры сейсмогенных зон

Номера зон	Интенсивность землетрясения		Удельная сейсмическая мощность E , эрг/см ³ .сек	Сейсмическая активность по A_{10}	Угловой коэффициент графиков повторяемости γ
	магнитуда M	балл I_0			
1	6,0	8	17 000	1,0	0,39
6	5,5	8	250	1,0	0,57
9,10	6,0–6,5	8	50 000	1,2	0,65
13, 17	6–7	8	25 000	1,1	0,53
12, 14, 15, 16	5,0–5,5	7	1 000	0,7	0,51
4,7,8	4–5	7	2 000	0,8	0,64
2,3,5,11	3,5–4,0	6	100	0,8	0,62
18, 19, 20а	4–5	6	400	0,6	0,47

Повторяемость сильных землетрясений в зоне невысокая (табл.), толчки же в 5–6 баллов с магнитудой 3,5–4,5 наблюдаются часто. Система разрывов, которая обусловила данную сейсмогенную зону, протягивается более чем на 100 км от Яшминской флексуры до Каспийского моря, в котором ее продолжение усматривается в поднятии Апшеронского архипелага. Структурный анализ позволил рассматривать упомянутую систему разрывов как продолжение хорошо известного Главного Кавказского разлома [12].

Итак, сейсмостатические и тектонические данные дают основание полагать, что Северо-Апшеронская сейсмогенная зона характеризуется максимальными толчками с интенсивностью 8 баллов. Период их повторяемости приведен в таблице.

7. **Зангинская сейсмогенная зона** протягивается в общекавказском направлении по высокогорной части южного склона Большого Кавказа, от Шемахинского района почти до границы с Грузией (см. рис. 2). Сейсмические проявления в зоне известны лишь в последние 20 лет. Ранее сотрясения, происходившие в Зангинской зоне, считали приходящими из очагов шемахинских подземных толчков. Лишь в 1952–1953 гг., при детальном сейсмологических экспедиционных исследованиях, были обнаружены очаги слабых землетрясений, расположенные в 25 км северо-западнее г. Шемахи на перевале Мыхтенян (см. рис. 1). 7-балльное землетрясение ($M=4$) возникло в зоне в 1954 г. [23]. В 1965 и 1970 гг. в районе перевала Мыхтенян произошло несколько 6-балльных и одно 7-балльное землетрясение [24]. В зоне западнее упомянутого перевала, по данным экспедиционных сейсмологических исследований, расположены эпицентры слабых толчков. Перечисленные землетрясения, как и собственно Зангинская сейсмогенная зона, обусловлены системой Кайнарско-Зангинских разрывов, которая протягивается от района г. Шемаха до западной границы республики [12].

Кайнарско-Зангинская система межглыбовых разрывов разделяет фациально-тектонические зоны Большого Кавказа: карбонатно-флишевый Закатало-Ковдагский синклиний и вулканогенный Кахетино-Вандамский антиклинорий [16]. Разрывы выходят на дневную поверхность и имеют крутое падение. Восточнее Западно-Каспийского разлома разрывы трансформируются в надвиги и покровы. Ранее отмеченные нами землетрясения силой 6 и 7 баллов возникли в этом районе.

Мы полагаем, что в пределах всей данной сейсмогенной зоны толчки сильнее 7 баллов не могут возникнуть, так как система разрывов, обуславливающая зону, расчленена поперечными разломами на сегменты длиной не более 50–60 км (см. рис. 1).

8. **Вандамская сейсмогенная зона** обусловлена системой одноименных разрывов и протягивается в общекавказском направлении к западу от Западно-Каспийского поперечного разлома до границы республики (см. рис. 2). Известные в ней максимальные землетрясения достигали 7 баллов при магнитуде 4,0–4,5. Они зафиксированы в Закатальском [6], Варташенском [18, 25] и Исмайллинском [26]

Повторяемость землетрясений t , лет	Глубина очага h , км	Размеры очага, км		Спадание балльности от центра зоны Δ км		
		по горизонтали L_x , макс	по вертикали L_z , макс	8	7	6
60	40–50	25	10	20	50	65
400	5–10	11	7	3	10	15
50	10	25	10	5	15	30
1000	10–15			15	25	50
200	10–15	11	7	–	8	18
50	5	5	5	–	5	12
300	0–5	2	3	–	–	5
100	15–25	5	5	–	–	8

районах. Очаги этих толчков были связаны с ранее упомянутой системой Вандамских разрывов. Последние отделяют орогенное сооружение Большого Кавказа от области длительного прогибания Куринской впадины.

Разрывы нарушают жесткие вулканогенные породы. В ряде районов разрывы погребены под грубообломочными галечниковыми образованиями четвертичного возраста Алазано-Агричайской межгорной впадины. Относительно невысокую для этой зоны магнитуду и интенсивность землетрясений (до 7 баллов) можно объяснить небольшой мощностью и слабой уплотненностью ее отдельных сейсмогенерирующих сегментов (см. рис. 1).

9. Шемаха-Вандамская сейсмогенная зона имеет длину около 120 км и вытянута к востоку в общекавказском направлении от Западно-Каспийского поперечного разлома. Расположена она в 10 км севернее г. Шемахи (см. рис. 1,2). Зона отличается высокой сейсмогенностью. В течение последних 100 лет с 1869 по 1970 г. в ней возникло три разрушительных землетрясения 8 и 8–9 баллов, а также несколько 6- и 7-балльных толчков, в том числе в 1926, 1960, 1970 и 1972 гг.

Шемаха-Вандамская сейсмогенная зона обусловлена системой разрывов, являющихся восточным продолжением Вандамских дизъюнктивных нарушений, причем также нарушающих вулканогенные породы. Однако магнитуда возникших здесь землетрясений выше, чем в предыдущей зоне. Это, вероятно, обусловлено большой протяженностью, в 100–120 км, сейсмогенерирующего сегмента разрыва, принимающего участие в подготовке землетрясения, а также большой мощностью до 3–4 км и плотностью отложений, местами перекрывающих разрывы. Перекрывающие отложения представлены глинистыми образованиями третичного возраста мощностью 2,0–2,5 км, которые со своей стороны перекрыты крупными пластинами тектонических покровов толщиной 1,5–2,0 км из карбонатных верхнемеловых пород.

Восточнее района г. Шемахи, уже вне рассмотренной сейсмогенной зоны система Вандамских разрывов уходит в пределы Кобыстанской грязевулканической области, в строении которой принимают участие пластичные толщи (терригенный флиш). В них по разрывам не происходят резкие тектонические движения, генерирующие сильные толчки.

10. Шемаха-Аджичайская сейсмогенная зона протягивается параллельно предыдущей зоне на расстоянии 40–50 км, считая к востоку от Западно-Каспийского разлома (см. рис. 2). Разрушительные землетрясения с интенсивностью 8–9 баллов и $M=6,0$ – $6,5$ возникли в зоне в 1828 и 1859 гг. [27]. Макросейсмические данные этих и меньших толчков показывают, что они были связаны с Аджичай-Алятской системой глубинных разломов [12].

В пределах данной Шемаха-Аджичайской сейсмогенной зоны упомянутые разрывы нарушают плотные вулканогенные и карбонатные толщи. Это обусловило возникновение в зоне землетрясений с магнитудой 6,0–6,5. Такие землетрясения возможны и в будущем.

Аджичай-Алятская система разломов, простираясь к востоку от рассмотренной выше сейсмогенной зоны, достигает Каспийского моря [28]. На данном участке разрывы нарушают мощную толщу пластических пород и область грязевого вулканизма. Поэтому здесь сильные толчки не происходят.

11. Северо-Аджидаурская сейсмогенная зона протягивается в общекавказском направлении к западу от Шамахинской эпицентральной зоны до республиканской границы (см. рис. 2). Разрушительные землетрясения в зоне не зафиксированы. Известно землетрясение 1968 г. ($M=4$, интенсивность 5–6) [26]. Установлены эпицентры толчков с $M=3-4$. Зона обусловлена тремя разрывами: Камыканским, Арчандагским и Амированским, которые по простиранию кулисообразно замещают друг друга. В целом они служат западным продолжением системы нарушений Аджичай-Алятского разлома.

Перечисленные выше три разрыва выходят на земную поверхность, амплитуда горизонтального смещения по ним невелика [29, 30]. Протяженность каждого из них не превышает 50–60 км. Ими нарушены новейшие складки, в строении которых принимают участие слабо уплотненные песчано-глинистые и галечниковые толщи. Таким образом, здесь нет условий для генерации толчков средней или большой магнитуды. Возможны толчки с M до 3,5–4,0 и с интенсивностью I_0 до 6.

12. Куринская сейсмогенная зона протягивается в субширотном направлении, вдоль оси Куринской впадины. В ее пределах зафиксировано только два землетрясения с интенсивностью 7 и 6 баллов, возникших недавно в районе городов Тауз и Евлах. Зона обусловлена межглыбовым Куринским разломом, погребенным на небольшой глубине и перекрытым аллювием и деловием. Отдельные его сегменты протяженностью 50–60 км расположены в области длительного погружения. Активность этого разлома, вероятно, крайне мала (см. таблицу).

13. Гекгель-Предмалокавказская сейсмогенная зона протягивается вдоль Малого Кавказа от западной границы республики до Мровдаг-Зодского поперечного разлома (см. рис. 2). В ней известны землетрясения, возникшие в 1139, 1235 и 1308 гг. Их интенсивность достигла 8–9 баллов, магнитуда, вероятно, была около 6–7 (см. рис. 1). Упомянутые землетрясения связаны с Предмалокавказским краевым разрывом, проникающим до верхней мантии. Он и обуславливает всю данную зону.

Предмалокавказский разрыв отделяет разновозрастные фациально-тектонические области. На всем своем протяжении разрыв нарушает гранитоидные интрузии и туффиты. Зона разлома местами перекрыта молодыми метаморфизованными толщами пород, достигающими мощности 3–4 км. Редкость разрушительных толчков, по-видимому, объясняется малыми скоростями новейших движений (см. таблицу).

14. Восточно-Предмалокавказская сейсмогенная зона является продолжением предыдущей зоны, но отделяется от нее поперечным Мровдаг-Зодским разломом. В этой зоне изредка генерируются 6–7-балльные землетрясения, особенно в ее приараксинской части [5, 6, 8]. Они связаны с зоной Предмалокавказского разлома на отрезке протяженностью не более 80–90 км от Мровдаг-Зодского поперечного разлома до Нижне-Араксинского. На этом отрезке Предмалокавказский разрыв находится на большой глубине и перекрыт слабоуплотненными отложениями третичного возраста большой мощности. Не исключено, что это обуславливает здесь генерацию толчков с малой интенсивностью на земной поверхности.

15. Талыш-Предмалокавказская сейсмогенная зона протягивается в юго-восточном направлении от государственной границы до Каспийского моря. В ней в 1913 г. возникло семибалльное землетрясение ($M=4,5-5,0$) [6]. Зона обусловлена юго-восточным отрезком Предмалокавказского разлома протяженностью не более 70–80 км, отделяющим Куринскую впадину от Талышской горной системы. Он нарушает жесткие метаморфизованные и вулканогенные образования мелового и нижнетретичного возраста, перекрытые молодыми осадками мощностью 1,5–2,0 км. Малая протяженность разрыва и его слабая неотектоническая актив-

ность дают основание полагать, что возникающие по нему толчки с $M=5$ и интенсивностью 7 являются максимальными.

16. **Агдам-Мровдагская сейсмогенная зона** протягивается в юго-восточном направлении от западной республиканской границы до района г. Агдам (см. рис. 1,2). Сильнейшее известное нам землетрясение возникло в зоне в 1962 г. [18], его магнитуда 5, интенсивность 7. Другие редкие толчки были 5 и 6 баллов. Все они были обусловлены Мровдагским глубинным разломом (см. рис. 1), который состоит из цепи индивидуальных отрезков длиной не более 50–60 км каждый. Главными сейсмогенетическими признаками Мровдагского разрыва являются его надвиговой характер, амплитуда смещения около 5 км и большая жесткость нарушенных пород офиолитовой формации. Все же землетрясение с магнитудой более 5 этот разрыв продуцировать вряд ли может из-за небольшой протяженности отдельных его составляющих сегментов и отсутствия перекрывающих толщ.

Кроме Мровдагского межглыбового разрыва в Севано-Карабахской тектонической области находятся Карабахский и Лачин-Башлыбельский глубинные разломы. Последний из них ограничивает область развития офиолитовой формации, а Карабахский разлом нарушает ее среднюю часть. Несмотря на то, что эти разломы являются сегментами крупной Северо-Анатолийской шовной зоны они не генерируют сильных землетрясений, так как рассечены серией поперечных разломов. Протяженность отдельных отрезков, полностью выведенных на земную поверхность, не превышает 25–30 км. Кроме того, амплитуда горизонтальных смещений по Карабахскому и Лачин-Башлыбельскому надвигам не превышает 1500–2000 м. Скорости же вертикальных новейших движений невелики. Поэтому данные дизъюнктивные нарушения нами не были причислены к числу сейсмогенных.

17. **Северо-Нахичеванская сейсмогенная зона** протягивается в субширотном направлении вдоль северной границы Нахичеванской Советской Автономной Республики (см. рис. 2). Зона обусловлена Анкаван-Сюникским разломом. Последний служит юго-западной границей эвгеосинклинальной области Малого Кавказа и распадается на два сегмента: юго-восточный – Хуступ-Гиратахский и северо-западный – Дебаклинский. Длина каждого из них 100–120 км. Они нарушают жесткие интрузивные и эффузивные образования. Соответственно в районах зоны землетрясения в 1134 и 1308 гг. достигли разрушительной силы.

18. **Нижнекуринская сейсмогенная зона** простирается в субширотном направлении от берега Каспийского моря (района г. Ленкорань) до западной окраины Шемахинской эпицентральной зоны (см. рис. 2). Зона обусловлена активизированным участком древнего Западно-Каспийского разлома, имеющего антикавказское простираение и находящегося в области длительного погружения. До 1968 г. землетрясения в зоне не отмечались. В 1968 и 1970 гг. в ней возникло два толчка, их интенсивность 5 и 6 баллов, магнитуда 4,0 и 4,7 соответственно [12]. Второй толчок имел эпицентр вблизи г. Сабирабада (см. рис. 1). По данным этих толчков нами и была оценена степень сейсмогенности зоны.

19. **Приараксинская сейсмогенная зона** протягивается вдоль государственной границы в северо-северо-восточном направлении до пересечения с Западно-Каспийским разломом (см. рис. 1,2). Зона обусловлена древним разрывом антикавказского простираения, активизированного в новейшее время и находящегося в Араксинской депрессии. В 1964 и 1965 гг. в зоне возникло два землетрясения, их балльность 6, магнитуда 4–5 [31, 32].

20. **Восточно-Куринская сейсмогенная зона** протягивается в субмеридиональном направлении от района Шемахинской зоны до берега Каспийского моря (см. рис. 1, 2). Зона обусловлена Восточно-Куринским глубинным разломом, нарушающим кристаллический фундамент. Он предварительно установлен по аномалиям макросейсмических полей землетрясений Ахсу-Сыгырлинского 1968 г. и Сабирабадского 1970 г. [31]. Вероятно, с этим разрывом было связано возникшее в зоне в 1965 г. Сальянское землетрясение, имевшее интенсивность 6, магнитуду 4,5 и глубину гипоцентра 15 км.

В заключение отметим что на карте (см. рис. 2) ширина каждой сейсмогенной зоны показана равной ширине полосы соответствующих сейсмогенных разрывов с учетом их вероятного наклона в глубине. Иными словами, она соответствует ширине полосы раздробленных пород. Размеры площадей ожидаемого максимального распространения сотрясений определенных баллов в стороны от сейсмогенных зон установлены по площадям распространения сотрясений бывших в зоне сильнейших толчков (см. таблицу).

Автор надеется, что составленная им карта сейсморайонирования (см. рис. 2) окажется полезной для оценки сейсмических условий территории Азербайджана, а примененные способы оценки степени сейсмогенности зон послужат делу развития сейсмического районирования. Не исключено, что в результате дальнейших исследований глубинного геологического строения и сейсмичности территории Азербайджана степень сейсмогенности некоторых зон будет пересмотрена.

ЛИТЕРАТУРА

1. *И.Е. Губин*. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1966.
2. *И.Е. Губин*. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. — "Геотектоника", 1974, № 6.
3. Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку, "Элм", 1974.
4. *И.В. Мушкетов, А.П. Орлов*. Каталог землетрясений Российской Империи. — "Зап. Росс. геогр. о-ва по общей географии. СПб. 1893, том XXVI.
5. *Е.И. Бюс*. Сейсмические условия Закавказья. Ч. I, 1948; ч. II, 1952; ч. III, 1953. Тбилиси, Изд-во АН ГССР.
6. *И.В. Малиновский*. Каталог землетрясений в АзССР. Баку, Изд-во фил. АН АзССР, 1935.
7. Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
8. Землетрясения в СССР. 1962–1970 гг. М., "Наука", 1974.
9. *С.В. Медведев*. Инженерная сейсмология. М., Госстройиздат, 1962.
10. *Н.В. Шабалин*. Метод использования инженерно-сейсмических данных при сейсмическом районировании. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
11. *Р.А. Агамирзоев*. Геологические условия и механизм землетрясений Шемаханской зоны. — В сб.: Геофиз. исслед. в сейсмоопасных зонах. М., 1971 (ВНИИгеофизика).
12. *Р.А. Агамирзоев*. Сейсмоструктурная очаговая зона землетрясений юго-восточного Кавказа. — В сб.: Изучение сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку, "Элм", 1974.
13. *Р.А. Агамирзоев, Э.К. Гюль*. Региональная сейсмоструктурная Каспийского моря. — В сб.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., 1973 (ВНИИгеофизика).
14. *В.П. Кузнецов, Ш.С. Рагимов* и др. Каспийское землетрясение 27 января 1963 г. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1963, № 9.
15. *А.А. Борисов*. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
16. *Э.Ш. Сихалибейли*. Роль разломов и структур глыбового заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, VII. М., "Наука", 1964.
17. *Л.А. Варданянц*. Сейсмоструктурная Кавказа. — "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1935, № 64.
18. *Ш.С. Рагимов*. Вопросы изучения строения земли. Баку, Изд-во АН АзССР, 1966.
19. *Ф.Т. Кулиев, Р.А. Агамирзоев*. Хачмаское землетрясение в ноябре 1966 г. — «Изв. АН АзССР. Сер. "Науки о Земле"», 1970, № 3.
20. *Б.В. Григорьянц*. Поперечная зональность в структуре юго-восточного Кавказа. — В сб.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1964.
21. *Р.А. Агамирзоев, А.Б. Вейсов* и др. О Кожахкендском землетрясении 1966 года. — «Изв. АН АзССР. Сер. "Науки о Земле"», 1971, № 2.
22. *Б.В. Григорьянц*. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку, Изд-во АН АзССР, 1962.
23. *К.Ш. Исмаилов*. Землетрясение 10 июля 1934 г. в Шемаханском районе Азербайджанской ССР. — "Труды Ин-та физ. и матем. АН АзССР", 1956, № 8.
24. *Р.А. Агамирзоев, А.Б. Вейсов* и др. Мыхтекияское землетрясение 25 и 31 августа 1965 г. — «Изв. АН АзССР. Сер. "Науки о Земле"», 1968, № 3.
25. *В.А. Растворова, И.Л. Нерсесов*. Варташенское землетрясение 1953 г. — "Изв. АН ССР. Сер. геофиз.", 1955, № 1.
26. *Р.А. Агамирзоев, Р.Д. Джафаров* и др. Исмаилинские землетрясения 5–9 февраля и 17 июня 1968 г. — В сб.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., "Наука", 1972.

27. Г.В. Абих. Землетрясения в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. — "Зап. Кавк. отд-ния Русск. геогр. о-ва", 1862, 5.
28. К.А. Исмаилов, И.С. Гасанов. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубиной тектоникой. — В сб.: Геофизическая разведка на Каспийском море. М., "Недра", 1966.
29. Р.А. Агамирзоев. Структурно-тектоническая характеристика Аджнаурской области. — "Азерб. неф. хоз.", 1960, № 8.
30. Э.Ш. Шихалибейли. Глубинные разломы. — В кн.: Геология СССР, т. 47. М., "Недра", 1972.
31. Р.А. Агамирзоев, Э.К. Гюль. О глубинном строении Азербайджана по макросейсмическим данным. — В сб.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М., 1971 (ВНИИгеофизика).
32. Ф.Т. Кулиев, В.А. Алиев и др. Имишлинское землетрясение 1964, 1965 гг. — «Изв. АН АзССР. Сер. "Науки о Земле"», 1968, № 6.

Г.П. СИМОНЯН

СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АРМИИ

Общие сведения о землетрясениях

Армянское нагорье входит в число сейсмогенных территорий юга СССР. Землетрясения обуславливаются на нем весьма активными дифференцированными движениями земной коры по разрывам. Юго-Восточная Армения является частью этого нагорья. В ее пределах известны многочисленные землетрясения. Подземные толчки происходят и в настоящее время. Из прошлых землетрясений отметим толчок 1308 г. (рис. 1) силой около 7 баллов, при котором пострадал монастырь Татев. После этого землетрясения отмечались в 1622, 1881, 1889, 1896 и 1909 гг. Их интенсивность была не более 6 баллов [1, 2].

В 1931 и 1968 гг. произошли восьмibalльные землетрясения. Первое из них в отдельных пунктах достигло 9 баллов [3, 4]. Геологические условия Зангезурского землетрясения 1931 г. описаны Г.П. Горшковым [3]. На составленной им сеймотектонической схеме выделены "острова" повышенной и пониженной интенсивности сотрясения, которые были объяснены в одних случаях тектоникой, в других — грунтовыми условиями. Наибольшие разрушения были приурочены к контакту осадочных пород с гранитным массивом, с поднятием которого и связывается возникновение данного подземного толчка, имевшего магнитуду 6,5. Его гипоцентр находился на глубине 15–30 км.

Землетрясение 9 июня 1968 г. (рис. 1) достигло в эпицентральной зоне 8 баллов. Землетрясение 1 сентября 1968 г. имело $M=5,5$. Его эпицентр находился в 10 км восточнее эпицентра предыдущего толчка. Макросейсмические и инструментальные обследования Зангезурского землетрясения 1968 г. произведены А.Г. Назаровым, Н.К. Карапетяном, А.Х. Баграмяном, С.А. Пирузяном, Л.В. Шахсуваряном, З.З. Султановой и другими [4–8]. Гипоцентр землетрясения 1968 г. находился на глубине 10–14 км. Семibalльные площади землетрясений 1931 и 1968 гг. имели большие размеры и включали смежные районы Азербайджана. Зангезурские землетрясения 1931 и 1968 гг. сопровождалось афтершоками, некоторые из них достигали 6–7 баллов. При повторных толчках наблюдалось смещение гипоцентров.

Тектонические условия возникновения Зангезурского землетрясения 1968 г. изучал П.Г. Алоян [9], который пришел к выводу, что эпицентральные зоны землетрясений Зангезура пространственно и генетически были приурочены к районам сочленения тектонических разломов различного порядка и простираения. Л.А. Варданыц [10] возникновение землетрясений изучаемого района и смежных областей связывает с оживлением старых дислокационных линий (разломы и надвиги), происходящим там, где эти разломы по направлению к северо-западу скрываются под Гекчинским плато, сложенным очень слабо дислоцированным олигоценом. К.Н. Паффенгольц [11] пишет, что в тектоническом отношении очаги

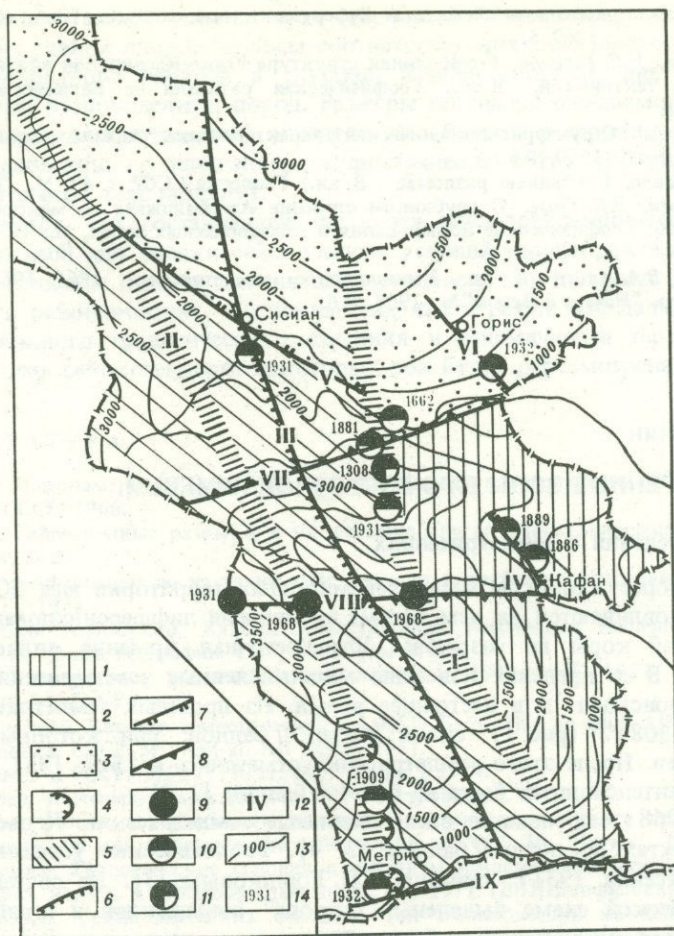


Рис. 1. Схематическая карта новейших структур и сильнейших землетрясений Юго-Восточной Армении (составил Г.П. Симонян, 1974 г.)

1 – Кафанский антиклинорий; 2 – Зангезурский антиклинорий; 3 – Воротанский прогиб; 4 – приразломные впадины; 5 – зоны крутых глубинных разломов; I – Хуступ-Гиратахского; II – Дебаклинского; 6 – взбросо-надвиги; III – Пирамсарский; IV – Кавартский; 7 – сбросы; V – Воротанский; VI – Горисский; 8 – взбросо-сдвиги; VII – Татевский; VIII – Гехинский; IX – Араксинский; 9 – макросейсмический эпицентр землетрясения интенсивностью 8 баллов; 10 – то же, 7 баллов; 11 – то же, 6 баллов; 12 – номер разлома; 13 – амплитуда новейшего поднятия; 14 – дата землетрясения

землетрясений Юго-Восточной Армении связаны с оживлением старых дислокационных линий (разломы, надвиги).

На тектонической схеме В.В. Белоусова, И.В. Кириллова и А.А. Сорского [12] плейстосейстовая область Зангезурского землетрясения 1931 г. приурочена "к одному из поднятий, на которые распадается Мисхано-Зангезурский антиклинорий".

Очаг Зангезурского землетрясения 1931 г. А.Т. Асланян [13] связывает с Ани-Ордубадской зоной разломов, а очаг 1308 г. считает возможным связать с зоной Гиратахского разлома, вероятно глубинного.

А.А. Габриелян [14, 15] и А.А. Габриелян с С.А. Пирузяном [16] сделали заключение о том, что очаги землетрясений зангезурской группы находятся в зонах Анкавано-Зангезурского (Дебаклинского) и Шишкарт-Гиратахского (Хутуп-Гиратахского) глубинных разломов (см. рис. 1). Таким образом, разрушительные землетрясения возникают не повсеместно, а в сейсмогенных зонах, обусловленных активными разрывами. В этой статье они устанавливаются для Юго-Восточной Армении по геологическим и сейсмическим данным.

Геологическое строение

Вопросами геологического строения Юго-Восточной Армении занимались С.С. Мкртчян [17], А.Т. Асланян [13], А.А. Габриелян [14], В.Т. Акопян [18], О.В. Гулумджян [19], А.А. Белов [20], В.Б. Барсемян, А.А. Габриелян, О.А. Саркисян, Г.П. Симонян, Р.А. Торосян [21] и др. Согласно данным этих исследователей, в пределах Юго-Восточной Армении выделяются три крупные тектонические структуры: Кафанская блок-антиклиналь, Зангезурское мозаично построенное блок-антиклинальное поднятие, Воротанская впадина и группа меньших приразломных прогибов. Все эти структуры показаны на рис. 1 соответствующими цифровыми обозначениями. Границы между ними проходят по разрывам, в том числе глубинным.

Ядро Кафанской блок-антиклинали (структура I) сложено вулканитами байоса, которые на крыльях блок-антиклинали перекрыты вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями верхней юры и мела. Ось блок-антиклинали проходит в северо-западном направлении через город Кафан и селение Татев.

Ядро Зангезурского блок-антиклинального поднятия (структура II) сложено карбонатными породами, глинистыми сланцами и кварцитами верхнего девона, а крылья — мраморизованными известняками и вулканитами верхней перми и мела. Ось этого блок-антиклинального поднятия проходит в субмеридиональном направлении от района селения Шишкерт, через Пирамсарский хребет до селения Гехи. В ядре поднятия обнажается крупный гранитоидный массив. Поднятие наклонено и по Пирамсарскому разрыву надвинуто к востоку на синклинальную структуру, находящуюся между Кафанским и Зангезурским блок-антиклинальными поднятиями. Сложена синклиналь вулканогенными породами нижнего мела. В этой зоне находится Хуступ-Гиратахский глубинный взброс.

Воротанская впадина (см. рис. 1, структура III) имеет субширотное направление. В ее строении принимают участие туфоогенно-осадочные и карбонатные породы верхней юры и мела. Выполнена впадина почти недислоцированными вулканогенно-осадочными и эффузивными толщами неогенового возраста, которые несогласно перекрывают слои основания. Впадина образовалась в неогене в виде грабена, наложенного поперек мезозойских структур. От Кафанского и Зангезурского блок-антиклинальных поднятий Воротанская впадина ограничивается одноименным взбросом, который прослеживается по долине р. Воротан.

Приразломные впадины развиты в бассейне р. Мегри (рис. 1, структура IV). На расстоянии более чем 20 км имеются три впадины — в районе селений Личк, Нор-Аревик и поселка Агарак. Они выполнены ниже-среднечетвертичными озерными глинистыми и угленосными отложениями, мощностью до 500 м. Слои этих пород падают моноклинально к юго-западу. Поднятые края впадин выражены в рельефе в виде уступов высотой 300—500 м.

Развитие геологических структур Юго-Восточной Армении происходило длительный период. Не имея возможности остановиться на рассмотрении этого вопроса в настоящей небольшой статье, отметим лишь, что в течение четвертичного периода в пределах изучаемой территории происходили интенсивные сводово-глыбовые поднятия [22]. Это мы рассмотрим ниже подробнее.

Новейшие тектонические движения

Новейшие тектонические движения, т.е. неогеновые и антропогеновые, играли основную роль в формировании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Юго-Восточной Армении. Современные движения происходят по плану новейших движений и обуславливают высокий уровень сейсмичности изучаемой территории. Рассмотрим предысторию современных движений.

Наибольшая активность новейших движений началась в плиоцене. На месте низкогорной, почти равнинной суши в Армении стал создаваться современный горный рельеф с амплитудой поднятий до 3500 м (см. рис. 1).

В результате образовались складчато-глыбовые структуры: антиклинальные, горст-антиклинальные, сводо-горстовые поднятия, разделенные прогибающимися впадинами.

Зангезурское блок-антиклинальное поднятие является наиболее высоким в Юго-Восточной Армении. В его пределах находятся частные поднятия до 3000 м, реже до 3500 м, впадины имеют подчиненное значение. В пределах поднятия находится много сложно построенных зон продольных и поперечных тектонических нарушений.

Западная часть Зангезурской блок-антиклинали высоко поднята, ее склон имеет уклон до $45-50^\circ$, на ней нет террас и поверхностей выравнивания на водоразделах. Рассматриваемая западная часть поднятия ограничена Дебаклинским разломом. Движения по последнему достигли в четвертичное время большой амплитуды.

В пределах Кафанской блок-антиклинали новейшие движения выразились в поднятии ее западного крыла на высоту до 2500 м. Это крыло ограничено Ширкарт-Гиратахским глубинным разломом, амплитуда которого в новейшее время составляет 800–1000 м.

Сюникское вулканическое нагорье протягивается с северо-востока к юго-западу в междуречье Воротан и Арпа. В водораздельной части рельеф нагорья имеет вид расчлененного хребта. По его склонам находятся плоские уступы.

Воротанский прогиб заполнен верхнеплиоценовой сисианской диатомитовой толщей и потоками верхнеплиоценовых и четвертичных лав, стекавших в долину р. Воротан с Сюникского нагорья. Морфология юго-западного крыла прогиба обрисовывается по подошве миоплиоценовых лав правобережья р. Воротан.

Разрывные нарушения, активизированные в новейшее время

Сложное блоковое строение Юго-Восточной Армении обусловлено наличием глубинных разломов и меньших разрывов, имеющих различное простирание.

К глубинным разломам относятся Хуступ-Гиратахский и Дебаклинский (см. рис. 1), образующие зоны шириной 15–20 км. По аэромагнитным данным [23] зона больших градиентов совпадает с Хуступ-Гиратахским и Дебаклинским глубинными разломами. Последние отображаются также на карте гравиметрических аномалий, в виде резко выраженной гравитационной ступени.

Хуступ-Гиратахский глубинный разлом (рис. 1, разрыв I) прослежен от Татевской крепости до р. Аракс. Его протяженность более 80 км. Он проходит по долинам рр. Шишкерт, Арпалых, Гиратах и Воротан. Данный разлом служит границей двух различно построенных геотектонических зон – Сомхето-Кафанской на северо-востоке и Центрально-Армянской на юго-западе. Вдоль разлома расположены многочисленные термо-минеральные источники, а также эпицентры землетрясений. Разлом имеет взбросовый характер с опущенным западным крылом и приподнятым восточным. Амплитуда новейшего смещения более одного километра. Плоскость сбрасывателя падает к западу под углом $70-80^\circ$.

Дебаклинский глубинный разлом (рис. 1, разрыв II) проходит в субмеридиональном направлении по линии Агарак-Дебаклинский перевал – Каджаран-Дастакерт-Воротанский перевал. С ним связаны Агаракское, Джиндаринское, Каджаранское, Дастакертское и другие медно-молибденовые месторождения. Разлом сбросового типа с опущенным северо-восточным и приподнятым юго-западным крылом. В соответствии с этим рельеф вдоль разлома имеет ступенчатый характер, а в районе поселка Агарак этот сброс эффектно выражен в современном рельефе в виде вертикального обрыва. В районе Каджаранского медно-молибденового месторождения он проходит по контакту монцитов и порфирированных гранодиоритов, сопровождаясь рассланцованностью пород, их перемятостью и раздроблением до состояния милонитов. С этим разломом также связаны многочисленные минеральные источники. Разлом пересекает Мегринский плутон и падает к северо-востоку под углом $55-65^\circ$.

В нижнем — среднем плиоцене вдоль этого разлома, на территории его лежачего крыла, формировались озерные бассейны (приразломные депрессии), в которых происходило накопление молассовых отложений.

По Дебаклинскому и Хуступ-Гиратахскому разломам в 1968 г. возникли землетрясения с глубиной гипоцентров около 15–30 км, что дополнительно свидетельствует о глубоком заложении отмеченных разломов.

Между описанными двумя глубинными разломами, параллельно им, западнее селения Шишкерт проходит третий — Пирамсарский разлом (см рис. 1, разрыв III). Он пересекает дорогу Кафан—Каджаран западнее селения Мусалям и Пирамсарский хребет у одноименной вершины. Разлом имеет взбросо-надвиговый характер. По нему в районе селения Шишкерт верхнедевонские известняки надвинуты на аптские конгломераты и песчаники, а на дороге Кафан—Каджаран — на пермские известняки. Далее к северу от селения Гехи этот разлом фиксируется зоной даечных пород и мелких субинтрузивных пород, а в районе поселка Сисиан — зоной сильно измененных пород.

Из поверхностных разрывных нарушений, которые косо сочленяются с глубинными разломами, наиболее крупными являются Кавартский, Воротанский и Горисский.

Кавартский взбросо-надвиг (рис. 1, разрыв IV) находится в центральной части Кафанской блок-антиклинали и проходит в северо-западном направлении по долине р. Каварт. Его поверхность падает к северо-востоку под углом 50–80°. Породы поднятого всячего крыла, представленные нижней вулканогенной толщей, приведены в контакт с плагноклазовыми порфиритами верхнего байоса и туфоконгломератами лузитано-киммериджа (западнее селения Каварт). Амплитуда смещения по вертикали составляет 200 м [18].

Воротанский сброс (рис. 1, разрыв V) протягивается в северо-западном направлении по долине р. Воротан. Он является границей Зангезурского блок-антиклинального поднятия и Воротанской впадины.

Вулканогенно-обломочные и песчано-глинистые образования сисианской и горисской свиты, развитые в всячем крыле сброса, контактируют местами с вулканогенными породами палеогена. Воротанский сброс сочленяется с Кавартским взбросо-надвигом.

Горисский сброс (рис. 1, разрыв VI) проходит по долине р. Горис, а далее в северо-западном направлении прослеживается по ущелью Туджур. Плоскость его сместителя падает к северо-востоку. В строении его лежачего крыла в ущелье Туджур и у селений Караундж и Хнацах принимают участие верхнемеловые известняки, которые перекрываются вулканогенно-обломочными отложениями горисской свиты. С этим сбросом связаны минеральные источники.

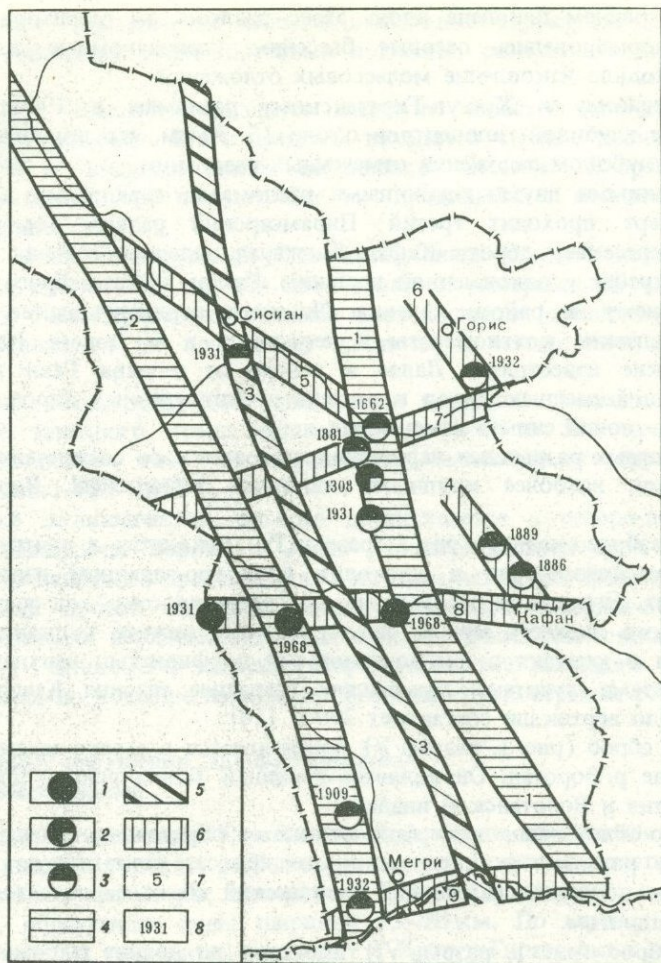
Кроме описанных поверхностных разрывов в Юго-Восточной Армении находятся в районе среднего течения р. Воротан и р. Охчи два субширотных разрыва взбросо-сдвигового типа, которые сочленяются под углом с глубинными субмеридиональными разломами (рис. 1, разрывы VII и VIII).

Первый из них, Татевский разрыв, отчетливо выражен в рельефе. По нему Кафанская блок-антиклиналь поднята более чем на один километр. Второй — Гехинский разрыв, находится в долине р. Охчи. Его северное крыло испытало значительное поднятие. В местах его пересечения с глубинными разломами (рис. 1) находятся эпицентры зангезурских землетрясений 1968 г.

Такой же субширотный разлом (рис. 1, разрыв IX) проходит по р. Аракс. Он хорошо выражен восточнее границы республики у районного центра Минджеван, где песчано-галечные отложения апшеронского и акчагыльского возраста в долине р. Аракс по разлому контактируют с палеогеновыми отложениями.

Сейсмогенные зоны

Юго-Восточная Армения на карте сейсмрайонирования территории Армении, составленной Н.К. Карапетяном, С.С. Мкртчяном и К.Н. Паффенгольцем [24], целиком включена в 8-балльную зону, хотя известно, что в Юго-Восточной Армении



Р и с. 2. Схематическая карта сейсмогенных зон Юго-Восточной Армении (составил Г.П. Симонян, 1974 г.)

1-3 — макросейсмические эпицентры землетрясений: 1 — восьмибалльного; 2 — семибалльного; 3 — шестибалльного; 4 — сейсмогенная зона возможного возникновения и распространения землетрясения с интенсивностью $I_0 = 8$ баллов и магнитудой $M = 6,5$; 5 — то же, $I_0 = 7$ баллов, $M = 5$; 6 — то же, $I_0 = 6$ баллов, $M = 4,0-4,5$; 7 — номер зоны; 8 — дата землетрясения

нет единой одновозрастной тектонической структуры, и землетрясения в ее пределах проявлялись не повсеместно и не с одинаковой силой сотрясения. Помимо того, на отмеченной карте не разъяснено, что означает выделенная восьмибалльная зона. Или это место возникновения землетрясений данной балльности, или сотрясения достигают этой зоны из какого-то неизвестного источника.

В этом отношении шагом вперед является карта сейсмрайонирования Среднеараксинского межгорного прогиба, составленная в 1972 г. [25], и сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа, составленная А.А. Габриеляном и С.А. Пирузяном [16]. На этих картах, впервые для территории Армении, выделены зоны возможного возникновения сильных землетрясений. Такие зоны названы И.Е. Губиным в 1950 г. "сейсмогенными зонами" [26], а в 1955 г. Г.А. Гамбурцевым — "сейсмическими швами" [27].

Метод составления карт сейсмрайонирования с сейсмогенными зонами, известный как сейсмотектонический, был разработан И.Е. Губиным [26] и наиболее полно применен им в 1960 г. в Таджикистане [28]. В Армении этот метод был применен в 1965 — 1972 гг. для составления карты сейсмического районирования территории Среднеараксинского межгорного прогиба [25, 29].

Составление карт сейсморайонирования с сейсмогенными зонами является комплексной геолого-сейсмологической задачей. Соответственно в настоящей статье приводится (рис. 2) карта сейсмогенных зон территории Юго-Восточной Армении, составленная на базе геологических, в том числе неотектонических и различных сейсмических данных.

На упомянутой выше карте выделены сейсмогенные зоны трех рангов. К первому рангу относятся зоны Дебаклинская и Шикерт-Гиратахская (рис. 2, зоны 1, 2), обусловленные одноименными активными глубинными разломами. Движения по этим разломам обусловили зангезурские землетрясения 1968 г., которые имели магнитуду около 6 и интенсивность до 8 баллов. Мы экстраполировали возможность возникновения таких толчков по всему протяжению данных зон. Ширина зон показана приблизительно равной ширине плейстоценовых областей максимальных толчков, возможных в данных зонах по разным разрывам.

Пирамсарская зона (рис. 2, зона 3), обусловленная одноименным активным разрывом, отнесена нами ко второму рангу. Согласно сейсмостатистическим данным, в ней возможны подземные толчки с магнитудой до 5 и с интенсивностью до 7 баллов или несколько больше.

Все другие зоны, обусловленные относительно меньшими активными разрывами (рис. 2, зоны 4–9) причислены нами к третьему рангу. Известные возникшие в них толчки имели магнитуду 4,0–4,5 и интенсивность до 6 баллов. Мы полагаем, что такие толчки характерны для этих зон. Исключением является Гехинская зона (рис. 2, зона 8). В ней один толчок достиг 8 баллов. Этот вопрос изучается и, возможно, зону придется перевести в первый ранг.

Автор полагает, что места сочленения разрывов различных направлений в сейсмическом отношении весьма опасны, так как в них в прошлом наиболее часто возникали подземные толчки. Они там возможны и в будущем, причем чаще, чем в других местах.

Заключение

Крупные тектонические структуры Юго-Восточной Армении разграничены глубинными активными разломами. Меньшие блоки разграничены соответственно меньшими активными разрывами. По отмеченным дизъюнктивным нарушениям возникли все известные в изучаемом районе землетрясения, имевшие интенсивность 6 и более баллов. Вне зон разрывов возникновение сильных толчков не отмечалось. Это обстоятельство и дало возможность установить соответствующие сейсмогенные зоны, обусловленные дизъюнктивными нарушениями. Верхний уровень силы толчков, возможных в будущем в каждой зоне, был установлен предварительно, путем экстраполяции по ним сейсмостатистических данных. Вопрос об уровне силы толчков, конечно, нуждается в дополнительном изучении [28].

ЛИТЕРАТУРА

1. Е.И. Бюс. Сейсмические условия Закавказья. Ч. I. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
2. В.А. Степанян. Землетрясения на Армянском нагорье и прилегающих районах (на арм. яз.). Ереван, "Айастан", 1964.
3. Г.П. Горшков. Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. – "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1933, № 31.
4. А.Х. Баграмян, Н.К. Карапетян и др. Зангезурское землетрясение 9 июня 1968 г. – В сб.: Землетрясение в СССР в 1968 г. М., "Наука", 1973.
5. А.Г. Назаров, Л.В. Шахсуварян, С.А. Пиружян. Зангезурские землетрясения 1968 г. – ДАН АрмССР, 1969, X.
6. А.Г. Назаров, Л.В. Шахсуварян и др. Макросейсмические обследования Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г. – В сб.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1973.
7. Д.Н. Рустапович. Инструментальное исследование эпицентральной зоны Зангезурского землетрясения 1968 г. – В сб.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1973.

8. *Н.К. Карапетян*. Напряженное состояние в очагах Зангезурских землетрясений 1968 г. и механизм их возникновения. – В сб.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1973.
9. *П.Г. Алоян*. Тектонические условия возникновения и проявления Зангезурских землетрясений 1968 г. – В сб.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1973.
- Л.А. Варданянц*. Сейсмотектоника Кавказа. – "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1933, № 64.
- К.Н. Пафенгольц*. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1947.
12. *В.В. Белоусов, И.В. Кириллова, А.А. Сорский*. Краткий обзор сейсмичности Кавказа и сопоставление с его тектоническим строением. – "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1952, № 5.
13. *А.Т. Асланян*. Региональная геология Армении. Ереван, "Айпетрат", 1958.
14. *А.А. Габриелян*. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
15. *А.А. Габриелян*. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. – "Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. науки", 1963, XVI, № 4–5.
16. *А.А. Габриелян, С.А. Пирузян*. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. – «Изв. АН АрмССР. Сер. "Науки о земле"», 1974, XXV, № 4.
17. *С.С. Мкртчян*. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
18. *В.Т. Акопян*. Стратиграфия юрских и меловых отложений Юго-Восточного Зангезура. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.
19. *О.П. Гулумджян*. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре АрмССР. – ДАН АрмССР, 1963, XVI, № 5.
20. *А.А. Белов*. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в Юго-Восточной Армении. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1969, XLIV, № 1.
21. *В.Б. Барсегян, А.А. Габриелян* и др. Новые данные по геологии Южного Зангезура. – «Изв. АН АрмССР. Сер. "Науки о земле"», 1972, XXV, № 4.
22. Геология Армянской ССР, т. I. Геоморфология, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.
23. *Ц.Г. Акопян, С.А. Пирузян, Л.А. Самойлик*. Новые данные о тектоническом строении Зангезурской сейсмоактивной зоны. – В сб.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1973.
24. *Н.К. Карапетян, С.С. Мкртчян, К.Н. Пафенгольц*. Армения. – В кн: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
25. *Г.П. Симонян*. Сейсмотектоника Среднеараксинского межгорного прогиба. – «Изв. АН АрмССР. Сер. "Науки о земле"», 1972, XXV, № 4.
26. *И.Е. Губин*. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1950, № 13 (140).
27. *Г.А. Гамбурцев*. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. – "Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР", 1955, № 1.
28. *И.Е. Губин*. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
29. *Г.П. Симонян*. Геология и сейсмичность Арагатской котловины Армянской ССР. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Ереван, 1965 (Ин-т геологии АН АрмССР).

Р.Н. ИБРАГИМОВ

СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Сейсмическое районирование территории Узбекистана проводилось неоднократно в связи с районированием территории СССР и, в частности, Средней Азии. Оно исходило из данных сейсмостатистики и сводилось к картированию площадей распространения сотрясений определенной балльности известных землетрясений с некоторым учетом геологического строения. В результате на карте показывались только зоны интенсивности (балльности). Такое районирование перестало удовлетворять современным запросам проектных строительных организаций. Потребовались карты нового типа, на которых показываются очаговые, иначе говоря, сейсмогенные зоны разрушительных землетрясений. Это требование отмечено в утвержденном техническом задании по нормативной карте 1975 г.

В настоящей работе сделана попытка составить карту упомянутого нового типа для территории Восточного Узбекистана. За ее основу взято представление о том,

что на данной территории разрушительные землетрясения возникают по зонам активных разрывов, в результате резких смещений по ним блоков (структур) земной коры. Степень же сейсмогенности однородной зоны разрывов характеризуется (с определенной долей вероятности) максимальными землетрясениями, зарегистрированными в каких-либо ее участках.

Геологическое строение территории Восточного Узбекистана изучено детально с помощью геологических и геоморфологических методов, а в ряде районов — геофизических. Это и дало возможность составить с должным обоснованием требуемую карту сейсмрайонирования. В связи со сказанным в данной работе вначале рассматривается геологическое строение территории Восточного Узбекистана и особенности новейших движений по разрывам. Приводятся данные о разрушительных толчках прошлого и определяются геологические предпосылки их возникновения. Затем устанавливаются сейсмогенные зоны, обусловленные зонами разрывов, и степень сейсмогенности каждой зоны. В виде итога составляется карта сейсмического районирования территории Восточного Узбекистана, в основу которой взяты сейсмогенные зоны. Распределение же интенсивности сотрясений на изучаемой территории было установлено в согласии с распространением интенсивности максимальных землетрясений, возможных в каждой сейсмогенной зоне.

Устройство земной поверхности

Восточный Узбекистан включает центральную часть Западного Тянь-Шаня. В его пределах находятся следующие горные хребты и впадины (рис. 1): 1) Курамино-Чаткальская горная система; 2) Ферганский хребет (его юго-западный склон); 3) Алайский и Туркестанский хребты (их северные склоны); 4) Ферганская долина (впадина); 5) Ташкентско-Голодностепская предгорная равнина (впадина).

1. Чаткало-Кураминская горная система состоит из чередования хребтов (частных поднятий), и долин (частных впадин) юго-западного простирания. К числу хребтов относятся: Кураминский, Пскемский, Угамский и Каржантауский. К числу крупнейших долин (частных впадин) — Пскемская, Чаткальская и Ангренская.

Высоты перечисленных выше хребтов достигают 1000 м и более, некоторые — 4600 м. Их водоразделы местами связаны друг с другом горными отрогами, что свидетельствует об их относительно одновременном поднятии. Об этом же свидетельствует наличие поверхностей выравнивания, из которых наиболее отчетлива верхне-плиоценовая поверхность.

Вместе с хребтами в тесной генетической связи развивались межгорные и предгорные впадины.

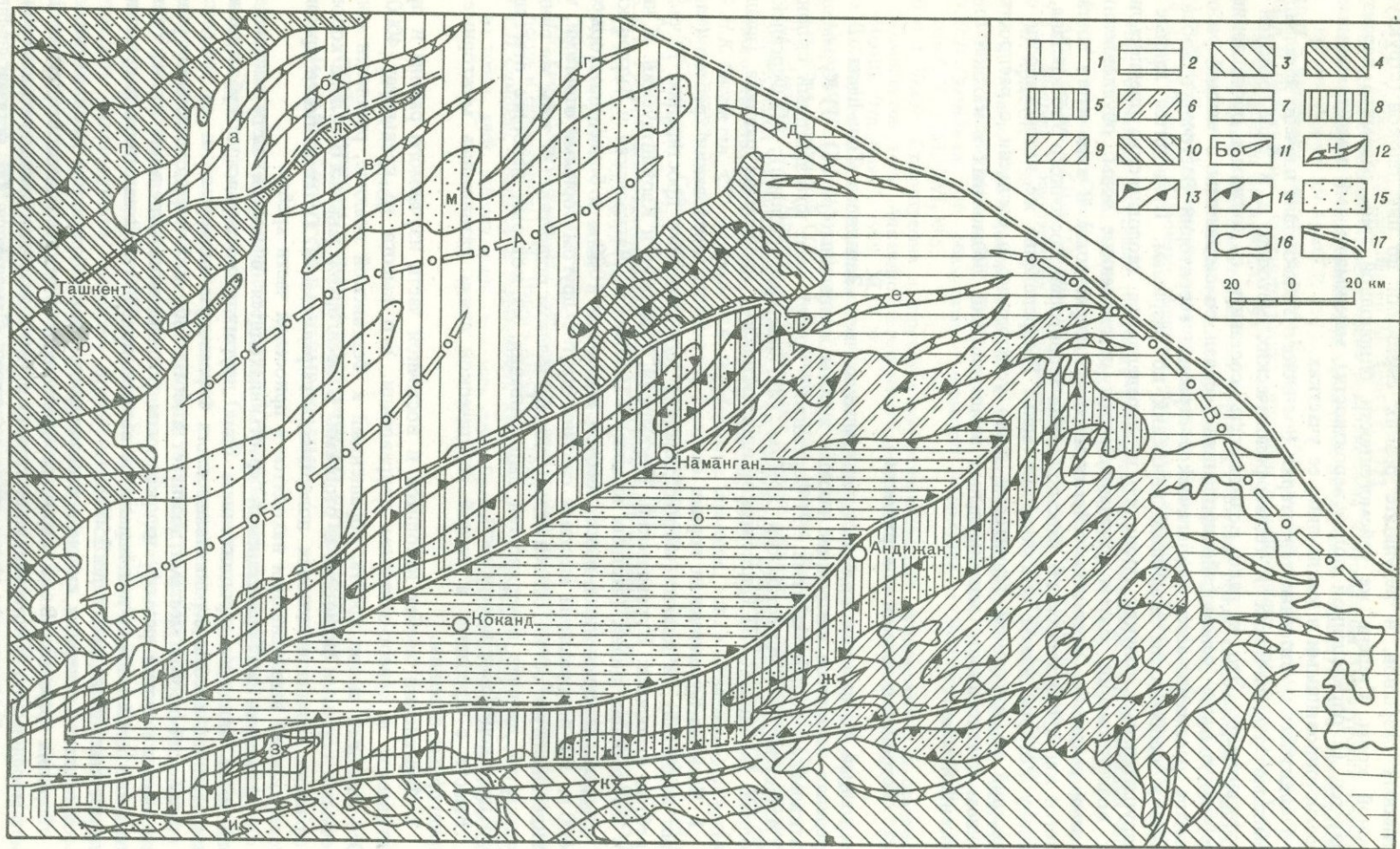
2. Ферганский хребет находится в восточной части изучаемого района и протягивается в северо-западном направлении. Его высота не превышает 4000 м. Юго-западный склон хребта, обращенный к Ферганской впадине, расчленен поперечными горными долинами и отрогами. В предгорьях западного склона хорошо выражена верхнеплиоценовая поверхность выравнивания. Останцы более древних поверхностей выравнивания находятся в приосевой части хребта.

3. Алайский и Туркестанский хребты находятся в южной части настоящего района и являются продолжением один другого. Простираясь в субширотном направлении, хребты ограничивают с юга Ферганскую долину.

Алайский хребет местами достигает высоты 5300 м. Его водораздельные участки имеют пологий рельеф, над которым возвышаются отдельные пики. Туркестанский хребет имеет максимальные высоты до 5000 м. В западном направлении он постепенно снижается до 2500 м.

В пределах северных склонов настоящих хребтов различаются две ступени.

Верхняя ступень. В ее строении принимают участие палеозойские породы: метаморфические и интрузивные. Рельеф ступени выражен выположенными массивами с обрывистыми скалистыми склонами. Отмечаются [1] остатки древних денудационных поверхностей.



Нижняя ступень сформирована новейшими движениями. В ее пределах находятся поверхности выравнивания верхнеплиоценового возраста.

4. Ферганская долина включает не только центральную равнину, но и окаймляющие ее холмистые (предгорные) зоны. Северо-Ферганская предгорная зона (рис. 1) имеет высоты от 700 до 1000 м. От Курамино-Чаткальской горной системы она отделена частным Шайданским прогибом. В своей восточной части Северо-Ферганская зона включает Куршабскую частную впадину и прилегающие участки западного склона Ферганского хребта.

Южно-Ферганская предгорная зона включает хребты Карачатыр, Гузан, Каратау и другие с максимальными высотами до 2000 м. Они отделены от Алайского и Туркестанского хребтов частными впадинами, составляющими в целом узкую синклираль длиной до 300 км.

Центральная часть Ферганской долины является собственно депрессионной. Она простирается с северо-востока на юго-запад и через Ходжентские ворота сливается с Ташкентско-Голодностепской равниной. Рельеф центральной части долины практически ровный, местами холмистый. В ее пределах широко развиты песчаные возвышенности, а также болотистые местности. Последние являются участками прогибания в настоящее время.

5. Ташкентско-Голодностепская равнина (впадина) располагается у подножий западных отрогов Курамино-Чаткальской горной системы. Она с севера ограничивается поднятиями Приташкентских чулей, и с юга — северными склонами Туркестанского хребта. К западу равнина понижается и сливается с Кызылкумами.

Вблизи Курамино-Чаткальской горной системы в пределах настоящей равнины наблюдаются возвышенности. Они наблюдаются и в других местах. Их высоты достигают 400—2000 м.

В пределах Восточного Узбекистана поднятия происходили в палеозойское и мезозойское время. Однако основные черты современного рельефа были сформированы в течение олигоцена — антропогена [2, 3].

Геологическое строение

В геологическом строении изучаемой территории участвуют палеозойские, мезозойские и третичные отложения. Палеозойские отложения развиты в Курамино-Чаткальской горной системе и в хребтах Алайском, Туркестанском и Ферганском. Полные разрезы мезо-кайнозойских отложений находятся только в пределах Ферганской впадины, где они достигают мощности 10—11 км, в Ташкентско-Голодностепской впадине — 3 км. На долю неоген-антропогеновых образований в Ферганской впадине приходится около 7 км, а в Ташкентско-Голодностепской впадине до 2 км.

Геологические структуры Восточного Узбекистана создавались в несколько этапов [1—6]. После интенсивной герцинской складчатости изучаемая территория была превращена в платформу. Однако вскоре она подверглась активизации, вначале небольшой. Одни ее участки начали испытывать восходящие движения;

Рис. 1. Карта новейших структур Восточного Узбекистана и сопредельных территорий

1—3 — поднятия: 1 — Курамино-Чаткальское; 2 — Ферганское; 3 — Алай-Туркестанское; 4—9 — зоны складок: 4 — Нанайская; 5 — Северо-Ферганская; 6 — Нарынская; 7 — Центрально-Ферганская; 8 — Южно-Ферганская; 9 — Куршабская; 10 — Ташкентско-Голодностепская впадина; 11 — мегантиклиналь; 12 — антиклинальное поднятие; 13 — зона антиклинальных складок; 14 — зона синклинальных складок; 15 — прогиб; 16 — контур выхода палеозойских пород; 17 — зона крупного разлома.

Мегантиклинали: А — Чаткальская; Б — Кураминская; В — Ферганская. Антиклинальные поднятия: а — Каржантауское, б — Угамское; в — Пскемское; г — Сандалашское; д — Атойнакское; е — Баубашатинское; ж — Карачатырское; з — Каратауское; и — Сулуктинское; к — Катрантауское. Синклинали: л — Пскемская; м — Чаткальская; н — Ангренская; о — Ферганская; п — Келесская; р — Чирчикская

другие — опускались. В результате этих движений на месте современной Чаткало-Кураминской горной системы, Алайского и Туркестанского хребтов образовались возвышенности, одновременно были заложены Ферганская и Голодностепская впадины. В последних стал отлагаться обломочный материал, сносимый с окружающих возвышенностей. Территория современного Ферганского хребта в юрское и меловое время не была вовлечена в поднятия и на ней образовались осадки.

В палеогене изучаемая территория Западного Тянь-Шаня испытала общее опускание и была на больших участках залита морем.

Резкое увеличение тектонических движений началось в новейшее время. Фундамент платформы испытал сводово-глыбовые изгибы, а более пластические мезо-кайнозойские толщи были собраны в ряде зон в сложные складки.

В результате возникли мегантиклинали: Кураминская, Чаткальская, Ферганская, Алайская и Туркестанская (см. рис. 1), состоящие из частных антиклинальных и синклинальных складок (поднятий и прогибов), показанных на отмеченном выше рисунке.

Кураминская и Чаткальская мегантиклинали имеют юго-западное простирание, несогласное с направлением герцинских структур, имеющих здесь широтные и северо-западные простирания. Следовательно, в данном районе древние структуры подверглись коренной переработке. Напротив, Туркестанская и Алайская мегантиклинали унаследовали простирание герцинских структур.

Ферганская мегантиклиналь имеет северо-западное простирание. От нее как бы виргируют в юго-западном направлении молодые складки обрамления Ферганской впадины.

В это же новейшее время окончательно оформились Ферганская и Ташкентско-Голодностепская впадины в виде мегасинклиналей, усложненных по окраинам частными антиклинальными и синклинальными складками, образующими обособленные зоны. Важнейшими из них являются Южно-Ферганская и Северо-Ферганская.

В процессе образования перечисленных выше новейших структур в пределах изучаемого района получили развитие в основном по контактам поднятий и впадин зоны крупнейших разрывов [2–12]. Ниже мы остановимся на рассмотрении этапов новейших движений.

Новейшие тектонические движения

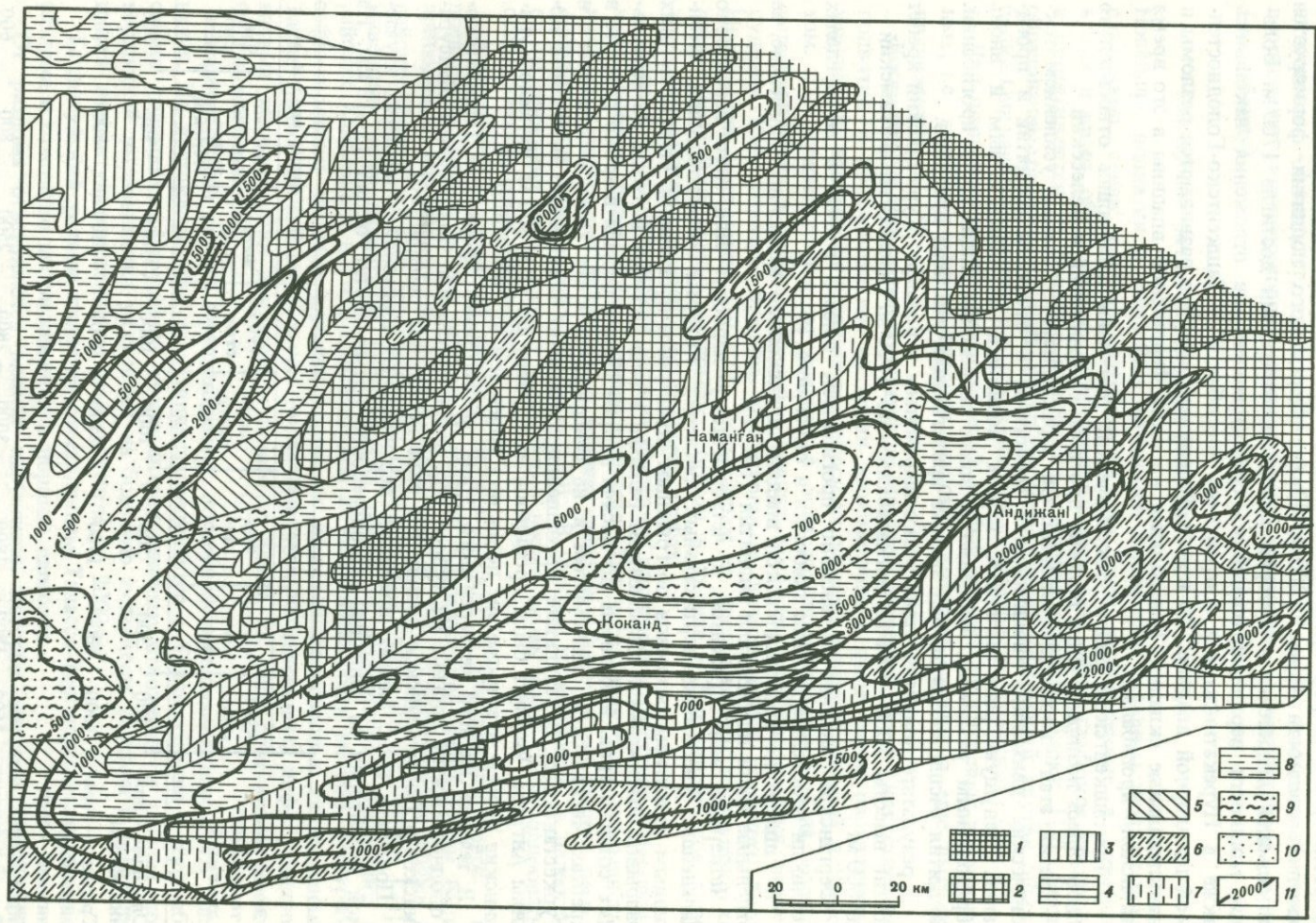
В пределах изучаемой территории различается четыре этапа новейших тектонических движений.












Первый этап начался приблизительно со среднего олигоцена и продолжался до среднего миоцена. В этот период началось увеличение вертикальных движений. Закладываются основные впадины и поднятия. Значительные по амплитуде поднятия появляются в пределах районов Алай-Туркестанского и Ферганского хребтов, меньшие — в Чаткало-Кураминском районе. Областью интенсивного прогибания становится Ферганская впадина. В Приташкентском районе начинается формирование предгорного прогиба. Наблюдается также развитие небольших, узких внутривпадинных впадин Пскемской, Чаткальской и других (рис. 1, 2).

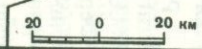
Второй этап охватывает средний миоцен и нижний — средний плиоцен. В это время тектонические движения проявились более интенсивно, чем в первом этапе.

Рис. 2. Карта новейших тектонических движений Восточного Узбекистана и сопредельных территорий

Участки интенсивного поднятия: 1 — с миоцена, 2 — верхнего плиоцена, 3 — раннего антропогена, 4 — среднего антропогена, 5 — верхнего антропогена; 6 — верхнеплиоценовое прогибание, вовлеченное в поднятие с нижнего антропогена; 7 — раннеантропоценовое прогибание, вовлеченное в поднятие со среднего антропогена; 8 — среднеантропоценовое прогибание, вовлеченное в поднятие с верхнего антропогена; 9 — верхнеантропоценовое прогибание, вовлеченное в поднятие с голоцена; 10 — современный участок прогибания; 11 — изолинии мощности неоген-антропоценовых отложений



- | | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|---|--|---|---|---|--|---|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |



Они привели к дальнейшему развитию поднятий и впадин. Произошло обновление ряда крупных древних разломов.

Особенно быстро развивалось Чаткальское поднятие, менее — Кураминское. Образовались невысокие Пскемское и Угамское поднятия, разделенные пологой депрессией, в которой происходило накопление кирпично-красных осадков, достигших мощности более 1200 м. Южнее Пскемского поднятия формируется Чаткальская депрессия, в которой мощность отложений достигла 1700 м. Большой мощности верхнеолигоценовые — среднеплиоценовые отложения накопились также в Нурекатинском и Ангренском прогибах и в Ташкентско-Голодностепской предгорной впадине. По краям Ферганской впадины развиваются разломы и антиклинальные складки. Центральная же часть Ферганской впадины в это время интенсивно прогибалась.

В Приташкентском районе тектонические движения проявились относительно слабо. Здесь возникли лишь пологие прогибы — Чирчикский и Келесский.

Третий этап — верхнеплиоценовый. Он характеризуется резким усилением тектонических движений. Увеличивается амплитуда и скорости поднятий и прогибаний. Ведущую роль начинают играть подвижки по обновленным и вновь образованным разломам, особенно в зонах сочленения поднятий и прогибаний. Поднятия расширяются за счет захвата прилегающих участков прогибов.

В результате поднятия стали резко выражаться в рельефе: Кураминский хребет достиг высоты 1000—1200 м, Чаткальский — до 1500 м, Пскемский и Угамский — до 800 м.

Ферганская впадина интенсивно прогибалась, вместе с тем в ее пределах возникли небольшие частные поднятия и опускания [9—13].

В Ташкентско-Голодностепской впадине происходило медленное опускание, ее отдельные части испытывали поднятия (рис. 2).

Четвертый этап относится к четвертичному периоду. Для него характерно дальнейшее увеличение вертикальных движений, которые сопровождалось интенсивным развитием разрывов по границам поднятий и прогибаний. Многие из этих разрывов выражены в современном рельефе в виде уступов высотой до нескольких сотен метров, некоторые до тысячи метров. Такие уступы широко развиты в хребтах Чаткальском, Пскемском и на северных склонах хребтов Алайского и Туркестанского. В результате происшедших поднятий неогеновые отложения долины Ангрена, Чирчика были пропилены на глубину до 400—500 м, Чаткало-Кураминские хребты в антропогене поднялись более чем на 700—800 м [13].

В течение данного четвертичного этапа окончательно оформился Ташкентско-Голодностепский прогиб. На севере его стали постепенно подниматься Мансура-тинское и Богомолинское поднятия в виде небольших сводов [10].

Подведем итог. Размах новейших вертикальных движений в пределах изучаемой территории за олигоцен-антропогеновое время достиг около 12—13 км. На

Этапы неотектонических движений	Поднятие хребтов, м					Опускание впадин, м		
	Кураминского	Чаткальского	Ферганского	Алайского	Туркестанского	Ферганской	Ташкентско-Голодностепской	Чаткальской
Олигоцен — нижний миоцен	300	500	500	1000	1000	1000	300	500
Средний — верхний миоцен — нижний — средний плиоцен	1500	1800	1900	2500	2500	2500	800	1700
Верхний плиоцен	1600	1800	1800	3000	2800	2500	800	600
Антропоген	500	600	700	1000	1200	1200	400	200
Общая амплитуда около	4000	4700	4900	7500	6500	7000	2300	3000

долю верхнеплиоцен-антропогеновых движений приходится около 5,0–5,5 км, что свидетельствует о постепенном нарастании темпа движений. Амплитуда положительных движений в неогене достигла в горных обрамлениях Ферганской впадины в среднем 3000–6000 м, в четвертичное время амплитуда поднятий достигла 500–1000 м [12–21]. Если принять продолжительность неогена за 25 млн. лет, а антропогена – 1 млн. лет, то простой количественный расчет показывает резкое возрастание интенсивности тектонических движений в четвертичное время (см. таблицу).

Важнейшие активизированные разрывы

Новейшие поднятия и опускания изучаемой территории отделены друг от друга разломами, среди которых различаются два типа: возрожденные в новейшее время и вновь образованные. Возрожденные разломы имеют глубокое заложение и протягиваются на большие расстояния, разделяя крупные блоки [17]. Вновь образованные разломы являются результатом новейших деформаций внутри одного блока. Они наиболее широко развиты в мезозой-кайнозойских отложениях (рис. 3).

Для познания генезиса землетрясений особый интерес представляют возрожденные, т.е. активизированные древние разломы, которые сохраняют еще высокую подвижность.

Южно-Ферганский разлом является северной границей Алай-Туркестанского поднятия и прослеживается на сотни километров, в виде серии параллельных нарушений, занимающих широкую полосу на участке между Сулюктой и Наукатом. По существу, это не разлом, а зона крупных разрывов. Она хорошо устанавливается в районе Сулюкты, урочище Мадьген, в районе селения Баткен, рудника Кан, селений Вуадиль и Учкурган и дальше вдоль северного борта Наукатской котловины [19–22]. Возможным ее продолжением на востоке является зона Алдыярских разломов, которая в долине р. Тар ныряет под мезозой-кайнозойские отложения Ферганского хребта.

Данный Южно-Ферганский разлом разделяет различные структурно-фациальные зоны и имеет длительную историю развития. Для него характерны прерывистые конседиментационные движения. В течение палеозоя разлом играл важную роль в формировании герцинской структуры [20]. В мезозое и, возможно, в палеогене он не проявлял себя, однако в новейшее время вновь начал "контролировать" осадконакопление и денудацию.

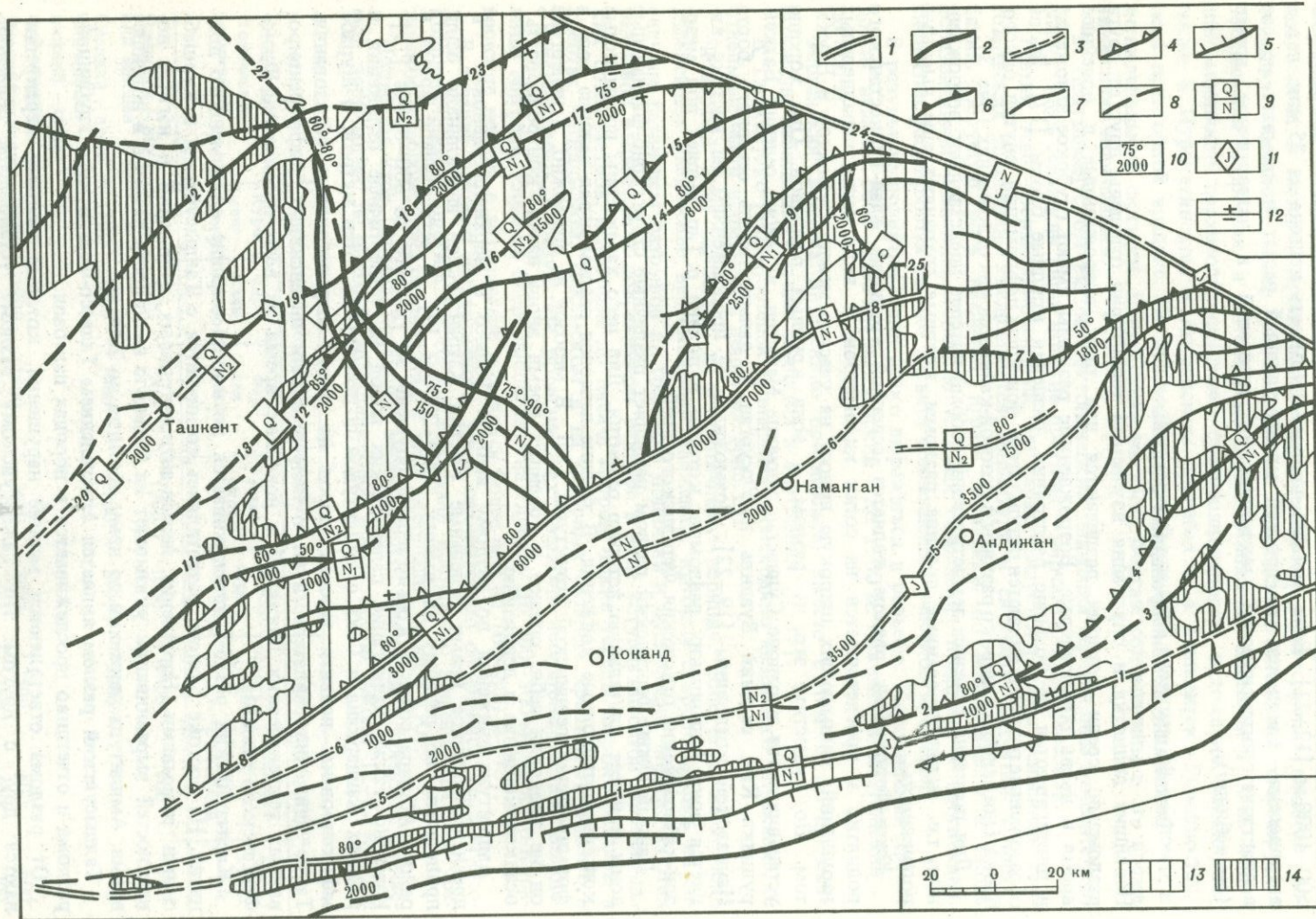
Амплитуда движения по разлому велика. Только в верхнеплиоценовое и древнечетвертичное время отдельные участки Катрантауской антиклинали были приподняты по разлому на высоту 2000–2200 м [9]. В четвертичное время в районе Абшира сохские конгломераты опущены на глубину до 600–800 м [21]. Известно также надвигание палеозойских пород на четвертичные отложения в районах Хайдаркана и Соха с амплитудой до нескольких сотен метров. В Шурабе зафиксированы надвиги юрских пород на неоген-антропогеновые образования. Такие движения свидетельствуют о непрерывности интенсивных, дифференцированных тектонических движений в новейшее время на всем протяжении Южно-Ферганского разлома.

Карачатырский разлом прослеживается по южной окраине одноименного поднятия. На востоке разлом, разветвляясь, соединяется с Талдысуйским и Куршабскими разрывами. Нарушение неоген-антропогеновых отложений и изгибы поверхностей выравнивания указывают на большую активность разлома в новейшее время. Амплитуда движений по нему достигла до 2000 м.

Талдысуйский разлом является ответвлением Талассо-Ферганского глубинного разлома и отчетливо прослеживается в породах палеозоя.

От разлома ответвляются мелкие нарушения, которые местами перекрещиваются друг с другом. По Талдысуйскому разлому установлены движения, происходящие в позднечетвертичное время [9].

Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона [4] проходит по северной границе Южно-Ферганской зоны складок и прослеживается к западу до Нуратинских



гор. Общая протяженность ее около 400 км. Ширина зоны изменяется в пределах 5–10 км, а местами до 20 км. Судя по нарушенным палеогеновым толщам, амплитуда новейших движений по разрывам достигла 3 км.

Наиболее интенсивные движения по разрывам данной зоны произошли в верхнеплиоценовое – древнечетвертичное время. Амплитуда вертикальных перемещений по отдельным разрывам достигла сотен метров, местами 3000–3500 м, а горизонтальных смещений до 800–1000 м.

Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона проходит вдоль южной части Северо-Ферганской зоны складок и отделяет последнюю от центральной части Ферганской впадины. Ее существование было выявлено по геолого-геофизическим данным [9, 22]. С запада на восток зона протягивается по линии Шайдан, Пап – Наманган, Учкурган, далее на северо-востоке соединяется с Баубашатинским разломом. На участке Шайдан – Пап в зоне зафиксирован лишь один разлом.

Амплитуды смещения по разрывам зоны по данным геофизических работ южнее Чуст-Папской складки достигают 600 м, в районе Намангама до 2000 м.

Баубашатинский разлом ограничивает северо-восточную часть Ферганской впадины от Баубашатинского поднятия, являющегося частью Ферганского хребта [23]. По разлому наблюдается надвигание палеозойского массива к югу на мезозой-кайнозойские отложения. Амплитуда его здесь достигает 800–1200 м, а в районе Учкурганского прогиба до 1800 м.

Северо-Ферганский разлом (взбросо-надвиг) ограничивает с юга Курамино-Чаткальскую систему структур. В ряде мест он пересечен детальными профилями сейсморазведочных работ, которые дали возможность уточнить его местоположение. Линия основного разлома находится не вдоль контакта палеозойских и мезозой-кайнозойских пород, как предполагали ранее многие исследователи [5, 23], а несколько южнее, вдоль южных склонов Кураминского хребта и Баястанской гряды. Амплитуда его изменяется от 5,5 км южнее поселка Шайдан до 7 км на северо-востоке, вблизи районного центра Варзык.

Большая мощность неоген-антропогеновых отложений в пределах опущенного крыла данного разлома служит указанием на большой размах новейших движений. Например, скважина в районе Чуст-Папской антиклинали достигла палеогеновых отложений на глубине около 6000 м.

Сейсмологические исследования показали, что вдоль Северо-Ферганского разлома происходит сгущение изолиний глубин с различными скоростями, которые соответствуют неоднородностям в земной коре [24]. На глубокое заложение разлома указывает также резкое изменение градиента силы тяжести [25].

Высокий градиент теплового потока и скачкообразный переход температур в зоне Северо-Ферганского разлома, достигающий 140°C, свидетельствует о высо-

Р и с. 3. Карта разрывной тектоники Восточного Узбекистана и сопредельных территорий

1 – глобальные разломы; 2 – региональные разломы; 3 – флексурно-разрывные зоны; 4 – взбросы, взбросо-надвиги; 5 – сбросы; 6 – надвиги; 7 – небольшие разрывы; 8 – разломы, предполагаемые и установленные геофизическими методами; 9 – разломы, активные в новейшее время (индекс означает время формирования; в дроби – знаменатель указывает на возраст наиболее молодых отложений, затронутых разрывом, а числитель – возраст основного этапа формирования); 10 – разрыв (в знаменателе дроби – амплитуда в метрах, числителе – угол падения в градусах); 11 – время активизации в мезозое; 12 – поднятие, опускание; 13 – выход пород герцинского структурного этажа; 14 – то же, эпигерцинского платформенного структурного этажа.

Разломы: 1 – Южно-Ферганский; 2 – Карачатырский, 3 – Куршабский; 4 – Талдысуйский; 5 – Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона; 6 – Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона; 7 – Баубашатинский разлом; 8 – Северо-Ферганский; 9 – Чаткало-Атойнакский; 10 – Южно-Ангренский; 11 – Северо-Ангренский; 12 – Кызыл-Кураинский; 13 – Сюрень-Атинский; 14 – Чаткальский; 15 – Саидалашский; 16 – Южно-Пскемский; 17 – Пскемский; 18 – Угамский; 19 – Карджантауский; 20 – Приташкентская разрывная зона; 21 – Богоналинский; 22 – зона Кумбельских разломов; 23 – Аксу-Майданталский; 24 – Талассо-Ферганский; 25 – Карасуйский

кой активности его на современном этапе [26]. Все сказанное выше свидетельствует о важном структурном значении Северо-Ферганского разлома.

Чаткало-Атойнакский разлом [27] отделяет Нанайскую зону (впадину) от Чаткальского хребта. Отделяясь от Талассо-Ферганского, он вначале тянется вдоль северо-восточного склона Атойнакского хребта, затем пересекает его и переходит на южный склон Чаткальского хребта, простираясь параллельно последнему [23].

Опускание Нанайской зоны вызвало в ее пределах накопление неоген-антропогенных отклонений мощностью до 2,5 км.

Чаткало-Атойнакский разлом проявляется в различных местах по-разному. О его современной активности свидетельствуют многочисленные сейсмические данные.

Карасуйский разлом — это надвиг почти меридионального простирания, отделяющий Нанайскую зону от северо-западной части Ферганского хребта. По всей вероятности, разлом является активным. В районе оз. Сары-челек он сливается с Чаткало-Атойнакским нарушением. Его амплитуда к северу постепенно нарастает до 3000 м [27–29].

Южно-Ангренский разлом находится между Кураминским поднятием и Ангренской долиной и разделяет палеозойские породы от третичных отложений. На западе он прослеживается по геофизическим данным под мезо-кайнозойскими отложениями. Амплитуда вертикального смещения в районе Ахангарана 1000 м, опущен северный блок.

Северо-Ангренский разлом простирается к северо-востоку по контакту Ангренской долины и Чаткальского хребта. Это взброс, постепенно переходящий на северо-востоке в надвиг. Амплитуда вертикального перемещения достигает 800–1200 м.

Зона Нуракатинских разломов состоит из серии параллельных дизъюнктивных нарушений. Наиболее крупные из них — Сюрень-Атинское и Кызыл-Нурынское. По ним установлены смещения до 800–1000 м только за четвертичное время. Местами разорвана даже Голодностепская поверхность выравнивания. Амплитуда этих подвижек достигает 50–60 м.

Зона Пскемских разломов тянется от Талассо-Ферганского разлома в западном и юго-западном направлении по долине р. Пскем, в которой местами палеозойские породы надвинуты на неоген-антропогенные отложения. Амплитуда четвертичных перемещений по данным взбросам достигла 700–800 м в районе Угамского и Пскемского поднятий.

Карджантауский разлом прослеживается по юго-восточному склону одноименного хребта. По нему на правом берегу р. Чирчик породы палеозоя круто надвинуты на мезозой-кайнозойские отложения. Вертикальная составляющая превышает 3000 м. Здесь же отложения Карачатауской террасы р. Чирчик оказались подняты на высоту до 1000 м [28].

Простираясь к юго-западу, данный разлом ветвится и в Приташкентском районе выражен в мезозой-кайнозойских толщах в виде флексурно-разрывной зоны.

Приташкентская флексурно-разрывная зона установлена О.А. Рыжковым, Р.Н. Ибрагимовым и другими [10]. Ее существование было подтверждено при последующих геологических, геоморфологических и геофизических исследованиях. Протяженность зоны около 150 км, ширина — 10–15 км. Данные бурения показали, что в отдельных участках зоны неоген-антропогенные контрастные движения достигли амплитуды 2,5–3,0 км. В районе Ташкента в состав данной зоны входят разрывные нарушения: Келесский, Каракамышский, Чаулийский, Чирчикский и другие [7].

Талассо-Ферганский разлом — это крупнейшая шовная зона, которая является восточной границей Западного Тянь-Шаня. Она разделяет в пределах изучаемой территории палеозойские отложения от мезо-кайнозойских [29, 30]. На северо-западе она отделяет область развития герцинской складчатости от области каледонской складчатости.

Судя по особенностям мезо-кайнозойских отложений, Талассо-Ферганский разлом пережил несколько этапов активизации: юрский, меловой и неоген-антропогеновый. Интенсивные новейшие подвижки по разлому привели к возникновению оперяющих разрывов, которые разделили Ферганское поднятие на ряд блоковых структур. Амплитуда движений по разлому в юрский этап достигла 5–6 км, в мелу до 2–3 км и в неоген-антропогене до 1,5–2,0 км [6,27]. Относительная скорость движения в неоген-антропогеновое время была наибольшей. Интересно отметить, что северо-западный участок Талассо-Ферганского разлома, находящийся вне рамки нашей карты (рис. 3), перекрыт ненарушенными неоген-четвертичными отложениями.

Сильные землетрясения и их генезис

В Восточном Узбекистане сильные землетрясения возникают часто. По историческим и инструментальным данным за последние 100 лет произошло около 30 таких подземных толчков. Наибольшее их количество отмечено в предгорных обрамлениях Ферганской впадины, меньше – в Чаткало-Кураминском регионе, мало – в Приташкентском районе.

Такое расположение очагов сильных землетрясений соответствует особенностям геологического строения и новейших движений изучаемой территории. В ее пределах, как следует из предыдущих разделов настоящей статьи, в новейшее время размах тектонических движений по разрывам был наибольшим по окраинам Ферганской впадины. Именно в них и было зарегистрировано наибольшее количество сильных толчков.

Размах новейших дифференцированных движений был меньшим в Чаткало-Кураминском регионе. В нем соответственно было меньше землетрясений. Размах движений был еще меньше в Приташкентском районе, где и локальных землетрясений известно сравнительно немного.

Рассмотрим ниже отдельные землетрясения в хронологическом порядке (рис. 4).

Ахсынское землетрясение 1620 г. Оно произошло вблизи Намангана. В результате древний город Ахсы был разрушен до основания. Судя по описаниям Мухаммед-Тахира бин Абул Касыма [31], его интенсивность достигла 9 баллов. Плейстоценовая область находилась в Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне.

Землетрясение 1822 г. По данным книги "Мунтахаб ат-Таварих Хакимхана-Тюри" [31], оно было чрезвычайно сильное, возможно, более 9 баллов. Область его наибольших разрушений находилась в пределах Южно-Ферганской зоны.

Андижанское землетрясение 3 (16) декабря 1902 г. Ф.М. Чернышев, М.М. Бронников и другие [32] нашли, что площадь наибольших разрушений данного 9-балльного землетрясения была небольшой и включала г. Андижан и его пригороды; возникло же землетрясение в результате образования антиклинальной складки, вытянутой по направлению адыров и сопровождавшейся разрывом там, где эта складка испытала препятствия в поперечной уже бывшей ранее складчатости.

Нами было установлено, что упомянутые складки и разрывы входят в состав Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны.

Аимское землетрясение 28 марта 1903 г. Его интенсивность в селении Аим достигла 8 баллов. Оно ощущалось силой в 6–7 баллов в городах Андижане, Джалал-Абаде, Оше, Базаркургане и в Массак. В Фергане и Ленинабаде оно достигло 4 баллов. Область максимальных разрушений находится в зоне Аламышкинского разлома, входящего в состав Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны. Очевидно, что движение по Аламышкинскому разлому и обусловило Аимское землетрясение 1903 г.

Кирккольское землетрясение 1907 г. Землетрясение произошло в долине р. Кыркколь, в 30 км юго-западнее г. Оша. Интенсивность его достигла в Иски-Наукате 8 баллов, в Оше и Карасу 6 баллов, в Фергане и Андижане – 5 баллов, в

Намангане и Ташкенте — 4 баллов. Большая площадь распространения интенсивности сотрясения служит указанием на сравнительно глубокое заложение очага. Наибольшие разрушения произошли в районе разрывов, входящих в систему Южно-Ферганского разлома. Вероятно, движения по упомянутым разрывам и обусловили настоящий подземный толчок.

Куршабское землетрясение 1924 г. Это землетрясение выразилось двумя сильными толчками. Первый толчок произошел 6 июля, второй — 12 июля [33]. Их интенсивность достигла 8 баллов. В результате землетрясений было разрушено селение Куршаб. Пострадали также города Узген и Яссы.

Судя по макросейсмическим данным, область наибольшего разрушения этих землетрясений была вытянута в северо-восточном направлении и включала зону Куршабского разлома. Тектонические подвижки по нему и смежным дизъюнктивным нарушениям были, вероятно, причиной возникновения куршабских толчков.

Наманганское землетрясение 12 августа 1927 г. Землетрясение возникло в пределах Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны и вызвало крупные разрушения. Интенсивность разрушений достигла в эпицентре 8 баллов, в Намангане — 7–8 баллов, в Чусте, Чартаке, Янгикургане и в Ташкенте — 4 балла. Вблизи Чартака в грунтах образовались крупные трещины, из которых вытекала вода. Плейстоценовая область не выходила за пределы Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны и была вытянута вдоль нее.

19 августа 1927 г. произошел повторный Наманганский толчок силой около 7 баллов. Он вызвал дополнительные разрушения в Намангане, Чартаке, Кум-Кургане. В Ташкенте и Самарканде сотрясение достигло 3 баллов.

Ряд исследователей [34, 35] возникновение наманганских толчков связывают с неравномерным развитием одноименных складок. Однако очаги этих толчков находились глубже названных поверхностных складок и были приурочены к разрывам, скрытым в глубине. Движения по ним обусловили как образование поверхностных складок, так и данных очагов.

Чаткальское землетрясение 2 ноября 1946 г. Это самое сильное землетрясение, известное на изучаемой территории. Оно возникло в зоне сочленения Чаткальского хребта с Нанайской впадиной. Его эпицентр находился в районе озера Сарычелек [36]. Интенсивность землетрясения превышала 9 баллов. Плейстоценовая область имела протяжение около 80 км и среднюю ширину 15 км [37].

Сотрясения распространились на большой площади. Они ощущались в Оше, Джалал-Абаде, Андижане, Намангане силой в 6–7 баллов и в Ташкенте — 7–8 баллов. В эпицентральной зоне были разрушены все кишлаки и произошли крупные остаточные деформации земной поверхности в пределах разломов, а также в зонах контакта пород различного состава [38].

Площадь наибольшего распространения сотрясений данного толчка образует дугообразную полосу. На востоке она протягивается к северо-западу вдоль Талассо-Ферганского разлома, а затем поворачивает к юго-западу вдоль Чаткало-Атойнакского разлома. Такое распространение интенсивности было обусловлено особенностями геологического строения, в частности миграцией структур от Ферганской мегантиклинали (см. рис. 4).

Существует несколько точек зрения о причинах возникновения Чаткальского землетрясения. Одни ее ищут в особенностях строения глубинных зон земной коры [39], другие полагают, что оно было обусловлено подвижкой по Восточно-Ферганскому разрыву [23], третьи по Талассо-Ферганскому разлому [6].

Рис. 4. Карта разрушительных землетрясений и важнейших разрывов Восточного Узбекистана и сопредельных территорий.

1 — глубинные разломы; 2 — региональные разломы; 3 — флексурно-разрывные зоны; 4 — разломы, предполагаемые и установленные геофизическими методами; 5–8 — макросейсмические эпицентры землетрясений с балльностью: 5 — девять баллов, 6 — восемь, 7 — семь, 8 — шесть; 9 — изосейсты с указанием балльности; 10 — контур выхода палеозойских пород; 11 — номер разрыва (см. текст); 12 — дата землетрясения

В пределах плейстосейстовой области данного землетрясения находятся Чаткало-Атойнакский и Карасуйский разломы. Мы полагаем, что резкие тектонические движения по ним и были непосредственной причиной Чаткальского толчка.

Чаткальское землетрясение сопровождалось большим количеством афтершоков, некоторые из них достигали 7–8 баллов. Эпицентры их располагались в зонах разломов Чаткало-Атойнакского, Карасуйского и Талассо-Ферганского. По видимому, все они были активизированы при землетрясении.

Бричмуллинское землетрясение 24 октября 1959 г. Землетрясение произошло в юго-западных отрогах Пскемского и Угамского хребтов, его интенсивность достигла 7 баллов. Пострадали селения Бричмулла, Аурахмат, Юсупхана, Багустан и Нанай. Плейстосейстовая область охватила почти всю Бричмуллинскую впадину, нарушенную серией разломов.

Изучение механизма очагов Бричмуллинского землетрясения и его афтершоков показало, что поверхности разрывов в их очагах совпадают с простиранием активных разломов Пскемской зоны. Простирание последней совпадает с простиранием плейстосейстовой области основного толчка [40].

Маркайское землетрясение 3 августа 1962 г. Это землетрясение возникло в восточной части Ферганской впадины [41]. Его интенсивность достигла 8 баллов, магнитуда 5,7. Площадь 8-балльного сотрясения была небольшая, всего около 100 км². Изосейсты землетрясения образуют овал, вытянутый в юго-западном направлении. В плейстосейстовой области возникли небольшие сейсмодислокации в виде сбросов и небольших трещин в почве, образовавших полосу длиной около 1,5 км. Эти деформации произошли на висячем крыле Талдысуйского разлома, к поверхности которого был приурочен очаг землетрясения. Маркайское землетрясение возникло в наиболее подвижном участке разлома, где амплитуда современных движений наибольшая и происходит интенсивный рост молодых поднятий.

Коштепинское землетрясение 17 марта 1965 г. Землетрясение произошло вблизи г. Алмалыка. Его интенсивность в плейстосейстовой области была около 7 баллов. Площадь разрушений небольшая. Эпицентр располагался в зоне Южно-Ангренского разлома.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Землетрясение возникло в пределах Приташкентской флексурно-разрывной зоны [10]. Его магнитуда 5,3 и интенсивность 8 баллов. Гипоцентр находился под центром города на глубине около 8 км. Зона максимальных разрушений образовала овал площадью 10 км². Семибалльная площадь имела сложные очертания. Изосейсты меньших баллов образовали эллипсы, вытянутые в юго-западном направлении.

Ташкентское землетрясение было вызвано подвижкой по разлому, входящему в состав Приташкентской флексурно-разрывной зоны. Подробнее см. [42].

Сейсмогенные разрывы

Как следует из предыдущего раздела, все разрушительные землетрясения, известные в пределах Восточного Узбекистана, возникли в зонах активных разрывов новейших или активизированных древних. Ниже дается краткая характеристика сейсмогенности последних. На рис. 4 разрывы пронумерованы, а в тексте эти номера приводятся в круглых скобках.

Южно-Ферганская зона разломов (1). В пределах зоны возникло четыре землетрясения, имевших интенсивность 7–8 баллов. Это Ура-Тюбинское землетрясение 1897 г. ($M=6,5$), Кырккольское 1907 г., Ура-Тюбинское 1923 г. ($M=5,2$) и Фрунзенское 1974 г. ($M=5,5$).

В поле детально было обследовано землетрясение 1974 г. Его плейстосейстовая область включала разрывы данной Южно-Ферганской зоны.

Куршабский и Талдысуйский разломы (3 и 4). Они образуют одну сложную зону нарушений. Наиболее подвижным является Талдысуйский разлом, с которым было связано возникновение Ошских землетрясений 1883 г. (интенсивность 7–8 баллов, $M=5,8$), Джалал-Абадского землетрясения 1926 г. (7 баллов, $M=5,2$) и Маркайского землетрясения 1962 г. (8 баллов, $M=5,5$).

К Куршабскому разлому приурочены Куршабские землетрясения 1924 г. (8 баллов, $M=6,5$), а также 6–7-балльное землетрясение 1974 г. ($M=5,0$).

Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона (5). В ее пределах возникли разрушительные землетрясения в 838, 1822 и 1902 гг. Наиболее сильными оказались Ферганское землетрясение 1822 г. и Андижанское 1902 г. Интенсивность их достигала 9 баллов.

С Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной связано также 7-балльные Пайтоксское землетрясение 1942 г. и Каракалпакское 1947 г. ($M=5,3$).

Уместно напомнить, что Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона – результат новейшего вовлечения южной окраины Ферганской впадины в интенсивное поднятие. Это основная тенденция тектонического развития настоящего района. Поэтому в данной зоне возникают довольно часто разрушительные толчки. Сказанное относится также и к следующей, Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне.

Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона (6). В ее пределах возникло шесть разрушительных землетрясений в 1494, 1620, 1894, 1927, 1942 и 1967 гг. Их интенсивность достигала 7, 8 и 9 баллов. Сильнейшим было землетрясение 1620 г.

Все перечисленные землетрясения имели небольшие плейстосейстовые области и малые области распространения сотрясений меньшей балльности. Плейстосейстовые области землетрясений располагались [9] в районах контакта Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны с центральным участком Ферганской впадины. Иными словами, они находились в зоне современных дифференцированных движений земной коры.

Северо-Ферганский разлом (8). С ним связаны очаги 7–8-балльных землетрясений: Костокозского 1888 г. и Замбурунского 1930 г. ($M=5,5$). Данный разлом характеризуется цельностью своего развития и является потому потенциально сейсмогенным во всех своих участках. Землетрясения в его северо-восточном отрезке еще не были зарегистрированы, но возможны в будущем.

Чаткало-Атойнакский разлом (9). К числу сильнейших землетрясений, возникших в его пределах, относится Чаткальское землетрясение 1946 г. (9 баллов, $M=7,5$).

Южно-Ангренский разлом (10). Он представляет особый интерес потому, что в его пределах до 1965 г. не было известно ни одного сильного землетрясения, хотя амплитуда новейших движений по нему не меньше, чем амплитуда других соседних разрывов. В 1965 г. по Южно-Ангренскому разлому возникло Коштепинское землетрясение (7 баллов, $M=5,5$).

Северо-Ангренский разлом (11). По данному разлому возникли землетрясения в 1868 и 1920 гг. (7–8 баллов), Букинское в 1967 г. (6–7-балльное) и Пскентское в 1970 г. (7-балльное). Амплитуда новейших движений по Северо-Ангренскому разлому приблизительно равна амплитуде таких же движений по Южно-Ангренскому нарушению.

Зона Пскемских разломов (17, 18). В ее пределах возникли землетрясения: Пскемское 1937 г. (8-балльное) и Бричмуллинское 1959 г. (7-балльное). Их плейстосейстовые области были вытянуты вдоль соответствующих разломов. В зонах последних установлены палеосейсмодислокации, возможно позднеантропогенные.

Приташкентская флексурно-разрывная зона (20) была отнесена к числу сейсмогенных в 1961 г. [10] исходя в основном из геологических данных. В последнее время в ее пределах возникло три землетрясения: Ташкентское 1966 г. (8 баллов), Абайбазарское 1971 г. (6 баллов) и Халкабадское 1972 г. (6 баллов). После этих землетрясений были проанализированы исторические данные и выяснено, что в 1866 и 1868 гг. в Ташкенте также происходили сильные, вероятно, локальные толчки [43]. Кроме рассмотренных выше разломов к сейсмогенным отнесены крупные активные разрывы, в пределах которых еще не было отмечено возникновения сильных землетрясений. Однако они по амплитуде новейших движений и тектонической обстановке аналогичны сейсмогенным разломам, в

которых были зафиксированы очаги сильных толчков. Как было показано, на примере Южно-Ангренского разлома и Приташкентской флексурно-разрывной зоны по ним также могут возникнуть сильные землетрясения. К таким дизъюнктивным нарушениям отнесены разрывы: *Сандалашские* (14, 15), *Нурекатинское* (12, 13), *Аксу-Майданталский* (23), *Богоналинский* (21), *Избаскент-Карабулакский* и *Карачатырский*.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Высокая сейсмичность изучаемой территории обусловлена большой интенсивностью дифференцированных тектонических движений, в том числе перестройкой древнего структурного плана и переработкой новейших структур.

2. Очаги разрушительных землетрясений были приурочены к крупным новейшим и возрожденным древним зонам разломов, по которым происходят резкие тектонические движения. Плейстосейстовые области разрушительных толчков находились в районах соответствующих разрывов.

3. Там, где отсутствуют крупные активные разломы, сильные землетрясения не были отмечены.

4. Слабые землетрясения, не вызывающие разрушений, происходили повсеместно. Они обуславливались частными деформациями тектонических структур.

5. В зонах разломов глубокого заложения и большого протяжения, разграничивающих крупные структурные комплексы, землетрясения достигали большой магнитуды и интенсивности (9 баллов). Таким было, например, Чаткальское землетрясение 1946 г.

По разрывам неглубокого заложения и малой протяженности возникали землетрясения с меньшей магнитудой. Например, в Приташкентской флексурно-разрывной зоне или по Южно-Ангренскому разлому.

6. Чем больше размах новейших движений, иными словами, чем больше скорость современных движений по разлому или по системе разломов, тем чаще возникали разрушительные землетрясения. Примером могут служить Северо-Ферганская и Южно-Ферганская флексурно-разрывные зоны.

7. Почти все разрушительные землетрясения в пределах Восточного Узбекистана возникали каждый раз на новом месте преимущественно между очагами бывших сильных толчков в пределах одного разлома, т.е. наблюдалась миграция очагов по разломам.

Сейсмогенные зоны

Как следует из предыдущего раздела, в пределах Восточного Узбекистана разрушительные землетрясения возникают вследствие дифференцированных движений земной коры, в результате резких смещений по разломам.

Данные тектонические движения происходят не хаотически, а как было ранее нами показано, вполне закономерно, по плану развития новейших структур. Особенности этого развития определили и современный план проявления сейсмичности. Он следующий.

Выделяются важнейшие сейсмогенные регионы: Чаткало-Кураминский, Туркестано-Алайский и Ферганская долина (ее предгорные зоны). Эти регионы подразделяются в свою очередь на сейсмогенные зоны, обусловленные зонами активных крупных разрывов.

Сейсмогенные зоны дифференцируются по геологической обстановке и сейсмическим данным: по магнитуде присущим им максимальных толчков, интенсивности последних и глубинам очагов. Именно в таких зонах возможна в будущем генерация сильных землетрясений [44-47].

На карте, составленной нами (рис. 5), сейсмогенная зона соответствует не только зоне однородных активных разрывов или одному разрыву, но и распространению вне линий этих разрывов возможных максимальных сотрясений. Иными словами, она соответствует сумме плейстосейстовых областей максимальных толчков, возможных в данной зоне. Такая сумма областей выражается на карте в виде полосы определенной ширины. Линии разрывов мы не показали в зонах.

В качестве исходных материалов для определения ширины каждой зоны и степени ее сейсмогенности нами брались данные максимальных толчков, зарегистрированных в этой зоне или в другой аналогичной, связанной с первой цельным тектоническим процессом [47].

Как отмечалось в предыдущем разделе, очаги разрушительных землетрясений были отмечены только в некоторых участках сейсмогенных зон. Возможность возникновения таких же толчков нами экстраполировалась в пределы других геологически аналогичных участков зоны.

По простирацию сейсмогенные разрывы данной зоны в ряде районов переходят в другую геологическую обстановку, и амплитуда новейших движений по ним меньше. В этих случаях интенсивность возможных максимальных сотрясений нами понижалась с учетом сейсмических данных.

Частота повторения сильных землетрясений в сейсмогенных зонах зависит от интенсивности тектонических движений. В различных зонах скорость тектонических движений неодинакова, соответственно и частота повторения землетрясений в них бывает различной. Следует отметить, что для генерации 9-балльного толчка большой магнитуды требуется большой отрезок времени для накопления упругой энергии. Для слабого толчка такой отрезок времени намного меньше. Поэтому меньшие толчки возникают в сейсмогенных зонах чаще.

По установленной нами периодичности частота проявления наиболее сильных землетрясений для исследуемой территории равна примерно одному разу за 40 лет [48].

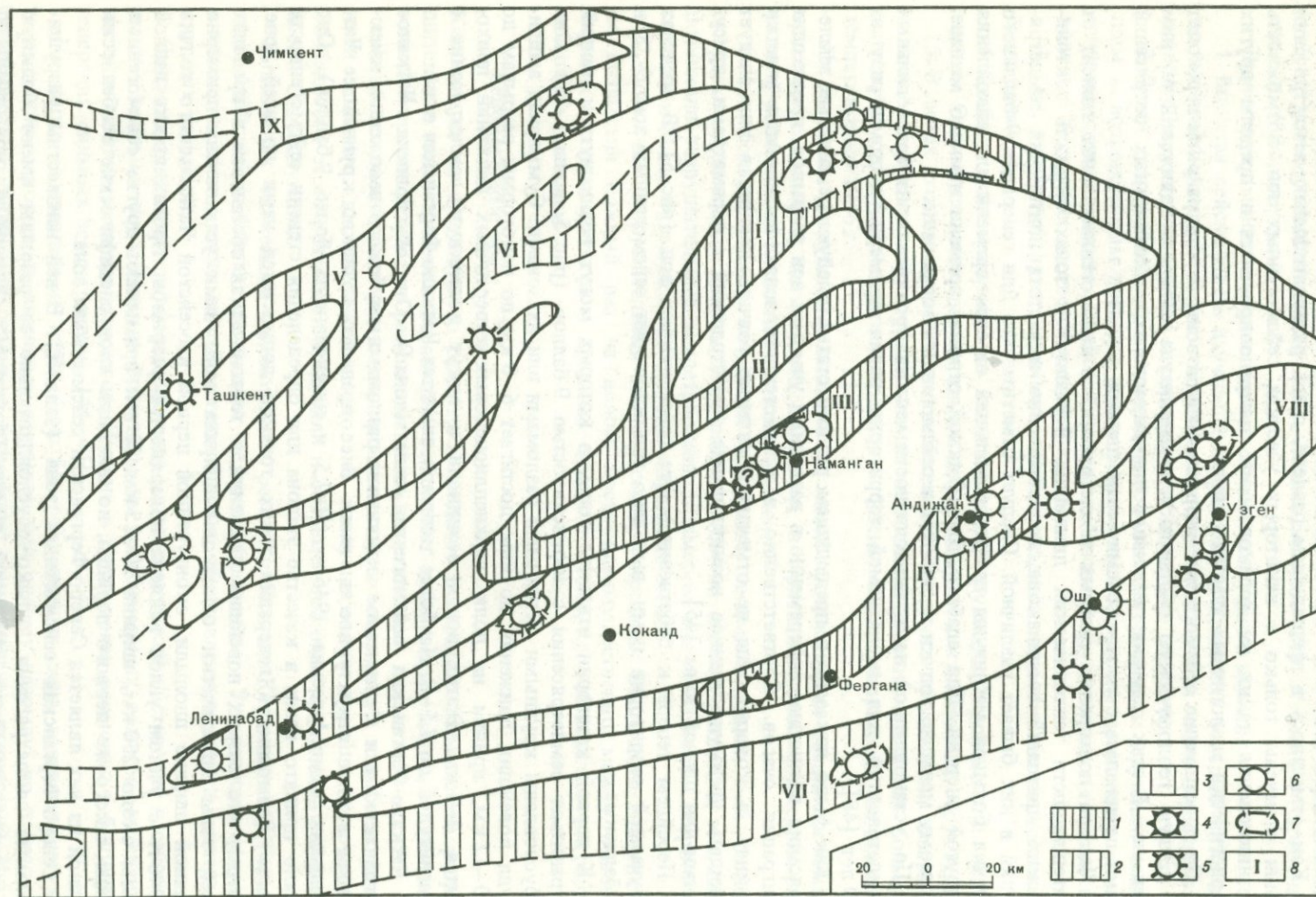
Как было показано в предыдущем разделе статьи, следующие сильные землетрясения возникают попеременно в различных участках зон разрывов, происходит миграция очагов. Соответственно в сейсмогенных зонах выделяются участки (окна), в которых еще не отмечались сильные толчки. Именно в них следует ожидать преимущественное возникновение землетрясений с параметрами, присущими для данной зоны [45].

Перейдем теперь к собственно карте сейсмогенных зон (рис. 5). В пределах изучаемой территории нами выделено три категории сейсмогенных зон: 9-, 8- и 7-балльные.

К первой категории отнесены зоны, в которых могут возникнуть и распространиться землетрясения с интенсивностью 9 баллов (рис. 5, зоны I—IV). Они обусловлены крупными активными разломами или их зонами. Суммарная амплитуда новейших движений по ним достигает 6—8 км, по некоторым разрывам до 10—12 км, причём на долю верхнеплиоценовых четвертичных движений приходится 4—5 км. В этих зонах возникали и могут возникнуть землетрясения с магнитудой до 7,5—8. Наиболее типичной является Чаткало-Ферганская зона.

Чаткало-Ферганская сейсмогенная зона (зона I). Она обусловлена Чаткало-Атойнакским и Ферганским активными разломами глубокого заложения, имеющими важное структурное значение. В ее пределах возникло крупнейшее Чаткальское землетрясение 1946 г. ($M=7,5$ и интенсивность более 9 баллов). Оно было принято нами в качестве эталона для определения степени сейсмогенности зоны. Возможность генерации таких толчков допускается нами во всей зоне, потому что размах новейших движений и тектоническая обстановка в пределах всей зоны практически одинаковы. Ширина зоны нами установлена примерно равной ширине площади, оконтуренной первой изосейстой Чаткальского толчка 1946 г. с учетом углов наклона поверхностей разрывов. Протяженность данной зоны около 250 км, ширина 20—25 км. К ней примыкают другие сейсмогенные зоны такого же первого порядка, но имеющие свои специфические особенности. Одной из них является Северо-Ферганская сейсмогенная зона.

Северо-Ферганская сейсмогенная зона (зона II). В ней неизвестны разрушительные землетрясения, однако обуславливающие ее разрывы имеют большую амплитуду новейших движений и они структурно связаны с разрывами, по которым возникали 9-балльные толчки. Это дало нам основание отнести данную зону к первой категории. На юго-западе в связи с резким уменьшением интен-



сивности новейших движений Северо-Ферганская сейсмогенная зона становится 8-балльной. Общая длина зоны около 300 км, ширина 10–12 км.

Наманганская сейсмогенная зона (зона III). Она обусловлена Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоной и Баубашатинским разломом и имеет длину 240 км, ширину 10–15 км. Северо-восточная часть зоны рассматривается как 9-балльная, в ней неоднократно возникали землетрясения: в 1494 и 1620 гг. 9-балльные и в 1927 и 1929 гг. – 8-балльные. Юго-западная часть зоны в связи с изменением сейсмогенных условий отнесена к 8-балльной.

Андижанская сейсмогенная зона (зона IV). Эта зона также отнесена нами к первой категории. Ее протяженность 200 км, ширина 15–20 км. Западнее г. Ферганы зона постепенно переходит в 8-балльную, по мере уменьшения интенсивности новейших тектонических движений.

Андижанская сейсмогенная зона обусловлена разрывами северо-восточной части Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны. В ее пределах зарегистрированы разрушительные 9-балльные толчки в 838, 1822 и 1902 гг., 7–8-балльные землетрясения в 1903, 1942 и 1947 гг.

Ко второй категории нами отнесены зоны, в которых могут возникать и распространяться землетрясения с интенсивностью 8 баллов. Скорость тектонических движений по разрывам этих зон меньше, чем в зонах первой категории. Суммарная амплитуда новейших движений не превышает 5–6 км. Местонахождение этих зон см. рис. 5. В их пределах установлены очаги землетрясений с магнитудой до 6,5 и интенсивностью восемь баллов. Данные этих толчков были использованы нами для определения ширины зон и степени их сейсмогенности.

Рассмотрим ниже важнейшие сейсмогенные зоны второй категории.

Пскемско-Ташкентская сейсмогенная зона (зона V). Ее протяженность 220 км, ширина – 10–15 км. Зона обусловлена разломами Пскемским и Карджантауским, также дизъюнктивными нарушениями Приташкентской флексурно-разрывной зоны. Магнитуда наиболее сильных зарегистрированных землетрясений не превышала шести. Интервал глубины гипоцентров колебался от 5–10 до 20 км. В пределах зоны возникли следующие землетрясения: Пскемское 1937 г. (8 баллов, $M=6$, глубина гипоцентра 20 км); Бричмуллинское 1959 г. (7 баллов, $M=6$, глубина гипоцентра 15 км) и Ташкентское 1966 г. (8 баллов, $M=5,3$ и глубина гипоцентра около 10 км).

В качестве эталона для определения степени сейсмогенности Пскемско-Ташкентской сейсмогенной зоны нами были приняты данные Пскемского землетрясения 1937 г. Отметим, что юго-западная часть зоны, обусловленная нарушениями Приташкентской флексурно-разрывной зоны, была выделена нами как сейсмоопасная еще в 1961 г. на основании только геологических данных. Ташкентское землетрясение 1966 г., Абайбазарское 1971 г. и Халкабадское 1972 г. подтвердили возможность возникновения здесь сильных землетрясений [10, 49]. Некоторые другие зоны также были выделены по геологическим данным [9, 43]. После установления этих зон в них возникли землетрясения: Супетауское 1967 г., Фрунзенское 1974 г. и Куршабское 1974 г.

Чаткальская зона (зона VI). К сейсмогенной она отнесена условно. В ее пределах не отмечена генерация сильных толчков. Однако резкая морфологическая выраженность отдельных разломов, большая амплитуда новейших движений, особенно в четвертичное время вынуждает нас рассматривать ее как зону генераций восьмибалльных землетрясений. Вместе с тем нет сомнений в том, что она менее активна, чем Пскемско-Ташкентская или Ангренская зоны.

Рис. 5. Карта сейсмогенных зон Восточного Узбекистана и сопредельных территорий

1 – сейсмогенная зона первой категории, возможно возникновение и распространение максимальных землетрясений с интенсивностью $I_0=9$ баллов, магнитудой $M \approx 7,5$; 2 – то же, второй категории, $I_0=8$ баллов, $M \approx 6,5$; 3 – то же, третьей категории, $I_0=7$ баллов, $M \approx 5,25$; 4–6 – макросейсмические эпицентры землетрясений с балльностью: 4 – девять баллов, 5 – восемь, 6 – семь; 7 – контур плейстосейстовой области землетрясения; 8 – номер сейсмогенной зоны

Ангренская сейсмогенная зона (см. рис. 3) обусловлена двумя разломами, в районах которых отмечены 7- и 8-балльные толчки. В соответствии с этими сейсмическими данными и оценена нами сейсмогенность каждого разрыва.

Южно-Ферганская сейсмогенная зона (зона VII) обусловлена системой одноименных разрывов (рис. 4, 5) и протягивается в субширотном направлении по северным склонам хребтов Алайского и Туркестанского на расстоянии около 400 км. Ширина ее 20–30 км.

В пределах зоны возникло четыре землетрясения: Ура-Тюбинское 1897 г., Кырккольское 1907 г., Ура-Тюбинское 1923 г. и Фрунзенское 1974 г. Их интенсивность 7 и 8 баллов, магнитуда не более 6. По данным этих толчков нами и была определена степень сейсмогенности зоны.

Куршабская сейсмогенная зона (зона VIII). Степень ее сейсмогенности нами определена по землетрясениям, произошедшим в районах городов Ош, Куршаба и Маркая.

Как нами отмечалось ранее, к третьей категории относятся сейсмогенные зоны, в которых могут возникнуть и распространиться землетрясения силой в 7 баллов (рис. 5). Разрывы, которые обуславливают эти зоны, по своему строению и геологической обстановке мало отличаются от разрывов зон второй категории, однако интенсивность новейших движений по ним ниже. В некоторых таких зонах были отмечены 7-балльные толчки. В Лянгарской сейсмогенной зоне (зона IX), обусловленной Аксу-Майданталасскими и Богоналискими разломами, известен только 6-балльный толчок, происшедший в 1967 г. Однако, учитывая, что по упомянутым разломам амплитуда четвертичных движений достигла 400–500 м, мы нашли необходимым повысить степень сейсмогенности зоны до 7 баллов.

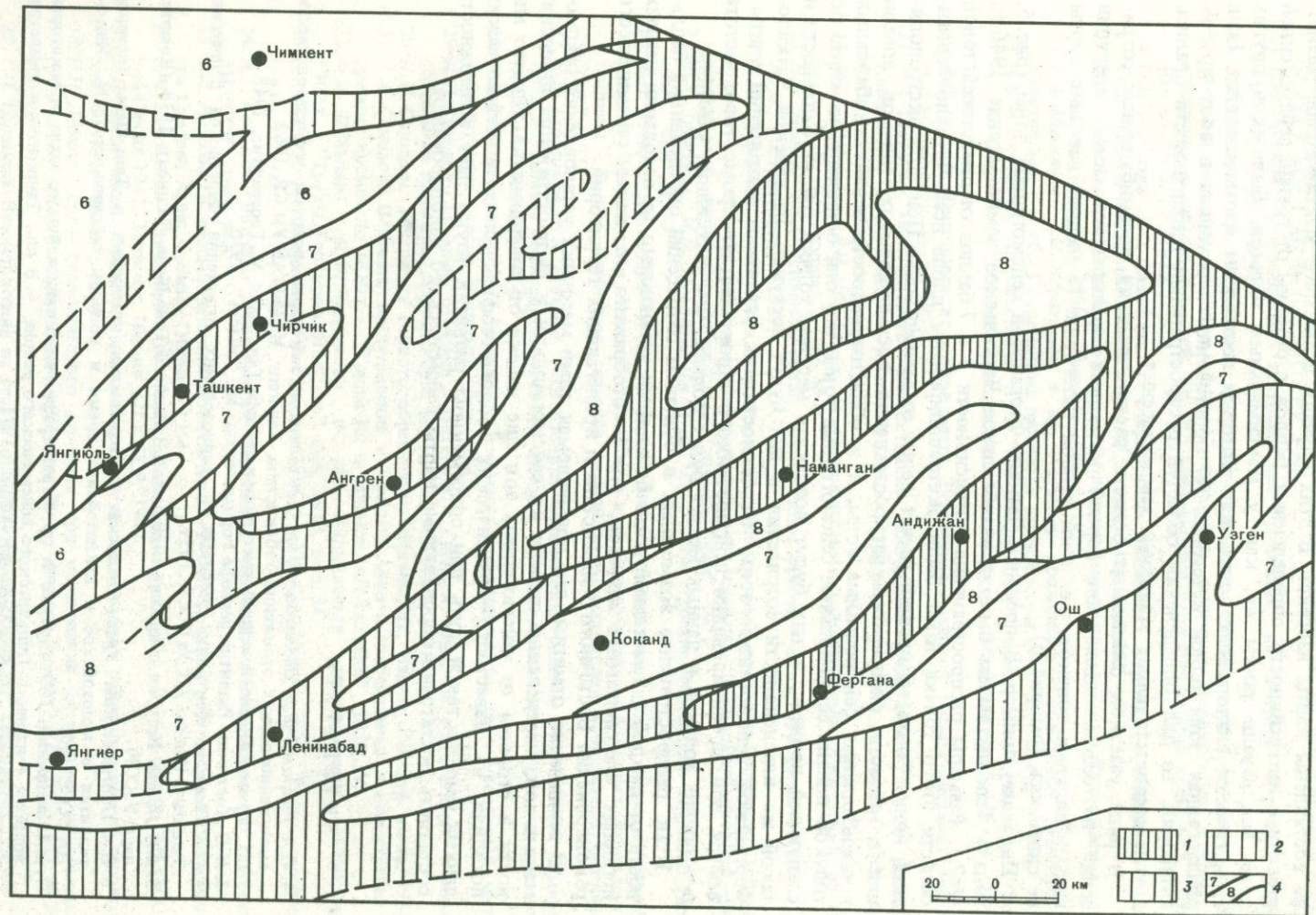
Практически несейсмогенные зоны. В пределах изучаемой территории Восточного Узбекистана между сейсмогенными зонами (рис. 5) находятся обширные участки, в которых нет никаких геологических предпосылок для возникновения разрушительных толчков 7 баллов и больше, и их генерация не была зарегистрирована. Однако эти участки испытывали сотрясения тех или других баллов, которые приходили и будут приходить из соседних сейсмогенных зон, о чем говорится в следующем разделе статьи. Кроме того, в этих же участках определено большое количество эпицентров слабых толчков с магнитудой $M \leq 4,5$. Они, вероятно, обуславливаются возникновением небольших разрывов и "растрескиванием" земной коры при деформациях различных геологических структур.

Сейсмическое районирование

За основу карты сейсмического районирования Восточного Узбекистана (рис. 6) нами были взяты сейсмогенные зоны трех различных категорий с указанием балльности возможных в них максимальных землетрясений (см. рис. 5). После нанесения их на составляемую карту сейсморайонирования было не сложно определить и обозначить на этой же карте изосейстами размеры областей ожидаемого распространения сотрясений определенной балльности от каждой сейсмогенной зоны и вместе с тем на всей изучаемой территории. При этих определениях мы исходим из известных фактических данных и распространения интенсивности от плейстосейстовой области максимального толчка, бывшего в этой сейсмогенной зоне. Такое распространение интенсивности экстраполировалось вдоль геологически однородных участков сейсмогенной зоны. Оно показано на карте сейсморайонирования изосейстами соответствующих баллов. Когда области

Р и с. 6. Карта сейсмического районирования Восточного Узбекистана и сопредельных территорий

1–3 – сейсмогенные зоны, возможно возникновение и распространение 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



возможного распространения интенсивности определенных баллов от соседних сейсмогенных зон перекрывали друг друга, они объединялись.

Для максимальных землетрясений, бывших в некоторых сейсмогенных зонах, не составлены карты изосейст. В этих случаях возможное максимальное распространение интенсивности определенных баллов в стороны от границ сейсмогенной зоны мы давали таким же, как у максимальных толчков, бывших в других геологически аналогичных зонах, для которых составлены карты изосейст. Если сейсмогенная зона одной категории по простиранию переходила в зону другой категории, то для определения областей распространения интенсивности брались другие соответствующие эталонные землетрясения.

В ряде участков ожидаемые области распространения восьмибалльных сотрясений из сейсмогенных зон первой категории перекрывают зоны генерации восьмибалльных толчков, т.е. зоны второй категории. Последние все же с карты не снимались (см. рис. 6).

Приведем пример. В пределах Чаткало-Ферганской сейсмогенной зоны (рис. 5, зона I) максимальным было девятибалльное Чаткальское землетрясение 1946 г., $M=7,5$. Размеры распространения интенсивности 8 и 7 баллов от плейстосейстовой области этого толчка нами были экстраполированы вдоль всей Чаткало-Ферганской зоны. Соответствующий расчет велся от границ зоны. При этой экстраполяции в область ожидаемого распространения восьмибалльных толчков попали восьмибалльные сейсмогенные зоны, а в область распространения семибалльных толчков попали семибалльные сейсмогенные зоны. Все они оставлены на карте по следующей причине: в них будут возникать местные толчки той же балльности и такой же интенсивности сотрясения в них будут поступать из далекой Чаткало-Ферганской сейсмогенной зоны. Особенности этих различных сотрясений учитываются при проектировании сейсмостойкого строительства. Кроме того, частота повторения толчков в данных местах будет больше, чем в соседних участках.

Итак, распространение возможных в будущем сотрясений определенной балльности от каждой сейсмогенной зоны было нами установлено на основании данных прошлых максимальных толчков, что и отображено на карте сейсмического районирования Восточного Узбекистана и прилегающих территорий.

В заключение отметим, что применяемая нами методика установления сейсмогенных зон, определения степени их сейсмогенности и распространения интенсивности в стороны от сейсмогенных зон еще далека от совершенства. Однако мы исходили из известного — фактических геолого-геофизических и сейсмических данных. Именно такой путь при современном развитии науки дает возможность составлять достаточно обоснованные карты сейсмического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *О.А. Рыжков, Ш.Д. Давлятов* и др. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
2. *С.С. Шульц*. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
3. *Н.П. Костенко*. Развитие рельефа горных стран. М., "Мысль", 1970.
4. *О.А. Рыжков*. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН Уз СССР, 1959.
5. *В.И. Попов*. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938 (Комитет наук УзССР).
6. *Б.А. Петрушевский*. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (история развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., Изд-во АН СССР, 1955.
7. *В.А. Захаревич, Г.Ю. Алферов* и др. Стратиграфия мезо-кайнозойского чехла и некоторые вопросы тектоники Ташкентского сейсмического района. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
8. *М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов* и др. Основные структуры Приташкентского района. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
9. *Р.Н. Ибрагимов*. Сейсмоструктика Ферганской впадины. Ташкент, "Фан", 1970.
10. *О.А. Рыжков, Р.Н. Ибрагимов* и др. Тектоника Ташкентско-Голодностепской предгорной олигоцен-антропогеновой впадины. — "Узб. геол. журн.", 1961, № 5.

11. *О.А. Рыжков*. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. — "Труды Ин-та геол. АН УзССР", 1951, вып. 6.
12. *Н.П. Васильковский*. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. — "Труды Ин-та геол. АН УзССР", 1948, вып. 1.
13. *Ю.А. Скворцов*. Неотектоника гор Средней Азии. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1950.
14. *О.А. Рыжков*. Современные тектонические движения на востоке Ферганы. — "Изв. АН УзССР", 1952, № 6.
15. *Г.Л. Мавлянов, Р.Н. Ибрагимов* и др. Использование геоморфологических методов при изучении молодых и современных вертикальных движений земной коры в пределах г. Чирчика и его окрестностей. — В сб.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1973.
16. *О.М. Борисов, Д.О. Джамалов*. О современных движениях Ферганской впадины. — В сб.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, Изд-во ЭССР, 1973.
17. *М.М. Ахмеджанов, О.М. Борисов* и др. Разрывные нарушения. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
18. *Г.А. Мавлянов, Р.Н. Ибрагимов* и др. Характер проявления современных движений в Узбекистане. — В сб.: Современные движения земной коры, № 4. М., "Наука", 1968.
19. *А.В. Алексеенко, А.Н. Костенко* и др. Об абсолютном возрасте некоторых пород Канского массива. — Сборник Львовского геологического общества № 12, Львов, 1969. (Львовский ун-т).
20. *Д.П. Резвой*. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
21. *А.А. Гаврилин, Ю.Н. Андреев*. Неотектоника Абширской угленосной площади Кызыл-Кийинского бурогольного месторождения. — "Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР". М., Гостгеолиздат, 1962.
22. *М.С. Сайдалиева, Р.Н. Ибрагимов*. К тектоническому районированию Ферганской впадины. — "Узб. геол. журнал", 1966, № 1.
23. *Н.В. Иванов*. Юго-восточный склон Чаткальского хребта. — В кн.: Геология УзССР, т. I. Л.-М., Гостоптехиздат, 1937.
24. *Е.М. Бутовская, Х.А. Атабаев* и др. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.
25. *Ф.Х. Зуннунов, М.Б. Зильберштейн* и др. Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент, "Фан", 1973.
26. *Ю.Н. Зуев, З. Исхандеров* и др. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и о геотермических условиях Ферганской впадины. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.
27. *Н.П. Герасимов, Е.Я. Раницман*. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., "Наука", 1964.
28. *Н.П. Васильковский, М.П. Ренников*. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, "Фан", 1940.
29. *А.П. Суворов*. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. — В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1958.
30. *Н.М. Синицын*. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
31. *А.А. Семенов*. Перечень землетрясений в Средней Азии и сопредельных с нею странах с древних времен до 1830 г. — "Труды Ин-та сейсмол. АН ТаджССР", 1958, IV.
32. *Ф.М. Чернышев, М.М. Бронников* и др. Андижанское землетрясение 16 декабря 1902 г. — "Труды Геолкома. Нов. сер". СПб, 1910, вып. 54.
33. *Е.К. Беггер*. Землетрясения 6–12 июля 1924 г. — "Изв. Туркестан. отд. Русск. географ. о-ва", Ташкент, 1924, XVII.
34. *А.Г. Коньков*. Вопросы сейсмичности Ферганской впадины. — "Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР", 1960, № 8.
35. *О.А. Рыжков*. К сеймотектонике Узбекистана. — В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, "Илим", 1964.
36. *Е.М. Бутовская*. Землетрясение 2–3 ноября 1946 г. — В сб.: Науч. сессии АН УзССР 9–14 июня 1947. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
37. *К.Д. Джанузак*. Землетрясения в Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе, "Илим", 1964.
38. *Н.Н. Леонов*. Роль геологического строения при образовании остаточных деформаций грунтов во время землетрясений. — "Труды Ин-та физики Земли АН СССР", 1965, № 36 (203).
39. *Г.П. Горшков*. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географгиз, 1949.
40. *А.И. Захаров, Л.М. Матасова*. Механизм очагов землетрясений. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
41. *Р.Н. Ибрагимов, В.К. Иодко* и др. Сильные землетрясения Восточной Ферганы. — В сб.: Сейсмичность Восточной Ферганы. Ташкент, "Фан", 1966.

42. Р.Н. Ибрагимов. Сейсмотектоническая обстановка Ташкентской эпицентральной зоны. – В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
43. Р.Н. Ибрагимов, Д.Х. Якубов. Сейсмотектонические зоны. – В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
44. И.Е. Губин. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1950, № 13 (140).
45. И.Е. Губин. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
46. И.Е. Губин. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. – "Геотектоника", 1974, № 6.
47. И.Е. Губин. О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. – В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
48. Р.Н. Ибрагимов, К.Н. Абдуллабеков. О периодичности сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня. – "Узб. геол. журн.", 1974, № 4.
49. Р.Н. Ибрагимов. Сейсмотектоническая обстановка. – В кн.: Сейсмическое микрорайонирование Ташкента. Ташкент, "Фан", 1969.

М.М. АДЫШЕВ, К.Д. ДЖАНУЗАКОВ, К.Е. КАЛМУРЗАЕВ,
В.И. КНАУФ, Е.В. ХРИСТОВ, О.К. ЧЕДИЯ

О ПРИНЦИПАХ КОМПЛЕКСНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Первоначально сейсмическое районирование Тянь-Шаня основывалось на макро-сейсмических и геологических данных [1, 2]. Однако И.В. Мушкетову уже тогда было очевидно, что данных, которыми он располагал, крайне недостаточно для районирования, отчего он со свойственной ему энергией стал добиваться организации среднеазиатской региональной сети сейсмических станций.

В настоящее время такая региональная сеть станций создана. Она накопила большой объем инструментальных данных по сейсмическому режиму упомянутой области. Кроме того, Институт физики Земли АН СССР и республиканские институты все чаще и чаще стали создавать сейсмологические экспедиции, располагавшие тем или иным количеством временных сейсмостанций, работа которых обеспечила резкое увеличение объема инструментальных данных, точность которых также все время увеличивалась. Накопление инструментального материала по сейсмичности региона привело к появлению другой крайности – чисто статистическому подходу к сейсмическому районированию, при котором геологические данные недоучитывались, а иногда и просто игнорировались. Естественно, что такое положение приводило к ошибкам в оценке сейсмичности региона и неожиданностям (Чаткальское землетрясение 1946 г., Ташкентское – 1966 г.).

В настоящее время очевидно, что сейсмическое районирование является геолого-сейсмологической проблемой, которая может быть решена лишь при комплексном подходе к разрешению ряда как геологических, так и сейсмологических задач [3].

Как известно, сейсмические области или пояса неоднородны. В них имеются районы, которые испытывают сотрясения той или иной силы лишь от пришлых сейсмических волн, но имеются и такие геологические зоны и структуры, к которым непосредственно приурочены очаги землетрясений и которые могут быть названы сейсмогенными или сейсмогенерирующими.

Исходя из сказанного, мы считаем, что современное сейсмическое районирование требует решения следующих важнейших задач: выделения сейсмогенерирующих структур (зон) и оценки максимально возможной энергии толчка в каждой из выявленных зон, а также определения формы и размеров области, в пределах которой будут распространяться сотрясения опасной силы, вызванные землетрясениями в смежных сейсмогенных зонах.

Решение каждой из названных задач требует комплексного подхода. Основой для настоящей статьи послужил наш опыт по проведению сейсмического районирования Чуйской впадины и ее горного обрамления [4].

Для решения первой из поименованных задач у сейсмологов существуют различные подходы. Выделение сейсмоактивных зон производится на основе сейсмостатистических данных. При этом сейсмоактивные зоны, их конфигурация и размеры определяются особенностями расположения эпицентров землетрясений. Очевидно, что параметры нанесенных таким методом сейсмоактивных зон во многом зависят от объема имеющегося сейсмостатистического материала и его точности. Естественно, что контуры зон, намеченных таким образом, часто неопределенны и могут меняться по мере накопления нового сейсмостатистического материала.

Обычно принято считать, что если на каком-либо участке сейсмоактивной зоны уже имело место землетрясение с наблюдаемым максимальным энергетическим классом K_{\max} или интенсивностью I_{\max} , то всю зону следует отнести к интенсивности, соответствующей энергии K_{\max} .

При построении первых карт сейсмического районирования, в сущности, применялся указанный подход. Однако здесь возникают трудности, связанные, во-первых, с отсутствием уверенности в том, что зарегистрированное землетрясение действительно максимальное из всех возможных, а во-вторых, — с выделением границ сейсмоактивной зоны, где могут возникнуть указанные землетрясения.

С возникновением количественных методов изучения сейсмичности и оценок повторяемости землетрясений появилась возможность применить вероятностный подход к оценке максимально возможной энергии землетрясений. При этом предполагается, что возникновение землетрясения, вероятность которого очень мала, практически невозможно, и за максимальную энергию принимается энергия землетрясения, вероятность которого достаточно велика. Здесь следует иметь в виду, что вследствие флуктуации слабых землетрясений во времени и пространстве и ограниченных сроков наблюдений оценка энергии максимально возможного землетрясения может быть недостаточно точна.

В настоящее время для оценки и картирования максимально возможного землетрясения применяется корреляционная зависимость между средним долгосрочным уровнем активности и энергией происшедших сильных землетрясений [5], а также метод, учитывающий мощность активной зоны [6]. При использовании корреляционного метода следует иметь в виду, что на графиках корреляции наблюдается разброс экспериментальных точек, а отдельные точки иногда не укладываются в общую корреляционную зависимость. По-видимому, при определении среднего значения активности неточности могут возникнуть вследствие значительных размеров зон осреднения.

Указывая на недостатки корреляционного метода, Н.В. Шебалин [6] предлагает свой метод оценки максимальной энергии на основе справедливого предположения о том, что землетрясения большой энергии могут возникнуть лишь в достаточно протяженных зонах и в слоях большой мощности. Шебалиным предлагается эмпирическая зависимость между магнитудой M_{\max} и протяженностью сейсмоактивной зоны

$$1,8 \lg h + 1,4 \leq M \leq 2 \lg h + 2$$

и мощностью сейсмоактивного слоя H_s

$$M \leq 4 \lg H_s + 1,8.$$

При оценках максимально возможной энергии указанным способом также возникают вопросы, связанные с определением как размеров сейсмоактивных зон (L), так и мощности активного слоя H_s .

Кроме того, едва ли оправдано полное игнорирование количественных оценок сейсмичности при определенном M_{\max} . Применение этого подхода может в отдельных случаях привести к резкому несоответствию между максимальной энергией возможного землетрясения и уровнем активности сравниваемых зон.

Таким образом, из вышеприведенного обзора вытекает, что проблему расчета максимально возможного землетрясения K_{\max} нельзя считать решенной.

Отдавая себе отчет в несовершенстве применяемых методов оценки K_{\max} мы все же попытались применить их к сейсмическим районам Киргизии. Рассмотрение результатов, полученных для некоторых сейсмоактивных зон, показывает удовлетворительную сходимость значений M_{\max} , полученных разными способами. Средний разброс значений M_{\max} , полученных расчетным путем, лежит в пределах ошибок применяемых методов. Сравнение рассчитанных и наблюдавшихся в действительности максимальных энергий землетрясений показывает, что указанные методы дают относительно правдоподобные значения энергии возможного максимального землетрясения. Так, например, для Чуйской впадины и ее горного обрамления, как показывает расчет, возможны землетрясения с $K=16$, что соответствует энергии Беловодского землетрясения 1885 г. Для Северного Тянь-Шаня расчетный $K_{\max}=16,8$, что очень близко к наблюдаемым землетрясениям (Чиликское 1889 г. и Кеминское 1911 г.). То же самое получено для Фергано-Чаткальской эпицентральной зоны (Чаткальское землетрясение 1946 г.).

Отмеченные ограничения возможностей выявления и оконтуривания сейсмоактивных зон, а также оценки максимальной силы вероятных в их пределах землетрясений, в существенной мере могут быть преодолены посредством применения геологических методов.

Сейсмогенерирующие структуры, как правило, тяготеют к зонам краевых разломов с контрастными движениями крыльев в конце новейшего этапа, а также — к периклинальным частям разрастающихся ввысь и вширь гемиантиклиналей, обрамления впадин или внутривпадинных поднятий [7, 8]. Поэтому основное внимание при исследовании геоморфологического строения той или иной территории и ее новейшей тектоники должно быть направлено на изучение разновозрастных и обязательно выровненных поверхностей, как правило, представленных фрагментами речных террас и педиментов в горном обрамлении впадин и аллювиально-пролювиальными или озерно-дельтовыми равнинами во впадинах. Особый интерес представляют места смены аккумулятивных поверхностей денудационными, которые в общем случае совпадают с границами поднятий и прогибаний для соответствующего отрезка времени. В подавляющем большинстве такие места приходятся на зоны краевых разломов. Не менее важно иметь полное представление о характере деформаций выделенных выровненных поверхностей и величинах, разделяющих их эрозионных врезов, которые при вводе поправки на рельеф [9] соответствуют амплитуде поднятия за соответствующий отрезок времени. Рассчитанные из этих величин скорости и градиенты скоростей тектонических движений, особенно для последних эпох новейшего этапа, позволят выделить зоны повышенных градиентов скоростей [10], тающих в себе наибольшую опасность.

Не меньшее внимание следует уделять взаимоотношению дислокаций мезозой-кайнозойских отложений в новейших структурах и секущих их более молодых геоморфологических уровней (выровненных поверхностей в широком смысле этого термина), что даст возможность говорить об унаследованности тектонических движений или об изменении их структурного плана в пределах новейшего этапа. В случае установления последнего появляются реальные основания для отнесения этих новообразованных структур к числу сейсмогенных.

Подчеркнем, что особенно тщательными геоморфологические исследования должны быть в области развития древних пород, где геоморфологический метод является единственным в установлении морфологии новейших структурных форм, а стало быть, и стиля самих движений.

Как правило, землетрясения больших магнитуд и большей балльности возникают в зонах, где знак тектонических движений сменился недавно. Обычно это периферийные зоны впадин, втягивающиеся в разрастающиеся поднятия их горного обрамления. Поэтому особую важность представляет установление для каждой зоны времени смены аккумуляции эрозионным врезом либо денудационным выравниванием. Зачатки этих процессов могут быть выявлены еще на равнине, которая, только что сменив знак движения, превращается в потенциально сейсмогенную структуру в отличие от обычно сейсмичных областей устойчивых проги-

баний (центральные части межгорных впадин). Все сказанное позволяет заключить, что созданию карты новейшей тектоники должно предшествовать составление детальных карт кайнозойских отложений и геоморфологии в историко-генетической легенде.

Одним из важных геологических критериев, которые необходимо учитывать при выделении сейсмогенных зон, является структура домезозойского основания. Очаги подавляющей массы тяньшаньских землетрясений лежат не глубже 25 км, а максимум концентрации их находится на глубинах около 15 км. Следовательно, землетрясения возникают преимущественно в слое земной коры, сложенном палеозойскими и метаморфическими допалеозойскими породами. Реакция именно этого слоя земной коры на новейшие тектонические движения порождает сейсмический эффект, поэтому при установлении положения и конфигурации сейсмогенных зон мы должны принимать во внимание особенности строения домезозойского основания. Современные сведения о тектонике древних толщ, опирающиеся на данные геологии и региональной геофизики, свидетельствуют о блоковой (глыбовой) структуре домезозойского основания. Крупные блоки древнего основания характеризуются единством внутреннего строения, что обусловлено историей их геологического развития. Различно построенные блоки разделены разломами и зонами дробления.

Элементы древней гетерогенной структуры основания по-разному реагируют на новейшие движения, что приводит к перераспределению напряжений, вызываемых тектоническими силами. При релаксации напряжений подвижки часто приурочиваются к поверхностям сместителей древних межблоковых разломов, вызывая их оживление. Вследствие некоторого несовпадения планов древних и новейших структур обычно происходит оживление не всей сети древних разломов, а только отдельных их отрезков. Поэтому оказывается, что реально наблюдаемые зоны региональных разломов, как правило, состоят из новообразованных и оживленных древних звеньев, что, естественно, накладывает отпечаток на общую конфигурацию сети новейших разломов и их протяженность. В ряде случаев глубина проникновения молодых разломов также оказывается обусловленной глубиной древних.

Примером сказанному может служить зубчатый характер сочленения новейших структур Чуйской и Иссыккульской впадин с обрамляющими горными поднятиями. Зубчатое сочленение здесь вызвано кулисообразным расположением молодых и оживленных древних разломов, а поэтому сейсмогенные зоны контрастных новейших движений приобретают сложные контуры. Некоторые разломы, омоложенные в области сопряжения хребтов и впадин, на основании геолого-геофизических исследований могут быть прослежены в фундаменте впадин. При этом оказывается, что они не обязательно находят отражение в подземном рельефе поверхности древнего основания. Однако, как свидетельствуют примеры из Чуйской и Иссыккульской впадин, погребенные звенья древних разломов иногда оказываются сейсмогенными. Могут быть приведены и примеры сейсмической активности древних разломов, располагающихся в пределах новейших поднятий, но не выраженных в новейших структурах. Часто такие разломы не согласовываются с генеральным простиранием новейших структур.

Имеются наблюдения, показывающие различия в сейсмическом режиме и активности отдельных крупных блоков древнего основания. Так, древняя глыба срединного массива, находящаяся на севере Чуйской впадины, сейсмически более активна, чем прилегающие с юга каледонские складчатые сооружения Кыргызского хребта. Максимум же активности отмечается на сопряжении этих разнородных структур в так называемой Южно-Чуйской сейсмогенной зоне [4].

Эффективную помощь в выявлении сейсмогенных зон и установлении силы возникающих землетрясений оказывают изучение и систематическое картирование палеосейсмодислокаций. Они позволяют судить о местах возникновения и примерной силе землетрясений прошлого, сведения о которых отсутствуют по причине их значительной древности. Должна быть проявлена разумная осторожность при вынесении решения о сейсмогенной природе картируемых деформаций

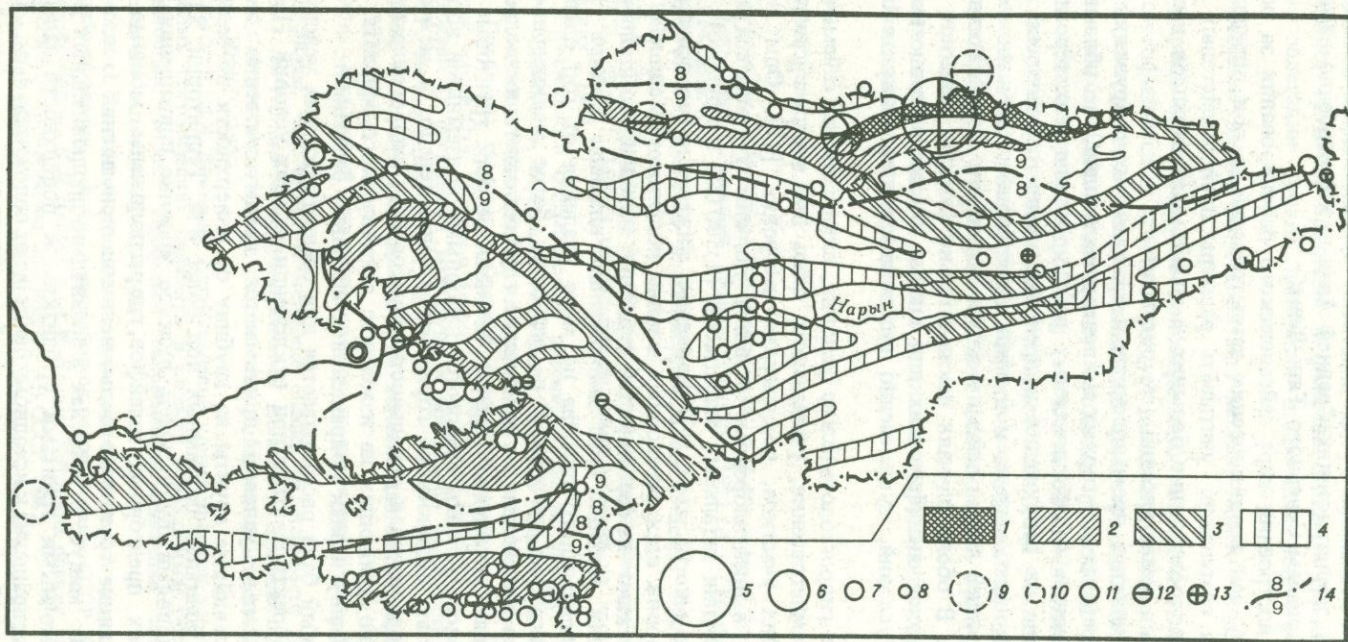
и возможной силе породившего их сейсмического толчка. Здесь большую роль играет оценка геологических условий в местах нахождения конкретных сейсмодислокаций и приуроченность их серий к региональным геологическим структурам. Специальным изучением установлено, что многие деформации, возникшие при сильных землетрясениях в конце прошлого века, оказываются существенно сnivelированными процессами денудации. Поэтому значительное большинство картируемых палеосейсмодислокаций вероятно не древнее голоценовых. Сопоставление данных о палеосейсмодислокациях с распределением амплитуд и контрастности новейших движений обнаруживает, что катастрофические землетрясения имели место в области интенсивного горообразования. В области же горообразования умеренной интенсивности палеосейсмодислокации практически отсутствуют и землетрясений более 8 баллов здесь, вероятно, не было.

Все сказанное выше позволило нам составить карту сейсмогенных зон территории Киргизии и дать приближенную оценку магнитуды возможных в их пределах землетрясений (рисунок).

Решение следующей задачи сейсмического районирования — оценки размеров и конфигурации области проявления опасной величины сейсмического эффекта — также требует комплексного геолого-сейсмологического подхода. Для оценки сейсмического эффекта необходим учет затухания сейсмической балльности в различных направлениях от возможного очага. Знание размеров плейстоценовой области возможного сильного землетрясения необходимо при детальном сейсмическом районировании, поскольку в пределах этой области могут возникнуть не только упругие процессы, но и неупругие разрывные нарушения. Ниже рассматриваются материалы, касающиеся оценки размеров плейстоценовых зон и закономерности распространения сотрясений применительно к районам Северного Тянь-Шаня.

На основании формул Н.В. Шлебина [11], названных автором уравнениями макросейсмического поля и выражающих зависимость между магнитудой M (или энергией E) землетрясений, глубиной очага h и сейсмическим эффектом I_0 с учетом усредненных величин коэффициентов, были рассчитаны средние радиусы 8- и 9-балльных изосейст для землетрясений 14, 15 и 16-го энергетических классов. В соответствии с полученными оценками при возникновении землетрясений 14-го энергетического класса непосредственно в зоне разлома возможно появление 9-балльного сейсмического эффекта, а при землетрясениях 15 и 16-го энергетических классов — 10-балльного сейсмического эффекта. Средние радиусы 9-балльных изосейст равны соответственно 8 и 27 км, а 8-балльных — 23 и 65 км. Здесь следует иметь в виду, что значения радиусов изосейст измеряются как ближайшее расстояние от границы главного разрыва (или его проекции на поверхность Земли) до соответствующей изосейсты. Полученные значения средних радиусов изосейсты находятся в соответствии с оценками радиусов первой и второй изосейст, рассчитанных В.И. Кейлис-Бороком, И.Л. Нерсесовым и А.М. Ягломом [12] при анализе макросейсмических данных о 150 землетрясениях Средней Азии. Эти результаты удовлетворительно согласуются с размерами изосейст землетрясений Северного Тянь-Шаня: Беловодского 1885 г., Верненского 1887 г., Чиликского 1889 г., Кеминского 1911 г., Кеминско-Чуйского 1938 г., Сарыкамьшского 1970 г. и др.

Анализ макросейсмических данных по Средней Азии показывает, что у подавляющего большинства 8–10-балльных землетрясений первые изосейсты очерчивают фигуры, близкие к эллипсам, отношение полуосей которых меняется в широких пределах. Малые полуоси эллипсов, соответствующие распространению балльности вкост геологических структур, подвержены значительно меньшим изменениям для разных землетрясений, чем большие оси, направленные вдоль структур. Для землетрясений Северного Тянь-Шаня были оценены (с учетом горизонтальной протяженности очага) величины большой и малой полуосей первых изосейст и их соотношения. При этом принималось, что малая полуось эллипса определяется радиусом первой изосейсты $l=R_1$, а большая a — соотношением $a=l_x+2R_1$, где l_x — горизонтальная протяженность очага.



Карта сейсмического районирования Киргизии (составили К.Д. Джанузаков, В.И. Кнауф, Е.В. Христов, О.К. Чедия)

1-4 - зоны возможного возникновения очагов землетрясений (по геолого-геофизическим признакам) с предполагаемой магнитудой: 1 - $M \geq 8,1$; 2 - $M = 7,1-8,0$; 3 - $M = 6,1-7,0$; 4 - $M = 5,1-6,0$; 5-8 - эпицентры землетрясений (инструментальные данные) с магнитудой: 5 - $M \geq 8,1$; 6 - $M = 7,1-8,0$;

7 - $M = 6,1-7,0$; 8 - $M = 5,1-6,0$; 9, 10 - эпицентры землетрясений (инструментальные данные) соответственно с интенсивностью 9 и 8 баллов; 11-13 - глубина h очага землетрясений: 11 - $h = 0-70$ км; 12 - $h = 11-20$ км; 13 - $h = 21-40$ км; 14 - границы зон ожидаемого распространения сотрясений указанной интенсивности (балльности)

В соответствии с полученными результатами для землетрясений 14-го энергетического класса большая ось эллипса 8-балльной изосейсты равна 25 км, а малая — 8 км. Для землетрясений 15 и 16-го энергетических классов оси эллипсов 9-балльных изосейст соответственно равны 42 и 16 км, 108 и 44 км. Отношение осей эллипсов соответственно 3,0; 2,5 и 2,4, что близко к макросейсмическим данным о сильных землетрясениях Средней Азии и, что особенно важно, — макросейсмическим материалам Северного Тянь-Шаня.

Таким образом, при построении карт сейсмического районирования за основу предлагается брать карту зон возникновения землетрясений, а при определении области распространения сотрясений учитывать размеры плейстосейстовых областей, средние радиусы и соотношение больших и малых осей эллипсов изосейст возможных максимальных землетрясений (см. рисунок).

Села и города, большинство промышленных и гражданских сооружений Киргизии расположены в пределах межгорных и предгорных впадин, что обязывает с особым вниманием отнестись к сейсмическому районированию этих территорий. Сейсмическое воздействие на сооружения в пределах впадин обусловлено, главным образом, сотрясаемостью, вызываемой землетрясениями в соседних сейсмогенных зонах и в меньшей мере сейсмическими толчками, возникающими в пределах самих впадин. В обоих случаях исключительно важную роль при районировании приобретает учет специфических для впадин инженерно-геологических и гидрогеологических условий, существенно влияющих на величину сейсмического эффекта.

Обычно грунтовые и гидрогеологические условия, влияющие на сейсмический эффект (балльность) землетрясения, учитываются лишь при микросейсмическом районировании небольших участков, подлежащих застройке [13]. Опыт наших работ показывает, что вышеоговоренные условия должны учитываться и при сейсмическом районировании детальных масштабов (1:500 000 и крупнее). В общем виде, несмотря на многие частные отклонения, инженерно-геологические и гидрогеологические условия всех межгорных впадин подчиняются единым закономерностям. Они вытекают из особенностей строения аллювиально-пролювиальных толщ, составляющих верхний ярус заполняющих впадины осадков. Галечники предгорного пролювиального шлейфа по мере удаления от гор одеваются все более мощным покровом суглинков и сменяются более мелкозернистыми отложениями. В том же направлении уменьшается глубина залегания подземных вод. При этом в районах замещения галечников мелкозернистыми грунтовыми водами верхних частей предгорного шлейфа сменяются напорными подземными водами с несвободной поверхностью водоносного горизонта. Следовательно, в межгорных впадинах существует определенная зональность грунтовых и гидрогеологических условий, непосредственно влияющих на изменение сейсмического эффекта, т.е., в конечном счете, на величину и знак приращения к исходной балльности.

Как известно, исходный балл рассчитывается для среднегрунтовых условий и в дальнейшем должен корректироваться при отклонении от этих условий [13–15]. В качестве среднегрунтовых условий принимаются преимущественно песчано-суглинистые, песчано-гравийные грунты на глубину от поверхности не менее чем на 15 м и с глубиной залегания подземных вод более 8 м. Территории, характеризующиеся этими условиями, будут иметь нулевое значение приращения балльности. В верхних частях предгорных шлейфов, где расположены мощные галечники и глубоко залегающие грунтовые воды, величина приращения к исходному баллу будет иметь знак минус. В пределах аллювиально-пролювиальных равнин, сложенных мелкообломочными грунтами с близким к поверхности залеганием уровня подземных вод, приращение к исходному баллу будет положительным. Таково же оно и в поймах рек. Очевидно, что выделение на детальных картах сейсмического районирования указанных территорий с различным значением приращения к исходному баллу не представляет особых трудностей.

На равнинных пространствах впадин имеются участки, где сочетание природных факторов и результатов мелиоративных мероприятий приводит к появлению значительной пестроты инженерно-геологических и гидрогеологических условий.

Такие участки следует выделять особо, оговаривая необходимость проведения на них сейсмического микрорайонирования. На картах детального сейсмического районирования впадин желательнее отразить район неглубокого залегания напорных водоносных горизонтов. В таких районах, вследствие гидравлических ударов, вызываемых сейсмическими толчками, могут возникать опасные для сооружений вспучивания грунтов, прорывы и фонтаны воды и грязи. Вопрос о безопасной глубине залегания урвня напорных подземных вод тербует специального изучения.

Изложенные выше положения мы можем кратко суммировать в следующем виде.

На картах сейсмического районирования по комплексу сейсмологических и геолого-геофизических данных следует выделять сейсмогенные зоны, в пределах которых возникали и могут возникнуть землетрясения того или иного энергетического класса. Сейсмологические методики позволяют установить возможные размеры областей распространения той или иной интенсивности сотрясений, вызываемых землетрясениями в сейсмогенных зонах. На картах детального районирования ожидаемый сейсмический эффект в пределах таких областей может быть откорректирован с учетом важнейших особенностей грунтовых и гидрогеологических условий.

Пример комплексной карты детального сейсмического районирования для Чуйской впадины приведен в работе [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. *К.И. Богданович, И.М. Карк, П.Я. Корольков, Д.И. Мушкетов.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) – "Труды Геолкома. Нов. сер." Спб., 1914, вып. 89.
2. *И.В. Мушкетов.* Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. – "Труды Геолкома". Спб., 1890, 10, № 1.
3. *И.Е. Губин.* О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
4. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины и ее горного обрамления (Северный Тянь-Шань). Фрунзе, "Илим", 1974.
5. *Ю.В. Ризниченко.* Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. – В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. М., "Наука", 1967 (Мат-лы выездной сессии Отд. "Науки о Земле АН СССР", окт. 1964 г.).
6. *Н.В. Шебалин.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 6.
7. *И.Е. Губин.* Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. – "Геотектоника", 1974, № 6.
8. *О.К. Чедия.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе, "Илим", 1972.
9. *А.К. Трофимов, О.К. Чедия.* К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р. Акбуры (Юго-Восточная Фергана). – Мат-лы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
10. *М.В. Гзовский, А.А. Никонов.* Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в области с различным тектоническим режимом и сейсмичностью. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969 (III Междунар. симпозиум, Л., 1968).
11. *Н.В. Шебалин.* Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. – В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
12. *В.И. Кейлис-Борок, И.Л. Нерсесов, А.М. Яглом.* Методика оценки экономического эффекта сейсмического строительства. М., Изд-во АН СССР, 1962.
13. *С.В. Медведев.* Оценка сейсмической балльности в зависимости от грунтовых условий. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1952, № 14 (141).
14. Рекомендация по сейсмическому районированию. М., Изд-во лит. по стр-ву, 1971.
15. Строительные нормы и правила (СНиП-П-А, 12-69). М., Изд-во лит. по стр-ву, 1970.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ПРОЦЕССА

Образование рельефа Тянь-Шаня издавна привлекает внимание исследователей. Оформилось две точки зрения. Первопричиной формирования рельефа Н.Г. Кассин [1, 2] считал глыбовые перемещения, тогда как С.С. Шульц [3] — новейшие складкообразовательные движения.

С поддержкой С.С. Шульца выступили Б.А. Петрушевский [4], А.В. Горячев [5] и др., а Н.Г. Кассина — И.П. Герасимов [6], В.П. Нехорошев [7] и др. После выхода в свет книги С.С. Шульца [3] большинство исследователей приняло его концепцию, которая сводится к отождествлению хребтов с новейшими антиклиналями, а впадин — с синклиналиями. Деформация палеоген-неогеновых отложений происходила в соответствии с дислокациями палеозойского основания складчатым путем. Однако смену впадин хребтами трудно объяснить одними изгибами поверхности палеозойского фундамента. Поэтому С.С. Шульц вынужден говорить о влиянии разрывов, которые рассматриваются им в качестве второстепенных осложнений. Когда он характеризует рельефообразование и принимает за основу складки большого радиуса кривизны, то это положение не вызывает возражений. Однако, развивая свои взгляды, он описывает складки высшего порядка с размахом крыльев 20–5 км и менее. Кайнозойские отложения часто дислоцированы и в более мелкие складки с расстоянием между осями от нескольких сот до первых тысяч метров. Такие складки описаны в многочисленных работах, хотя их образование ни у кого, за редким исключением, не ассоциируется со смятием поверхности палеозойского фундамента. С.С. Шульц полагает, что в хребтах поверхность пенеплена наклонена в сторону от водораздела, а во впадинах, наоборот, — к их осям. Иными словами, разломы относятся к категории взбросов и надвигов.

Концепция С.С. Шульца находит поддержку у исследователей других районов Советского Союза. Тем не менее, наблюдения, проведенные в Северном Тянь-Шане, заставляют усомниться в правильности его выводов.

В основу настоящей работы положены материалы, собранные при среднемасштабных геологических съемках Н.М. Чабдаровым (1954–1974 гг.) в хребтах Кетмень, Заилийский и Кунгей Алатау, в Илийской впадине, частично в Южной Джунгарии и на северном склоне Терской Алатау. При характеристике площадок денудационной поверхности учитывались лишь те, достоверность которых не вызывает сомнений. К ним относятся крупные фрагменты, нередко бронированные красноцветами миоцена с белесыми известковистыми конгломератами и мергелями в основании. Фрагменты пенеплена сохраняются на разных гипсометрических уровнях и прослеживаются в форме сыртов и террасовидных склонов от подножий хребтов до их водоразделов.

Рассмотрим систему хребтов и впадин изучаемого региона. Примыкающие к хребту Заилийский Алатау с запада горы Кендыктас на севере резким уступом возвышаются над Копинской впадиной. На северном коротком и крутом склоне гор реликтов древнего пенеплена не отмечено. К югу от водораздела волнистая поверхность древнего пенеплена полого наклонена на юг, к долине р. Чу. Местами на ней сохранились выходы красноцветов неогена. Наклон пенеплена не превышает 2–3°.

Такое же положение занимает пенеплен восточнее, в Кастекском хребте. Совпадающая с ним поверхность южного склона слабо наклонена к долинам рек Чон-Кемин и Чу. Северный склон хребта сильно расчленен и крупных реликтов пенеплена на нем не обнаруживается. На востоке Кастекский хребет по Кемин-Ушкунурскому разлому причленен к Заилийскому Алатау, который резким уступом воздымается. От этого разлома вплоть до Чилико-Кеминской перемычки на востоке Заилийский Алатау имеет сильно эродированные склоны. Относительные превышения меридионально отходящих отрогов над днищами разделяющих

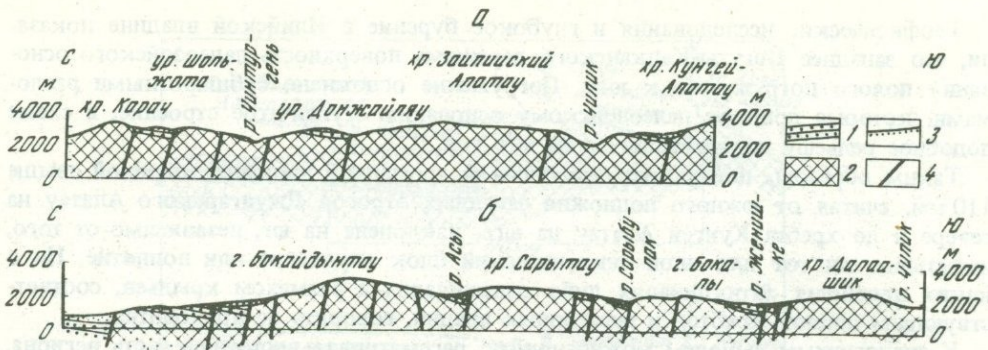


Рис. 1. Разрывы восточной части Зайлийского Алатау

а — по меридиану перевала Аманжол; б — по меридиану села Каратурук; 1 — кайнозойские отложения; 2 — палеозойский комплекс пород; 3 — денудационная поверхность; 4 — разломы

их долин составляют 1000–1500 м. Лишь на южном склоне в приводораздельной части хребта сохранились фрагменты пенеппена, слабо наклоненного на юг. Поверхности пенеппена хорошо видны восточнее Талгарского массива. Эрозия здесь проявлена слабее, чем в центральной и западной частях хребта, так как горные гряды расширяются, высоты понижаются и относительные превышения становятся менее значительными. Реликты пенеппена прослеживаются от северного подножия гор почти до водораздела Кунгей Алатау.

Положение поверхности пенеппена четко выражено на разрезе (рис. 1), проходящем по меридиану села Каратурук. Особенности залегания и складчатости кайнозоя, так же как и поведение пенеппена, изображены по наблюдениям, проведенным по глубоким логам, где соотношения рыхлого чехла и палеозойского основания сомнений не вызывают. Разломы прекрасно выражены на местности и видны на аэрофотоснимках. Они имеют субширотное (восточно-северо-восточное и западное — северо-западное — пересекающееся) простирание и разделяют хребты и впадины, предопределяя их простирания и конфигурацию. Большинство разломов имеет древнее заложение и обычно подновлено в альпийское время. При проявлениях новейшей тектоники смятию подвержены лишь породы рыхлого чехла. Поверхность пенеппена признаков коробления не испытывает, ее волнового изгибания нам нигде наблюдать не удалось. Она повсюду наклонена на юг независимо от того, где располагаются остатки пенеппена — на северном или южном склоне хребта или его отрагах. Эти данные не оставляют места для трактовки неотектонической структуры Зайлийского Алатау в качестве крупной антиклинали.

Нет также оснований для представления хребта Кунгей Алатау в качестве новейшей антиклинали, так же как отсутствуют признаки, которые позволили бы считать долину р. Чилик синклиналью. На юг от водораздела Зайлийского Алатау следует хорошо сохранившаяся поверхность пенеппена, несколько осложненная системой Чилико-Кеминских разломов и слабо наклоненная на юг. Река Чилик прорезает ее по дробленным породам зон разломов. Реликты пенеппена на правом берегу реки выражены не менее четко, чем на левом. Их поверхность, имея наклон на юг, постепенно погружается под чехлом рыхлых неогеновых и четвертичных отложений. Наиболее низкие отметки пенеппенизированной равнины находятся к югу от русла р. Чилик у тектонического уступа, отделяющего хребет Кунгей Алатау от слабоволнистой равнины урочища Байсорун. Таким образом, наблюдается единая поверхность, которая нигде не обнаруживает признаков коробления или смятия и спокойно, под углами 2–4°, погружается к югу. Перепады высот пенеппена от водораздела Зайлийского Алатау до южной окраины урочища Байсорун (на расстоянии 14–18 км) составляют 700–1100 м. По данным А.В. Горячева [5], а также нашим наблюдениям, даже на южном сильно расчлененном склоне хребта Кунгей Алатау южный пологий наклон пенеппена сохраняется.

Геофизические исследования и глубокое бурение в Илийской впадине показали, что западнее Богуты-Калканского пережима поверхность палеозойского основания полого погружается к югу. Погружение осложнено субширотными разломами, которые придают палеозойскому основанию ступенчатое строение, в схеме подобное рельефу поднимающихся на юге гор.

Таким образом, поверхность пенеплена на громадной площади, шириной свыше 110 км, считая от южного подножия западных отрогов Джунгарского Алатау на севере и до хребта Кунгей Алатау на юге, наклонена на юг, независимо от того, испытывал ли тот или иной тектонический блок опускание или поднятие. Ни о каких новейших антиклиналях либо синклиналях с размахом крыльев, соответствующим ширине хребтов и межгорных впадин, говорить не приходится.

К аналогичным выводам можно прийти, рассматривая восточную часть региона. Односторонний наклон пенеплена на юг прослеживается здесь на расстоянии более чем 150 км, от водораздела хр. Кетмень до хр. Сарыджас. На востоке Илийской долины (Джаркентская впадина) поверхность палеозойского фундамента от подножия хр. Кетмень до широты г. Панфилова полого погружается на север. Средний угол наклона не превышает $3-4^\circ$. Глубина залегания палеозойского основания меняется при этом от 0 до 4,5–5,0 км. Северный борт впадины Джунгарского Алатау построен более сложно за счет интенсивных субвертикальных перемещений тектонических блоков. О дислокациях можно судить по выходам палеоген-неогена на дневную поверхность. Залегание пород интенсивно нарушено флексурными штамповыми складками. Обычно антиклинальные складки имеют асимметричное строение с крутым коротким южным и широким пологим северным крыльями. Южное крыло складок представляет флексуру, охватившую толщи палеогена и неогена. Серия флексур свидетельствует о блоковом строении палеозойского цоколя и субвертикальном перемещении блоков по разломам. В результате сформирована система односторонних горстов и грабенов. Более южные высокие борта блоков иногда эродированы и в них обнажены породы палеозоя, тогда как на северных полого погружающихся бортах на пенеплене сохраняется покров палеогена и неогена. Форма складок кайнозоя свидетельствует о том, что поверхность палеозойского фундамента в целом слабо наклонена на север.

По типу неотектонических структур южные предгорья Джунгарии являются аналогом северных хребтов Тянь-Шаня с тем отличием, что поверхность пенеплена здесь наклонена не на юг, а на север. Такой наклон прослеживается вплоть до северного подножия Джунгарского Алатау на расстоянии не менее 100 км.

Поведение поверхности пенеплена на огромной площади, охватывающей Джунгарию на севере и северные хребты Тянь-Шаня на юге, убедительно доказывает наличие единого изгиба большого радиуса кривизны. Ширина его составляет 220–250 км. Ось изгиба по диагонали пересекает Илийскую впадину, следуя от юго-западных отрогов Джунгарского Алатау на восток – юго-восток к северным предгорьям хребта Кетмень.

До последнего времени считалось почти бесспорным положение о том, что плоскости разломов закономерно падают от впадин под хребты. В действительности же подавляющее число разломов субширотного простирания расположено ортогонально по отношению к поверхности пенеплена в поперечном сечении свода. Их направление не зависит от современного расположения хребтов и впадин (рис. 1,2), а по своему типу они соответствуют нормальным крутопадающим сбросам.

Особый интерес представляет слабо разработанная, но актуальная проблема глубинного механизма эпиплатформенного орогенеза. Остроту ей придают идеи новой глобальной тектоники или тектоники плит, обещающие превратиться, по мнению ряда исследователей, чуть ли не в универсальное средство разрешения тектонических проблем. Северный Тянь-Шань, с его продолжающимися тектоническими процессами и прекрасной обнаженностью, представляет природную лабораторию, в которой можно рассматривать различные проблемы.

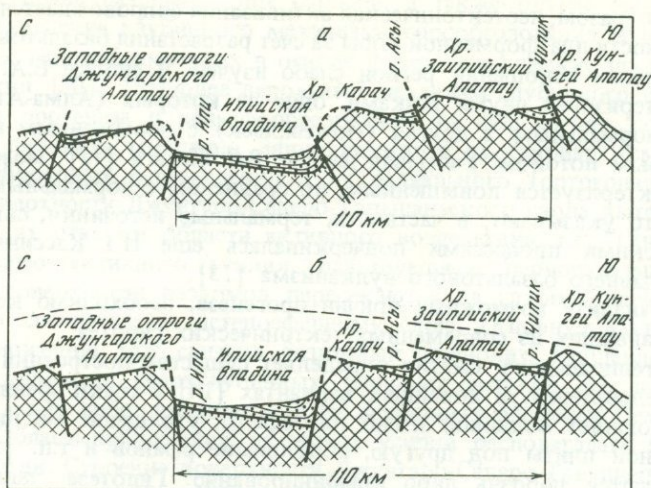


Рис. 2. Схема орогенеза по С.С. Шульцу (а) и данным авторов (б)

1—4 — условные обозначения те же, что и на рис. 1

В истории формирования рельефа Тянь-Шаня можно выделить три этапа: 1) формирование пенеплена и сопряженной с ним коры выветривания в течение мезозоя (исключая локальные прогибы) на субстрате эпипалеозойской платформы Казахского щита; 2) покрытие денудационной поверхности палеогеном и неогеном в аридных субэразальных и субаквальных, озерных фациях, развитых достаточно широко, но не повсеместно; 3) эпиплатформенный орогенез в олигоцен-четвертичное время и возникновение современного рельефа. Наибольший интерес представляет третий этап, во время которого возникло вздутие денудационной поверхности Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода с субширотной осью. Первоначально, вероятно, свод был пологим: углы наклона его склонов не превышали $2-4^\circ$ и только благодаря значительным размерам максимальные амплитуды по вертикали отвечают гипсометрическим высотам современных хребтов, достигая 4–5 км. В последующее время единая поверхность свода была разрушена крутопадающими разломами на блоки, приподнятая часть которых соответствует горным хребтам, а опущенная часть — современным впадинам. Минимальные абсолютные отметки палеозойского основания в опущенных блоках достигают 2–5 км ниже уровня моря, а общий размах смещений по вертикали составляет 5–10 км. Возникновение и разрушение единого свода представляют две взаимосвязанные стороны единого процесса орогенеза.

Далеко не случайно, что разломы, разделяющие блоки, в поперечном сечении свода образуют радиальную систему. Ее частные разломы расположены примерно ортогонально по отношению к реконструируемой полого изогнутой поверхности пенеплена и по морфогенетическому типу относятся к категории не взбросов, а нормальных сбросов.

Складкообразование, естественно, исключая основной свод, не захватывает палеозойское основание и проявилось лишь в кайнозойском чехле, создав узкие зоны шовной приразломной штамповой складчатости [8]. Для смятых в складки пород не характерно течение, свойственное для зон динамометаморфизма, формирующихся в условиях бокового сжатия. Складчатость, следовательно, носит вторичный по отношению к разломам и сугубо локальный характер.

Земная кора региона отличается аномальным строением¹. Для горных хребтов Тянь-Шаня характерны базальтовые корни, мощность базальтового слоя достигает 30–36 км, а гранитного — 15–25 км. Под впадинами они соответственно равны 25

¹ Вкрест простирания горной системы проложено три непрерывных профиля ГСЗ — Каскеленский, Исыкульский и Жаланащский [9].

и 15 км. Таким образом, неотектоническая активизация сопровождается изменением строения и мощности платформенной коры за счет разрастания базальтового слоя.

В геотермическом отношении регион слабо изучен. В сводке Е.А. Любимовой [10] он охарактеризован двумя точками, одна из которых (Алма-Ата) отнесена к категории с нормальным, а другая (Пржевальск) с повышенным и аномально высоким тепловым потоком. Учитывая данные В.С. Жеваги [11], можно ожидать, что регион характеризуется повышенным, по сравнению с нормальным, тепловым потоком¹. На это указывают, в частности, термальные источники, связь которых с неотектоническими процессами подчеркивалась еще Н.Г. Кассиным [12], а также следы недавнего базальтового вулканизма [13].

Переходя к анализу возможных причин орогенеза, необходимо коротко остановиться на главнейших из современных тектонических гипотез.

Гипотеза тангенциального сжатия определяет существо построений С.С. Шульца [3] и его последователей. В новейших вариантах [14] с точки зрения тектоники плит она предполагает волновой изгиб литосферы, утолщение ее, шарьирование, поддвижение одной плиты под другую, образование рампов и т.п. [15]. Все эти явления развиваются порознь либо комбинированно. Гипотезе тангенциального сжатия противоречит совокупность структурных наблюдений — нескладчатая плоскостовидная геометрия поверхности пенепплена, ступенчато-осложненная многочисленными нормальными сбросами, отсутствие надвигов и взбросов, хрупкий характер дислокаций денудационной поверхности по сбросам, безучастное отношение ее к флексуобразным осложнениям, которые испытывает в зонах сбросов рыхлый кайнозой. С гипотезой тангенциального сжатия в общих чертах согласуется лишь увеличение мощности коры, а также слабый неоген-четвертичный базальтовый вулканизм.

Если определяющая роль в неотектонике принадлежит погружению центрального блока и ступенчатым сбросам, однообразно наклоненным навстречу склонам Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода, то небезынтересно рассмотреть в духе тектоники плит гипотезу тангенциального растяжения. Это не лишено смысла и потому, что рассматриваемая структура обладает некоторыми близкими чертами с континентальными рифтовыми зонами — Восточно-Африканскими или Байкальскими. Отличительной особенностью таких структур является не только контрастность блоковых движений по ступенчатой системе сбросов, но, что самое главное, значительное утоньшение земной коры ("шейка") и резкий подъем верхней мантии к дневной поверхности ("антикорни"). Принято считать, что рифтогенез связан с расхождением литосферных плит вследствие дивергентного растекания астеносферного слоя [16, 17]. Он, как правило, сопровождается более или менее мощным базальтоидным вулканизмом. В нашем случае повышенная мощность земной коры (по отношению к коре Казахстанской эпипалеозойской платформы), разнозначность блоковых движений, отсутствие существенного новейшего вулканизма не позволяют принять гипотезу тангенциального растяжения, несмотря на то, что структурные данные более или менее согласуются с ней.

Вообще концепция тектоники плит в ее механических вариантах (тангенциальное сжатие либо растяжение без физико-химического преобразования коры) мало приемлема для объяснения характеризуемых процессов уже по той причине, что неотектонический эпиплатформенный орогенез в Азии отличается не линейным, а площадным развитием, и захватил пространство между Тянь-Шанем, Алданским щитом, Индокитаем и Индостаном².

¹ По самым последним данным анализа глубинного сейсмического зондирования (Б.А. Хрычев и др.), поверхность Мохоровичича под хребтами Северного Тянь-Шаня отличается пониженной граничной скоростью по сравнению с прочей территорией Казахстана (7,8 против 8,1 км/сек), что свидетельствует о перегреве недр.

² По той же причине неприемлема гипотеза сдвиговой тектоники. Сдвиговые смещения и кулисообразное расположение небольших складок в кайнозойском чехле вдоль отдельных разломов наблюдаются [18, 19], однако они не отражают главных черт неотектоники.

Крутое падение разломов типа сбросов, а также другие данные убеждают в том, что объяснение глубинного механизма горообразования надо искать по пути фиксистских гипотез, имеющих в основе физико-химические процессы, протекающие в мантии [20]. Наиболее вероятный механизм глубинного процесса эпиплатформенного орогенеза и рельефообразования, на наш взгляд, состоит в следующем. Если продлить мысленно линии разломов на глубину (см. рис. 2), то из сущности сбросовых перемещений и их радиального (ортогонального) расположения к поверхности Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода вытекает, что "точка схождения" их отвечает области активного воздействия, т.е. "гипоцентру" приложения некоего активного усилия, действующего первоначально снизу вверх. Указанные поверхности разломов пересекаются на глубине первых сотен километров, что соответствует астеносферному слою. Основную роль в неотектонической активизации мог сыграть базитовый астенолит, выплавленный в астеносфере под влиянием сверхглубинных тепловых потоков под покрывной платформенной коры либо доставленный из глубинных оболочек Земли мантийными флюидами. Область приложения активных усилий располагалась где-то в кровле верхней мантии. Строение поверхности Джунгаро-Северо-Тяньшаньского неотектонического свода, реконструируемой по ориентировке площадок пенеплена, а также специфика пород позднего кайнозоя (грубые псефитовые осадки со следами высокогорного оледенения) убеждают в том, что свод, при своем возникновении на рубеже неогенового и четвертичного периодов, распался на блоки, обладавшие различными знаками движения¹. Масштаб свода, так же как и его геометрия в плане и вертикальных разрезах, должен в известной степени отражать морфологию подкорового астенолита в кульминационный "момент" его становления.

В прогрессивный период становления астенолита выгибаемый кверху свод, по крайней мере в верхней части, был охвачен тангенциальными растягивающими напряжениями, которые создавали обстановку расслабления, благоприятную для возникновения нормальных гравитационных сбросов. Возможно, часть разломов имеет отрывную природу. Однако, судя по разбросу углов наклона сместителей к поверхности пенеплена (отклонение от нормали положения трещин отрыва — 10—20°), большинство разрывов было сколами или сбросами и возникло при обрушении свода (рис. 3, а) и разбиении его на блоки в результате релаксации астенолита — растекания, рассасывания его по латерали, метасоматоза, инъецирования и проплавления базальтового слоя земной коры. Тот факт, что на противоположных склонах свода из двух равновозможных плоскостей скальвания (в случае простого вертикального сжатия коры) реализуется только одна серия (рис. 3, б), подчеркивает, что образование ступенчатых сбросов произошло при обрушении единого свода.

В осевой зоне подъема астенолита, т.е. в зоне мантийного канала, экранированного непроницаемой платформенной корой, создавались условия для внедрения либо соприкосновения с нижними горизонтами коры наиболее тугоплавких (высокотемпературных) и тяжелых дериватов астенолита (рис. 4). Они в максимальной степени перерабатывали нижние горизонты коры и способствовали ее утяжелению. В других местах взаимодействие нижних горизонтов коры с астенолитом было иным. Независимо от природы современной границы Мохо образование и релаксация астенолита сопровождались наращиванием мощности базальтового слоя снизу и увеличением плотности его в обратной зависимости от расстояния до осевой зоны астенолита. По мере изменения глубинного строения (т.е. протекания физико-химических и фазовых реакций) происходило изостатическое выравнивание каждого из крупнейших блоков.

Центральные блоки с максимально утяжеленным (по сравнению с платформенным) базальтовым слоем по законам изостазии должны были испытывать макси-

¹ Вместе с тем центральный блок Илийской впадины частично стал погружаться уже в неогене.

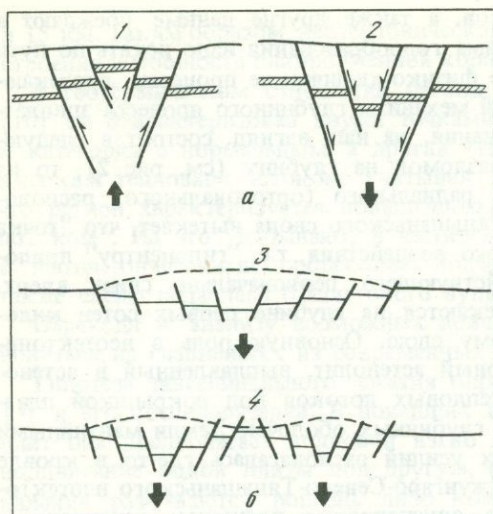


Рис. 3. Схемы различных путей образования систем сбросов

а — ступенчатых; б — симметричных; 1 — путем поднятий — взбросы; 2 — опусканий — сбросы; 3 — ступенчато-сбросовой тектоники, характерной для случая единичного астенолита; 4 — сложной системы ступенчато-сбросовой тектоники (грабены, горсты и т.д.), характерной для нескольких астенолитов

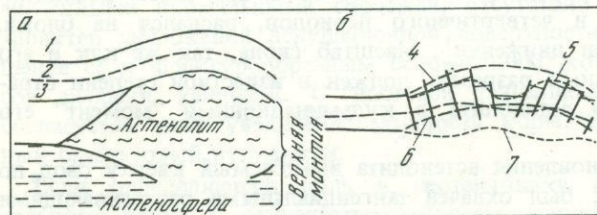


Рис. 4. Гипертрофированная схема механизма и последовательности формирования неотектонического Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода

а — возникновение единого свода; б — современная структура свода после обрушения: 1 — кора эпипалеозойской платформы; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4 — свод, реконструируемый по одной ориентировке блокируемой денудационной поверхности; 5 — свод, реконструируемый как огибающая блокированной денудационной поверхности; 6 — подошва платформенной коры; 7 — подошва орогенной коры

мальное погружение, а периферические, наоборот, — минимальное. В обоих случаях мощность коры превысила исходную платформенную (44–55 против 35–45 км), а отношение мощности базальтового и гранитного слоев существенно сместилось в пользу первого (1:1,5–1,4 против 1:1,2) [9, 14]. В результате внутренние блоки с менее мощной корой осели в большей степени, а периферические — в меньшей. При этом поверхность Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода, реконструируемая как огибающая блоков, смещенных по ступенчатым сбросам, оказывается не конформной, а антиформной своду, реконструируемому по ориентировке поверхности пенеплена (см. рис. 2,4), что произошло в результате стремления к изостатическому равновесию по-разному переработанных (утяжеленных либо разуплотненных) блоков коры.

Прямыми доказательствами гипотезы служат проявления новейшего субэрального базальтового вулканизма, приуроченного, по данным А.В. Леонова [13], к рубежу неогена и четвертичного периода, а также некоторое разуплотнение (разогрев) мантии под Тянь-Шанем, фиксируемое по крупной отрицательной изостатической аномалии [21, 22].

Таким образом, неотектоническая Джунгаро-Северо-Тяньшаньская горная система глыбового типа возникла, по-видимому, вследствие поднятия в подкоровые горизонты либо образования на месте базитового астенолита. С прогрессивным этапом становления (подъемом) его следует связывать современную ориентировку фрагментарных площадок поверхности пенеплена, а с регрессивным — наблюдаемую блокировку последней (вследствие релаксации астенолита) и сейсмоактивность. Убедительных признаков интенсивного тангенциального сжатия или растяжения эпипалеозойской платформенной коры в неотектонический этап не отмечается. Вместе с тем авторы не склонны абсолютизировать отмеченный механизм. Необходимое для сбросообразования увеличение площади (расширение) орогена, скорее всего, создавалось за счет некоторого раздвигания литосферных плит, компенсируемого местным тангенциальным сжатием коры за

пределами орогена. Возможно, эффект рифтогенеза имел и более существенное значение. К сожалению, механические последствия его в глубинной структуре коры могли быть завуалированы физико-химическими преобразованиями.

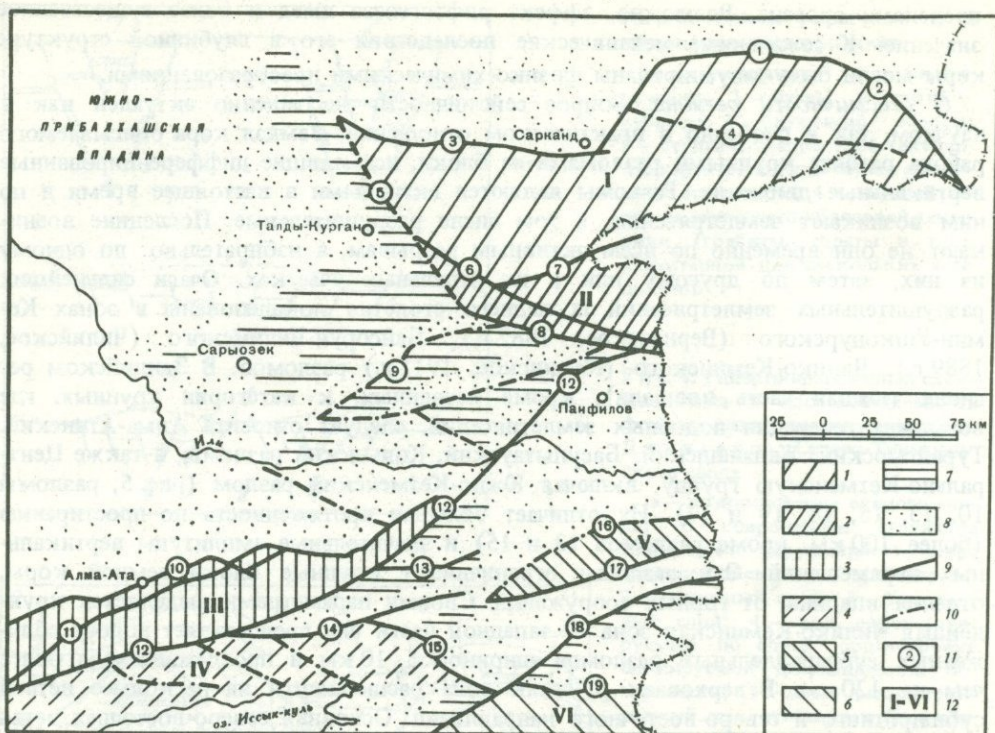
О сейсмичности региона. Вопрос сейсмичности несомненно актуален как в научном, так и особенно в практическом отношении. Земная кора описываемого района разбита крупными разломами на блоки, испытывавшие дифференцированные вертикальные движения. Разломы являются активными в настоящее время и по ним возникают землетрясения, в том числе разрушительные. Последние возникают не одновременно по всем активным разрывам, а избирательно: по одному из них, затем по другому или в их отдельных участках. Очаги сильнейших разрушительных землетрясений последнего столетия локализованы в зонах Кемин-Ушконурского (Верненское, 1887 г.), Байсорун-Чиликовского (Чилийское, 1889 г.), Чилико-Кеминского (Кеминское, 1911 г.) разломов. В Заилийском регионе (южная часть площади), кроме названных, к категории крупных, где возможна генерация подобных землетрясений, следует относить Алма-Атинский, Турайгырский, Жаланашский, Басулытауский, Копьылский разломы, а также Центрально-Кетменскую группу, включая Южно-Кетменский разлом (рис. 5, разломы 10, 13, 15, 18, 19 и 17). Их отличает большая протяженность по простиранию (более 100 км, кроме разломов 13 и 15) и значительные амплитуды вертикальных перемещений. Эти разломы ограничивают крупные блоки земной коры, отделяя впадины от горных сооружений. Своими параметрами выделяется крупнейшая Чилико-Кеминская зона. В западной части она представляет полосу сближенных субпараллельных разломов шириной 5–10 км и прослеживаемую более чем на 120 км. В верховьях р. Чилик зона расщепляется на несколько ветвей субширотного и северо-восточного направлений. Основная северо-восточная ветвь пересекает Илийскую долину и причленяется к Южно-Джунгарскому разлому (см. рис. 5, разлом 8) севернее г. Панфилова.

В хребте Джунгарский Алатау находятся крупные активные разломы, отделяющие этот хребет от смежных впадин. К числу данных разломов относятся: Колпаковская и Бороталинская группы разломов, а также Алакольско-Джунгарский, Саркандский, Текели-Усекский и Южно-Джунгарский дизъюнктивные нарушения (см. рис. 5, разломы 1, 7, 2, 3, 6 и 8). Они характеризуются большой протяженностью и значительными амплитудами новейших вертикальных смещений (1000 м и более). По ним возможна генерация землетрясений с M до 7,5. В зоне нарушений Бороталинской группы на территории Китая, недалеко от государственной границы СССР, в 1958 и 1962 гг. возникли землетрясения с $M=6,5$. Меньшей силы толчки зафиксированы по Текели-Усекскому и Южно-Джунгарскому разломам.

Сильные землетрясения служат наглядным показателем сейсмогенности разрыва. Они также являются показателями возможности генерации подобных землетрясений и по другим аналогичным разломам, связанным единым процессом тектонических движений [23].

На прилагаемой карте сейсмического районирования (рис. 6) выделено 13 сейсмогенных зон, обусловленных сейсмогенными разрывами или их системами, линии пересечения которых с земной поверхностью показаны на карте (рис. 5). Чилико-Кеминская зона (рис. 6, зона 8) приурочена к одноименной системе крупных разрывов глубокого заложения. В западной части зоны в начале 1911 г. произошло сильнейшее из известных в районе Кеминское землетрясение с $M > 8$ и интенсивностью 10–11 баллов. Оно сопровождалось смещением земной поверхности по разрывам на значительном протяжении и обширной областью распространения сотрясений в стороны от зоны. Учитывая, что западная часть зоны имеет однородную геологическую характеристику, следует ожидать, что на всем ее протяжении такие же землетрясения возможны в будущем. В восточной части зоны возможны землетрясения меньшей силы с M до 7,5 и интенсивностью около 9 баллов.

Алма-Атинская сейсмогенная зона (см. рис. 6, зона 7) объединяет два сближенных крупных разрыва на северном склоне хребта Заилийский Алатау: Алма-



Р и с. 5. Схематическая карта новейших структур Северного Тянь-Шаня и Джунгарии

1-6 - крупные блоки, выраженные высокими хребтами; 7 - блоки, выраженные средними и небольшими горами; 8 - блоки, выраженные депрессиями; 9 - региональные, в том числе глубинные, разломы; 10 - разрывы меньшего порядка; 11 - номера разломов; 12 - номера крупных блоков.

Разломы: 1 - Колпаковская группа; 2 - Алакульско-Джунгарский; 3 - Саркандский; 4 - Сандыктас-Чулакский; 5 - Западно-Джунгарский (Солдатсайский); 6 - Текели-Усекский; 7 - Бороталинская группа; 8 - Южно-Джунгарский; 9 - Алтын-Эмельская группа; 10 - Алма-Атинский; 11 - Кемин-Ушконурский; 12 - Чилико-Кеминская группа; 13 - Тур-Айгырский; 14 - Байсорун-Чиликский; 15 - Жаланащский; 16 - Северо-Кетменский; 17 - Центрально-Кетменская группа, вместе с Южно-Кетменским разломом; 18 - Басультауский; 19 - Карагайлы-Копылская группа. Главные блоки: I - Джунгарский; II - Панфиловский; III - Заилийский; IV - Кунгейский; V - Кетменский; VI - Терскейский

Атинский разлом, отделяющий предгорную равнину от хребта, и Кемин-Ушконурский, ограничивающий полосу "прилавок" с юга. В центральной части зоны вблизи г. Алма-Ата в 1887 г. произошло сильное Верненское землетрясение с M около 7 и интенсивностью 9 баллов. В результате землетрясения на значительных участках наблюдались разрывы и смещения земной поверхности, многочисленные обвалы как в породах палеозойского цоколя, так и в рыхлом чехле кайнозоя. Зона прослеживается вдоль подножия хребта на большое расстояние. На всем ее протяжении возможно возникновение в будущем подобных Верненскому землетрясений.

Байсорун-Чиликская сейсмогенная зона (см. рис. 6, зона 9) связана с одноименным разломом, в восточной части которого в 1889 г. произошло сильное Чиликское землетрясение (вблизи эпицентра интенсивность в 10 баллов). На востоке зона скрывается под рыхлым чехлом отложений Жаланащской долины, а на западе сопровождается многочисленными сейсмодислокациями, выраженными разрывами земной поверхности и обилием крупных обвалов.

По сейсмогенным зонам юго-восточной части района (рис. 6, зоны 10-13), выделенным по крупным разрывам с большими амплитудами вертикальных смещений, отсутствуют сейсмостатистические данные, но многочисленные сейсмодислокации с разрывом и смещением земной поверхности на значительных

участках убедительно свидетельствуют о большой тектонической активности этих зон и возможности возникновения здесь сильнейших землетрясений с магнитудой, по крайней мере, до 7,5 и с интенсивностью около 9 баллов.

Сейсмогенные зоны в Джунгарском Алатау по геолого-геоморфологическим условиям в общих чертах подобны описанным выше. Они обусловлены крупными разломами глубокого заложения, характеризующимися большой протяженностью (более 100 км) и большими амплитудами четвертичных вертикальных перемещений (1000 м и более). Во многих из них, как отмечалось ранее, произошли сильные землетрясения с $M=6,25-6,5$. Исходя же из большой величины нарушенных структур и разрывов в пределах части сейсмогенных зон Джунгарии следует ожидать в будущем возникновения землетрясений с M до 7,5 и интенсивностью около 9 баллов.

Заканчивая рассмотрение землетрясений и особенностей тектонических движений по разрывам в пределах изучаемого региона, отметим следующие важнейшие закономерности.

1. В западной части Чилико-Кеминской системы глубинных крупнейших разрывов возможны землетрясения с $M \geq 7,5$ и интенсивностью 9 баллов и более.

2. По крупным разрывам, ограничивающим большие блоки (горные сооружения от впадин), возможны максимальные землетрясения с $M=7,5$ и интенсивностью около 9 баллов.

3. По разрывам меньшего порядка возможны максимальные землетрясения с M от 5 до 6 и интенсивностью около 8 баллов.

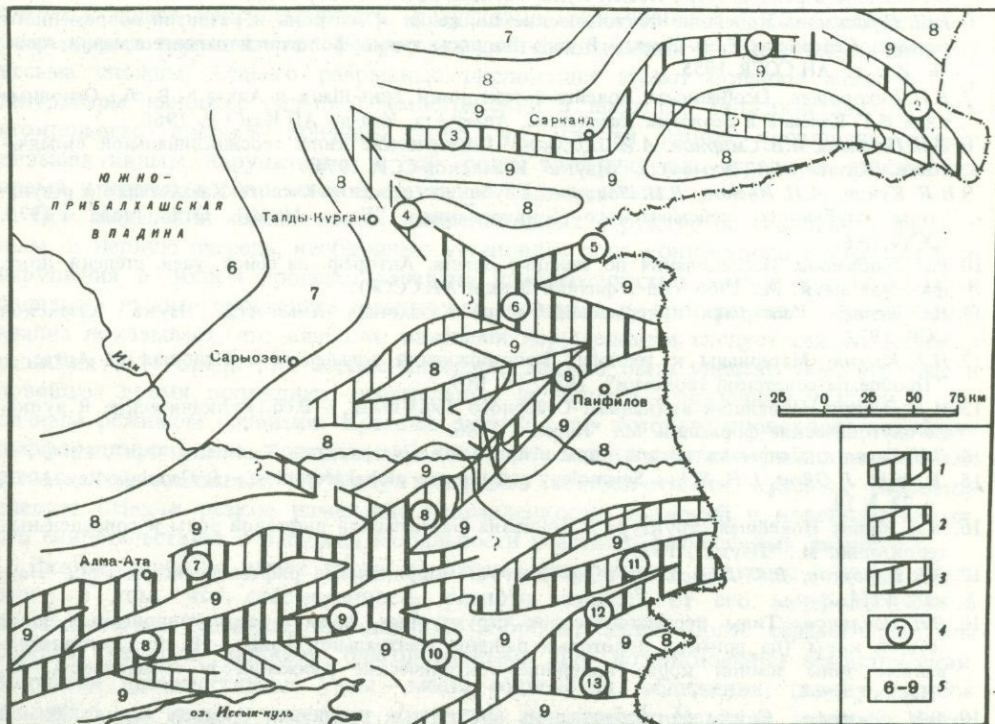


Рис. 6. Карта сейсмического районирования Северного Тянь-Шаня и Джунгарии

1-3 - сейсмогенные зоны возможных максимальных толчков: 1 - с интенсивностью $I_0=9$ баллов, магнитудой $M \geq 7,5$; 2 - $I_0 \approx 9$ баллов, $M \approx 7,5$; 3 - $I_0 \approx 8$, $M=5-6$; 4 - номер сейсмогенной зоны; 5 - зона ожидаемого распространения сотрясений показанной балльности от максимальных толчков, возможных в ближайших сейсмогенных зонах.

Основные сейсмогенные зоны: 1 - Колпаковская; 2 - Алакульско-Джунгарская; 3 - Саркандская; 4 - Западно-Джунгарская; 5 - Бороталинская; 6 - Южно-Джунгарская; 7 - Алма-Атинская; 8 - Чилико-Кеминская; 9 - Байсорун-Чиликская; 10 - Жаланашская; 11 - Кетменская; 12 - Басулытауская; 13 - Карагайлы-Копылская

При составлении карты сейсморайонирования площади распространения интенсивности сотрясений вне сейсмогенных зон взяты усредненно по данным известных в Северном Тянь-Шане сильнейших толчков. Исходя из этих материалов на карте показано распространение интенсивности сотрясений в сторону от сейсмогенных зон на расстояния: 9 баллов — до 15–20 км, 8 баллов — около 20 км, 7 баллов — 40–50 км (балльность дана по шкале ГОСТ). При Кеминском землетрясении 1911 г. распространение интенсивности было несколько больше приведенных цифр.

Таким образом, геологические исследования, направленные на решение вопросов сеймотектоники, составляют, как нам представляется, ту основу, на которой должны базироваться все построения по сейсморайонированию той или иной площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Н.Г. Кассин*. Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и бассейна р. Чарын в 1915 г. Пг. — Ташкент, 1916–1926 (Упр. водн. хоз-ва Средней Азии и Казахстана).
2. *Н.Г. Кассин*. Гидрогеологические исследования, произведенные в области южных склонов Джунгарского Алатау в 1916 г. — Мат-лы по гидрогеол., вып. 7. М., 1927 (Упр. водн. хоз-ва Средней Азии и Казахстана).
3. *С.С. Шульц*. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
4. *Б.А. Петрушевский*. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1948, XXIII, № 5.
5. *А.В. Горячев*. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959.
6. *И.П. Герасимов*. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955.
7. *В.П. Нехорошев*. Особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня и Алтая. — В сб.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
8. *Е.И. Паталаха, А.В. Смирнов, А.И. Поляков*. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстана). Алма-Ата, "Наука" Казахской ССР, 1974.
9. *Н.Я. Куни, А.П. Иванов, В.И. Шацлов*. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1970, LXXV, № 6.
10. *Е.А. Любимова*. Исследования по термике Земли. Автореф. на соиск. учен. степени докт. физ.-мат. наук. М., 1966 (Ин-т физики Земли АН СССР).
11. *В.С. Жеваго*. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата, "Наука" Казахской ССР, 1972.
12. *Н.Г. Кассин*. Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае. — "Проблемы советской геологии", 1934, IV, № 9.
13. *А.В. Леонов*. Новейший вулканизм Северного Тянь-Шаня. — В сб.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., "Наука", 1966.
14. *В.И. Уломов*. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, "Фан", 1974.
15. *B. Isaks, J. Oliver, L.R. Sykes*. Seismology and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18.
16. *Ю.А. Зорин*. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
17. *В.В. Белоусов, В.М. Герасимов* и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М., "Наука", 1974.
18. *В.Н. Павлинов*. Типы неотектонических структурных форм в активизированных зонах земной коры (на примере некоторых районов Центральной Азии). — В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
19. *О.М. Адаменко*. Связь неотектонических предгорных опусканий Средней Азии и Южной Сибири с доорогенными структурами. — "Геол. и геофизика", Новосибирск, 1974, № 7.
20. *В.В. Белоусов*. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964.
21. *М.Е. Артемьев, Е.В. Артюшков*. Изостазия и тектоника. — "Геотектоника", 1967, № 5.
22. *М.Е. Артемьев, Н.Ш. Камбаров, А.Д. Досымов*. Изостатическое состояние южных районов СССР. — В сб.: Изостазия. М., "Наука", 1973.
23. *И.Е. Губин*. Обследованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. — В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.

ВАЖНЕЙШИЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗЛОМЫ ТАДЖИКИСТАНА

В Таджикистане связь землетрясений с видимыми на поверхности разрывными нарушениями доказана исследованиями И.Е. Губина, С.А. Захарова, В.И. Бунэ и других и в настоящее время уже ни у кого не вызывает возражений. Разумеется, во-первых, не всякий разрыв, даже если он и проявляет в настоящее время активность, может быть сейсмогенным, во-вторых, определенное тектоническое нарушение может генерировать землетрясение только определенной максимальной силы.

Наша задача — выбрать из большого количества разрывов те, которые могут играть важную роль при оценке степени сейсмической опасности отдельных участков гетерогенной территории Таджикистана. Иными словами, необходимо на основании анализа историко-тектонического развития выделить сейсмогенные разломы, что будет способствовать проведению обоснованного сейсмического районирования республики.

Многочисленные признаки сейсмогенности геологических структур, в том числе дизъюнктивных, приводятся в работах многих исследователей Средней Азии: И.В. Мушкетова, Д.И. Мушкетова, Г.П. Горшкова, И.Е. Губина, М.В. Гзовского, Б.А. Петрушевского, В.Н. Крестникова, И.В. Бунэ, С.А. Захарова, В.М. Реймана, О.К. Чедия и др. Рассмотрение имеющихся на сегодняшний день взглядов на сейсмогенность определенных структурных форм в этом кратком и сжатом очерке — задача неосуществимая. Безусловно, сейсмичность связана не только с разрывными нарушениями. Вопросы связи геологических и сейсмических явлений весьма сложны. Однако разрывные дислокации имеют большое значение как генераторы наиболее сильных землетрясений в пределах Таджикистана. Это обстоятельство явилось причиной того, что данная работа посвящена только дизъюнктивным нарушениям и той роли, которую они играли в доновойшее время и играют в современной структуре Таджикистана.

При выделении сейсмогенных дизъюнктивных структур по геологическим данным, в первую очередь, необходимо установить роль конкретного тектонического нарушения в общем процессе развития данного участка земной коры. Другими словами, нужно проследить разрыв во времени и пространстве. Проведенный анализ показывает, что наиболее важными нарушениями следует считать краевые разломы [1]. Среди них особое внимание должно быть уделено тем, которые в новейшее время проявляют значительную активность — разделяют участки с различным режимом развития. Краевые разломы, по которым происходят новейшие дифференцированные контрастные движения, должны классифицироваться как весьма сейсмоопасные. К числу признаков сейсмогенности краевых разломов следует отнести резкое изменение направленности движений в новейшее время, что свидетельствует о высокой мобильности участков, разделенных разломом.

Важное значение имеет также выяснение морфологии краевого разлома. Суть этого в том, что сейсмогенность разлома зависит от его морфологической выраженности. Считается, что надвиги, взбросы, сдвиги более сейсмогенны, чем сбросы. Местами, наиболее благоприятными для возникновения землетрясений, являются дизъюнктивные узлы — места сочленения, сближения, резких изгибов разломов, а также окончания активных нарушений. Немалое значение имеет также характер сочленения новейших структурных форм по разломам. Существует точка зрения о том, что торцовое сочленение структур следует рассматривать как сейсмогенное [2].

Признаки сейсмогенности разрывных нарушений не исчерпываются приведенными выше геологическими соображениями. Однако и рассмотренные в определенной мере должны способствовать решению важных проблем взаимосвязи сейсмических и геологических процессов и, в конечном счете, прогнозу места возникновения землетрясений.

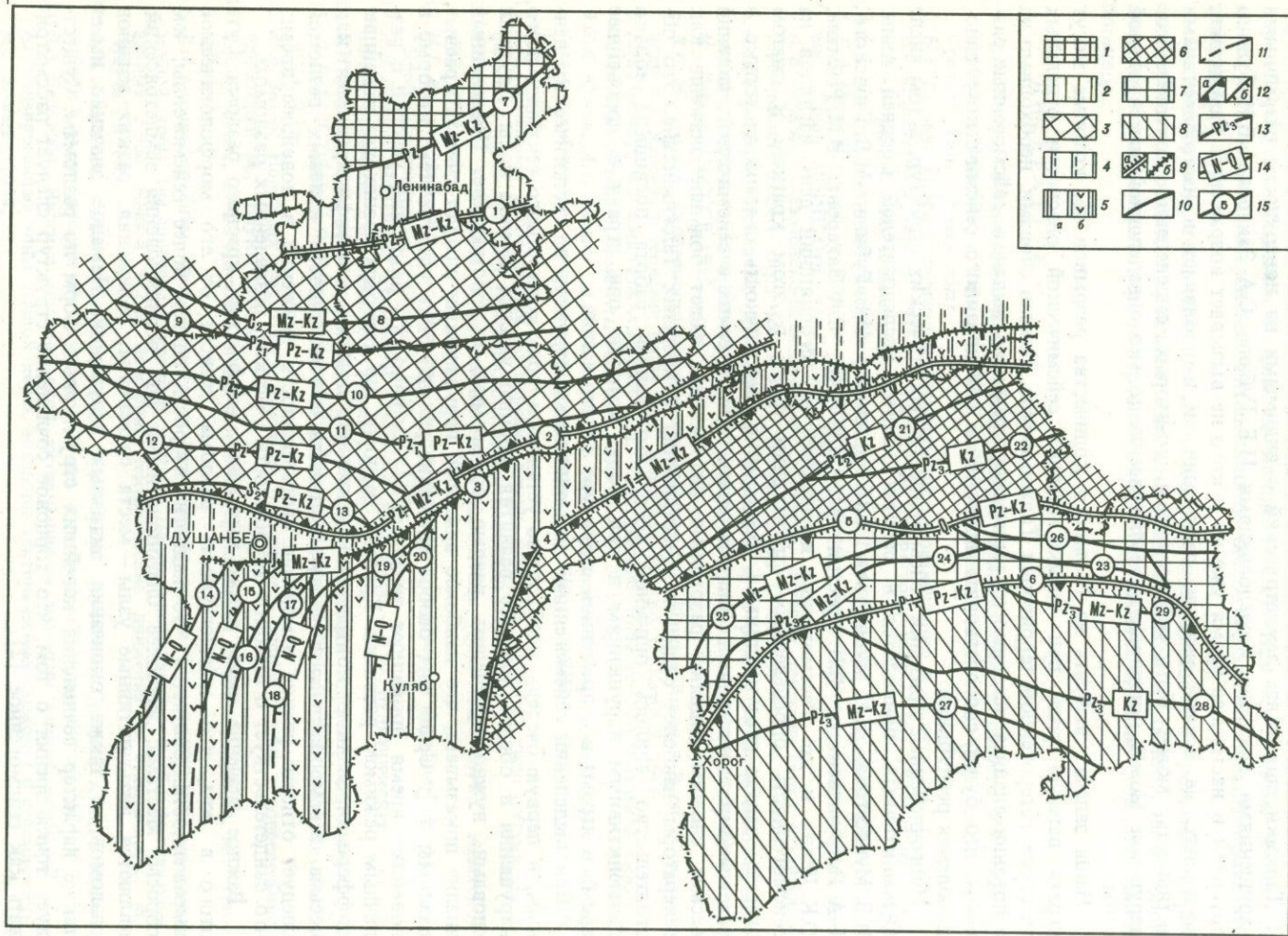


Рис. 1. Схема тектонического районирования и важнейших сейсмогенных разломов Таджикистана

1–4 – территория эпигерцинской платформы: 1 – Чакало-Кураминская область устойчивых новейших поднятий; 2 – Ферганская новейшая межгорная впадина; 3 – Гиссаро-Алайская область новейших складчато-глыбовых поднятий; 4 – Предгиссарская новейшая впадина (относительно стабильная территория между поднятиями Гиссаро-Алая и периферической горной частью Таджикской депрессии); 5 – Таджикская депрессия – мезозойско-палеогеновый платформенный прогиб, расчлененный в новейшее время на орогенические впадины и поднятия, значительная новейшая складчатость (а – впадины с накоплениями неоген-четвертичных отложений; б – поднятия); 6 – Северный Памир – эпикиммерийская платформа, складчато-глыбовая структура (сформированная в результате значительных дифференцированных новейших поднятий); 7 – Центральный Памир – эпикиммерийская платформа, складчато-глыбовая структура (сформированная в результате значительных дифференцированных новейших поднятий); 8 – Южный Памир – эпипротерозойская платформа (юго-западная часть) и эпикиммерийская (юго-восточная); 9–11 – разломы; 9 – краевые, по ним возникают землетрясения ($a - M \geq 7,5$; $b - M \leq 6,5$); 10 – внутренних районов Гиссаро-Алая и Памира, землетрясения с $7,0 > M \geq 6,5$; 11 – новейшие, внутренних районов Таджикской депрессии, возникают землетрясения с $M \leq 6,0$; 12 – морфология разломов: а – взбросы; б – козырьковые взбросы и надвиги (знаки показывают направление падения сместителей); 13 – время, с которого фиксируются движения по разлому; 14 – время, в течение которого проявляется активность разлома; 15 – номера разрывных структур.

Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана: 1 – Южно-Ферганский; 2 – Гиссаро-Кокшаальский (Южно-Гиссарский); 3 – Илякско-Вахшский; 4 – Дарваз-Каракульский (Каракульско-Момукский); 5 – Центрально-Памирский (Ванч-Акбайтальский); 6 – Бартанг-Пшартский (Рушанско-Пшартский); 7 – Северо-Ферганский; 8 – Заамин-Каравшинский; 9 – Туркестано-Алайский; 10 – Зеравшанский; 11 – Гиссаро-Каратегинский; 12 – Главный Гиссарский; 13 – Холжаобигармский; 14 – Бабатагский; 15 – Рангун-Актауский; 16 – Даганаккинский; 17 – Джетынтауский; 18 – Каратауский; 19 – Ионахско-Сарсарякский; 20 – Гулизинданский; 21 – Уйбулакский; 22 – Каракульский; 23 – Музкольский; 24 – Бартангский; 25 – Язгулемский; 26 – Акбайтальский; 27 – Гунт-Аличурский; 28 – Аличур-Гурумдинский; 29 – Мургабский



Ниже рассматриваются наиболее важные в сейсмогенетическом смысле разломы Таджикистана (см. рис. 1)¹.

Южно-Ферганский краевой разлом

Южно-Ферганский краевой разлом в современной структуре является рубежом двух новейших орогенических сооружений: Ферганской межгорной впадины и поднятия Гиссаро-Алая (см. рис. 1). Разлом имеет глубокое заложение и фиксируется геофизическими методами в верхней мантии Земли [3]. Протяженность Южно-Ферганского краевого разлома достигает порядка 1000 км [4]. На поверхности дизъюнктив представлен серией разрывов, простирающихся в том же направлении.

Нарушение является крутым взбросом, поверхность которого падает на юг под углом 60–75°.

Южно-Ферганский краевой разлом, как активная структура, фиксируется в палеозойском этапе развития [5]. В это время разлом располагался на рубеже двух важнейших палеозойских геоструктурных элементов: Гиссаро-Алайской геосинклинали и Курамино-Кызылкумской геоантиклинали. В платформенный этап развития, который начался здесь в конце палеозоя и продолжался до олигоцена, Южно-Ферганский разлом сохранил свою высокую подвижность. Анализ разрезов мезозойских и палеогеновых отложений свидетельствует о большом прогибании в это время Ферганской депрессии относительно южного обрамления. В новейшее время Южно-Ферганский краевой разлом проявляется весьма активно. Неотектоническая активизация привела к формированию Ферганской межгорной орогенической впадины и Гиссаро-Алайского орогенического поднятия. Амплитуда новей-

¹ Названия разломов даны по Б.П. Бархатову, И.Е. Губину, П.К. Чихачеву, С.А. Захарову, М.М. Кухтикову.

ших тектонических движений по разлому неодинакова на разных его отрезках. Максимальных значений она достигает на меридиане г. Канибадам и г. Коканд, составляя порядка 4000 м [6], из которых почти половина приходится на четвертичное время. К западу и востоку от указанного меридиана амплитуда движений уменьшается до 1000–1500 м.

Южно-Ферганский краевой разлом является сейсмогенным нарушением, что подтверждается историческими данными [7].

Накопленный к настоящему времени материал позволяет нам с уверенностью говорить о высокой степени сейсмогенности Южно-Ферганского краевого разлома. Нарушение может генерировать землетрясения с магнитудой $M \geq 7,5$. Следует заметить, что в юго-западном направлении амплитуда новейших вертикальных движений по разлому уменьшается — нарушение затухает. Поэтому и сейсмоактивность характеризуемой части дизъюнктива является слабой.

Северо-Ферганский краевой разлом

Северо-Ферганский краевой разлом в современной структуре является северо-западной границей Ферганской депрессии и отделяет последнюю от Чаткало-Кураминской мегантиклинали (см. рис. 1). Линия разлома на поверхности почти не обнажается, нарушение устанавливается геофизическими методами [8]. По морфологии структура является взбросом и проникает в верхнюю мантию Земли [3]. Материалы геофизических исследований дают основание полагать о неоднородности палеозойских образований, слагающих фундамент Ферганской депрессии и ее северное горное обрамление [8]. Следовательно, можно предположить, что Северо-Ферганский разлом зародился еще в палеозойское время. В альпийский этап развития разлом проявляется весьма активно, отделяя область интенсивного осадконакопления — Ферганскую впадину от Чаткало-Кураминского поднятия. Орогенический этап, начавшийся здесь в конце палеогена, характеризуется значительными контрастными движениями, которые еще больше подчеркнули своеобразие в развитии участков, разделяемых Северо-Ферганским краевым разломом. Чаткало-Кураминская область, унаследовав движения предыдущего этапа, продолжала воздыматься с возрастающей скоростью. То же самое можно сказать и относительно прогибания Ферганской депрессии. Достаточно отметить, что мощность кайнозойских моласс в центральных частях Ферганской депрессии достигает 7000 м. Из отмеченного следует, что Северо-Ферганский разлом по своей природе носит характер краевого, контролирующего развитие двух областей на протяжении длительного геологического времени — с палеозоя до наших дней. Для оценки степени его сейсмоопасности рассмотрим некоторые особенности развития в новейший этап и сопоставим эти данные с аналогичными материалами по Южно-Ферганскому разлому.

По данным Р.Н. Ибрагимова [7], южное горное обрамление Ферганской депрессии на протяжении всего орогенического этапа развития воздымалось с большей скоростью по сравнению с обрамлением северным. Особенно больших значений достигает разница величин поднятий в четвертичное время. Суммарная амплитуда новейших тектонических движений по всей протяженности Северо-Ферганского разлома неодинакова. Максимальная величина новейших смещений по нарушению достигает порядка 6000 м и находится северо-восточнее г. Ашта. На юго-запад от указанного пункта амплитуда движений уменьшается до 500–1000 м, и за г. Ленинабадом разлом не фиксируется. Таким образом, учитывая затухание Северо-Ферганского разлома в юго-западном направлении и отсутствие геологических признаков современной активности, можно предположить, что и сейсмическая активность характеризуемого нарушения в Таджикской части Ферганской впадины будет относительно невысокой. Максимальная магнитуда землетрясений, связанных с этой дислокацией, вероятнее всего, будет $7,0 \geq M > 6,5$. Подробнее о Северо-Ферганском краевом разломе и о разрывах южного обрамления Ферганской депрессии см. настоящий сборник с 55–57.

Внутренние разломы Гиссаро-Алая

Гиссаро-Алайская горная область включает хребты Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский, которые на востоке сливаются в один Алайский хребет. Рассматриваемая область прошла в герцинском этапе геосинклинальное развитие, время завершения которого падает на пермский период. С юрского до раннепалеогенового времени здесь господствовал платформенный режим. Новейший орогенез, начавшийся в конце палеогенового времени, сформировал современную структуру Гиссаро-Алая, которая может рассматриваться как область устойчивых поднятий.

В пределах Гиссаро-Алайской области устойчивых поднятий широкое развитие получили разрывные нарушения, прослеживаемые в широтном "тыньшаньском" направлении. Нас интересуют важнейшие разломы, имеющие древнее заложение и не потерявшие свою активность до настоящего времени. М.М. Кухтиков [9] на основе анализа стратиграфических разрезов, магматической деятельности и времени завершающей фазы складчатости выделил в Гиссаро-Алае ряд тектонических зон, сочленяющихся по краевым разломам. Для наших целей анализ постгеосинклинального развития характеризуемой территории и роль палеозойских краевых разломов в платформенный и орогенический этапы имеет неосценимое значение. Имеющийся в настоящее время материал [10, 11] свидетельствует о непрекращающейся активности основных разломов Гиссаро-Алая в течение мезозой-палеогена и неоген-четвертичного времени.

Необходимо сразу же заметить, что активизация движений по разломам в мезозой-кайнозойское время не играла существенной роли в общей структуре региона по сравнению с движениями, имевшими место в период палеозойского геосинклинального развития. Учитывая, что разломы Гиссаро-Алая имеют много общих черт в отношении генетических и морфологических особенностей, у нас есть основания не прибегать к подробной характеристике их в отдельности, тем более, что это детально рассматривается в работах М.М. Кухтикова, Д.П. Резвого и др.

Важнейшие палеозойские краевые разломы внутренней части Гиссаро-Алая изображены на рис. 1. Их краевой характер, столь отчетливый в палеозое, в мезозой-кайнозое не наследуется, хотя еще раз нужно подчеркнуть, что и в платформенный, и в орогенический этапы происходили движения по характеризуемым дизъюнктивам [10, 11].

В морфологическом отношении рассматриваемые нарушения представлены крутыми взбросами и реже сбросами, вследствие чего современная структура Гиссаро-Алая в целом представляется складчато-глыбовой.

Амплитуда новейших движений по разломам Гиссаро-Алая в общем незначительна и достигает лишь 1–2 км (рис. 2), что намного уступает смещениям по Южно-Ферганскому и, как будет видно ниже, Гиссаро-Кокшаальскому краевым разломам. В орогенический этап развития характеризуемые разломы отделяли блоки, испытывавшие неравномерные вертикальные перемещения. Отдельные внутренние впадины Гиссаро-Алая в новейшее время также развивались в условиях общего поднятия. Возникает естественный вопрос: могут ли разломы внутренней части Гиссаро-Алая генерировать землетрясения? Сейсмологические данные, а также наличие сейсмодислокаций четвертичного возраста свидетельствуют о сейсмоактивности региона. Эпицентры сильных землетрясений в основном тяготеют к линиям разломов [12]. Однако сильные землетрясения ($M \geq 7,5$) не известны здесь и в будущем ожидать их, видимо, не следует. Это связано, прежде всего, с относительно незначительной амплитудой и слабой контрастностью новейших движений по разломам. Достоверных материалов о глубине проникновения характеризуемых нарушений нет. Если судить по глубинам расположения гипоцентров землетрясений, то можно сделать вывод о том, что разломы затухают в коре. Следовательно, и в будущем очаги землетрясений, видимо, будут располагаться в земной коре, а их магнитуда будет в пределах $7,0 \geq M > 6,5$.

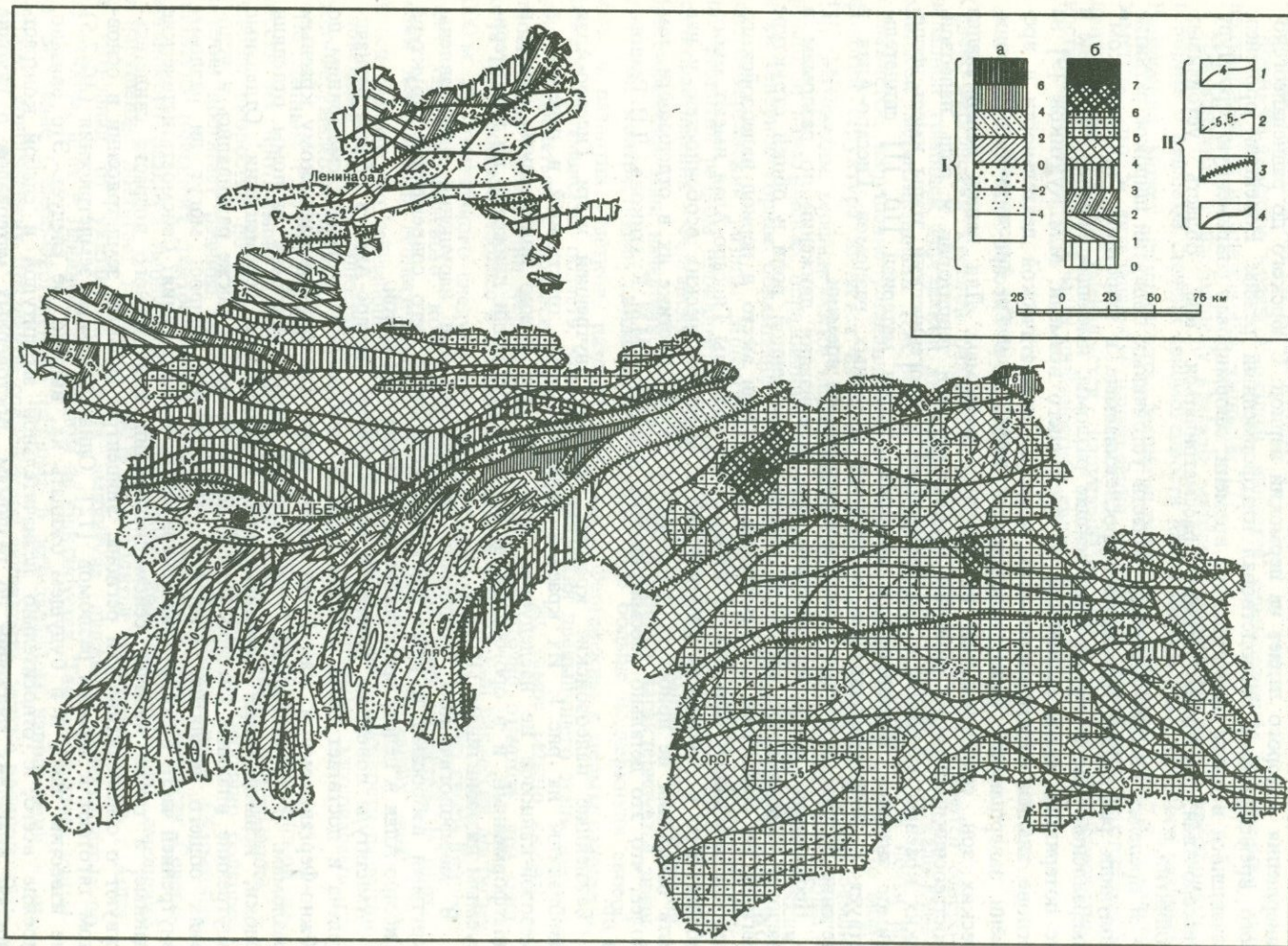


Рис. 2. Карта новейшей тектоники Таджикистана (составили А.М. Бабаев, В.А. Бельский, Л.М. Лысков, О.П. Сапов при использовании материалов О.К. Чедия, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутова, А.К. Трофимова и др.)

I — ступени суммарных деформаций (в км) донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время: а — в области устойчивых поднятий; б — в области преимущественных прогибаний; II — прочие обозначения; 1,2 — изолинии суммарных деформаций: 1 — через 1 и 2 км; 2 — через 0,5 км; 3 — краевые активные разломы; 4 — прочие разломы

Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом

Зона разрывов, прослеживаемая по южному подножию складчатых сооружений Тянь-Шаня, впервые отмечена Р. Клебельсбергом [13] и названа им Вахшским разломом. Позднее было установлено наличие целой серии крутых разрывов, частично падающих к северу, по которым, как это принимается большинством геологов, в новейшее время структуры Гиссаро-Алая подняты относительно Предгиссарского прогиба и Таджикской депрессии. Вопрос о характере и значении этого рубежа рассматривался целым рядом исследователей [14–23]. Почти все упомянутые геологи связывали так или иначе этот вопрос с решением проблемы о границе между Памиром и Южным Тянь-Шанем.

И.Е. Губин [18] серию разрывов, прослеживаемых по южным подножьям Южного Тянь-Шаня, назвал Южно-Гиссарской или Гиссаро-Кокшаальской системой разрывов. По совокупности признаков, характеризующих этот разлом, он должен быть отнесен к категории краевых: громадная (порядка 800 км) протяженность, длительное существование (отличие разрезов по ту и другую стороны с юрского времени), морфологическая выраженность в виде серии разрывов. В плане разлом в общем соответствует линии, намеченной Р. Клебельсбергом.

По данным Д.П. Резвого [11], характеризуемый разлом является на протяжении палеозоя рубежом между системой геосинклинальных прогибов Южного Тянь-Шаня и Таджикско-Каракумским геантиклинальным массивом. В мезозое и кайнозое Гиссаро-Кокшаальский разлом продолжает выполнять функции границы между областью длительного погружения, расположенной на юге, и Гиссаро-Алайской областью устойчивых поднятий. В новейший орогенический этап развития Гиссаро-Кокшаальский разлом характеризуется значительной активностью. Движения по разлому носят отчетливо дифференцированный контрастный характер (см. рис. 2). Блоки Гиссаро-Алая, расположенные к северу от зоны разломов, на протяжении новейшего этапа испытывали неравномерные восходящие движения [24, 25]. Территория Предгиссарской впадины, находящаяся южнее зоны Гиссаро-Кокшаальского разлома, является менее мобильной. На большей ее части в неоген-четвертичное время происходило осадконакопление. Значительные восходящие движения Гиссаро-Алая вовлекли в поднятие и северные части Предгиссарской впадины, из-за чего ее строение представляется асимметричным с крутым северным и пологим южным крыльями.

Амплитуда новейших вертикальных тектонических движений по Гиссаро-Кокшаальскому разлому неравномерна, зависит от величины поднятий отдельных блоков Гиссаро-Алая и достигает 3–4 км и более (см. рис. 2). Морфологически характеризуемый разлом представлен серией крутых ($50\text{--}80^\circ$) взбросов, сместители которых падают к северу.

По мнению С.А. Захарова [19], характеризуемый разлом является новейшим постседиментационным нарушением типа правого сдвига. Однако детальные работы по анализу неотектоники и геоморфологии зоны разлома не подтвердили эту точку зрения [24, 25].

Большинство исследователей [18, 26–36] единодушно высказывались о важности Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома как сейсмогенного нарушения. Вдоль зоны разлома известны наиболее сильные землетрясения, происшедшие на территории республики: Каратагское (1907 г.), Файзабадское (1943 г.), Хаитское (1949 г.). Кроме отмеченных землетрясений, известен целый ряд более слабых толчков, которые происходят довольно часто.

Высокосейсмичная полоса, прослеживаемая вдоль Гиссаро-Кокшаальского разлома и названная Южно-Гиссарской, может генерировать землетрясения с магнитудой, равной или более 7,5 [18]. Необходимо подчеркнуть следующую закономерность: эпицентры всех сильных (9 и более баллов) землетрясений "сидят" в "висячем крыле разлома в пределах южных хребтов Гиссаро-Алая. Это связано, видимо, во-первых, с жесткостью деформируемых пород, во-вторых, с большим количеством дизъюнктивных узлов, образуемых сочленением активных разломов Гиссаро-Алая с зоной Гиссаро-Кокшаальского разлома. В настоящее время нет оснований предполагать, что в будущем отмеченная закономерность не сохранится. Следовательно, сильные землетрясения, связанные с Гиссаро-Кокшаальским краевым разломом, будут приурочены к южной части новейшего орогенического поднятия Гиссаро-Алая.

Илякско-Вахшский краевой разлом

Вдоль северных подножий складчатых сооружений Таджикской депрессии прослеживается региональное тектоническое нарушение (см. рис. 1), восточная часть которого известна под названием "Вахшский надвиг" [21], а западная — "Илякский разлом". И.Е. Губин [18] в северной части Таджикской депрессии выделяет цепь сопряженных надвигов, которые объединяются в региональный Вахшско-Казыкартский надвиг. Автору представляется возможным называть рассматриваемое нарушение Илякско-Вахшским краевым разломом, так как такое название будет подчеркивать, прежде всего, генетическую особенность дизъюнктива.

На западе разлом четко прослеживается примерно до меридиана поселка Гиссар, где, возможно, затухает. На востоке нарушение, протягиваясь по подножью Заалайского хребта, прослеживается в Кашгарию (КНР).

Илякско-Вахшский краевой разлом оказывал контролирующее влияние на развитие Таджикской депрессии и Предгиссарской впадины на протяжении длительного геологического времени. Анализ разрезов мезо-кайнозойских отложений дает основание считать, что характеризуемое тектоническое нарушение являлось северным рубежом интенсивно опускавшейся Таджикской депрессии. В новейший этап геологического развития Илякско-Вахшский краевой разлом играет весьма важную роль, отделяя быстро растущие периферические хребты Таджикской депрессии от относительно стабильной Предгиссарской впадины.

И.Е. Губин [18] рассматриваемое нарушение в морфологическом отношении относит к категории пологих постседиментационных надвигов с амплитудой горизонтального перемещения, достигающей 10–12 км. На наш взгляд, указанные цифры являются несколько завышенными. По данным О.П. Сапова [32], максимальные горизонтальные перемещения в районе Алайской долины достигают 3,0–4,5 км; в районе кишлака Ходжа-Алишо, по материалам И.Е. Губина [18], амплитуда надвига оценивается уже в 1300 м, а в районе Гиссарской долины эти перемещения достигают максимум первых сотен метров. Следовательно, можно констатировать, во-первых, что морфология Илякско-Вахшского разлома в приповерхностной части представляется в виде козырькового взброса, во-вторых, амплитуда горизонтальных перемещений уменьшается с востока на запад.

Геофизические и сейсмические данные вскрыли интересную деталь, касающуюся морфологии разлома на глубине [33]. Оказалось, что если рассматривать нарушение по положению палеозойского фундамента, то налицо сброс в южную сторону с амплитудой в 2,5–3,0 км, тогда как по структурам верхнего этажа наблюдается обратная картина — взброс сооружений Таджикской депрессии на южный борт Предгиссарской впадины. К сожалению, геофизические данные о строении палеозойского фундамента имеются только для западной части разлома. Вопрос о том, можно ли эти данные экстраполировать в более восточные участки, пока остается открытым.

Морфологическое несоответствие глубинных и поверхностных структур по Илякско-Вахшскому краевому разлому, видимо, можно объяснить срывом сооружений верхнего структурного этажа по кровле верхнеюрской гипсоносно-соле-

носной толщи [19], а также сменой знака тектонических движений, происшедшей в новейшее время. Глубина заложения разлома (для западной части), по геофизическим и сейсмическим данным, оценивается в 25–30 км.

Амплитуда новейших вертикальных тектонических движений по Илякско-Вахшскому разлому достигает 2–4 км, причем максимальные значения приходятся на восточную часть, постепенно уменьшаясь в западном направлении (см. рис. 2). Илякско-Вахшский краевой разлом является важной тектонической линией Таджикистана и играет весьма заметную роль в современной структуре. В свете вышеизложенного можно оценить степень сейсмоопасности разлома. В.И. Бунэ и В.М. Рейман [26] считают рассматриваемое нарушение, точнее, его западную часть, менее сейсмоопасным по сравнению с Гиссаро-Кокшаальским краевым разломом. Видимо, это заключение в общем справедливо для всего Илякско-Вахшского разлома. Во-первых, в современной структуре роль Илякско-Вахшского разлома менее важна, чем Гиссаро-Кокшаальского разлома, служащего южным рубежом новейшего Гиссаро-Алайского орогенического поднятия. Во-вторых, область Гиссаро-Алайского поднятия несоизмерима с узкой территорией хребтов северной части Таджикской депрессии. Амплитуда движений по разлому может быть обусловлена в значительной мере "выдавливанием" депрессионных структур и не является в целом отражением только вертикальных перемещений. На эту мысль наводит вышеотмеченный факт несоответствия морфологической выраженности нарушения на поверхности и глубине. В-третьих, неоднородное строение верхних частей земной коры Таджикской депрессии является благоприятным для затухания сейсмических волн, возникающих в нижнем структурном этаже. Землетрясения, вызванные перемещениями мезозой-кайнозойского покрова, не могут иметь значительные плейстоценовые области из-за малой глубины очага. Накопление больших напряжений здесь весьма сомнительно в силу специфики геологического строения.

Указанные факты могут служить в целом критерием того, что магнитуда землетрясений, связанных с Илякско-Вахшским разломом, не будет превышать 6,5, а интенсивность сотрясения — 9 баллов.

Дарваз-Каракульский краевой разлом

Складчатые сооружения Северного Памира и Таджикской депрессии соприкасаются по тектоническому нарушению, имеющему характер краевого разлома (см. рис. 1). Рассматриваемый дизъюнктив известен под разными названиями: "Дарваз-Каракульский краевой разлом" [20], "Северо-Памирский краевой разлом" [34], "Дарвазский разлом" [19], "Каракульско-Момукская система разрывов" [16, 18] и др.

Дарваз-Каракульский разлом на поверхности выражен по-разному на отдельных участках. На востоке, в пределах Памира, это одна четко выраженная структурная линия, отделяющая палеозойские образования Северного Памира от мезозойско-кайнозойских отложений Заалайского хребта. В пределах Дарваза характеризуемое нарушение выражено серией разрывов [35], из которых, по мнению В.А. Бельского [36], Каляндарунский является главной ветвью Дарваз-Каракульского краевого разлома.

Существование нарушения доказывается с триасового времени, когда Памиро-Алайская область оказалась вовлеченной в процесс устойчивого прогибания, продолжавшегося на протяжении мезозой-кайнозоя, а Северный Памир испытывал движения положительного знака. Тектонический режим рассматриваемого отрезка времени многими своими чертами напоминает платформенный.

С олигоценового времени здесь наступает орогенический этап развития, что приводит к резкому усилению и контрастности тектонических движений. Новейшая тектоническая активизация явилась причиной дифференциации территории, разделенной на участки преимущественной аккумуляции и денудации.

Величина новейших тектонических движений по Дарваз-Каракульскому разлому возрастает с востока на запад — юго-запад (см. рис. 2). Суммарная амплитуда

новейших тектонических движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома достигает на Северном Памире 5000–6000 м, в зоне Памиро-Алая колеблется от +6000 м (Заалайский хребет) до –4000 м в юго-восточной части Яхсуйской депрессии.

Морфология Дарваз-Каракульского краевого разлома различна на отдельных участках (см. рис. 1). Так, в дарвазской части разлом представляется крутым взбросом с непостоянным направлением падения сместителя [35], а в Памирской – козырьковым надвигом [18]. С.А. Захаров [19] предполагает наличие многокилометрового левостороннего сдвига в дарвазской части характеризуемого разлома. Однако материалы О.К. Чедия [37, 38], В.А. Бельского [36] и других противоречат подобным представлениям.

Резюмируя вышесказанное, можно констатировать, что Дарваз-Каракульский краевой разлом "контролировал" развитие двух разнопостроенных зон (Памиро-Алая и Северного Памира) на протяжении длительного геологического времени. Причем, если в мезозое и частично кайнозое разлом отделял интенсивно прогибающуюся Памиро-Алайскую зону от воздымающейся зоны Северного Памира, то в неоген-четвертичное время в северо-восточной части Памиро-Алая сменился знак движения, что привело к быстрому и значительному (до 6000 м) поднятию его территории. Перечисленные факты, а также громадная протяженность (более 1000 км, если учитывать продолжение нарушения на территории КНР и Афганистана) Дарваз-Каракульского краевого разлома, позволяют нам отнести его к числу важнейших сейсмогенных структур Таджикистана. Характеризуемый дизъюнктив, видимо, может генерировать землетрясения с $M \geq 7,5$. К подобному выводу единодушно пришли многие исследователи [18, 39].

Разломы Таджикской депрессии

В центральной части Таджикской депрессии широким распространением пользуются разрывные нарушения. На севере они сопрягаются с Илякско-Вахшским краевым разломом. В южном направлении дизъюнктивы постепенно затухают. На прилагаемой схеме (см. рис. 1) изображены основные разломы Таджикской депрессии, которые в новейшем этапе являются активными и ограничивают относительно крупные структурные элементы рассматриваемого участка территории Таджикистана.

Анализ истории тектонического развития Таджикской депрессии, сделанный на основании изучения разрезов мезозоя и палеогена [19], не оставляет места описываемым разломам в платформенном этапе. Однако все они четко фиксируются с начала орогенического этапа развития, отделяя структуры с разными скоростями и часто направлениями новейших движений (см. рис. 2). Наиболее крупными разрывами Таджикской депрессии являются следующие (см. рис. 1): Бабатагский, Рангун-Актауский, Даганакиикский, Джетымтауский, Каратауский, Ионахско-Сарсарьякский, Гулизинданский¹. Внутридепрессийные разрывы обладают целым рядом общих для них специфических свойств, поэтому нет необходимости описывать каждый разлом в отдельности.

Наиболее существенной чертой, свойственной всем характеризуемым нарушениям, является их молодость. Это разрывы орогенического новейшего этапа развития. Наибольшая их активность приурочена к четвертичному времени, когда основная часть современных структурных форм нашла свое выражение. Все отмеченные разломы четко выражены в рельефе. Размах новейших тектонических движений по внутренним разломам Таджикской депрессии достигает 3–4 км. Имеющийся фактический материал (деформации молодых террас, тектонический контакт между четвертичными и более древними образованиями и т.д.) свидетельствует о современной активности описываемых разломов. Не менее существенным является единообразие морфологии большинства нарушений депрессии. Как правило, они представлены в приповерхностной части взбросами и козырь-

¹ Названия разрывов даны по П.К. Чихачеву, И.Е. Губину, С.А. Захарову.

ковыми взбросами. Правда, в последние годы получены материалы, свидетельствующие о наличии значительных горизонтальных перемещений надвигового характера по Бабатагскому разлому [40]. Однако убедительных материалов пока мало, и мы не можем судить о том, насколько можно экстраполировать данные бурения по Бабатагскому разлому на другие нарушения Таджикской депрессии аналогичного класса.

О глубине проникновения внутридепрессионных разрывов судить трудно. На этот счет имеются две точки зрения. Согласно одной из них, структуры верхнего (надсолевого) структурного этажа сорваны по кровле гипсов и солей маальма и ничего общего с сооружениями подстилающими не имеют. Другая точка зрения все разнообразие структурных форм депрессии объясняет блоковыми перемещениями палеозойского фундамента и тесной взаимосвязью с сооружениями верхнего осадочного чехла. Если придерживаться первого воззрения, то все характеризуемые разломы имеют неглубокое заложение, согласно второму — они проникают на большую глубину и рвут осадочный чехол и фундамент Таджикской депрессии.

Справедливости ради следует сказать, что в последние годы концепция дисгармонии складчатых структур Таджикской депрессии находит все больше приверженцев. На дисгармонию указывают и некоторые материалы буровых работ. Однако приуроченность эпицентральных зон многих землетрясений с глубиной очага порядка 30 км к линиям разлома [26] может служить доказательством того, что некоторые из характеризуемых нарушений депрессии, возможно, находят отражение в фундаменте. Это подтверждается также и геофизическими данными [41], согласно которым основные макроструктуры чехла северо-западной части Таджикской депрессии находят свое отражение в фундаменте. Хотя следует оговориться, что еще невозможно установить достоверно геофизическими методами местоположение разрывов в глубине осадков депрессии.

Оценивая степень сейсмогенности характеризуемых разломов, И.Е. Губин [18], В.И. Бунэ и В.М. Рейман [26] считают, что с ними могут быть связаны землетрясения интенсивностью не более 8 баллов. Это положение, видимо, является справедливым, так как более сильные землетрясения происходят в зонах сочленения крупных разнородных структур. Несмотря на то, что разломы депрессии нельзя отнести к разряду краевых, необходимо еще раз подчеркнуть их молодость и значительную активность в четвертичное время, что в общем благоприятно для сейсмичности. Однако магнитуда будущих землетрясений вряд ли будет превышать 6,0.

Следует отметить, что активность тектонических движений депрессии, а следовательно, и сейсмическая активность возрастают в северном направлении. К югу амплитуда движений уменьшается, разломы затухают. Ожидать в будущем сильных землетрясений здесь, вероятно, не следует.

Центрально-Памирский краевой разлом

Тектонические структуры Северного и Центрального Памира контактируют по сложнопостроенному дизъюнктивному нарушению, известному под названием Центрально-Памирский (Ванч-Акбайтальский) разлом (рис. 1). Б.П. Бархатов [42], проанализировав историю тектонического развития Памира, пришел к выводу, что рассматриваемое нарушение зародилось, по крайней мере, еще в ордовике и должно рассматриваться как краевой разлом первого порядка.

В палеозойский этап развития Центрально-Памирский краевой разлом служил рубежом складчатых систем (Кунылуьнской и Каракорумской), переживавших разные периоды геосинклинального развития [42]. В альпийский этап Центрально-Памирский краевой разлом играл также важную роль, отделяя области с разным тектоническим режимом. Северный Памир испытывал движения положительного знака, из-за чего там существовал континентальный режим. На Центральном Памире в меловое и, возможно, палеогеновое время происходило осад-

конакопление в условиях неглубокого моря. Новейший орогенический этап развития, начавшийся в конце палеогена, характеризуется интенсивными складчато-глыбовыми движениями положительного знака.

Развитие зон Северного и Центрального Памира в новейший этап протекало в неодинаковых условиях. Для Северного Памира характерны интенсивные поднятия с относительно слабой дифференцированностью движений. Структура зоны является преимущественно складчатой. Зона Центрального Памира отличается ярко выраженным дифференцированным характером новейших тектонических движений и складчато-глыбовой структурой [38]. Амплитуда новейших тектонических поднятий, разделяемых разломом, достигает 5000–6000 м. Однако амплитуда движений по разломам небольшая (см. рис. 2).

В морфологическом отношении Центрально-Памирский краевой разлом устроен сложно и состоит из нескольких сопряженных разрывов [43]. В западной своей части разлом представлен Дарвазским и Ванским нарушениями. Сместитель первого разрыва падает к северо-западу под углом 20–30°, второго — на юго-восток под углом 30–60°. Следует заметить, что направление падения сместителей не всегда выдерживается. От верховьев р. Ванч и далее на восток Центрально-Памирский краевой разлом трассируется по Танымасскому нарушению. Сместитель последнего падает на юг под углом 45–80°.

Центрально-Памирский краевой разлом является важной тектонической линией, контролировавшей развитие Северного и Центрального Памира. Активность разлома не прекратилась до настоящего времени [38]. Следовательно, как сейсмогенная структура разлом должен быть отнесен к категории наиболее опасных. В зоне Центрально-Памирского краевого разлома возможно возникновение катастрофических ($M \geq 7,5$) землетрясений [18, 39].

Бартанг-Пшартский краевой разлом

Бартанг-Пшартский краевой разлом в качестве единой самостоятельной тектонической линии первого порядка впервые был выделен М.М. Кухтиковым [21]. Разлом (Рушанско-Пшартский, по Б.П. Бархатову) служит тектонической границей между структурными сооружениями Центрального и Южного Памира. Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о контролирующем влиянии нарушения, по крайней мере, с раннепермского времени [42]. По И.Е. Губину [17], Бартанг-Пшартский (Пшартский) краевой разлом служит северной границей Каракорумской складчатой системы.

Следует отметить отсутствие единодушия в вопросах тектонического районирования Памира вообще. Если И.Е. Губин и Б.П. Бархатов выделяют зону Центрального Памира в качестве самостоятельной, хотя трассируют границу между Куньлунскими и Каракорумскими складчатыми системами неодинаково, то Э.З. Таиров, Е.Ф. Романько, Э.С. Чернер [43] на Памире выделяют две складчатые системы: Северного Памира и Южного Памира. Граница между ними проводится по Центрально-Памирскому разлому.

Исходя из особенностей альпийского и новейшего этапов развития, тектонические границы Центрального Памира нами понимаются согласно построениям И.Е. Губина [18] и О.К. Чедия [38].

Учитывая, что Центральный Памир является областью киммерийской складчатости с ярко выраженным дифференцированным характером новейших тектонических движений, а Южный Памир объединяет гетерогенные зоны эпипротерозойской и частично эпикиммерийской платформ, подвергшихся заметной переработке в результате новейших орогенических движений, можно заключить, что Бартанг-Пшартский разлом является краевым и должен рассматриваться как одно из важнейших тектонических нарушений Памира, что отмечалось многими исследователями [42, 19, 21].

В морфологическом отношении Бартанг-Пшартский краевой разлом является крутым взбросом с падением сместителя в южных румбах, угол падения равен 60–80°.

Максимальные амплитуды новейших тектонических движений (5000 м и более) наблюдаются в западной части Памира (см. рис. 2). Эпицентры землетрясений также тяготеют к западу региона. На востоке Памира амплитуды поднятий и размах движений несколько уменьшаются, а землетрясения здесь редки.

Сейсмогенность Бартанг-Пшартского краевого разлома оценивается высоко [44, 19, 39] — нарушение может генерировать землетрясения с $M \geq 7,5$. С разломом тесно связано девятибалльное Сарезское землетрясение 1911 г.

Внутризональные разломы Памира

Кроме вышеотмеченных краевых разломов, контролировавших развитие зон Памира, имеется целый ряд нарушений, роль которых в процессе геологического развития региона является менее важной. Эти нарушения сыграли определенную роль в отдельные этапы развития, что дало основание Б.П. Бархатову [42] внутри зон Памира выделить целый ряд подзон, а Э.З. Таирову и др. [43] — внутри складчатых систем ряд зон.

Охарактеризовать все подобные нарушения не позволяет объем данной статьи, однако оценить в целом степень сейсмичности их, видимо, можно.

В новейший этап геологического развития Памира внутризональные разломы в большинстве лишь осложняют складчатые и блоковые структуры. Новейшие движения отличаются относительно слабой контрастностью. Однако не следует забывать, что смещения по рассматриваемым нарушениям происходят на фоне грандиозных вертикальных перемещений Памира. По геоморфологическим данным можно установить, что многие из характеризуемых нарушений проявляют активность в четвертичное время [1]. К сожалению, подробных материалов о деятельности всех внутризональных разломов Памира в неоген-четвертичное время в настоящее время нет.

Безусловно, основная масса наиболее сильных землетрясений Памира генерируется Дарваз-Каракульским, Центральным-Памирским и Бартанг-Пшартским краевыми разломами, что, в конечном итоге, из-за относительно близкого расположения двух последних нарушений позволяет считать зону Центрального Памира наиболее сейсмоопасной [18, 39]. Сейсмичность же территории Северного Памира (за исключением участков, прилегающих к Дарваз-Каракульскому и Центрально-Памирскому краевым разломам) и Южного Памира (кроме территории, прилегающей к Бартанг-Пшартскому краевому разлому) в основном обусловлена активностью внутризональных разломов. Здесь, видимо, могут возникать землетрясения с $7,0 \geq M > 6,5$.

Итак, краткий анализ истории геологического развития территории Таджикистана свидетельствует о большой сейсмогенной роли разрывных нарушений. В современной структуре важное значение имеют краевые разломы, которые отделяют крупные мегаструктуры и могут генерировать землетрясения с $M \geq 7,5$. К подобным нарушениям в пределах Таджикистана относятся: Южно-Ферганский, Гиссаро-Кокшаальский, Дарваз-Каракульский, Центрально-Памирский, Бартанг-Пшартский. Илякско-Вахшский разлом генерирует землетрясения с $M \geq 6,5$. С внутризональными омоложенными в новейшее время разломами и новейшими разломами, проявляющими значительную активность, могут быть связаны землетрясения с различными магнитудами в зависимости от жесткости нарушенной геологической среды и размерами разрывов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.М. Синицын. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
2. В.К. Кучай. О сейсмическом районировании северо-запада Киргизии. — "Изв. АН КиргССР", 1966, № 3.
3. В.Н. Крестников, И.Л. Нерсесов. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — "Сов. геол.", 1962, № 11.

4. *А.В. Пейве.* Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и его виргаций. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1947, 22, № 5.
5. *Д.П. Резвой.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
6. Карта новейшей тектоники юга СССР. Глав. ред. Л.П. Полканова. М., изд. ГУГК при СМ СССР, 1972.
7. *Р.Н. Ибрагимов.* Сейсмотектоника Ферганской впадины. Ташкент, "Фан", 1970.
8. *А.С. Орловский.* Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. – В сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.
9. *М.М. Кухтиков.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1968.
10. *Н.П. Костенко.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогеническом рельефе. М., "Недра", 1972.
11. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Под ред. Д.П. Резвого. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1973.
12. *Г.П. Винниченко.* Геологические условия возникновения Матчинского (Ура-Тюбинского) землетрясения 1923 г. – В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
13. *R. Klebelsberg.* Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, Univ., Verlag Wagner, 1922.
14. *Р.Б. Баратов, С.А. Захаров.* К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня. – "Изв. Отд-ния естеств. наук АН ТаджССР", 1956, вып. 14.
15. *О.С. Вялов.* О взаимоотношении Памира и Алая. – "Изв. Тадж. филиала АН СССР", 1943, № 2.
16. *И.Е. Губин.* Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., Гостеолиздат, 1940.
17. *И.Е. Губин.* Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования). – "Изв. Тадж. филиала АН СССР", 1943, № 2.
18. *И.Е. Губин.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд-во АН СССР, 1960.
19. *С.А. Захаров.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. – "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", 1958, ХСV.
20. *М.М. Кухтиков.* О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем – Тянь-Шанем. – "Уч. зап. Тадж. ун-та (фак-т естеств. наук)", 1955, VI, вып. 5.
21. *М.М. Кухтиков.* Краевые разломы Памира и Дарваза. – "Уч. зап. Тадж. ун-та (фак-т естеств. наук)", 1956, XII, вып. 2.
22. *А.П. Марковский.* О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. – В сб.: Научные итоги Тадж. Памирской экспед. М., Изд-во АН СССР, 1936.
23. *В.М. Синицын.* К геологической границе Куьлуньских и Тяньшанских структур в Памиро-Алайском сближении. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1945, № 6.
24. *А.М. Бабаев.* Новейший тектоногенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе, "Дониш", 1975.
25. *Л.М. Лысков.* Неотектоника и сейсмичность района Верхнего Вахша. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Душанбе, 1969 (Тадж. гос. ун-т).
26. *И.В. Бунз, В.М. Рейман.* К сейсмотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. – "Труды Ин-та сейсмост. стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР", 1960, VII.
27. *И.Е. Губин.* Землетрясения в Гармской области. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1949, № 8.
28. *С.А. Захаров.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. – "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", 1962, V.
29. *В.Н. Крестников.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
30. *Б.А. Петрушевский.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
31. *В.М. Рейман, А.М. Бабаев, Г.П. Винниченко.* Сейсмотектоника и поперечные структуры Центрального и Юго-Западного Таджикистана. – В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
32. *О.П. Сапов.* Альпийская тектоника зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (Заалайский хребет). – "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук", 1968, № 4 (30).
33. *А.М. Бабаев, В.К. Кулагин.* Глубинное строение восточной части Гиссарской долины. – В сб.: Проблемы геологии Таджикистана, Душанбе, "Дониш", 1964.
34. *Н.М. Синицын.* Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). – "Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук", 1959, вып. 10, № 268.
35. *Н.Г. Власов.* Схема тектоники юго-западного Дарваза. – ДАН СССР, 1962, 145, № 6.
36. *В.А. Бельский.* Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза. – "Геотектоника", 1971, № 4.
37. *О.К. Чедия.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. I. Фрунзе, "Илим", 1971.
38. *О.К. Чедия.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. II. Фрунзе, "Илим", 1972.
39. *О.П. Сапов.* Сейсмогенные зоны Памира (по геологическим данным). – В сб.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, "Илим", 1964.

40. В.П. Кондур, Р.М. Кукушкин. К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Баба-тага. — "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук", 1972, № 1 (43).
41. Я.А. Беккер, Г.В. Кошлаков, Е.С. Кузнецов. Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. — В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
42. Б.П. Бархатов. Тектоника Памира. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
43. Э.З. Таиров, Е.Ф. Романько, Э.С. Чернер. К вопросу о тектоническом районировании Памира. — "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.мат. и геол.-хим. наук", 1972, № 4 (46).
44. В.Н. Гайский, В.М. Рейман, А.П. Катоқ. Таджикистан. — В сб.: Сейсмическое районирова-ние СССР. М., "Наука", 1968.

А.М. БАБАЕВ, К.М. МИРЗОЕВ

СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ТАДЖИКИСТАНА

Основные принципы выделения сейсмогенных зон

Сейсмогенной называется зона, в которой генерируются землетрясения. Зоны дифференцируются по силе и частоте возникновения в них подземных толчков, что обуславливается локальными особенностями геолого-геофизических сейсмогенных процессов.

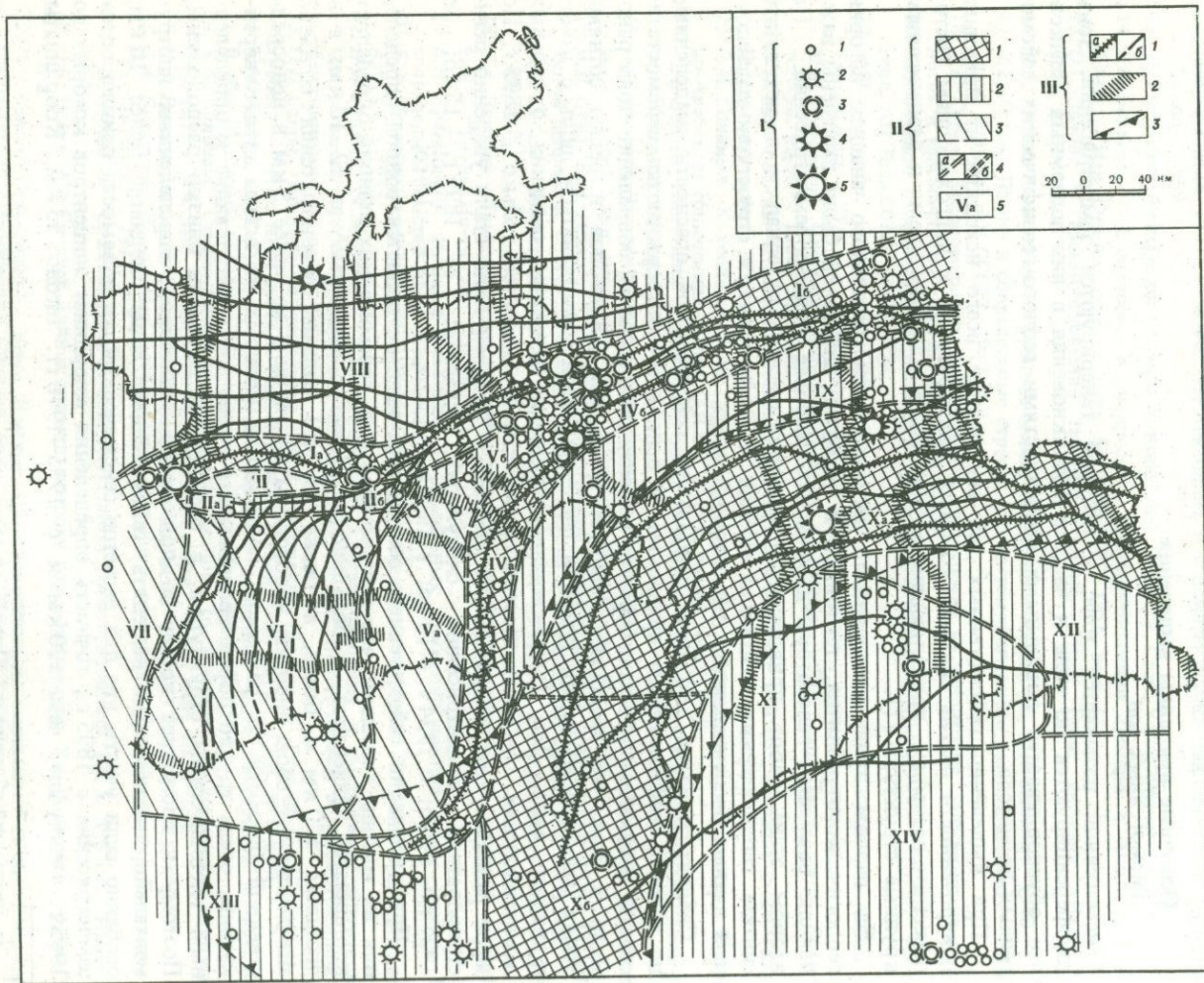
При выделении сейсмогенных зон мы прежде всего исходили из принципа приуроченности очагов сильных коровых землетрясений к долгоживущим тектоническим разрывам, проявляющим активность в новейшее время и разделяющим крупные структуры [1].

На первом этапе исследований на основании детального анализа истории геологического развития, тектоники и новейших движений были выделены важнейшие разломы — генераторы возможных наиболее сильных землетрясений¹. На втором этапе работ привлекался сейсмологический материал и в результате синтеза геологических, сейсмологических и геофизических структурно-разведочных данных были выделены сейсмогенные зоны.

Следует заметить, что зоны наибольшей сейсмической опасности, выделенные по геолого-геофизическим признакам, в основном подтверждаются сейсмостатистикой о сильных толчках. Однако говорить об идеальном совпадении пока рано. Дело в том, что геология оперирует десятками миллионов и редко сотнями тысяч лет, а сейсмостатистические сведения стали накапливаться лишь с конца прошлого века. Для Таджикистана, например, надежные сведения о сильных землетрясениях 15–17-го энергетических классов имеются только с 1895 г. По мере развития сети сейсмических станций в Средней Азии стали уверенно регистрироваться землетрясения следующих классов: с 1895 г. — 15-го; с 1927 г. — 14-го; с 1934 г. — 13-го; с 1940 г. — 12-го; с 1955 г. — 10-го.

При выделении сейсмогенных зон весьма важным является вопрос определения их границ. Учитывая, что современная сеть сейсмических станций определяет координаты эпицентров в большинстве своем с точностью до ± 2 –10 км, а в прошлом ± 20 км и более, а также то, что сильные землетрясения с $K \geq 12$ аккумулируют свою энергию в основном на глубине не менее 5 км в непосредственной близости от разломов, поверхности которых не всегда строго вертикальны, очень трудно порой обосновывать узкие зоны, тяготеющие к определенным тектоническим структурам, в особенности если они близко расположены. Поэтому в настоящее время по положению эпицентров, определенных инструментально, невозможно выделять сейсмогенные зоны шириной менее 10 км, особенно если учесть, что для расчетов сейсмической сотрясаемости привлекаются землетрясения с 1895 г., точность определения координат эпицентров которых до 1955 г. не лучше, чем ± 20 км и с 1955–1970 гг. около ± 5 км. Координаты

¹ См. настоящий сборник, с. 91.



Схематическая карта сейсмогенных зон Таджикистана и сопредельных территорий

I — эпицентры землетрясений классов K : 1 — $K = 13$; 2 — $K = 14$; 3 — $K = 15$; 4 — $K = 16$; 5 — $K = 17$; II — сейсмогенные зоны: 1 — $K \geq 17$ ($M \geq 7,4$); 2 — $15 < K \leq 17$ ($6 < M \leq 7,3$); 3 — $K \leq 15$ ($M \leq 6$); 4 — границы сейсмогенных зон (а) и подзон (б); 5 — индексы зон и подзон; III — другие обозначения; 1 — краевые разломы (а) и прочие разломы (б); 2 — осевые части зон поперечных поднятий (по О.К. Чедия, Г.П. Винниченко и др.); 3 — граница Памиро-Гиндукушской зоны глубоких землетрясений

большинства сильнейших землетрясений прошлого, по-видимому, определены более точно по макросейсмике. При выборе границ сейсмогенных зон учитывалась также плотность эпицентров землетрясений.

При расчетах карт сейсмической активности обычно используется значение наклона графика повторяемости, полученного для всей территории в целом, включая и малосейсмические районы [2, 3]. В общий график повторяемости землетрясений включаются слабые толчки малоактивных в сейсмическом отношении районов, где сильных землетрясений не было и по геолого-геоморфологическим признакам их проявление маловероятно. Тем не менее мы завышаем общий наклон графика повторяемости привлечением слабых землетрясений из слабоактивных зон, что приводит к осреднению сейсмической опасности по всей территории. В это же время ясно, что графики повторяемости, построенные внутри зон со "своими" землетрясениями, могут отличаться по наклонам и уровню активности, что повлечет за собой увеличение степени сейсмичности в действительно опасных зонах и соответственно уменьшит сейсмическую активность там, где мы ее завышаем за счет сильных землетрясений соседних зон при осреднении. Поэтому возникает необходимость дифференциации территории Таджикистана на ряд основных сейсмогенных зон, выделяемых по геолого-геоморфологическим, геофизическим и сейсмическим данным.

Наиболее сейсмогенные зоны тяготеют к линиям активных в новейшее время краевых (глубинных) разломов. И если степень сейсмогенности этих зон в большинстве случаев не вызывает сомнений по геологическим признакам и подтверждается сейсмостатистическим материалом, то при выделении менее сейсмогенных зон возникают определенные трудности, связанные с недостаточной геолого-геофизической изученностью и отсутствием представительных сейсмологических данных. В связи с этим, порой, невозможно судить о степени сейсмичности той или иной частной геологической структуры в относительно слабоактивных зонах. Поэтому сейсмогенность указанных зон оценена по макроструктурам. Выделенные сейсмогенные зоны разделены на звенья (подзоны) исходя из специфических геологических особенностей и разного уровня сейсмичности.

В настоящей работе использовались представительные данные о коровых и глубоких землетрясениях Таджикистана с энергией $K \geq 7$ за период с 1895 по 1970 г. Графики повторяемости сейсмогенных зон строились там, где это возможно, за различные отрезки времени: с 1895 по 1954 г.; с 1955 по 1970 г. и с 1895 по 1970 г. с учетом представительности данных в соответствующие периоды времени.

Результатом анализа имеющихся данных явилась карта сейсмогенных зон Таджикистана (рисунок), на которой изображены также важнейшие тектонические нарушения и эпицентры коровых землетрясений с $K \geq 13$ за 1895–1972 гг. ($M \geq 5,1$).

Необходимо отметить, что выделенные зоны требуют дальнейшего уточнения по мере накопления геолого-геофизического и сейсмологического материалов. Однако даже такое предварительное деление территории Таджикистана на сейсмогенные зоны дает четкое и стабильное во времени различие параметров сейсмического режима и обосновывается особенностями геологического развития региона.

Сейсмогенная зона

Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома

Зона прослеживается вдоль Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома и охватывает прилегающую полосу южного склона Гиссарского хребта и смежные части Таджикской депрессии (см. рисунок, зона I). По геологическим данным, разлом является одним из важнейших в Таджикистане и ограничивает с юга новейшее орогенческое Гиссаро-Алайское эпиплатформенное поднятие. В новейший этап геологического развития амплитуда вертикальных перемещений по разлому достигает в среднем 3–4 км и более.

Гиссаро-Кокшаальский разлом в западной и центральной частях хорошо трассируется в гравитационном и магнитном полях в виде резких ступеней [5–7]. Ширина сейсмогенной зоны достигает 30 км. Следует отметить, что плейстосейсмическая область Хаитского землетрясения 1949 г. и всех обследованных других, произошедших в рассматриваемой зоне, вполне укладывается в ее пределах.

По сейсмологическим данным Гиссаро-Кокшаальская зона является наиболее активной в Таджикистане. В ней чаще, чем в других, происходят землетрясения 16 и 17-го энергетических классов (магнитуда $M \geq 6,5$).

Сейсмогенная зона Гиссаро-Кокшаальского разлома по геологическим и сейсмологическим данным подразделяется на две подзоны (см. рисунок): западную (Ia) и восточную (Iб). Их граница находится примерно в районе Файзабада.

В геологическом отношении западная подзона характеризуется меньшими, чем восточная, амплитудами новейших перемещений по Гиссаро-Кокшаальскому разлому. Разница составляет 1,5–2,0 км. По данным Гармской экспедиции, интенсивность современных вертикальных движений в отдельных местах восточной подзоны (Гармский район) достигает скорости 10 мм/год.

Число землетрясений с $K \geq 10$ за 16 лет (1955–1970 гг.), отнесенное к единице площади в 1000 км², в западной подзоне равно 6, а в восточной – 34. В западной подзоне произошло сильнейшее Каратагское землетрясение (1907 г.) с $K=17$ ($M=7,25$), хотя в целом она характеризуется исключительно слабой активностью. Отмеченное землетрясение сопровождалось одним известным сильным афтершоком с $K=15$ ($M=6,1$).

Землетрясения западной и восточной подзон по глубине гипоцентров распределяются на всю земную кору с крутым падением фокальной плоскости. Подавляющее число их происходит на глубинах от нескольких до 20 км.

Наклон графиков повторяемости землетрясений в западной подзоне равен $\gamma = 0,45 \pm 0,03$, в восточной $\gamma = 0,44 \pm 0,03$. Наклон графика, полученный для всей зоны Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома, за период наблюдений 1895–1970 гг. оказался равным $\gamma = 0,43 \pm 0,03$.

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что сейсмогенная зона Гиссаро-Кокшаальского разлома и в будущем может генерировать сильные землетрясения с $K \geq 17$. Что касается повторяемости землетрясений, то из-за большей современной активности восточной подзоны они там будут происходить чаще. Магнитуда максимально возможного землетрясения здесь предполагается равной 8 [8].

Сейсмогенная зона Илякского краевого разлома

Илякский разлом является западной ветвью генетически единого Илякско-Вахшского краевого разлома. Принимая во внимание тот факт, что примерно от поселка Файзабад и далее на восток Илякско-Вахшский и Гиссаро-Кокшаальский разломы прослеживаются параллельно и в непосредственной близости (см. рисунок), мы допускаем возможность отнесения сопряженных с разломами территорий к сейсмогенной зоне более важного в этом смысле Гиссаро-Кокшаальского разлома.

В силу этих обстоятельств ниже мы будем говорить лишь о западной части зоны Илякско-Вахшского разлома, простирающейся от верховьев р. Сурхандарья до устья р. Оби-Гарм, где зона совпадает с Илякским разломом [1]. Ширина сейсмогенной зоны с учетом сейсмологических данных (плотность эпицентров, падение их по глубине, точность определения координат) принята равной 12 км.

Илякский разлом хорошо трассируется в гравитационном и магнитных полях, а также выделяется четкой зоной фазовых аномалий теллурических токов [5–7]. Разлом прослеживается на глубину до 30 км [9].

В зоне разлома наблюдается большое количество слабых землетрясений с $K=7-10$. Очаги этих землетрясений распределяются на всю земную кору с близвертикальным падением к северу. Наибольшее их число возникает в пределах глубины до 20 км.

На востоке сейсмогенной зоны Илякского разлома по сопряженному надвигоугольному разлому произошло Нурекское землетрясение (1956 г.) с $K=13,6$ ($M=5,25$) с большим

числом афтершоков. Следует заметить, что сейсмичность вообще увеличивается к востоку. Это, видимо, вызвано увеличением амплитуд, а следовательно, и скоростей новейших тектонических движений в указанном направлении. В связи с этим зона (см. рисунок) была подразделена на две подзоны: западную (IIa) и восточную (IIб).

Количество эпицентров с $K \geq 10$ за последние 16 лет, отнесенное к 1000 км^2 , в западной подзоне равно 32, а в восточной подзоне — 117. Наклоны графиков повторяемости в подзонах IIa и IIб равны соответственно $\gamma = 0,36 \pm 0,03$ и $\gamma = 0,38 \pm 0,02$.

По геологическим данным рассматриваемое Илякское нарушение следует отнести к категории краевых долгоживущих разломов, активность которых не прекратилась до настоящего времени. Несмотря на большую, чем в Гиссаро-Кокшаальской зоне, плотность эпицентров, мы полагаем, что в Илякской зоне максимально возможное землетрясение является меньшим (это связано с составом слагающих пород, тектоническим устройством и параметрами сейсмичности) и не превышает величину $M=6,5$ [8].

Сейсмогенная зона Гиссарской долины

Между сейсмогенными зонами Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов расположена зона Гиссарской долины (см. рисунок, зона III). Строение Гиссарской долины изучено хорошо [5]. В долине наблюдается ряд складок в основном субширотного простирания. Вдоль некоторых из них по геофизическим структурно-разведочным данным прослеживаются разрывы. Смещения по разрывам малоамплитудные (до 100 м). По геологическим соображениям (отсутствие крупных разломов и незначительные амплитуды новейших поднятий) здесь вряд ли возможна генерация сильных землетрясений.

Сейсмогенность в Гиссарской долине невысокая. Число эпицентров, отнесенное к единице площади в 1000 км^2 , для $K \geq 10$ за период с 1955 по 1970 г., равно 5. Наклон графика повторяемости рассчитывался для землетрясений 7–11-го энергетических классов и получился равным $\gamma = 0,41 \pm 0,06$. Всего здесь за исследуемый период времени отмечено 53 таких землетрясения, поэтому ошибка в определении наклона получилась большая. В Гиссарской долине вряд ли возможно возникновение землетрясения с $M > 6$.

Сейсмогенная зона

Дарваз-Каракульского краевого разлома

Рассматриваемая сейсмогенная зона прослеживается вдоль Дарваз-Каракульского краевого разлома, отделяющего тектоническую зону Северного Памира от Таджикской депрессии (см. рис. 1, зона IV). Разлом принадлежит к категории краевых долгоживущих нарушений. На протяжении всего мезозойкайнозойского времени он отделял интенсивно прогибающуюся Таджикскую депрессию от поднимающегося Северного Памира.

В пределах данной сейсмогенной зоны амплитуда новейшего поднятия всяческого крыла Дарваз-Каракульского разрыва возрастает с востока на запад — юго-запад, достигая 6000 м. Учитывая, что подошва неогеновых отложений, накопленных на западном, лежащем крыле разлома, в Яхсуйской депрессии находится в настоящее время на глубине 4000 м, можно полагать, что размах движений по Дарваз-Каракульскому разлому в новейшее время достигал примерно 10 000 м.

Геологи единодушно высказывались о важной роли Дарваз-Каракульского краевого разлома в альпийский этап развития и относили его к числу важнейших сейсмогенных разломов Таджикистана [10–15]. Учитывая плотность эпицентров, а также то, что Гиссаро-Кокшаальский и Дарваз-Каракульский разломы в геологическом отношении имеют много общего и их порядок в новейший этап развития одинаков, ширину сейсмогенной зоны Дарваз-Каракульского разлома по аналогии с зоной Гиссаро-Кокшаальского разлома мы приняли равной 25–30 км.

В геологическом отношении зона Дарваз-Каракульского разлома замечательна своей геологической неоднородностью. В южной (Дарвазской) части нарушения движения в обоих крыльях в настоящее время не отличаются большой дифференциацией, хотя в прошлом, особенно в неогене и в начале четвертичного периода, здесь она была значительной. Интенсивное прогибание депрессионной части в четвертичное время прекратилось, знак движения сменился и в настоящее время разность высот на крыльях разлома здесь составляет очень малую величину. Морфология рассматриваемой части разлома представляется крутым взбросом с непостоянным направлением падения сместителя.

Северо-восточная часть Дарваз-Каракульского разлома является козырьковым взбросом сооружений Северного Памира на Памиро-Алай. Здесь в новейшее время произошли значительные вертикальные поднятия южного крыла (6000 м и более). Кроме того, в северо-восточной части характер складчатости, история новейшего геологического развития (инверсия движений здесь произошла раньше — в олигоцене) и, наконец, сейсмоактивность отличаются от юго-западной части разлома. Это дало нам основание разделить сейсмогенную зону Дарваз-Каракульского краевого разлома на две подзоны — IVa и IVб (см. рисунок).

По сейсмическим данным северная подзона является более активной. Здесь довольно часто происходят землетрясения с $K=15-16$ ($M \geq 6$), в то время как на юге максимальный класс известных землетрясений $K=14$ ($M=5,5$).

Наклон графика повторяемости для всей зоны равен $\gamma = 0,49 \pm 0,02$. В активной (северной) подзоне $\gamma = 0,47 \pm 0,02$, в южной подзоне $\gamma = 0,47 \pm 0,04$. Общее число землетрясений с $K > 10$ за последние 16 лет в южной подзоне равно 130 и, отнесенное к единице площади в 1000 км^2 , составляет 20,5. В северной подзоне среднее число землетрясений на единице площади 1000 км^2 равно 30.

При сохранении режима тектонических движений и в будущем, видимо, более активной будет северная подзона, в южной — землетрясений следует ожидать реже. Мы полагаем, что в сейсмогенной зоне Дарваз-Каракульского разлома могут происходить землетрясения с $K=18$ ($M=8$) [8].

Сейсмогенные зоны Таджикской депрессии

При выделении сейсмогенных зон в Таджикской депрессии возникают определенные трудности, связанные, во-первых, со сложностью геологического материала.

В настоящее время окончательно не выяснен вопрос о взаимоотношении верхнего структурного этажа, отделенного от фундамента юрскими соленосными отложениями. Поэтому трудно судить о выраженности поверхностных структур в фундаменте. Проблематичным является и вопрос морфологии разрывов Таджикской депрессии. Скучный сейсмологический материал не позволяет производить обоснованное сопоставление его с частными геологическими структурами. Эти обстоятельства послужили причиной того, что нами оценивается сейсмогенность не отдельных частных структур, а крупных элементов депрессии: Предпамирской, Кафирниган-Вахшской и Сурханской зон.

Предпамирская сейсмогенная зона

Севернее и западнее Дарваз-Каракульского разлома, южнее Вахшской части Илякско-Вахшского разлома и восточнее хребтов Вахшского, Гулизинданского и других располагается Предпамирский новейший орогенический прогиб. По особенностям геологического развития территорию прогиба можно четко разделить на две части (подзоны): северную — Памиро-Алайскую и южную — Яхсуйскую (см. рисунок, подзоны Vб, Va). Для Памиро-Алайской подзоны характерны сложная складчатость и интенсивные новейшие поднятия амплитудой более 4000 м. Яхсуйская подзона на протяжении новейшего этапа испытывала движения отрицательного знака, здесь накопились неогеновые отложения мощностью 5000 м и более.

Геологическая неоднородность нашла выражение и в неодинаковой сейсмичности отмеченных подзон. В Памиро-Алайской подзоне эпицентры землетрясений

располагаются в земной коре. Землетрясения с энергией $K \geq 10$ располагаются неравномерно, несколько увеличиваясь по плотности к северу. Число их, отнесенное к единице площади в 1000 км^2 за 1955–1970 гг., равно 28. Более подробное деление подзоны для анализа сейсмичности не представляется возможным ввиду ее малой площади и ошибок в определении координат эпицентров.

В Яхсуйской подзоне плотность эпицентров несколько меньше. Землетрясения с $K \geq 10$ распределены по площади в среднем равномерно. Число их, отнесенное к единице площади 1000 км^2 за 1955–1970 гг., равно 12,2.

Наклон графика повторяемости для всей Предпамирской зоны $\gamma = 0,57 \pm 0,01$, в Памиро-Алайской подзоне $-\gamma = 0,39 \pm 0,03$ и в Яхсуйской подзоне $\gamma = 0,73 \pm 0,05$.

Оценивая в целом сейсмогенность Предпамирской зоны, необходимо прежде всего учитывать ее неоднородность. Наиболее активная подзона Памиро-Алайская, к тому же она расположена между важнейшими сейсмогенными зонами – Гиссаро-Кокшаальской и Дарваз-Каракульской; в общем, по сейсмологическим данным, здесь могут возникать землетрясения с $K=15$ ($M=6,3$) [8]. Что же касается Яхсуйской подзоны, то здесь магнитуда максимального землетрясения ожидается несколько меньшей – $M=6,0$. Учитывая большую мобильность подзоны, особенно в четвертичное время, можно предполагать, что здесь будут происходить несильные землетрясения, но часто.

Кафирниган-Вахшская сейсмогенная зона

Кафирниган-Вахшская сейсмогенная зона охватывает центральные районы Таджикской депрессии (см. рисунок, зона VI). Согласно районированию С.А. Захарова [16], в пределах характеризуемой зоны выделяются с запада на восток: Кафирниганский антиклинорий, Яванский синклинорий, Вахшский антиклинорий. В антиклинориях развиты, главным образом, коробчатые антиклинали, которые на юге разделены широкими синклиналиями. В северо-восточном направлении наблюдается отчетливое скупивание складок с образованием чешуйчато-надвиговых структур. В том же направлении на поверхности обнажаются все более древние породы – от неогена до нижнего мела, гипсов и солей кровли юры. Амплитуда новейших поднятий на северо-востоке достигает 3000 м и более, тогда как в южной части зоны величина опусканий измеряется 2000 м.

В строении Яванского синклинория принимают участие неоген-четвертичные отложения. Для него характерны брахиантиклинали, почти не отраженные в рельефе. Центральные части синклинория в новейшее время погружены до 3000 м и более, к северо-востоку амплитуды поднятий достигают 1500–200 м.

В пределах Кафирниган-Вахшской сейсмогенной зоны широко развиты нарушения, представленные в основном взбросо-надвигами. Зона отличается новейшей и, вероятно, современной тектонической активностью.

Землетрясений в зоне происходит мало. В среднем с 1955 по 1970 г. их число на единицу площади в 1000 км^2 равно 5. Плотность их несколько увеличивается к югу и северу. Максимальный класс K наблюдаемых в зоне землетрясений равен 14 ($M=5,5$). Наклон графика повторяемости $\gamma = 0,54 \pm 0,01$. Данные о прошлых землетрясениях, вероятно, являются непредставительными из-за отсутствия в то время сейсмических станций. Очаги землетрясений данной зоны располагаются в земной коре.

Учитывая значительную тектоническую и сейсмическую активность Кафирниган-Вахшской зоны, а также контрастные новейшие и четвертичные перемещения, можно предполагать, что в будущем здесь могут возникать сильные землетрясения с $M=6,0$ с очагами в земной коре, причем на севере и юге зоны они будут возникать чаще [8, 17]. На юге зоны в Афганистане повышенную сейсмичность можно объяснить тем, что здесь наблюдается увеличение амплитуд новейших тектонических движений при приближении к южному горному обрамлению, т.е. наблюдается картина, аналогичная для северной части зоны. Подробнее о геологическом строении и сейсмогенности Кафирниган-Вахшской сейсмогенной зоны см. [1].

Сурханская сейсмогенная зона

К западу от Кафирниган-Вахшской зоны располагается Сурханская сейсмогенная зона (см. рисунок, зона VII), которая в общем совпадает территориально с Сурханским синклиномием [16]. Площадь синклиномия почти полностью закрыта четвертичными образованиями. Лишь в отдельных пунктах обнажаются неогеновые отложения, подошва которых находится в центральных частях синклиномия на глубинах 4000 м и более. Разрывов, значительных по протяжению и амплитудам перемещений, здесь не наблюдается.

В пределах Сурханской зоны за последние 16 лет известно только 14 землетрясений с $K \geq 10$. Однако необходимо иметь в виду, что для сети сейсмических станций Таджикистана землетрясения Сурханской сейсмогенной зоны являются непредставительными. Поэтому сказать что-либо определенное о ее сейсмичности трудно. В прошлом здесь известны довольно сильные землетрясения с $M = 6,2-6,5$. Однако точность определения их координат невелика.

Сейсмогенная зона Центрального Таджикистана

Сейсмогенная зона Центрального Таджикистана охватывает территорию хребтов Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского, т.е. Гиссаро-Алайскую горную область (см. рисунок, зона VIII). С севера зона ограничивается Южно-Ферганской, а с юга — Гиссаро-Кокшаальской сейсмогенными зонами.

Особенности геологического строения Гиссаро-Алайской горной области приводятся А.М. Бабаевым в настоящем сборнике¹. Сейсмичность Центрального Таджикистана в основном обусловлена перемещениями крупных глыб-блоков по обновленным в новейшее время палеозойским краевым разломам. Учитывая слабую дифференцированность перемещений по разломам и уровень сейсмичности, можно предположить, что возникновение здесь землетрясений с $K > 16$ ($M > 7$) маловероятно, хотя и не исключено [8, 17].

На севере рассматриваемой зоны известно Ура-Тюбинское землетрясение 1897 г. с $K = 15-16$ ($M = 7,0$). Однако малая точность определения его эпицентра (± 50 км) не позволяет нам уверенно говорить о местоположении очага этого землетрясения. Зона по сейсмологическим данным является относительно слабо активной.

Число землетрясений с $K \geq 10$, отнесенное к единице площади 1000 км^2 , за 1955—1970 гг. равно 3,4. Землетрясения в зоне в среднем распределены равномерно. Наклон графика повторяемости равен $\gamma = 0,53 \pm 0,02$.

Севернее зоны Центрального Таджикистана располагается весьма активная Южно-Ферганская сейсмогенная зона, где довольно часто происходят землетрясения с $K = 14-15$ ($M = 5,5-6,0$).

Сейсмогенная зона Северного Памира

Анализ истории геологического развития Памира [10, 15, 18] свидетельствует об обособленном развитии северной его части на протяжении длительного времени — с палеозоя до наших дней. На протяжении всего альпийского этапа северная часть Памира, ограниченная с севера Дарваз-Каракульским, и с юга — Центрально-Памирским краевыми разломами, испытывала восходящие движения, в отличие от соседних с севера и юга территорий, где происходило осадконакопление в близких к платформенным условиям.

В новейший этап на Северном Памире происходили интенсивные поднятия (6000—7000 м) с относительно слабой дифференцированностью движений.

Сейсмогенная зона Северного Памира (см. рисунок, зона IX) совпадает с одноименной тектонической зоной. Максимальные известные землетрясения,

¹ См. наст. сборник, с. 91.

происходившие в зоне, достигали энергии $K=14-15$ ($M=5,4$). Однако точность определения их координат оставляет желать лучшего. Землетрясений с $K \geq 10$ за последние 16 лет в зоне произошло 130. Это число, отнесенное к единице площади 1000 км^2 , составило 5,9. Наклон графика повторяемости равен $\gamma=0,59 \pm 0,04$.

Оценивая степень сейсмогенности Северного Памира, И.Е. Губин [1], О.П. Сапов [13] и другие единодушно считают, что его сейсмичность должна быть на порядок ниже, чем в зонах Дарваз-Каракульского разлома и Центрального Памира. На наш взгляд, это заключение является справедливым. Возникновение здесь землетрясений с $K > 17$ ($M > 7,3$), по-видимому, невозможно¹ [8]. Следует отметить, что важнейшими сейсмогенными структурами зоны являются Уйбулакский и Каракульский палеозойские краевые разломы, которые в новейшее время обновлены, но со слабой дифференцированностью движений.

Сейсмогенная зона Центрального Памира

Сейсмогенная зона Центрального Памира в виде широкой дугообразной полосы протягивается через весь Памир и прослеживается в Афганистан и КНР (см. рисунок, зона X).

Альпийская эпоха складчатости проявилась весьма интенсивно на всей территории Памира, но Центральный Памир следует выделить как наиболее активную зону. Для нее характерно широкое развитие разрывных и складчатых структур. Разрывные структуры отличаются большой амплитудой движений, начавшихся в юрское время и продолжающихся до наших дней.

Важнейшими сейсмогенными нарушениями Центрального Памира принято считать Центрально-Памирский и Бартанг-Пшартский краевые разломы, ограничивающие зону соответственно с севера и юга [19]. Имеющиеся материалы свидетельствуют о значительных новейших, в том числе четвертичных, смещениях как по названным краевым разломам, так и по другим нарушениям [10]. Характерной особенностью зоны является то, что в ней, кроме коровых, возникают землетрясения ниже земной коры.

По сейсмологическим данным Центрально-Памирская сейсмогенная зона подразделяется на два звена — две подзоны: Памирскую Ха и Гиндукушскую Хб (см. рисунок). Гиндукушская подзона отличается большой активностью. Плотность эпицентров землетрясений как коровых, так и глубокофокусных здесь гораздо выше, чем в Памирской подзоне. Общее число коровых землетрясений Гиндукушской подзоны на единице площади 1000 км^2 за 1955–1970 гг. с $K \geq 10$ примерно в 5 раз больше, чем в Памирской подзоне и равно 21. Число таких же землетрясений с очагами глубже 80 км в Гиндукушской подзоне достигает 170, а в Памирской — 15. В Памирской подзоне произошло одно из сильнейших коровых землетрясений — Сарезское 1911 г. с $K=17$ ($M=7,25$), в то время как максимальный зарегистрированный энергетический класс коровых землетрясений в Гиндукушской подзоне за исследуемый период достигает $K=14-15$ ($M=5,6$). Что же касается подкоровых землетрясений, то их максимальный класс K отмечен в Гиндукушской подзоне и равен 17 ($M=7,3$). Наибольшая зарегистрированная глубина землетрясений здесь равна 400 км, а на Памире — 200 км. Как правило, глубокие землетрясения редко происходят с повторными толчками.

В Памирской подзоне фокальная зона по гипоцентрам глубоких землетрясений имеет наклон на юго и юго-восток под углом около 70° . В Гиндукушской подзоне определенного наклона фокальной зоны не наблюдается. Гипоцентры прослеживаются на глубину по всей ширине подзоны [20].

Наклон графика повторяемости коровых землетрясений в Памирской подзоне равен $\gamma = 0,62 \pm 0,05$, в Гиндукушской — $\gamma = 0,60 \pm 0,01$, а глубоких землетрясений, соответственно — $\gamma = 0,50 \pm 0,02$ и $\gamma = 0,52 \pm 0,01$.

¹ См. наст. сборник, с. 91.

Оценивая степень сейсмогенности Центрально-Памирской зоны, исходя из изложенных выше геологических и сейсмологических данных, можно полагать возможность в Памирской подзоне катастрофических землетрясений с $K=17$ ($M=7,4$) с очагами в земной коре.

В Гиндукушской подзоне по сейсмологическим данным в земной коре и ниже ее предполагается возможность возникновения землетрясений до 18-го энергетического класса ($M=8$) [8].

Сейсмогенная зона Юго-Западного Памира

Анализ истории геологического развития Памира [15] свидетельствует о неоднородном развитии Южного Памира, что обусловило выделение в его пределах двух геологических зон — Юго-Западной и Юго-Восточной. В пределах Юго-Западного Памира широко развиты метаморфические геосинклинальные образования докембрия. В последующее время эта зона обладала устойчивой тенденцией к поднятию и превратилась в срединный массив [15, 21].

Новейший этап развития характеризуется значительными восходящими движениями с образованием резких субширотных антиклинальных поднятий [22]. Зона Юго-Западного Памира резко отличается от Центрального Памира меньшей степенью дифференцированности движений и незначительной ролью разрывных нарушений в новейшей складчатой структуре.

Однако нельзя сбрасывать со счетов тот факт, что зона Юго-Западного Памира характеризуется значительными устойчивыми восходящими движениями, в результате которых древнейшие докембрийские метаморфизованные образования подняты на высоту до 5000 м и более.

К сожалению, детальных работ по тектонике этого района пока нет, поэтому нам трудно судить о современных процессах, происходящих здесь. Отсутствие крупных разломов и дифференцированных перемещений дает основание считать характеризуемую зону менее сейсмогенной, чем Центральный Памир. Однако здесь имеется высокая плотность эпицентров.

Сейсмогенная зона Юго-Западного Памира (см. рисунок, зона XI) в общем совпадает с одноименной тектонической зоной. Максимальный энергетический класс K известных в зоне землетрясений равен 15 ($M=6$). Число землетрясений с $K \geq 10$ за 1955–1970 гг. на единице площади 1000 км² равно 16. Следует отметить, что в прошлом (1895–1954 гг.) землетрясения здесь регистрировались неуверенно и число их для $K \geq 12$ несравненно меньше, чем зарегистрировано за последние 16 лет. Наклон графика повторяемости равен $\gamma = 0,47 \pm 0,02$.

В целом по сейсмологическим данным [8] на Юго-Западном Памире возможны сильные землетрясения с $K > 17$ ($M=7,8$). Однако недостаток геологического материала не позволяет нам однозначно судить о степени сейсмогенности зоны Юго-Западного Памира. Поэтому на схеме (см. рисунок, зона XI) мы условно отнесли территорию Юго-Западного Памира к району, в котором сейсмическая опасность ниже, чем, например, в Дарваз-Каракульской и Центральнопамирской зонах, где M также достигает величины 8.

Сейсмогенная зона Юго-Восточного Памира

Юго-Восточный Памир является эпикиммерийской платформой, переработанной новейшими орогеническими движениями. Основным отличием зоны является относительно малая, по сравнению с остальной частью Памира, амплитуда поднятий и слабая дифференцированность движений. По сейсмологическим данным Юго-Восточный Памир (см. рисунок, зона XII) является слабосейсмичной зоной. Сильнейшее известное здесь землетрясение соответствует 12-му энергетическому классу ($M=4,75$). За 1955–1970 гг. здесь произошло лишь 17 землетрясений с $K \geq 10$. Число эпицентров, отнесенное к единице площади 1000 км² сейсмогенной зоны Юго-Восточного Памира, равно 1,1.

Наклон графика повторяемости для этой зоны имеет очень большую ошибку вследствие малого числа эпицентров и равен $\gamma=0,49\pm 0,11$.

Учитывая относительно малые амплитуды, а следовательно, и скорости новейших тектонических движений в данной зоне, а также сейсмологические данные [8, 17], можно предположить, что землетрясения здесь будут происходить крайне редко. Максимально возможное землетрясение здесь предполагается не более, чем с $K=16$ ($M=7,0$).

Сейсмогенная зона Северного Афганистана

Структурные сооружения Таджикской депрессии прослеживаются к югу на территорию Афганистана. Максимум погружений приходится на левобережную часть р. Аму-Дарья, затем, приближаясь к южному горному обрамлению, структуры депрессии вновь, как и на севере и востоке, начинают испытывать поднятия. Таким образом, если рассматривать Таджикскую депрессию в целом, то можно констатировать, что наиболее активными ее частями в геологическом смысле являются окраинные. Следует отметить, что хребты южной периферии Таджикской депрессии не испытали столь значительных воздыманий, по сравнению с хребтами северного и восточного обрамлений. Кроме того, окончательно не выяснено взаимоотношение структур депрессии и ее южного обрамления. Не исключено, что здесь находится разлом, идущий в широтном направлении, который проявляет незначительную активность и на земную поверхность не выходит. Таким образом, по геологическим соображениям, возникновение катастрофических землетрясений весьма сомнительно. Однако если сравнивать рассматриваемую территорию с центральными районами Таджикской депрессии, то можно предположить, что сейсмичность южного обрамления должна быть на порядок выше. Зона Северного Афганистана включает в себя западную часть зоны глубокофокусных землетрясений (см. рисунок, зона XIII).

Плотность эпицентров здесь достаточно высокая, причем как в земной коре, так и на глубине. Падение фокальной зоны гипоцентров землетрясений на глубине происходит преимущественно в северо-западном направлении с наклоном около 70° [20]. Число коровых землетрясений на единице площади 1000 км^2 за 1955–1970 гг. с $K \geq 10$ достигает 16, и на глубине более 80 км также равно 16.

Максимальный известный класс коровых землетрясений $K=15$ и подкоровых — тоже $K=15$ ($M=5,75$). Однако необходимо отметить, что данные за прошлые годы (1895–1954 гг.) являются недостаточно надежными. Наклон графика повторяемости для землетрясений коровых равен $\gamma = 0,45 \pm 0,01$, а для глубоких — $\gamma = 0,49 \pm 0,02$.

В целом, по нашим данным, в земной коре здесь возможны землетрясения не более 15-го энергетического класса ($M=6,3$). О возможности возникновения землетрясений ниже земной коры с энергией большей, чем $K=15$ ($M > 6$) сказать что-либо трудно [8].

Сейсмогенная зона Восточного Гиндукуша

Южнее сейсмогенных зон Южного Памира нами в основном, по сейсмологическим данным, выделена сейсмогенная зона, расположенная в восточной части горной системы Гиндукуш (см. рисунок, зона XIV). Плотность эпицентров в этой зоне с $K \geq 10$ небольшая — 1,5. Максимальный зарегистрированный энергетический класс землетрясений здесь равен 15 ($M=6,25$). Данные наблюдений по 10-му и, возможно, 11-му энергетическим классам являются непредставительными, так как зона значительно удалена от сейсмических станций. Однако даже по имеющимся данным допускается возможность возникновения здесь землетрясений по энергии, соответствующей $K=16$ ($M=7,0$) [8]. Наклон графика повторяемости равен $\gamma = 0,37 \pm 0,02$.

Геологическое положение Восточного Гиндукуша и некоторые особенности тектонических движений в его пределах приведены в [14, 17].

Поперечные поднятия и градиенты скоростей новейших тектонических движений

В последние годы много внимания уделялось новейшим поперечным поднятиям, пересечения которых с зонами активных в настоящее время разломов считаются сейсмоопасными [10, 12, 22]. На прилагаемой схеме (см. рисунок) нашли отражение осевые линии этих новообразований, которые нанесены по данным О.К. Чедия, Г.П. Винниченко и др. О совпадении эпицентральных зон некоторых разрушительных землетрясений Таджикистана с местами пересечений осей поперечных поднятий и краевых разломов мы писали ранее [12]. Эти места, кстати, так же как и дизъюнктивные узлы, заслуживают самого пристального внимания. Однако, как видно из схемы, пока преждевременно рассматривать в качестве наиболее вероятных мест возникновения землетрясений пересечения всех поперечных поднятий с крупными разломами. Необходимо дифференцированно подходить к оценке поперечных поднятий с учетом их новейшей и современной активности, а также направленностью и амплитудами движений по разломам, особенно в узловых местах.

При выделении сейсмогенных зон и подзон мы попытались использовать и значения градиентов скоростей вертикальных тектонических движений [21], рассчитанных нами на базе 4 км по карте неотектоники, составленной О.К. Чедия и др. Данные о градиентах сведены в таблицу.

Номер зоны и подзоны	Величина градиента скорости новейших тектонических движений, $\times 10^{-8}$ год ⁻¹	Максимальная магнитуда (по сейсмолог. данным)	
		наблюденная	ожидаемая
Ia	1,4–2,0	7,25	7,5
Iб	0,6–1,5	7,50	8,0
IIa	1,6–2,0	4,50	6,3
IIб	0,5–1,0	5,25	6,5
III	1,4–2,0	5,25	6,0
IVб	0,9–1,0	6,50	8,0
IVa	2,0–3,0	5,50	7,9
Vб	1,0–2,0	5,10	6,3
Va	1,4–2,0	5,25	6,0
VI	1,0–2,0	5,50	6,0
VIII	0,2–1,0	7,00	7,3
IX	0,1–0,6	5,40	7,3
Xa	0,3–1,0	7,25	7,4
XI	0,2–0,5	6,00	7,8
XII	0,1–0,6	4,50	7,0

Из таблицы видно, что ни наблюдаемые максимальные, ни ожидаемые максимальные землетрясения не зависят от величины градиентов скоростей новейших тектонических движений. Наибольшие градиенты скоростей вертикальных движений наблюдаются в зонах Таджикской депрессии, а также в I и IV зонах, хотя в них известны как сильные (I, IV), так и не очень сильные землетрясения (II, III, V, VI). Даже в пределах одних и тех же зон (Ia и Iб, IVa и IVб) наблюдается несоответствие между величиной градиента и степенью сейсмичности.

Не вдаваясь в полемику о необходимости привлечения данных о градиентах вертикальных движений для целей сейсморайонирования, отметим, что в данном случае без учета различных дополнительных критериев и факторов они не могут служить показателем сейсмичности отдельных районов Таджикистана. Аналогичный вывод был получен и для Кавказа [22].

Заключение

Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что различная степень сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана обусловлена, прежде всего, гетерогенностью современной структуры.

В вопросе генезиса землетрясений мы придерживаемся в основном идей И.Е. Губина о приуроченности землетрясений Таджикистана к зонам крупных долгоживущих тектонических нарушений, не потерявших свою активность в настоящее время. Сейсмогенными зонами, в которых наиболее вероятны катастрофические землетрясения с $K > 17$ ($M > 7,5$), являются следующие: Гиссаро-Кокшаальского разлома, Дарваз-Каракульского разлома, Центрального Памира и, возможно, Юго-Западного Памира.

Наименее сейсмогенными зонами ($K \leq 15$ или $M \leq 6,0$) являются центральные части Таджикской депрессии и район Гиссарской долины.

Выделенные нами сейсмогенные зоны отличаются друг от друга по особенностям тектоники, истории геологического развития и значениям параметров сейсмического режима.

Весьма сложным является вопрос определения границ сейсмогенных зон. В дальнейшем, по мере более детального их изучения, не исключено, что границы выделенных зон могут быть уточнены.

Определение сейсмогенных зон базировалось в основном на анализе коровых землетрясений и геологических процессах, охватывающих лишь верхние части земной коры. Для полной картины сейсмогенности Таджикистана на карте (см. рисунок) особыми условными знаками оконтурен район генерации подкоровых землетрясений, которые, несомненно, должны учитываться при сейсмическом районировании.

ЛИТЕРАТУРА

1. И.Е. Губин. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Ю.В. Ризниченко. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1965, № 11.
3. Методы детального изучения сейсмичности. Под ред. Ю.В. Ризниченко. — "Труды Ин-та физики Земли АН СССР", 1960, № 9 (176).
4. Геология и нефтегазоносность Душанбинского прогиба. Под ред. И.В. Васильчикова. Душанбе, "Ирфон", 1968.
5. Г.В. Кошляков, Л.М. Сафьян, Ю.В. Антонов. Тектоническое строение Вахшской долины в свете последних геофизических данных. — В сб.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. II. Душанбе, "Ирфон", 1966.
6. М.Л. Белеловский. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. — В сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.
7. К.М. Мирзоев. Метод определения возможных сильных землетрясений на основе единичной повторяемости. — В сб.: Вопросы сейсмического районирования Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1975.
8. В.К. Кулагин, М.Л. Белеловский. Распределение очагов землетрясений в Гиссарской долине и региональные разломы. — В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
9. О.П. Сапов. Сейсмогенные зоны Памира. — В сб.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964 (Мат-лы XXII сессии Совета сейсмолог. АН СССР).
10. О.К. Чедия А.К. Трофимов. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. — В сб.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, изд. Тадж. Геол. упр., 1962.
11. В.М. Рейман, А.М. Бабоев, Г.П. Винниченко. Сейсмотектоника и поперечные структуры центрального и юго-западного Таджикистана. — В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
12. В.В. Лоскутов. Геоморфология Таджикистана. — В сб.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, изд. Тадж. Геол. упр., 1962.
13. О.П. Сапов. Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с их сейсмичностью. — В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
14. Б.П. Бархатов. Тектоника Памира. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.

15. С.А. Захаров. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. — "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", 1962, V.
16. В.В. Лоскутов. О скорости новейшего поднятия Памира. — В сб.: Неотектоника и сейсмо-тектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969.
17. И.Е. Губин. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса. — В кн.: Международный геологический конгресс, 1964, XII сессия. Докл. сов. геол. М., "Недра", 1965.
18. А.С. Маламуд. Некоторые закономерности пространственного распределения Памиро-Гиндукушских землетрясений. — "Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим наук", 1973, № 4 (50).
19. В.Н. Крестников. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
20. О.К. Чедия. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. II. Фрунзе, "Илим", 1972.
21. М.В. Гзовский, В.Н. Крестников, Г.И. Рейснер. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. — "Изв. АН СССР, Сер. геофиз", 1959, № 8.
22. П.Я. Зеленская, В.С. Хромовских. Сейсмодислокации Западного Кавказа и градиенты скоростей тектонических движений. — В сб.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., "Наука", 1973.

К.М. МИРЗОЕВ

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН ТАДЖИКИСТАНА

Для составления карты сейсмического районирования, наряду с другими данными, необходимы сведения о повторяемости землетрясений разной силы в сейсмогенных зонах, полученные по представительным данным. Очень важным является вопрос изучения стабильности полученных параметров сейсмичности во времени. В связи с этим в настоящей работе мы провели расчеты повторяемости землетрясений с K , равным 13, 14, 15, 16, 17 и 18 энергетическим классам в сейсмогенных зонах Таджикистана. Расположение этих зон показано на карте*. Для расчетов наклонов графиков повторяемости использовались представительные данные землетрясений в Таджикистане с $K \geq 7$ за период с 1895 по 1970 г. Для того чтобы определить надежность полученных значений наклонов графиков повторяемости в зонах, мы рассчитывали их отдельно за периоды времени с 1895 по 1954 г., с 1955 по 1970 г. и с 1895 по 1970 г. Представительными данными по большей части территории Таджикистана являются землетрясения 10, 11 классов — с 1955 г., 12 класса — с 1940 г., 13 класса — с 1934 г., 14 класса — с 1927 г. и 15—17 классов — с 1895 г. Необходимо отметить еще один важный момент, что наклоны графиков повторяемости рассчитывались с афтершоками и группами землетрясений. Это связано с тем, что время повторения землетрясений разных классов мы рассчитывали непосредственно из графиков повторяемости, наклоны которых в разных зонах оказались существенно отличными друг от друга и имеющими значения в пределах от 0,35 до 0,80. В этом случае использование обычного метода определения времени повторения землетрясений по активности, когда наклон графика повторяемости повсеместно предполагается одинаковым, является неприемлемым. И поскольку нас интересует воздействие всех землетрясений на окружающую среду, мы рассчитывали наклоны графиков повторяемости по всем землетрясениям независимо от того, являются ли они афтершоками какого-либо сильного землетрясения или независимыми событиями.

К расчетам наклонов графиков повторяемости привлекались сильные землетрясения лишь в том случае, если их число достигало не менее двух, чаще — трех.

* См. наст. сборник, с. 106.

Рассмотрим значения параметров сейсмичности в каждой сейсмогенной зоне¹ в отдельности. Однако предварительно отметим, что геологические и сейсмические особенности, упоминаемые ниже зон, даны также в работе [2]. В ней в основном изложены макросейсмические данные, в настоящей статье — инструментальные.

Сейсмогенная зона

Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома (I)

По проявлениям сейсмичности и геологическим данным зона разделена на две подзоны — Ia и Ib [1]. Количество землетрясений с энергией $K \geq 10$ в подзоне Ia очень невелико, поэтому для построения графика повторяемости мы привлекли представительные землетрясения (с 1955 по 1970 г.) слабых энергетических классов — 7,8 и 9.

Наклоны графика повторяемости в подзоне Ia рассчитывались за период с 1955 по 1970 г. и с 1895 по 1970 г.

В данном случае расчет γ велся до 12-го энергетического класса включительно. Землетрясений 13-го энергетического класса здесь известно только два. Известные же землетрясения 15 и 17-го энергетических классов лежат на графике значительно выше прямой, соединяющей остальные классы (рис. 1, Ia). На всех рисунках настоящей работы приведены графики повторяемости в зонах, нормированные по времени к 1 году.

Обсуждение вопроса о различии наклона одного и того же графика повторяемости в разных диапазонах энергетических классов на данном этапе нам представляется невозможным, поскольку это явление может обуславливаться разными причинами (недостаточным сроком наблюдений, особенностями затухания сейсмической энергии в разных зонах, качественными изменениями природы возникновения землетрясений в области некоторых энергетических классов, фактором существования референц-сферы), приводящими к ошибкам в определении энергии землетрясений. К тому же степень влияния каждого из перечисленных факторов на точность определения энергии не известна.

Как видно на рис. 1 (Ia), срок наблюдений, вероятно, является недостаточным для проявления землетрясений 15, 16 и 17-го энергетических классов в подзоне. В таблице приведены значения параметров сейсмичности: время проявления землетрясений разных энергетических классов, наклон графиков повторяемости за разные годы, наблюдаемые K_{\max} , плотность эпицентров за 1955–1970 гг., а также площадь сейсмогенных зон.

Среднее время повторения одного землетрясения 17-го энергетического класса, отнесенное к единице площади размером 1000 км^2 , в подзоне Ia равно 3900 годам.

Наклоны графиков во всей зоне I и в подзоне Ib рассчитывались по землетрясениям 10–17-го энергетических классов. В подзонах Ia, Ib и в зоне I в целом их значения сохраняются в пределах ошибок за разные сроки наблюдений (см. таблицу). Следовательно, данные за 1895–1970 гг. можно отнести к долговременным значениям.

Графики повторяемости в этих зонах приведены на рис. 1 (Ib, I) соответственно. Два землетрясения 17-го энергетического класса подзоны Ib ложатся на прямую графика повторяемости. В подзоне Ib среднее время повторения землетрясений 17-го энергетического класса, отнесенное к единице площади 1000 км^2 , равно 1050 годам.

Из таблицы видно, что времена повторения сильных землетрясений в зоне I и в подзоне Ib очень близки между собой, однако если отнести их к единице площади, то времена повторения в подзоне Ib будут меньше, чем в зоне I. В этом наглядно проявляется важность разделения территории по сейсмическим

¹ Номер зоны в нижеследующем тексте соответствует номеру зоны на карте, приведенной в статье А.М. Бабаева и К.М. Мирзоева настоящего сборника.

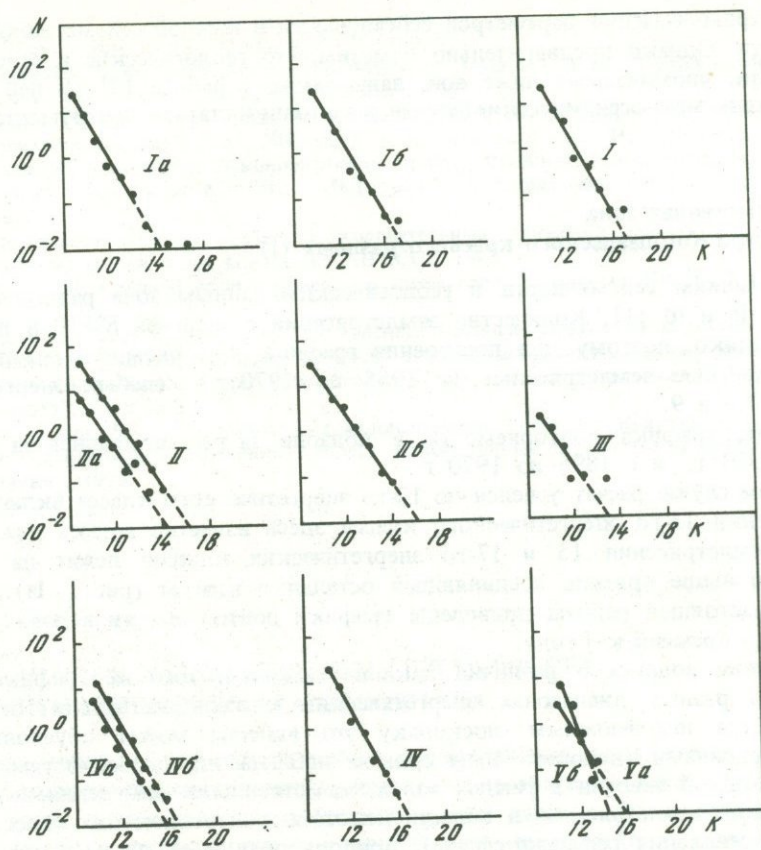


Рис. 1. Нормированные графики повторяемости землетрясений в сейсмогенных зонах Таджикистана

Ia — за период 1895–1970 гг., наклон графика повторяемости $\gamma=0,45\pm 0,03$; Ib — за 1895–1970 гг., $\gamma=0,44\pm 0,03$; I — за 1895–1970 гг., $\gamma=0,43\pm 0,03$; II — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,38\pm 0,02$; IIa — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,36\pm 0,03$; IIb — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,38\pm 0,02$; III — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,41\pm 0,06$; IVa — за 1895–1970 гг., $\gamma=0,47\pm 0,02$; IVb — за 1895–1970 гг., $\gamma=0,49\pm 0,02$; Va — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,47\pm 0,04$; Vb — за 1955–1970 гг., $\gamma=0,39\pm 0,03$;

и геолого-геофизическим признакам, так как с объединением подзон Ia и Ib сейсмическая опасность наиболее сейсмичной из них необоснованно занижается, а малосейсмичной — увеличивается.

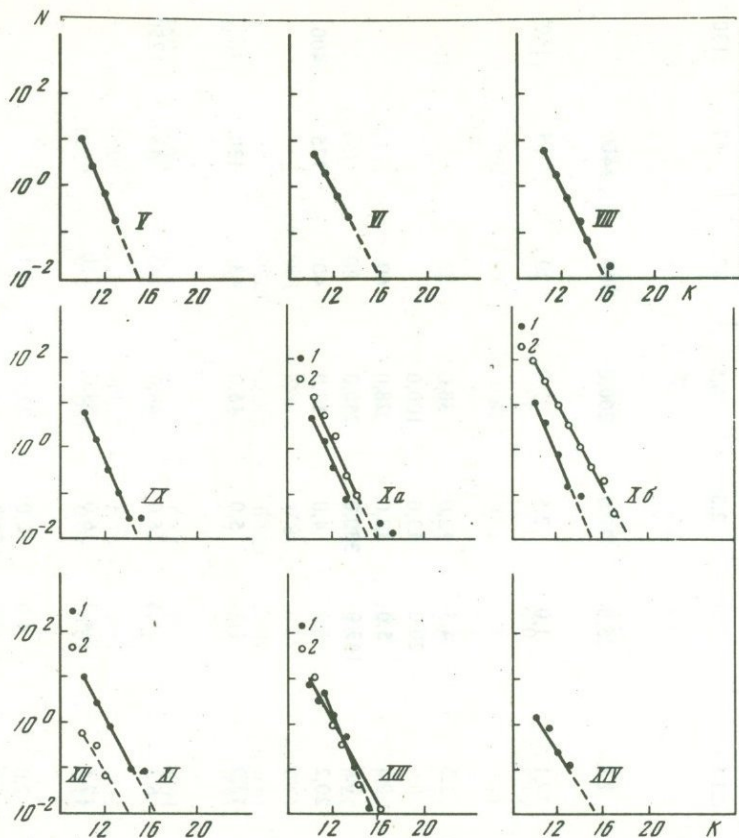
Сейсмогенная зона

Илякско-Вахшского краевого разлома (II)

Наклон графика повторяемости γ в зоне II рассчитывался по классам $K=7-12$. За прошлые годы из сильных землетрясений здесь известно только три землетрясения 12-го энергетического класса, что не соответствует их повторяемости за последние годы. Поэтому расчеты велись только за 1955–1970 гг. Наклон γ для зоны II равен $-0,38\pm 0,02$.

По проявлению сейсмичности зона II четко делится по долготе в районе поселка Файзабада на две части (подзоны) — западную IIa и восточную IIb.

Наклоны графиков повторяемости в подзонах получились равными соответственно $\gamma=0,36\pm 0,03$ и $\gamma=0,38\pm 0,02$ (см. рис. 1, II, IIa, IIb). Малые наклоны графиков повторяемости близки между собой в обеих подзонах. В таблице можно видеть, что частота повторения сильных землетрясений в подзоне IIb значительно выше, чем в IIa. Среднее время проявления землетрясений 14-го



V_a – 1955–1970 гг., $\gamma=0,73\pm 0,05$; V – 1955–1970 гг., $\gamma=0,57\pm 0,01$; VI – 1955–1970 гг., $\gamma=0,54\pm 0,01$; $VIII$ – 1895–1970, $\gamma=0,53\pm 0,02$; IX – 1895–1970 гг., $\gamma=0,59\pm 0,04$; IX_a – 1895–1970 гг., $\gamma=0,62\pm 0,05$ – коровые (1) и $\gamma=0,61\pm 0,05$ – глубокие (2); IX_b – за 1895–1910 гг., $\gamma=0,59\pm 0,04$ – коровые (1) и $\gamma=0,47\pm 0,02$ – глубокие (2); XI – за 1955–1970 гг., $\gamma=0,47\pm 0,02$ – коровые (1); XII – за 1955–1970 гг., $\gamma=0,49\pm 0,11$ – глубокие (2); $XIII$ – за 1955–1970 гг., $\gamma=0,54\pm 0,01$ – коровые (1) и $\gamma=0,49\pm 0,02$ – глубокие (2); XIV – за 1955–1970 гг., $\gamma=0,37\pm 0,02$ – коровые

энергетического класса в ней, определенное по графику повторяемости, равно 12 годам, а 15 класса – 28 годам. Однако на протяжении времени с 1895 г., когда 15-й энергетический класс на этой территории считается представительным, здесь такие землетрясения не известны (зарегистрированы меньшие толчки).

За это время землетрясений с $K=15$ здесь могло бы произойти как минимум два. Вероятность проявления здесь такого землетрясения в ближайшее время достаточно высока.

Сейсмогенная зона Гиссарской долины (III)

Землетрясений в этой зоне происходит немного. За прошлые годы сильные землетрясения здесь не известны. На рис. 1 (III) приведен график повторяемости землетрясений этой зоны, наклон которого равен $\gamma=-0,42\pm 0,06$. Большая ошибка в определении γ получилась, вероятно, вследствие малого количества землетрясений либо из-за погрешностей в определении энергии землетрясений с $K\leq 10$. Расчеты наклона графика велись в пределах энергетических классов $K=7-11$. Как видно из таблицы, сильные землетрясения, начиная от $K=13$, здесь могут происходить очень редко. Однако необходимо иметь в виду, что наклон графика повторяемости в этой зоне определен с большой ошибкой.

Параметры сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана

Номер зоны и под-зоны	Годы наблюдений ¹	Наклон графика повторяемости	Наблюденное максимальное K	Число эпицентров на 1000 км ² с $K \geq 10$ за 1955-1970 гг.	Площадь зоны, тыс. км ²	Среднее время повторения землетрясений различных K					
						13	14	15	16	17	18
I	1895-1954	0,40±0,06	17	31,0	21,9	1,0	2,5	6,5	17	47	130
	1955-1970	0,48±0,03									
	1895-1970	0,43±0,03									
Ia	1895-1954	0,44±0,03	17	6,7	2,8	25,0	70,0	200,0	500	1400	
	1955-1970										
	1895-1970										
Iб	1895-1954	0,46±0,07	17	34,0	19,1	1,0	2,5	7,0	20	55	160
	1955-1970	0,48±0,04									
	1895-1970	0,44±0,03									
II	1955-1970	0,38±0,02	14	78,0	1,3	4,5	12,0	30,0	75		
IIa	1955-1970	0,36±0,03	13	32,0	0,6	20,0	43,0	100,0			
IIб	1955-1970	0,38±0,02	14	117,0	0,7	5,0	12,0	28,0	60		
III	1895-1970	0,41±0,06	13	5,0	0,6	143,0	330,0	750,0			
IV	1895-1954	0,46±0,03	16	27,0	20,2	1,2	4,0	13,0	40	125	400
	1955-1970	0,47±0,02									
	1895-1970	0,49±0,02									
IVб	1895-1954	0,43±0,03	16	30,0	13,9	1,5	5,0	15,0	43	130	400
	1955-1970	0,45±0,02									
	1895-1970	0,47±0,02									
IVa	1955-1970	0,47±0,04	14	20,5	6,3	5,5	16,0	48,0	145	430	1250
	1895-1970	0,53±0,05									
V	1955-1970	0,57±0,01	13	14,6	17,6	4,2	16,0	59,0	210		
	1895-1970	0,63±0,05									
Vб	1955-1970	0,39±0,03	13	28,0	2,0	4,0	10,0	22,0	51		
Va	1955-1970	0,73±0,05	13	12,2	15,6	14,0	77,0	400,0			
	1895-1970	0,82±0,11									
VI	1955-1970	0,54±0,01	14	5,0	24,0	5,7	20,0	55,0	200		
	1895-1970	0,54±0,06									

VIII	1895-1954	0,54±0,02	16	3,4	46,0	5,0	17,0	55,0	190	630	
	1955-1970	0,55±0,06									
	1895-1970	0,53±0,02									
IX	1895-1970	0,59±0,04	15	5,9	22,0	10,0	40,0	150,0	530	2200	
	IXa	1895-1970									0,61±0,06
IXб	1895-1970	0,62±0,05	18	21,0	16,9	3,5	15,0	70,0	300	1300	5400
	1955-1970	0,60±0,01									
XI	1895-1970	0,59±0,04	18	21,0	16,9	3,5	15,0	70,0	300	1300	5400
XI	1955-1970	0,47±0,02	15	16,0	16,0	2,0	7,0	22,0	75	260	950
XII	1955-1970	0,49±0,11	12	1,1	14,0	40,0	125,0	400,0	1250		
XIII	1955-1970	0,50±0,04	15	16,9	15,2	2,3	8,0	29,0	100		
	1895-1970	0,54±0,01									
XIV	1955-1970	0,37±0,02	15	1,5	27,0	9,0	20,0	50	50	125	
Xa	1955-1970*	0,50±0,02	15	14,9	34,0	1,9	4,5	15,0	45	150	
	1895-1970	0,61±0,05									
Xб	1955-1970	0,52±0,01	17	170,0	16,9	0,23	0,8	2,8	10	35	120
	1859-1970*	0,47±0,02									
XIII	1955-1970*	0,49±0,02	16	16,0	15,6	2,9	9,0	28,0	85	260	
I, II, III, Va, IVa	1895-1954	0,44±0,03	17	28,0	44,8	0,5	1,4	4,0	12	35	110
	1955-1970	0,46±0,02									
	1895-1970	0,46±0,01									
Ia, IIa, III	1955-1970	0,46±0,02	17	9,3	4,0	12,0	34,0	95,0	260	700	
		0,44±0,03									
Iб, IIб Va, IVa	1895-1954	0,47±0,03	17	30,0	40,8	0,5	1,4	4,0	12	35	110
	1955-1970	0,46±0,02									
	1895-1970	0,46±0,01									

¹ Все землетрясения – коровые, подкоровые даны со звездочкой.

Сейсмогенная зона Дарваз-Каракульского краевого разлома (IV)

По своей сейсмической активности зона разделена на две подзоны: северо-восточную (IVб) и юго-западную (IVа). Наклоны графиков повторяемости рассчитывались за разные сроки наблюдений по независимым данным и получились достаточно устойчивыми, изменяющимися в пределах ошибок (см. рис. 1).

Для подзоны IVа наклоны графиков повторяемости имеют большие ошибки, чем в подзоне IVб. Это может быть связано с ошибками в отнесении тех или иных землетрясений к подзоне IVа ввиду ее малых поперечных размеров, особенно до 1955 г., когда на юге Таджикистана не было сейсмических станций.

За весь период наблюдений с 1895 г. в подзоне IVа произошло уже два землетрясения максимального известного здесь 16-го энергетического класса. Вероятно, в подзоне IVб могут происходить более сильные землетрясения [2]. В подзоне IVа мы также допускаем возможность проявления гораздо более сильных землетрясений, чем известное с $K=16$, хотя с меньшей вероятностью их повторения (см. таблицу) [2].

Можно сравнить между собой средние времена повторения землетрясений 18-го энергетического класса на единице площади в 1000 км^2 в подзонах IVб и IVа, где мы допускаем возможность их проявления. Они равны соответственно 3000 и 5500 годам. Следовательно, Гиссаро-Кокшаальская зона разломов на востоке является более активной, чем Дарваз-Каракульская.

Предпамирская сейсмогенная зона (V)

По характеру своей сейсмичности зона подразделяется на две подзоны — северную Vб и южную Va [1]. Подзона Vб находится рядом с зоной II и является ее восточным продолжением.

Наклоны графиков повторяемости рассчитывались для зоны V по землетрясениям 10–13-го энергетических классов (см. рис. 1). В подзоне Vб этот наклон оказался практически равным его значению в зоне II (см. таблицу).

Близкие состав и строение земной коры, а также, возможно, одинаковые условия деформирования и напряженного состояния в зонах II и Vб определяют у них близкие между собой наклоны графиков повторяемости. Ошибка в определении γ за 1955–1970 гг. подзоны Vб невелика. За прошлые годы, ввиду малых размеров подзоны, землетрясения являются не представительными.

В подзоне Va наклон γ оказался значительно выше, чем в подзоне Vб. Большие значения γ получаются здесь как с учетом прошлых данных, так и за последние 16 лет. Учет землетрясений за прошлые годы увеличивает ошибку в определении γ . Это связано, по-видимому, с простираемостью подзоны Va далеко на юг, где землетрясения в прошлом регистрировались ненадежно.

Частоты возникновения сильных землетрясений на севере зоны V намного выше, чем на юге.

Учитывая сроки представительности землетрясений, к настоящему времени в подзоне Vб должно было произойти уже четыре землетрясения 14-го и три 15-го энергетических классов. Однако такие землетрясения здесь не известны. Тем не менее, учитывая, что в подзоне Va имеются достаточно крупные разломы [3, 4], мы допускаем возможность проявления здесь землетрясений до 16-го энергетического класса ($M=6,3$), хотя и с малой вероятностью [2]. Возможно, что землетрясения 14-го и 15-го классов имели место здесь в прошлом, однако из-за неточностей определения координат эпицентров были отнесены к соседним зонам.

В подзоне Va сейсмичность ниже, и мы предполагаем здесь проявление землетрясений с энергетическими классами не выше, чем $K=15$ ($M=6,1$) [2].

Кафирниган-Вахшская сейсмогенная зона (VI)

Сейсмогенная зона VI охватывает юго-западную часть территории Таджикистана и частично север Афганистана, где землетрясения прошлого регистрировались неуверенно. В связи с этим за прошлые годы землетрясения в зоне являются

непредставительными, поэтому ошибка в определении наклона графика повторяемости за 1955–1970 гг. (см. таблицу) оказалась меньшей, чем за 1895–1970 гг. В обоих случаях выдерживаются большие и равные по значению наклоны графиков повторяемости, один из которых приведен на рис. 1. Наиболее активной является южная часть зоны, где в прошлом известно землетрясение 14–15-го энергетического класса ($M=5,5$).

Параметры сейсмичности соседней Сурханской сейсмогенной зоны VII [1] нами не определялись ввиду отсутствия надежных сейсмологических данных.

Сейсмогенная зона Центрального Таджикистана (VIII)

Наклоны графиков повторяемости в зоне VIII рассчитывались за разные сроки наблюдений в диапазоне землетрясений 10–14-го энергетических классов, и большие их значения хорошо выдерживаются во времени по независимым данным за 1895–1954 и 1955–1970 гг. (см. таблицу и рис. 1). Максимальное наблюдаемое здесь землетрясение соответствует 16-му энергетическому классу ($M=7,0$). Однако мы полагаем, что эпицентр этого землетрясения в 1895 г. мог быть определен неверно (точность ± 50 км), и оно могло произойти на севере в Южно-Ферганской зоне разломов, где известно несколько сильных землетрясений 14–15-го энергетических классов. Это тем более вероятно, что в зоне VIII пока не известны землетрясения с $K=15$.

Но тем не менее наличие мощных разломов в зоне, выходы на поверхность палеозойских пород, высокие градиенты вертикальных движений и значение величины K [1, 2, 3, 4] дают основание считать, что в зоне могут, хотя и редко, происходить землетрясения до 17-го энергетического класса (см. таблицу).

Сейсмогенная зона Северного Памира (IX)

В зоне насчитывается очень мало землетрясений, несмотря на ее внушительные размеры, и наклон графика повторяемости удалось построить только за весь период наблюдений с 1895 г. (см. рис. 1, IX). Самое сильное землетрясение, происшедшее в зоне за исследуемый период, соответствует энергии с $K=15$. В настоящее время здесь известно уже два землетрясения такой силы. В ближайшее время, по-видимому, возникновение землетрясений с $K=15$ здесь маловероятно (см. таблицу). Вообще же в зоне IX мы предполагаем возможность возникновения землетрясений до 17-го энергетического класса ($M=7,3$) [2].

Сейсмогенная зона Центрального Памира (X)

По сейсмологическим данным зона подразделяется на две подзоны: Памирскую Ха и Гиндукушскую Хб. Зона характерна наличием подкорковых землетрясений до глубины 400 км.

Землетрясения коровые и подкорковые здесь имеют разный характер затухания интенсивности колебаний с расстоянием, что важно для сейсмического районирования. Кроме того, эти землетрясения имеют, вероятно, разную природу возникновения. Поэтому мы рассмотрим коровые и подкорковые землетрясения раздельно.

В Центральном Памире, так же как и на Северном, мы имеем мало землетрясений, но большой наклон графика повторяемости коровых землетрясений (рис. 1, X). Здесь наблюдается избыток сильных землетрясений в земной коре за прошлые годы (1895–1954). Для подкорковых землетрясений подзоны Ха, судя по приведенным данным (см. таблицу), не хватает сильных землетрясений за эти годы. Вероятно, вследствие неудовлетворительного определения глубин очагов землетрясений, происходивших в прошлом, часть глубоких землетрясений была отнесена к коровым. Но тем не менее использование данных за прошлые годы не изменяет наклона графика повторяемости для коровых землетрясений (см. таблицу). Максимальное известное землетрясение здесь соответствует $K=17$ ($M=7,4$).

Судя по времени повторения, проявление землетрясения такой силы в зоне в ближайшее время маловероятно.

Для глубоких землетрясений учет данных за прошлые годы увеличивает наклон графика повторяемости и ошибку его определения (см. таблицу, рис. 1, Ха). Поэтому для расчетов времени повторения землетрясений разных классов мы использовали только данные за 1955–1970 гг. Согласно последним, максимально возможная энергия землетрясений в земной коре и глубже, в подзоне Ха, не может превышать величины, соответствующей $K=17$ ($M=7,4$).

Наиболее активной в районе глубокофокусных землетрясений является Гиндукушская подзона Хб. Здесь мы имеем наибольшую плотность эпицентров как в земной коре, так и глубже (см. таблицу). С учетом данных за прошлые годы наклон графика повторяемости для землетрясений земной коры практически не изменяется, а для глубоких землетрясений несколько уменьшается, однако при этом увеличивается ошибка определения γ (см. таблицу, рис. 1, Хб). Поэтому для расчетов времени повторения глубоких землетрясений мы использовали данные за 1955–1970 гг.

Максимальной силы землетрясение в земной коре здесь зарегистрировано с $K=14$ ($M=5,75$), а глубокие — с $K=17$ ($M=7,3$).

Однако в прошлом, начиная с 1800 г., в земной коре здесь известно три землетрясения с оценочной магнитудой $M \geq 7$, одно из которых, вероятно, достигало величины $M=7,3-7,8$.

Судя по времени повторения (см. таблицу) и значениям K [2], в подзоне Хб могут происходить землетрясения с энергией, соответствующей $K=18$, а глубже земной коры, возможно, и более сильные.

Сейсмогенная зона Юго-Западного Памира (XI)

В прошлые годы (1895–1954 гг.) землетрясения здесь регистрировались неуверенно, и нормированное число их для $K \geq 12$ меньше, чем за последние годы. Ввиду этого, для подсчета наклона графика повторяемости зоны XI, мы использовали лишь данные за 1955–1970 гг. с $K \geq 10$ (см. таблицу, рис. 1, XI). Он получился равным $\gamma = 0,47 \pm 0,02$. Максимальное известное землетрясение в зоне соответствует $K=15$ ($M=6,0$). Однако, учитывая высокую сейсмичность зоны, мы ожидаем здесь в недалеком будущем проявления более сильных землетрясений (см. таблицу). Максимально возможное здесь землетрясение предполагается с энергией, соответствующей $K=18$ ($M=7,8$) [2].

Сейсмогенная зона Юго-Восточного Памира (XII)

Зона отличается исключительно слабой сейсмической активностью и за 1955–1970 гг. здесь известно только 17 землетрясений с $K \geq 10$, несмотря на ее большие размеры. Поэтому наклон графика повторяемости, полученный в зоне XII, имеет большую ошибку определения (см. таблицу, рис. 1, XII). Максимальный известный класс в зоне соответствует $K=12$. Вообще же мы допускаем, хотя и очень редко, возможность проявления здесь более сильных землетрясений, примерно до $K=16$ ($M=7,0$) [2].

Сейсмогенная зона Северного Афганистана (XIII)

Зона XIII имеет достаточно высокую сейсмическую активность как в земной коре, так и глубже. Наклоны графиков повторяемости для земной коры, полученные с учетом и без учета данных за прошлые годы, имеют близкие между собой значения (см. таблицу, рис. 1, XIII).

Судя по графику повторяемости, в зоне выявляется недостаток землетрясений с $K=10$. Вероятно, этот класс землетрясений земной коры является здесь непредставительным ввиду отдаленности сейсмических станций. Ближайшими станциями для этого района на территории СССР являются Шаартуз, Куляб, Хорог. Они

удалены от центра зоны более чем на 70 км и расположены по одну сторону от нее. До начала работы вышеуказанных станций, судя по количеству эпицентров за период 1895–1954 гг., здесь вряд ли является представительным даже 13-й энергетический класс. Сопоставимыми по количеству эпицентров за одинаковый промежуток времени являются лишь классы $K \geq 14$. Учитывая эти обстоятельства, мы рассчитывали наклоны графиков повторяемости по землетрясениям земной коры для энергетических классов, начиная от $K=11$ и выше, по нормированным данным.

Глубокие землетрясения имеют большие радиусы распространения колебаний, чем коровые, поэтому, вероятно, для них уровень энергии, соответствующей $K=10$ за 1955–1970 гг., оказался представительным.

Максимальное известное землетрясение в земной коре зарегистрировано с $K=15$ ($M=6,2$), а глубже — с $K=14$ ($M=5,5$).

Судя по времени повторения землетрясений с $K=15$ в земной коре и глубже, имеется недостаток их за период времени с 1895 г.

Расчеты показывают (см. таблицу), что наклоны графиков повторяемости, полученные по представительным землетрясениям ниже земной коры в зонах Ха, Хб и XIII, очень близки между собой. Это определяется, вероятно, близкими свойствами среды на больших глубинах.

Сейсмогенная зона Восточного Гиндукуша (XIV)

Данные о землетрясениях за прошлые годы (1895–1954) в этой зоне так же, как в соседних зонах Ха, Хб, XI, являются непредставительными. Поэтому наклон графика повторяемости рассчитывался за 1955–1970 гг. для землетрясений с $K \geq 10$ (см. таблицу, рис. 1, XIV).

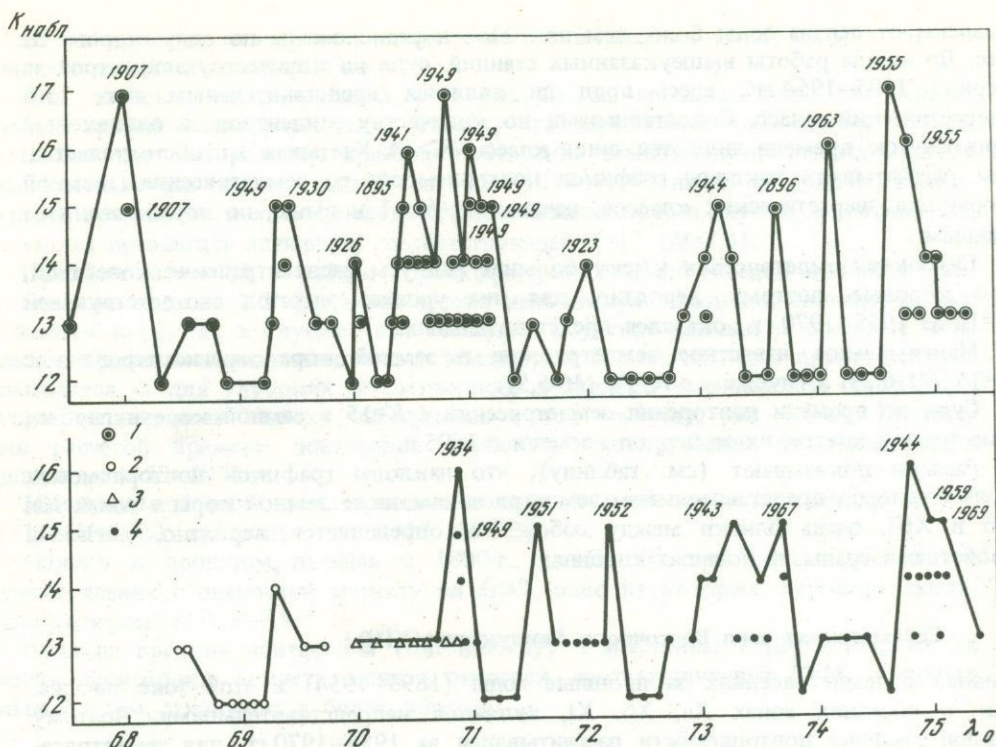
Мы допускаем, что из-за отсутствия сейсмических станций вблизи зоны, в настоящее время здесь могут быть частично непредставительными 10 и 11-й энергетические классы. Поэтому время повторения землетрясений разной силы и величина наклона графика повторяемости здесь требуют дальнейшего подтверждения.

Максимальное известное землетрясение в зоне соответствует $K=15$ ($M=6,2$).

Зона Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома и прилегающих районов

К прилегающим районам Гиссаро-Кокшаальского разлома мы относим сейсмогенные зоны: Гиссарской долины (III), Илякско-Вахшского краевого разлома (II), северной части Дарваз-Каракульского краевого разлома (IVб), северной части Предпамирской (Vб). Эти районы и зона Гиссаро-Кокшаальского разлома отличаются наибольшей плотностью эпицентров на территории Таджикистана. В связи с этим мы попытались объединить их в единую зону, несмотря на различие в них наклонов графиков повторяемости. Основной целью такого объединения было выявить влияние его на сейсмическую опасность всего района. Составленная зона представляет собой полосу шириной около 50 км, простирающуюся с запада на восток. По сейсмичности зона аналогично зонам I и II разделена в районе пос. Файзабада на подзоны восточную (более сейсмичную) и западную.

Наклоны графиков повторяемости объединенной зоны и ее частей получились близкими наклонам в зонах I и IVб, имеющих наибольшее количество землетрясений по сравнению с зонами II, Vб (см. таблицу). Как видно из таблицы, времена повторения сильнейших землетрясений, полученные в западной и восточной частях объединенной зоны, оказались меньшими, чем в соответствующих частях зон I, II и в подзонах IVб и Vб. Это произошло за счет увеличения числа землетрясений в связи с увеличением площади. Однако если отнести времена повторения землетрясений к единице площади, то они будут в объединенной зоне большими, чем в отдельных зонах. Например, если в наиболее сейсмичной подзоне Ib на единицу площади в 1000 км^2 одно землетрясение 17-го энерги-



Р и с. 2. Сильнейшие землетрясения сейсмогенных зон Таджикистана

1 — для Гиссаро-Кокшаальской зоны за период 1895—1972 гг. (зона I); 2 — Гиссарской долины за 1931—1972 гг (зона II); 3 — Илякской долины за 1914—1972 гг. (подзона Vб); 4 — северной части Дарваз-Каракульской зоны за 1929—1972 гг. (подзона IVб); λ_0 — координата восточной долготы (в град)

ческого класса может произойти в среднем за 1050 лет, то в восточной части объединенной зоны (Iб, IIб, Vб, IVб) на такой же площади землетрясение 17-го класса может произойти за 1400 лет. То есть сейсмическая опасность наиболее сейсмичной подзоны Iб при объединении зон занижается. В то же время повышается сейсмическая опасность слабоактивной зоны Гиссарской долины (зона III), где землетрясения выше 15-го энергетического класса ($M=6$) вряд ли вообще возможны [2]. Это говорит о важности объективного выбора границ зон сейсмической опасности.

Таким образом, объединение зон Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома и прилегающих к нему районов в единую зону нецелесообразно. К этому же выводу приводят нас и данные другого характера. Градиенты скоростей современных вертикальных движений, рассчитанные нами по картам О.К. Чедия и других авторов, являются сопоставимыми между собой в разных зонах Гиссаро-Кокшаальского разлома и прилегающих к нему районов. Однако равные скорости движения земной поверхности могут вызывать разную степень проявления сейсмичности в зонах с существенно отличными свойствами среды. Если в зоне Илякского краевого разлома (II зона), Гиссарской долине (III зона) и в подзоне Va мы имеем мощные отложения осадочных пород, то в сейсмогенных зонах Гиссаро-Кокшаальского (I зона) и Дарваз-Каракульского (IVб подзона) краевых разломов на поверхность выходят прочные коренные породы, имеющие вязкость на несколько порядков выше, чем осадочные толщи. Естественно, что в средах с малой вязкостью накопление энергии идет одновременно с ее сильной релаксацией и проявление сильных землетрясений в них маловероятно.

Определенный интерес представляет собой высвобождение сейсмической энергии вдоль зон Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома и прилегающих к нему

районов. На рис. 2 показано распределение в зонах землетрясений с $K \geq 12$. Землетрясения с $K=12$ включены на рисунках только там, где более сильные землетрясения еще не происходили. Для наиболее сильных землетрясений указаны годы их возникновения. Хорошо видно, что со временем идет постепенное заполнение промежутков между местами происшедших землетрясений, хотя и имеются отдельные узлы, где сильные землетрясения происходят чаще. Например, Хаитский узел с координатами от $70,4$ до $71,2^\circ$ восточной долготы (рис. 2), где наиболее часто возникают сильные землетрясения, или Файзабадский узел с координатами $69,3-69,5^\circ$, где уже известно два сильных землетрясения в 1930 и 1943 гг.

Следует обратить внимание на отсутствие сильных землетрясений в зоне I в пределах координат $68,2-69,1^\circ$, а также $71,3-72,9^\circ$ восточной долготы, где до сих пор с 1895 г. сильные землетрясения неизвестны. В настоящее время наиболее активной, в сейсмическом отношении, является подзона Ib. Здесь чаще, чем где-либо возникают землетрясения 15-17-го энергетических классов. Поэтому наиболее вероятным участком проявления сильного землетрясения в ближайшее время нам представляется район с координатами $71,3-72,9^\circ$ восточной долготы, где самое сильное известное землетрясение с $K=14$ произошло в 1923 г., и район с координатой $73,6^\circ$, где в 1896 г. было зарегистрировано землетрясение с $K=15$.

В подзоне Ia также отмечено землетрясение 17-го энергетического класса. Но, как видно из таблицы, среднее время проявления его здесь значительно больше, чем в Ib.

Вдоль подзоны Vb (рис. 2) высвобождение энергии идет достаточно равномерно, а в подзоне IVb потенциально опасными участками возникновения следующих сильных землетрясений являются районы с координатами $73,7-74,6^\circ$ и $72,3-72,9^\circ$ восточной долготы.

Заключение

Нами рассмотрены параметры сейсмичности в сейсмогенных зонах Таджикистана и его окрестных районов. Как показывают расчеты, в большинстве случаев наклоны графиков повторяемости разных зон выдерживаются постоянными по независимым данным за разные сроки наблюдений и поэтому могут рассматриваться как долговременные средние значения. Несомненно, что дальнейшее уточнение и дифференциация границ сейсмогенных зон Таджикистана могут несколько изменить в них средние характеристики сейсмичности.

Однако относительная устойчивость полученных характеристик позволяет надеяться на правильность в целом разделения территории Таджикистана на сейсмогенные зоны [1].

Мы допускаем возможность того, что ширина сейсмогенных зон не всегда будет охватывать всю афтершоковую область сильнейших землетрясений. Нельзя забывать того факта, что катастрофические землетрясения вызывают возбуждение сейсмичности не только в своей зоне, но и в соседних зонах, связанных между собой непрерывностью среды, и естественно, полями напряжений. Однако и в этом случае закономерности проявления сейсмичности в каждой зоне будут определяться в основном свойствами своей среды. Поэтому проведенные в настоящей работе расчеты позволяют, на наш взгляд, более правильно оценить сейсмическую опасность разных районов территории Таджикистана. Полученные данные могут быть использованы для составления карты сейсмического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *К.М. Мирзоев.* Метод определения возможных сильных землетрясений на основе единичной повторяемости. — В сб.: Вопросы сейсмического районирования Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1975.
2. *И.Е. Губин.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. Неогектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Под ред. С.А. Захарова. Душанбе, "Дониш", 1969.

**МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ
И СЕЙСМИЧНОСТИ**

Т.А. АКИШЕВ, Е.Г. МАЛИНИН, К.А. ПОПОВ,
М.М. РОЗЕНБЛАТ, Б.М. УРАЗАЕВ

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

В юго-восточных районах Казахстана происходит бурный рост промышленности, строятся новые предприятия, гражданские объекты и увеличивается население. Большая часть существующих и строящихся городов и поселков находится в сейсмоактивной зоне, в которой за последние 100 лет произошло много разрушительных землетрясений: Беловодское 1885 г., Вернинское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г., Кемино-Чуйское 1938 г., Джамбулское 1971 г. и Чимкентское 1973 г. Они были связаны с крупными активными разломами глубокого заложения.

Вследствие сказанного для составления карт сейсморайонирования первостепенное значение имеет выяснение глубинного строения земной коры на всю ее мощность и установление глубинных разломов, чему и посвящена настоящая статья. Для решения поставленных задач использовались данные профильных глубинных сейсмозондирований (рис. 1), результаты площадных гравиразведочных, аэромагнитных, сейсморазведочных и других исследований, выполненных в основном Илийской геофизической экспедицией. На основании этих материалов в первую очередь выделялись зоны глубинных разломов по сейсморазведочным данным (ГСЗ), максимальным горизонтальным градиентам гравитационного поля, смене знака и характера магнитных аномалий, линейновытянутым цепочкам положительных магнитных аномалий, картирующим внедрившиеся по разломам интрузии, и другим признакам. Отнесение разломов к категории "глубинных" основывалось на геологических фактах, на протяженности зоны по геолого-геофизическим материалам и на данных о глубине проникновения нарушений в земную кору. Последнее определялось по разрезам ГСЗ, гравиметрическим и магнитным полям, трансформированным в верхнее полупространство, а также по изменению характера корреляционных зависимостей между данными ГСЗ и другими параметрами. Например, замечено, что соотношение между глубинами залегания отдельных поверхностей раздела земной коры с определенными трансформациями гравитационного иногда и магнитного полей, а также корреляция мощностей слоев земной коры между собой на отдельных участках, расположенных между известными зонами глубинных разломов, линейны и терпят разрыв при переходе через зоны разломов (рис. 2). Это и было использовано для выделения зон глубинных разломов и их классификации по глубине проникновения в земную кору.

В результате анализа и интерпретации геофизических материалов и сопоставления их с геологическими данными было прослежено 10 зон глубинных разломов, секущих всю земную кору и проникающих в верхнюю мантию: Южно-Джунгарская, Алтын-Эмельская, Центрально-Казахстанская, Северо-Тяньшаньская, Таукумская, Сарытумская, Джалаир-Найманская, Коскудукская, Сузакская и Главно-

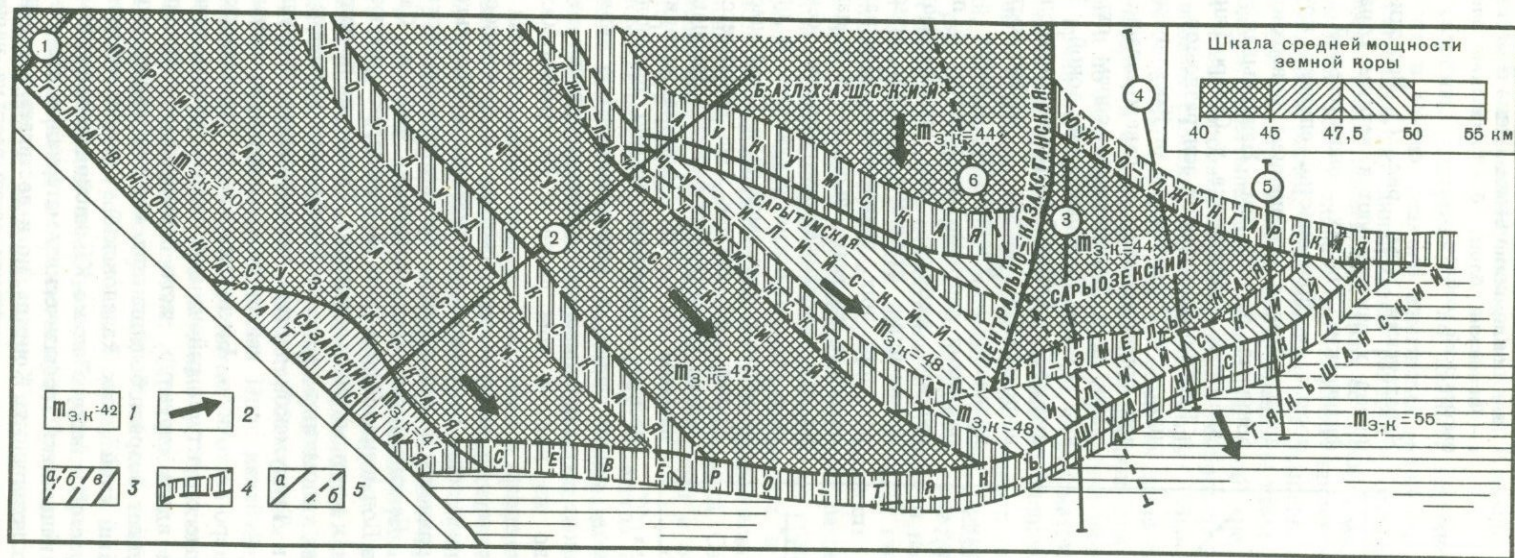


Рис. 1. Модель строения земной коры

1 — средняя мощность (в км); 2 — направление увеличения мощности; 3 — следы зон глубинных разломов: а — на поверхности "гранитного слоя", б — на поверхности Мохоровичича, в — совпадающие в горизонтальной проекции; 4 — области с переходной мощностью зем-

ной коры, совпадающие с проекцией плоскостей зон глубинных разломов; 5 — профили ГСЗ: а — непрерывных (1 — Джетыкунур — Кзыл-Орда; 2 — Арысь-Балхаш; 3 — Каскеленский; 4 — Иссыкский; 5 — Жаланаш — Талды-Курган); б — кусочных (6 — Иссык-куль — Балхаш)

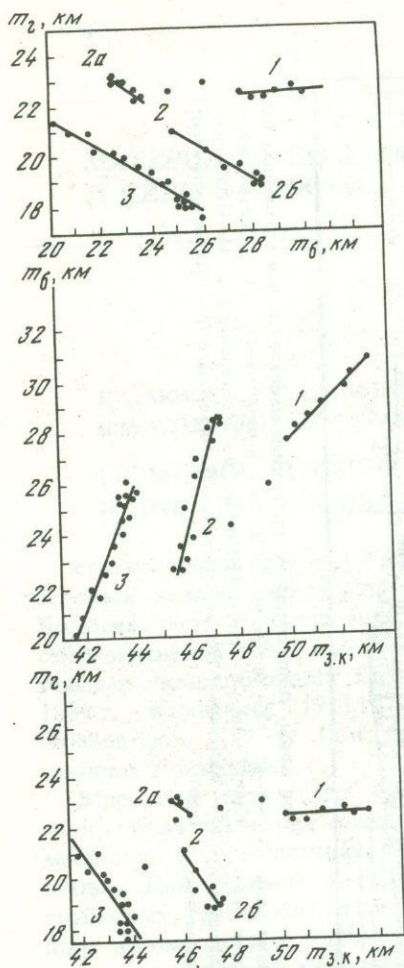


Рис. 2. Характер корреляционных зависимостей между мощностями земной коры $m_{ЗК}$, базальтового m_B и гранитного $m_{Г}$ слоев по профилю ГСЗ Каскеленский

1 — Тяньшаньский геоблок; 2 — Илийский геоблок; а — Чилийский блок; б — Тарганский блок; 3 — Сарыюзекский геоблок

Каратауская (см. рис. 1). Все эти зоны разломов характеризуются четким отражением в физических полях, значительной протяженностью, в большинстве случаев крутыми углами падения, смещением поверхности Мохоровичича до 10 км. Наибольшая амплитуда смещений наблюдается у Северо-Тяньшаньской и Главно-Каратауской зон разломов, а наименьшая — у Сарытумской и Коскудукской. Семь зон ориентированы в северо-западном направлении и в большинстве своем ограничены с юга Северо-Тяньшаньской зоной. Последняя, вместе с Алтын-Эмельской, проходит в субширотном и восток — северо-восточном направлении. Упомянутые зоны глубинных разломов частично прослежены и по геологическим данным, они располагаются вдоль крупнейших структур района, зачастую являясь для них граничными. Центрально-Казахстанская же зона, выявленная в данном районе по геофизическим данным, сечет известные геологические структуры и ограничивает с востока Таукумскую и Сарытумскую зоны. Кроме того, данная зона выделяется по некоторым геоморфологическим признакам, наблюдаемым на карте. Согласно историко-геологическим сведениям, можно предположить, что

зоны глубинных разломов, проникающие в верхнюю мантию, являются наиболее древними в районе и закладывались преимущественно в каледонское время. Большинство из них, в том числе и Центрально-Казахстанская, обновлялись в альпийскую эпоху.

Зоны разломов, секущие всю земную кору, смещают и поверхность Конрада. Также выявлены некоторые зоны разломов, проникающие в "базальтовый слой", но не достигающие поверхности Мохоровичича: Северо-Иссыккульская, Чилико-Кеминская (возможно), Чемолганская, Бакпактинская, Чуйская, Сарысу-Кумулинская, Аксумбинская и Большекаройская (рис. 3). Они характеризуются довольно большой протяженностью и крутыми углами падения. Смещения по зонам разломов колеблются от нескольких километров до десяти. Наибольшее смещение наблюдается по Чилико-Кеминской и Таукумской зонам. Аксумбинская, Большекаройская, Сарысу-Кумулинская и Чуйская зоны имеют северо-западную ориентировку, а остальные — восток — северо-восточную. Бакпактинская и Чемолганская зоны секут крупные пликативные структуры района под острым углом, остальные зоны разломов располагаются вдоль структур, часто ограничивая последние. Геологические сведения определяют возраст большинства зон глубинных разломов, проникающих в "базальтовый слой", как каледонский. Следует отметить, что глубина проникновения в земную кору Чилико-Кеминской зоны разломов дана несколько условно из-за недостатка геофизических материалов. Не исключено, что эта зона сечет не только поверхность Конрада, но и достигает верхней мантии.

Интерпретация сейсморазведочных материалов указывает на наличие в исследуемом районе трех основных поверхностей раздела: Мохоровичича, Конрада и

кристаллического фундамента. Поэтому нами была принята двухслойная модель земной коры: "базальтовый слой" между поверхностями Мохоровичича и Конрада, "гранитный слой" между поверхностями Конрада и кристаллического фундамента.

Анализ разрезов, построенных по данным глубинных сейсмозондирований, указывает, что в местах резкого изменения мощности слоев земной коры, как правило, отмечаются глубинные зоны разломов, отсюда делается вывод о блоковом строении земной коры и отдельных ее слоев.

Классификация зон разломов по глубине проникновения в земную кору позволила выделить блоки, отразившиеся на различных поверхностях. Наиболее крупные из них — блоки земной коры — названы нами геоблоками, менее крупные — это блоки, охватывающие "гранитный слой" на всю его мощность. Для наглядности и всесторонней характеристики геоблоков и менее крупных блоков построены модели строения слоев земной коры: "гранитного", "базальтового" и земной коры в целом (рис. 1, 3, 4). На моделях даны блоки, их границы в виде проекций плоскостей смещения, приведены средние для блока мощности определенного слоя и по возможности указано направление увеличения мощности.

Согласно принятой модели земной коры, в рассматриваемый район полностью попадает только три сравнительно небольших по площади геоблока — Сузакский, Сарыозекский и Илийский — и частично семь крупных геоблоков: Тяньшаньский, Джунгарский, Балхашский, Чу-Илийский, Чуйский, Прикаратауский и Сырдарьинский (см. рис. 1). Наметившаяся в целом по району тенденция увеличения мощности земной коры в юго-восточном направлении нашла свое отражение и в отдельных геоблоках. Наибольшая мощность земной коры (60 км) зафиксирована в Тяньшаньском геоблоке (средняя мощность 55 км), а наименьшая (40 км) — в Прикаратауском. Чу-Илийский геоблок разделен на две части Сарытумской зоной глубинных разломов, но смещение по границе Мохоровичича здесь настолько мало, что нами эти блоки объединены в один. Из выделенных геоблоков только два имеют близкую к изометрической форму: Балхашский, частично попадающий в рассматриваемый район, и Сарыозекский. Остальные геоблоки имеют вытянутую форму, согласующуюся с ориентировкой основных складчатых структур района.

В Северном Тянь-Шане и его предгорьях не всегда наблюдается согласованность поведения поверхностей Мохоровичича и Конрада. Иногда над погружением в поверхности Мохоровичича наблюдается поднятие в поверхности Конрада, и наоборот.

На рис. 3 даны вышеперечисленные геоблоки в пределах "базальтового слоя" и нанесены дополнительно зоны разломов, смещающие поверхность Конрада и проникающие в "базальтовый слой". Последние обусловили ступенеобразный рельеф поверхности Конрада, а следовательно, и различную мощность "базальтового слоя" в одном и том же геоблоке. В рассматриваемом районе мощность "базальтового слоя" колеблется в больших пределах — от 20 до 40 км, причем четкой закономерности в ее изменении не наблюдается. Минимальная мощность в 20 км отмечается как на западе, в Прикаратауском геоблоке, так и на востоке — в Сарыозекском. Наибольшая же мощность "базальтового слоя" зафиксирована в Тяньшаньском и Балхашском геоблоках. При этом следует отметить, что по мощности земной коры они сильно разнятся.

Зоны глубинных разломов, проникающие в "базальтовый слой", делят "гранитный слой" на семнадцать блоков: Сарыозекский геоблок делится на два блока — Моинкумский и Коскудукский; Илийский геоблок — на Таргапский и Чиликский; Чу-Илийский геоблок — на Бурунтавский и Джельтауский; Чуйский геоблок — на Фурмановский и Джувантюбинский; Прикаратауский геоблок — на Тастинский, Кокпансорский и Арыкумский; Сузакский геоблок — на Малокаратауский и Каройский; в северной части Тяньшаньского геоблока расположены части Заилийского, Кунгейского и Иссыккульского блоков (см. рис. 4). Мощность "гранитного слоя" в исследуемом районе изменяется в пределах от 11 до 25 км. Наименьшая средняя мощность зафиксирована в Балхашском геоблоке, а

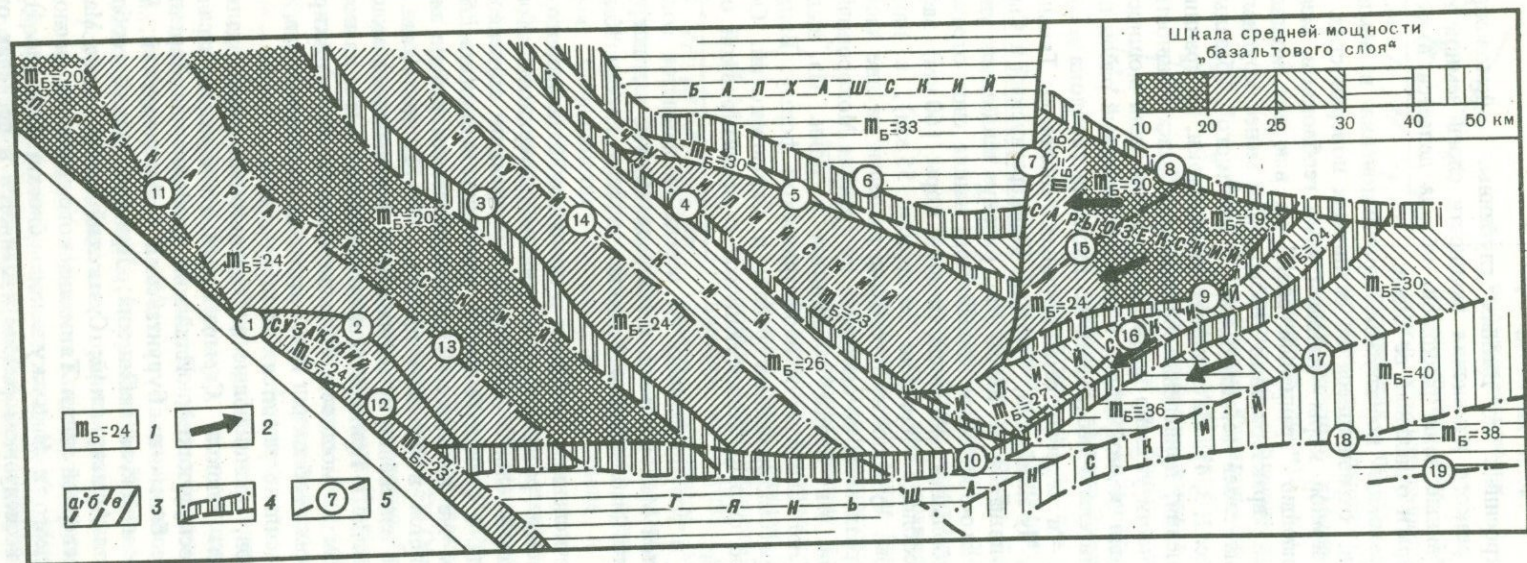


Рис. 3. Модель строения "базальтового слоя"

1 – средняя мощность; 2 – направление увеличения мощности; 3 – следы зон глубинных разломов: а – на поверхности Конрада; б – на поверхности Мохоровичича; в – совпадающие в горизонтальной проекции; 4 – области с переходной мощностью "базальтового слоя", совпадающие с проекцией плоскостей зон глубинных разломов; 5 – зоны разломов: 1 – Главно-Каратауская; 2 – Сузакская; 3 – Чуй-

ская; 4 – Джалаир-Найманская; 5 – Сарытумская; 6 – Таукумская; 7 – Центрально-Казахстанская; 8 – Южно-Джунгарская; 9 – Алтын-Эмельская; 10 – Северо-Тяньшаньская; 11 – Аксумбинская; 12 – Большекаройская; 13 – Сарысу-Кумулинская; 14 – Чуйская; 15 – Бакпактинская; 16 – Чемолганская; 17 – Чилико-Кеминская; 18 – Северо-Иссыккульская; 19 – Предтерекская

наибольшая — в Коскудукском и Заилийском блоках. В верхней стратифицированной части "гранитного слоя" рассматриваемого района выделяются следующие крупные антиклинории: Заилийский, Кунгейский, Кендыктасский, Чу-Илийский, Киргизский, Большекаратауский и Малокаратауский, разделенные между собой обширными впадинами: Балхашской, Илийской, Чу-Сарысуйской и др. (рис. 5).

В целом современный геоструктурный облик района сформирован в результате трех различных этапов развития: геосинклинального, платформенного и этапа активизации. Первый представлен структурами двух эпох диастрофизма — каледонской и герцинской.

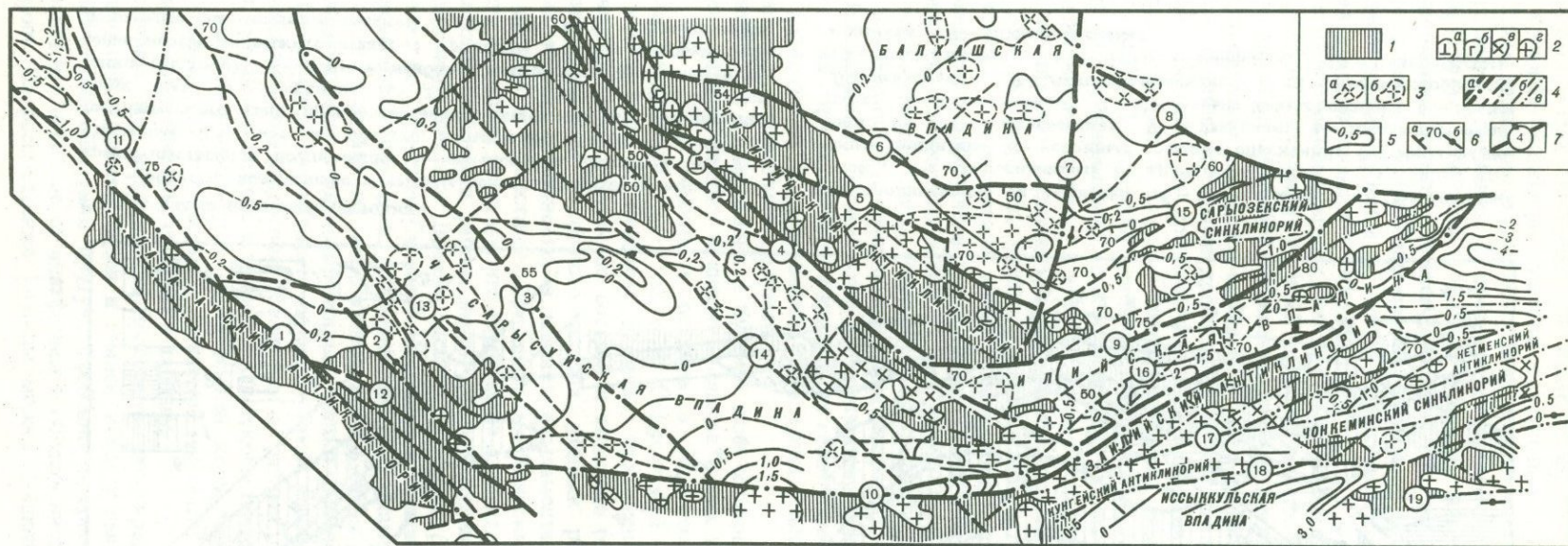
В каледонскую эпоху территория представляла собой обширный прогиб, в пределах которого располагались сравнительно устойчивые области — Балхашская и Чуйская глыбы. В итоге каледонской консолидации образовались крупные антиклинории — Заилийский, Кунгейский, Кендыктасский, Чу-Илийский, Киргизский, Большекаратауский и Малокаратауский. На современном эрозионном срезе они представляют одноименные горные хребты.

Герцинская активизация охватила область современной Балхашской впадины, гор Малайсары, Котуркаин, Архарлы и Илийской впадины. Образовавшиеся верхнепалеозойские прогибы сравнительно локальны и выполнены преимущественно формациями, характерными для завершающих стадий геосинклинального развития. Наиболее крупными герцинскими структурами являются Сарыозекский и Илийский синклиории, выполненные преимущественно вулканогенными образованиями.

Существенная перестройка тектонического режима для региона в целом относится к началу мезозоя, когда заключительные стадии геосинклинального развития повсеместно сменились платформенным режимом. Эпигерцинская платформа развивалась на территории двух геологически разных областей. Территория современной Чу-Сарысуйской впадины и главных хребтов Северного Тянь-Шаня (Заилийский, Кунгейский, Киргизский) представляла собой область устойчивой каледонской консолидации, сложенную преимущественно образованиями докембрия и нижнего палеозоя. С севера и востока к этой территории примыкала область неустойчивой каледонской консолидации (герцинской активизации), в разрезе которой существенную роль играли верхнепалеозойские терригенные и вулканогенные образования. Платформенный режим существовал в течение всего мезозоя. Медленные эпейрогенические движения этого времени привели к выработке на всей обширной территории пенеппенизированной поверхности.

Третий этап тектонического развития региона — этап активизации эпигерцинской платформы — начался в верхах палеогена. Слабые тектонические движения юрского и мелового времени не оказали существенного влияния на структурный облик района. Мезозойские отложения небольшой мощности отмечаются в разрезах крупных впадин и в приразломной части Большого Каратау. Контрастные тектонические движения конца палеогена — начала неогена знаменуют собой наступление качественно нового этапа в развитии региона — этапа интенсивных глыбовых перемещений земной коры, сопровождавшихся образованием высочайших горных хребтов и глубоких межгорных впадин, заполненных терригенными осадками большой мощности. Размах неотектонических движений описываемого района по оценке ряда авторов [1—3] 10 км. Анализ материалов указанных исследований позволяет районировать описываемую площадь по характеру неотектонических движений, выявить области преимущественных воздыманий и опусканий, области слабой активизации и, наконец, участки наиболее контрастных движений (рис. 6).

Интенсивное воздымание в течение всего неотектонического этапа претерпели участки, занятые современными горными хребтами Тянь-Шаня. Амплитуда поднятия их достигает 5—7 км (узел Хантенгри). В поднятие были вовлечены и районы древней орогении — горы Каратау, Чу-Или и южные отроги Джунгарского хребта. Однако амплитуда движений здесь сравнительно невелика и оценивается в 1—2 км.



Р и с. 5. Схематическая карта тектоники

1 — выходы домезозойского основания на дневной поверхности; 2 — интрузии на дневной поверхности: а — ультрабазиты; б — габбро; в — гранодиориты и диориты; г — граниты; 3 — интрузии погребенные: а — преимущественно гранодиориты; б — преимущественно граниты; 4 — разломы и зоны разломов: а — проникающие в мантию; б — проникающие в "базаль-

товый слой"; в — локализованные в "гранитном слое"; линии с точками — обновленные разломы; 5 — изогипсы (в км) поверхности домезозойского основания; 6 — падение плоскости разлома: а — направление и угол падения, б — вертикальное падение; 7 — номера зон разломов (см. названия разломов на рис. 3)

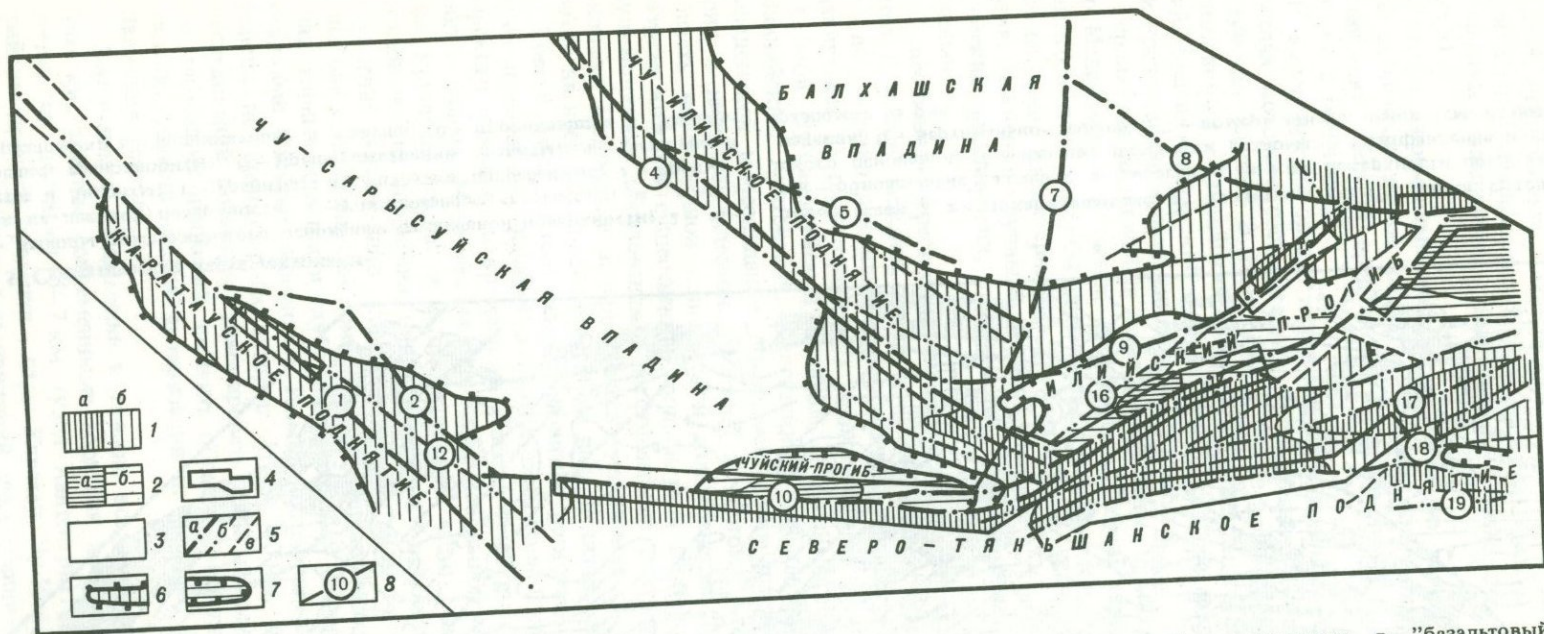


Рис. 6. Схема новейшей тектоники

1 — области, испытавшие в течение всего неотектонического этапа преимущественное воздымание: а — интенсивное, свыше 2 км; б — умеренное, 0,5–2 км; 2 — области, испытавшие в течение всего неотектонического этапа преимущественное опускание: а — интенсивное, более 2 км; б — умеренное, 0,5–2 км; 3 — области слабой активации ($\pm 0,5$ км); 4 — области наиболее контрастных движений в течение неотектонического этапа; 5 — разломы и зоны разломов, обновленные на неотектоническом этапе или вновь образованные:

а — проникающие в мантию; б — проникающие в "базальтовый слой"; в — локализованные в "гранитном слое"; 6 — условные границы поднятий; 7 — условные границы опусканий; 8 — зоны разломы поднятий; 9 — условные границы опусканий; 10 — зоны разломы опусканий; 11 — зоны разломы опусканий; 12 — зоны разломы опусканий; 13 — зоны разломы опусканий; 14 — зоны разломы опусканий; 15 — зоны разломы опусканий; 16 — Чомолганская; 17 — Чилико-Кеминская; 18 — Северо-Иссыккульская; 19 — Предтерекская

В краевых частях эпигерцинской платформы, на границе с областями интенсивных поднятий возникают участки с устойчивым режимом нисходящих движений. Здесь развиваются прогибы, заполняемые материалом размыва поднимающихся горных сооружений. В пределах описываемой площади расположены две таких структуры: Илийский и Чуйский прогибы. Амплитуда опускания в них за неотектонический этап оценивается величиной порядка 3 км [3].

Северная часть района, современные Чу-Сарысуйская и Балхашская впадины, были слабо активизированы в неоген-четвертичное время. Амплитуды новейших движений здесь не превышали $\pm 0,5$ км [3].

Участки наиболее контрастных движений выделяются вдоль зон некоторых глубинных разломов на сочленении областей разнонаправленных перемещений (прогибов и поднятий) или областей слабой активизации с областями интенсивного воздымания.

Неотектонические поднятия ограничены разрывными нарушениями, совпадающими, как правило, с зонами древних глубинных разломов (см. рис. 5). Последние были заложены по представлениям большинства геологов в каледонскую эпоху диастрофизма, а Северо-Тяньшаньская зона разломов считается даже байкальской [4,5]. Простирающиеся основных разломов подчинены трем направлениям (см. рис. 5): субширотному, северо-западному и северо-восточному. Такие же направления можно отметить и в ориентировке основных структур, сформированных на протяжении каледонского, герцинского и альпийского тектонических циклов. Это обстоятельство позволяет сделать вывод об унаследованности структурных планов на протяжении всей истории геологического развития территории.

Современный структурный план района, оформившийся в период активизации эпигерцинской платформы, обнаруживает явную прямую связь со структурами ранних тектонических эпох. Крупным альпийским прогибам — Чуйскому, Илийскому — соответствуют герцинские синклиории; палеозойским антиклинариям — Заилийскому, Кунгейскому, Киргизскому и другим — отвечают осевые части высоких горных хребтов, образующих геантиклинальный пояс.

Роль разломов в формировании структурного плана каждой тектонической эпохи является, несомненно, ведущей.

Геофизические исследования и бурение дали обширный материал для изучения альпийских впадин, оценки мощности осадков в них и состава фундамента (см. рис. 5). Так, общая мощность осадков в Илийской впадине составляет до 3–5 км, а Балхашской — до 1 км, в Чу-Сарысуйской — от 0,3–0,5 км на севере, до 3–5 км на юге в Чуйском прогибе. Фундамент впадин, по результатам геофизических работ, близок по составу и строению горному обрамлению. Здесь выделяются интрузии различного состава, участки развития вулканогенных и осадочных пород. В частности, в составе фундамента Илийской и Балхашской впадин прослежен известный Прибалхашско-Илийский вулcano-плутонический пояс. Есть основания полагать, что герцинские и каледонские структуры, установленные в открытой части района, имеют свое продолжение и под мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Домезозойское основание разных альпийских впадин неоднотипно по строению. Субстрат Илийской и Балхашской впадин представлен дислоцированными породами, прорванными многочисленными интрузиями различного состава. Основанием мезо-кайнозойского чехла Чу-Сарысуйской впадины служат практически недислоцированные осадки верхнего палеозоя; интрузий в составе фундамента сравнительно немного. Такое различие в строении домезозойского основания находит свое объяснение в разных тенденциях геологического развития указанных впадин в течение герцинского тектонического цикла.

Имея данные о мощностях слоев земной коры, представлялось весьма интересным сопоставить этот материал со схемой новейшей тектоники района. Результаты такого сопоставления сведены в таблицу.

Эта таблица дает возможность проследить некоторые закономерности изменения мощностей отдельных слоев и земной коры в целом при переходе из одной геотектонической области в другую. Особенно интересно выявление таких закономерностей при переходе от платформы в область интенсивной неотектонической активизации. Из рассмотрения таблицы можно заключить, что мощность земной

Геологический район	Мощность, км					
	земной коры		"базальтового слоя"		"гранитного слоя"	
	пределы изменения	средняя	пределы изменения	средняя	пределы изменения	средняя
Область слабой активизации (эпигерцинская платформа)	40–44	42,0	20–33	25	11–24	18
Область умеренной активизации (древний ороген)	47–48	47,5	23–31	25	16–25	21
Область интенсивной активизации (новейший ороген-геоантиклинальный пояс)	50–60	55,0	24–40	34	15–25	20

коры в районе интенсивной активизации возрастает на 10–15 км по сравнению с платформой. Та же тенденция характерна и для "базальтового слоя" (увеличение в среднем на 9 км). Мощность "гранитного слоя" меняется весьма незначительно. Таким образом, увеличение мощности земной коры в неотектонических областях (под высочайшими хребтами и глубокими впадинами) происходит в основном за счет "базальтового слоя".

Сведения о глубинном строении и геологической истории района могут служить основой для выявления геологических критериев сейсмической опасности. Общеизвестно, что сейсмическая активность связана с современными тектоническими движениями, обусловленными активизацией новейшего времени. Особый интерес представляют геологические элементы, получившие развитие в течение этапа активизации. Такими элементами являются: зоны глубинных разломов, активизированных в новейшее время; оси неотектонических поднятий и прогибов, как линейные зоны, подвергшиеся максимальному перемещению; зоны контрастных сочленений, где напряжения должны быть наибольшими, области перестройки тектонического режима (области поднятий и опускания эпигерцинской платформы).

Детальные сейсмологические исследования, проведенные Илийской геофизической экспедицией в Алма-Атинском сейсмоактивном районе, дают основание для некоторых предварительных выводов. Так, установлена связь сейсмичности с глубинными разломами субширотного и северо-восточного направлений. В разрезе земной коры очаги землетрясений располагаются неравномерно, максимальное их количество (более 80%) тяготеет к нижней части "гранитного слоя" (10–20 км).

Таким образом, для выявления критериев сейсмической опасности представляется весьма важным изучение глубинного строения района и в первую очередь исследование разломной тектоники с классификацией ее по глубине проникновения в земную кору, выделение блоков различной категории и прослеживание поверхностей раздела в земной коре.

В заключение отметим, что для дальнейшего выяснения глубинного геологического строения и степени сейсмогенности структурных зон и систем разрывов различных категорий не хватает сейсмических данных, и потому существующую сеть сейсмических станций следовало бы расширить и улучшить.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Н. Крестников. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1954, № 3.
2. В.Н. Николаев, П.Н. Николаев, И.С. Сидоров. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. — "Вестн. Моск. ун-та", 1968, № 6.
3. Карта новейшей тектоники юга СССР. Глав. ред. Л.П. Полканова. М., изд. ГУГК при СМ СССР, 1972.
4. В.А. Грищенко. Северо-Тяньшаньский разлом. — В сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.
5. А.Е. Шлыгин. Геология СССР, т. X, Тектоника, М., "Недра", 1964.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ПРЕДГОРИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Рассматриваемый район включает предгорья хребтов Каратау, Чаткало-Кураминской системы и Северного Нуратау, а также прилегающие к ним равнинные территории среднего течения р. Сырдарья, Восточных и Северных Кызылкумов (рис. 1). По административному положению он входит в состав Чимкентской, Джамбулской, Кызылординской областей Казахской ССР и частично Узбекской ССР.

Сейсмические условия данного района изучены слабее, чем во всех других сейсмоопасных областях Южного Казахстана и Средней Азии, хотя только в последние годы здесь отмечались землетрясения силой до 7 баллов [1, 2]. В условиях отсутствия систематических сейсмологических наблюдений и, следовательно, достаточного объема достоверной сейсмологической информации, основной базой сейсмического районирования служат результаты анализа геолого-геофизических данных об особенностях строения земной коры. В связи с этим, целью настоящей статьи является характеристика основных структурных элементов данной территории и увязка их особенностей с данными землетрясений для установления исходных положений сейсмического районирования.

Главные особенности тектоники района определяются своеобразием его регионального положения в области перехода от Урало-Сибирской или Центрально-Евразийской платформы к эпиplatformенным орогенным сооружениям Западного Тянь-Шаня. По характеру геосинклинали развития часть его входит в

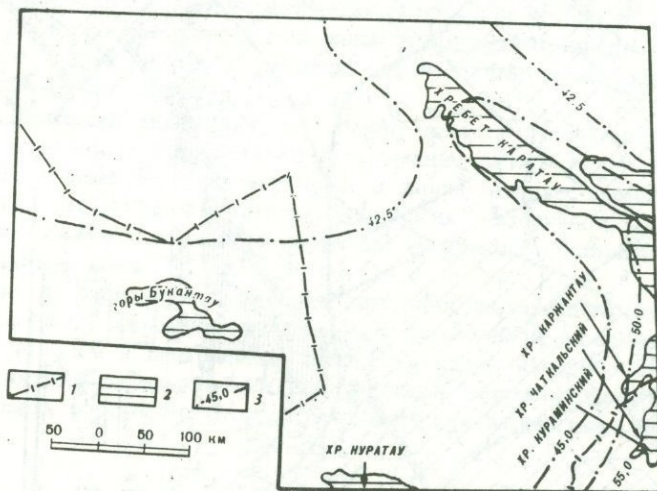
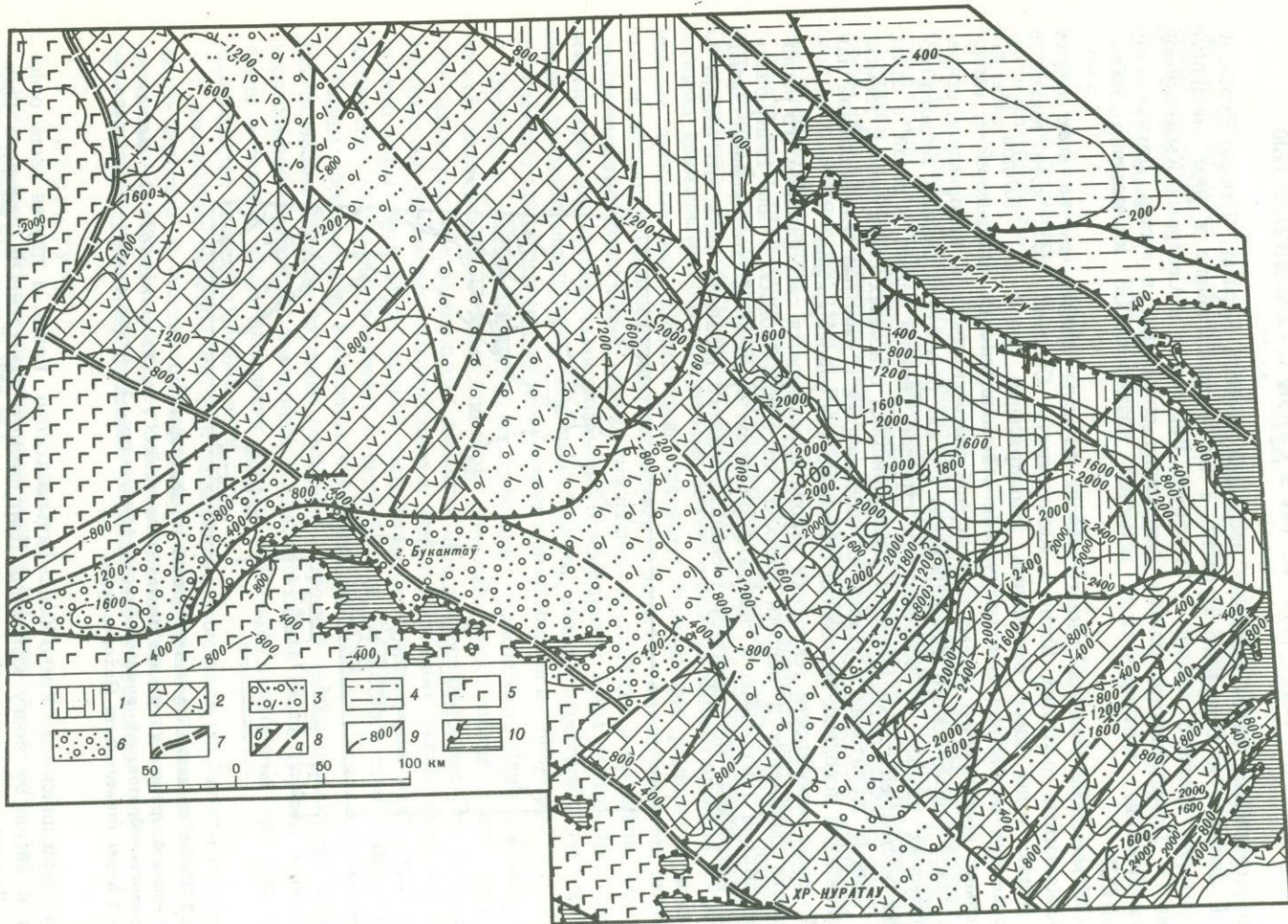


Рис. 1. Схема изоповерхностей глубины подошвы земной коры

1 — административная граница между Казахской ССР и Узбекской ССР; 2 — выходы на поверхность образований мезозойского фундамента; 3 — линии равных глубин подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича)

состав варисийского Урало-Южно-Тяньшаньского пояса, а другая часть относится к внешнему поясу каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Верхняя часть земной коры здесь достаточно отчетливо разделяется на два структурных комплекса — складчатый фундамент, образованный метаморфическими, магматическими и осадочными формациями допалеозойского и палеозойского возраста, и платформенный чехол, сложенный осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя. Для сейсмического районирования особенности структуры



чехла и ее развития имеют первостепенное значение, поэтому они характеризуются нами более полно.

Имеющиеся в настоящее время данные глубинного сейсмического зондирования по рассматриваемой территории весьма ограничены [3–5]. Тем не менее совместно с анализом регионального гравитационного поля они позволяют наметить общую схему глубин залегания подошвы земной коры – поверхности Моховичича (см. рис.1). Анализ материалов по глубинному строению позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, общая мощность коры возрастает с северо-запада на юго-восток (от 40 до 50 км) в сторону горных хребтов Тянь-Шаня не равномерно, а с нарастающим градиентом, что находит свое выражение в региональном поле силы тяжести. На рассматриваемой территории можно выделить по меньшей мере две границы, на которых происходит изменение градиента погружения подошвы коры на юго-восток. Одна из них проходит от гор Букантау к северо-западному окончанию хребта Каратау, а другая, более четко выраженная, также северо-восточного простирания, следует от юго-восточного окончания хребта Нуратау в район города Чимкента и далее вдоль северо-западного склона Угамского хребта.

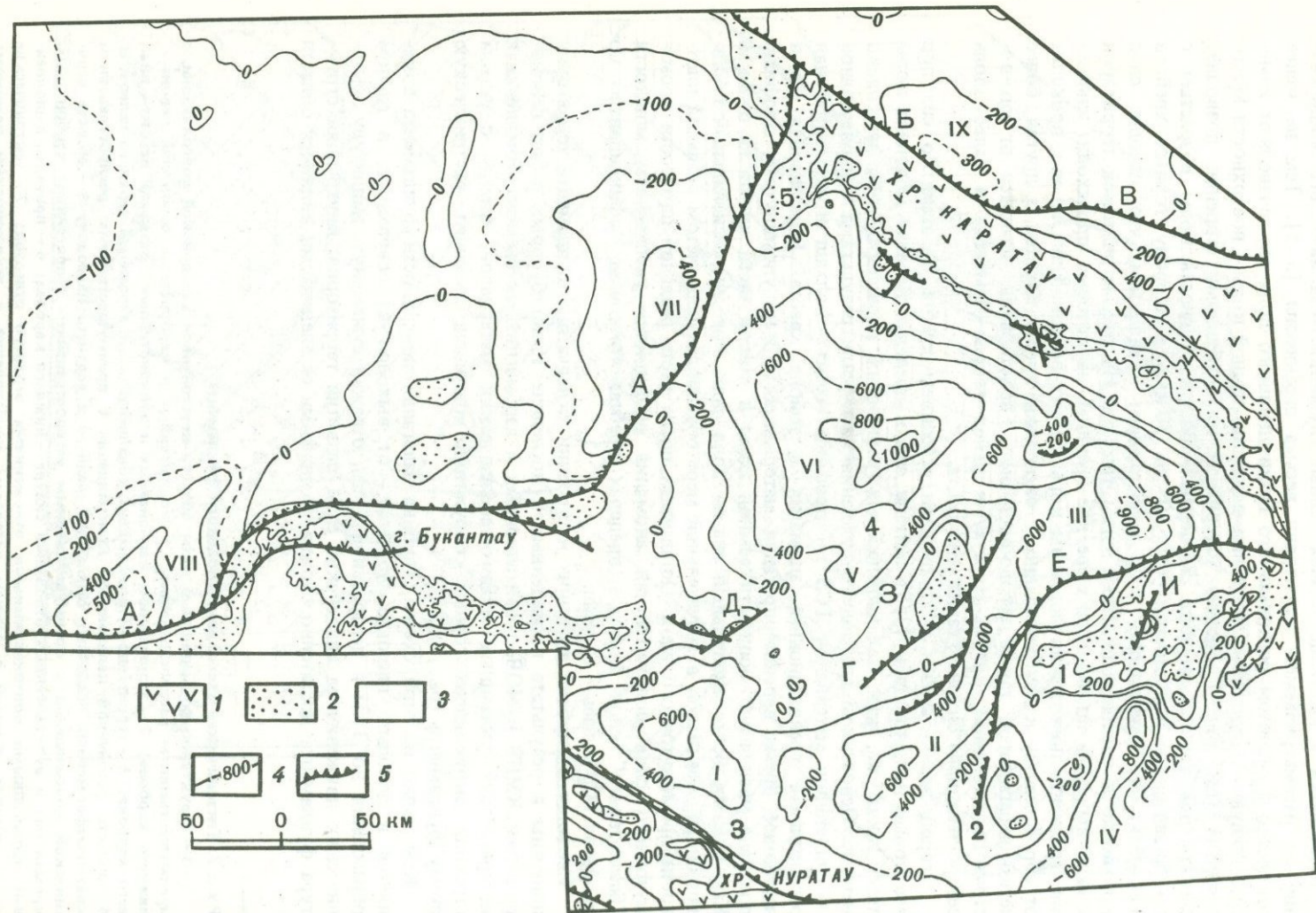
Второй вывод связан с глубинным строением хребта Каратау. До сих пор некоторые исследователи [3, 5] считали, что в пределах Каратау мощность коры либо такая же, как на сопредельных равнинных площадях, либо несколько меньше. Основанием для такого суждения послужили результаты первоначальной интерпретации материалов ГСЗ по профилю Арысь – Балхаш и положительная региональная гравитационная аномалия в районе хребта. Выполненная же в настоящее время переинтерпретация материалов ГСЗ по упомянутому профилю показала увеличение мощности земной коры в осевой части хребта на 6–8 км. Как показал более тщательный анализ поля силы тяжести, региональный гравитационный максимум в значительной мере обусловлен недоучетом реальной плотности промежуточного слоя. Оставшаяся после учета реальной плотности промежуточного слоя положительная аномалия объясняется увеличением мощности "базальтового" слоя коры в пределах хребта, что также зафиксировано по профилю ГСЗ Арысь – Балхаш.

Сведения о глубине залегания и строении складчатого фундамента территории получены в результате проведенных в последние 15 лет буровых работ, сейсмо-разведки КМПВ и МОВ, гравитационных и аэромагнитных съемок. Комплексная интерпретация указанных геолого-геофизических материалов, наряду с учетом строения окружающих горных сооружений позволила составить тектоническую схему фундамента (рис. 2).

Как видно из этой схемы, глубина залегания поверхности фундамента изменяется в довольно широких пределах – от выходов на поверхность в горном обрамлении до 3 км в центральной части, отражая суммарную амплитуду тектонических движений за альпийский этап развития территории. Внутренняя структура фундамента достаточно сложна. Основными ее элементами являются области

Р и с. 2. Тектоническая схема домезозойского фундамента

1–3 – структурно-формационные зоны области неустойчивой каледонской консолидации, с преимущественным распространением: 1 – терригенных и карбонатных отложений девона – нижнего карбона; 2 – терригенных, карбонатных и вулканогенных отложений девона – нижнего карбона; 3 – терригенно-вулканогенных континентальных отложений верхнего палеозоя; 4 – область устойчивой каледонской консолидации с преимущественным распространением квазиplatformенных осадочных отложений среднего и верхнего палеозоя; 5 – область вари-сийской консолидации с преимущественным распространением терригенных, карбонатных, кремнистых и вулканогенных отложений силура – нижнего карбона; 6 – прогибы, выполненные терригенными континентальными отложениями верхнего палеозоя; 7 – тектонические швы – границы областей с разным возрастом консолидации и тектоническим режимом; 8 – основные разломы: а – проявленные только в фундаменте; б – проявленные в фундаменте и чехле; 9 – изогипсы по поверхности фундамента; 10 – выходы пород фундамента на поверхность



с различным возрастом консолидации и тектоническим режимом, состоящие в свою очередь из ряда структурно-формационных зон. Области и зоны разграничены региональными разломами длительного развития. В пределах территории установлены три области с различным возрастом консолидации и тектоническим режимом: с юго-запада — область варисцид Урала — Южного Тянь-Шаня, с северо-востока — область устойчивых каледонид Северного Тянь-Шаня и западной части Центрального Казахстана. Промежуточное между ними положение занимает область неустойчивой каледонской консолидации, включающая Большой Каратау и примыкающие к нему с юго-запада равнинные территории среднего течения р. Сырдарьи. Особенности тектоники перечисленных областей хорошо выражены в наборе формаций и структуре средне- и верхнепалеозойских образований. В части, относящейся к варисцидскому Урало-Южно-Тяньшаньскому поясу, они представлены широким набором вулканогенных и осадочных, в той или иной мере метаморфизованных пород, прорванных многочисленными интрузиями кислого, среднего и основного состава. В них развита весьма сложная складчатость, сопровождаемая разрывными нарушениями разных порядков и типов. Принципиально иная характеристика средне- и верхнепалеозойских образований на части территории, относящейся к области устойчивой каледонской консолидации. В этом районе они представлены почти исключительно осадочными (терригенными, карбонатными и галогенными) формациями, дислоцированными в пологие субплатформенные структуры, хорошо картируемые сейсморазведкой. Здесь также зафиксированы региональные разломы субвертикального характера с амплитудой перемещения в сотни метров.

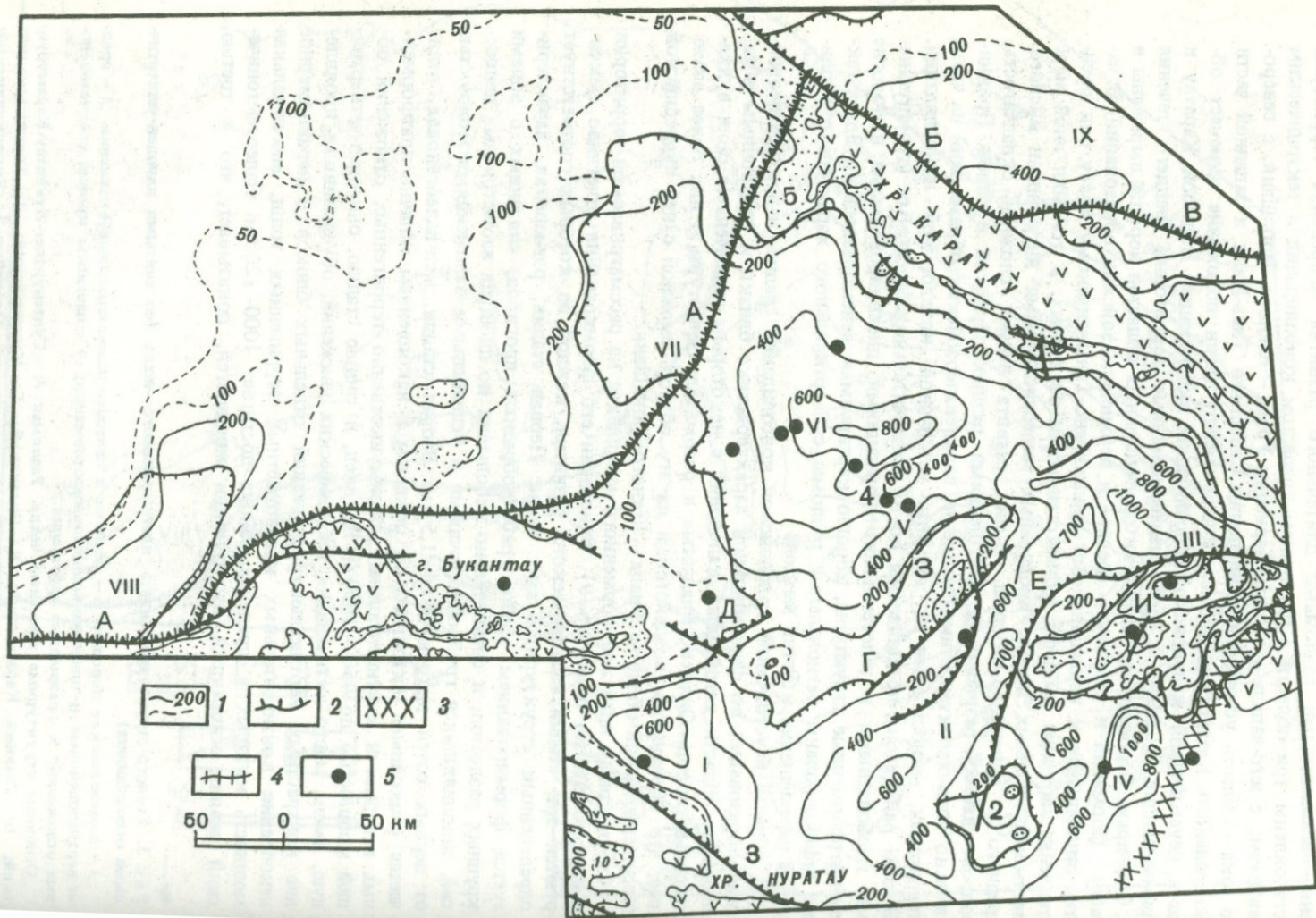
В области неустойчивой каледонской консолидации средне- и верхнепалеозойские образования по формационной характеристике близки к синхронным образованиям области устойчивых каледонид с некоторым увеличением роли вулканогенных пород. Однако складчатые и разрывные структуры в них более сложные, что объясняется воздействием на эту область смежной с ней варисцидской геосинклинальной областью Урала — Южного Тянь-Шаня.

Структурный план платформенного комплекса на рассматриваемой территории изучен достаточно полно [6—9]. В истории его формирования отчетливо фиксируются три стадии тектонического развития, каждой из которых соответствует определенный структурный ярус чехла. Первая стадия, рэт-юрская, характеризуется формированием узких грабенообразных прогибов, связанных с зонами крупных разломов, и сравнительно небольших по площади изометричных депрессий, заполнявшихся грубообломочными и угленосными отложениями мощностью от первых сотен метров до 1—1,5 км. Вторая стадия, мел-палеогеновая, отличается спокойным тектоническим режимом и накоплением типично платформенных морских и континентальных, преимущественно терригенных отложений общей мощностью до 1500—1800 м. Наконец, в третью стадию, олигоцен-четвертичную, имела место активизация тектонических движений, обусловившая проявление контрастных вертикальных движений отдельных блоков и неравномерное накопление континентальных красноцветных терригенных толщ, максимальная мощность которых в пределах района достигает 1000—1200 м. Палеотектонический анализ, основанный на изучении мощностей, показывает, что в третью,

Рис. 3. Геолого-структурная карта платформенного чехла (со снятыми плиоцен-четвертичными отложениями)

1 — домезозойские породы; 2 — меловые и палеоцен-нижнеэоценовые отложения; 3 — средне-верхнеэоценовые и олигоцен-миоценовые отложения; 4 — изогипсы кровли среднеэоценовых отложений; 5 — разрывные нарушения.

Основные структурные элементы чехла. Разломы: А — Султануздаг-Букантау-Карамурунский; Б — Главный Каратауский; В — Сузакский; Г — Каракатауский; Д — Торткудукский; Е — Чулинский; З — Сангрунтауский; И — Мансуратинский. Прогибы: I — Ергашкудукский; II — Байрумский; III — Арыский; IV — Келесский; V — Бердинский; VI — Жаугашский; VII — Урмекумский; VIII — Таджикизганский; IX — Сузакский. Поднятия: 1 — Чулинское, 2 — Чардаринское, 3 — Каракатауский вал, 4 — Балтакольско-Босагинский вал, 5 — Карамурунское



олигоцен-четвертичную, стадию были сформированы все основные структуры платформенного чехла.

Среди структур чехла выделены крупные прогибы и поднятия, а также ряд протяженных региональных разломов. Все они достаточно отчетливо фиксируются на структурной карте по кровле среднего эоцена (рис. 3) и карте мощностей олигоцен-четвертичных отложений (рис. 4). В расположении, морфологии и ориентировке прогибов и поднятий наблюдаются определенные закономерности. Прогибы, находящиеся вблизи горного обрамления, имеют вытянутую форму и ориентированы в целом параллельно хребтам и возвышенностям, к которым они примыкают. Таковы Арысский, Жаугашский и Сузакский прогибы, расположенные вдоль склонов Большого Каратау, Ергашкудукский и Таджикизганский прогибы, примыкающие к горам Центральных Кызылкумов. Вместе с тем в структурах внутренних частей района явно преобладают северо-восточные простирания. Отчетливое северо-восточное направление имеют Келесский, Байркумский, Бердинский прогибы, а также разделяющие их Чулинско-Чардаринская группа поднятий, Карактауский и Балтакольско-Босагинский валы. Урмекумский прогиб, расположенный дальше других структур от горного обрамления, имеет форму, близкую к изометричной, хотя в целом также ориентирован на северо-восток. На картах (см. рис. 3, 4) хорошо видна еще одна особенность структурного плана чехла — по мере приближения к хребтам Западного Тянь-Шаня, т.е. с северо-запада на юго-восток, возрастает линейность прогибов и поднятий, увеличиваются углы наклона их крыльев и градиенты изменения мощностей олигоцен-четвертичных отложений.

Среди разрывных нарушений чехла основное значение имеют три региональных разлома: Султануиздаг-Букантау-Карамурунский, Карактауский и Чулинский.

Отмеченные региональные разломы имеют общее северо-восточное простирание. Самый протяженный из них Султануиздаг-Букантау-Карамурунский. Он отчетливо фиксируется вдоль северных склонов гор Султануиздаг и Букантау [10], срезая южный борт Таджикизганского прогиба, затем пересекает западную часть Восточных Кызылкумов, разделяя здесь Жаугашский и Урмекумский прогибы, и доходит до гор Карамурун, расположенных на северо-западном окончании Большого Каратау. Вблизи горных сооружений данный разлом закартирован геологическими съемками, а в Восточных Кызылумах установлен по сейсморазведочным и буровым данным под плиоцен-четвертичными песками. Четкое отображение находит разлом и на космических снимках. Амплитуда разлома в разных его частях неодинакова. Вблизи Султануиздага и Букантау она достигает по кровле отложений среднего эоцена 400–600 м, уменьшаясь в Восточных Кызылумах и в районе Карамуруна до первых десятков метров.

Карактауский разлом проходит вдоль юго-восточного крыла Карактауского вала, отделяя его от соседнего с юго-востока Байркумского прогиба. В районе гор Карактау (Восточные Кызылумы) под острым углом к отмеченному основному разлому подходит оперяющий разлом. Оба разлома достаточно уверенно зафиксированы геологической съемкой, бурением и сейсморазведкой по меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям, по которым их амплитуда составляет от 300–500 м до первых десятков метров. Карактауский разлом надежно прослежен на расстоянии около 200 км, однако не исключено, что дальнейшими исследованиями он может быть протрассирован на северо-восток и юго-запад вплоть до юго-западного склона Большого Каратау и северо-восточного склона хребта Нуратау.

Чулинский разлом также отчетливо прослежен геологическими съемками, бурением и сейсморазведкой вдоль западного и северного края Чулинско-Чардарин-

Рис. 4. Карта мощностей олигоцен-четвертичных отложений

1 — изопахиты олигоцен-четвертичных отложений, основные и дополнительные; 2 — граница распространения олигоцен-миоценовых отложений под плиоцен-четвертичными; 3 — граница собственно орогенной области; 4 — граница суборогенной области; 5 — эпицентры сильных землетрясений. Остальные условные обозначения те же, что к рис. 3

ской группы поднятий, отделяя ее с запада от Байркумского, а с севера от Арысского прогибов. На юге разлом начинается от Чардаринской ГЭС, а на севере проходит в 3–5 км севернее ст. Бадам (северный край горы Уртабас) и города Чимкента, переходя далее на востоке в предгорную зону разломов вдоль северо-западного склона Угамского хребта. Амплитуда этого разлома наиболее значительная в районе горы Уртабас и г. Чимкента, где она по поверхности фундамента составляет не менее 1300–1500 м, а по меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям многие сотни метров. В южной части амплитуда разлома уменьшается по всем горизонтам чехла и вблизи Чардаринской ГЭС составляет примерно 100–150 м.

Приведенные особенности структуры чехла свидетельствуют о неравномерном проявлении на рассматриваемой территории олигоцен-четвертичных тектонических движений. По степени интенсивности этих движений здесь могут быть выделены две основные области – северная и южная, разделенная Султануиздаг-Букантау-Карамурунским, Главным Каратауским и Сузакским разломами. Юго-восточная граница южной области прослеживается по Западно-Тяньшаньскому поперечному шву – глубинному разлому северо-восточного простирания, проходящему в основном за пределами рассматриваемого района – от юго-западных предгорий Гиссара через районы городов Самарканда и Ташкента до г. Джамбула [11–15]. В пределах южной области по характеру проявления олигоцен-четвертичных движений выделяются зоны северо-восточного простирания, разделенные Чулинским и Карактауским региональными разломами (см. рис. 4).

В северной области олигоцен-четвертичные движения характеризуются небольшими амплитудами и слабой дифференциацией, т.е. являются типично платформенными. В южной части данной области расположены неглубокие прогибы – Таджиказганский, Урмекумский, Сузакский, – формирование которых связано с более активными движениями в южной области. Мощности олигоцен-четвертичных отложений в отмеченных прогибах составляет 200–400 м.

В южной области градиенты мощностей континентальных олигоцен-четвертичных отложений более высокие, а их мощность в прогибах превышает 1000 м. Вслед за некоторыми исследователями [16–18] она может быть отнесена к типу суборогенных.

Наконец, далее к юго-востоку, за линией Западно-Тяньшаньского поперечного шва, распространена типичная орогенная область Тянь-Шаня с амплитудами перемещения блока коры за олигоцен-четвертичное время в несколько километров. Из сказанного вытекает, что по Султануиздаг-Букантау-Карамурунскому разлому и далее по Каратау-Сузакской системе разломов (см. рис. 4) следует проводить границу крупнейших структур земной коры – эпипалеозойской платформы и эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня. Подтверждается такой вывод и изменением общей мощности коры: к северо-западу и юго-востоку от упомянутой линии она составляет соответственно меньше и больше 42 км.

В свете изложенного проанализируем имеющиеся данные по сейсмичности рассматриваемой территории [1, 2, 14, 16, 19]. Прежде всего отметим, что эпицентры всех зафиксированных землетрясений расположены в орогенной и суборогенной областях. При этом большинство эпицентров землетрясений тяготеет к зонам разломов (с учетом точности привязки эпицентров более 50 км). Высокой сейсмичностью отличается Чулинский разлом. В его зоне произошли 6–7-балльные землетрясения в 1967 и 1974 гг. [1, 2]. Землетрясение силой 7 баллов отмечено в 1929 г. на ст. Чиили, расположенной в зоне Султануиздаг-Букантау-Карамурунского разлома [19].

Приведенные в статье данные должны привлечь внимание сейсмологов к более детальному изучению сейсмичности суборогенной области. Наиболее сейсмоопасной представляется территория, прилегающая к Чулинскому разлому. Здесь расположены города Чимкент, Ленгер, Арысь и сосредоточена большая часть населения и промышленные предприятия Чимкентской области. По сейсмоопасности этот район сопоставим с Ташкентским, поэтому здесь необходимо приступить

к планомерным сейсмологическим исследованиям и работам по микросейсмо-районированию в районах строительства. В сферу этих работ необходимо включить и юго-западные предгорья Большого Каратау вплоть до гор Карамурун. Остальные площади пустынь, поэтому от детальных работ по их изучению можно воздержаться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
2. Б.М. Уразаев, А. Нурмагамбетов и др. Сильные землетрясения юга и юго-востока Казахстана за 1973–1974 гг. "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1974, № 4.
3. Геология СССР, Т. X. Южный Казахстан. М., "Недра", 1964.
4. Ф.Х. Зуннунов, М.А. Ахмеджанов и др. Геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Средний Тянь-Шань). – "Геотектоника", 1974, № 1.
5. Н.Я. Куни, А.П. Иванов, В.И. Шацлов. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1970, № 6.
6. В.А. Быкадоров. Палеогеновые отложения Кызылкумской впадины. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Ташкент, 1970 (Ташкентский гос. ун-т).
7. М.И. Варенцов, В.И. Дитмар и др. Тектоника и сравнительная характеристика нефтегазоносных впадин Туранской плиты. – В сб.: Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты. М., "Наука", 1970.
8. Ш.Е. Есенов, В.А. Быкадоров и др. Мезо-кайнозойская структура и перспективы газонефтеносности Кызылкумской впадины. – В сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М., "Наука", 1966.
9. Н.Я. Куни. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М., "Недра", 1968.
10. К.К. Пятков, И.А. Цыановская и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, "Фан", 1967.
11. А.Г. Бабаев. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., "Недра", 1966.
12. А.А. Борисов. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
13. О.М. Борисов. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. – "Узб. геол. ж.", 1962, № 2.
14. Карта новейшей тектоники юга СССР. Глав. ред. Л.П. Полканова. М., изд. ГУГК при СМ СССР, 1972.
15. Б.Б. Таль-Вирский. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). – В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., "Наука", 1964.
16. В.Н. Крестников. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое. – "Сов. геол.", 1961, № 7.
17. Н.А. Крылов. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии. – В сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М., "Наука", 1966.
18. О.А. Рыжков, Ш.Д. Давлятов и др. Альпийская тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности Узбекистана. – В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., "Наука", 1965.
19. Б.А. Петрушевский. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.

А.Н. АНТОНЕНКО, О.В. СЕРГЕЕВ

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ВЗРЫВАМИ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

Поиски и разработка методов прогноза времени возникновения землетрясений включают многосторонние геофизические и геологические исследования. Одним из направлений таких исследований является изучение изменения во времени скоростных параметров среды в пределах возможных очаговых зон.

В период 1972–1974 гг. Институт геологических наук АН КазССР провел в пределах Алма-Атинского опытного геофизического полигона с интервалом в 11–12 месяцев три цикла наблюдений за вариациями скоростей упругих волн, возбуждаемых специально производимыми взрывами.

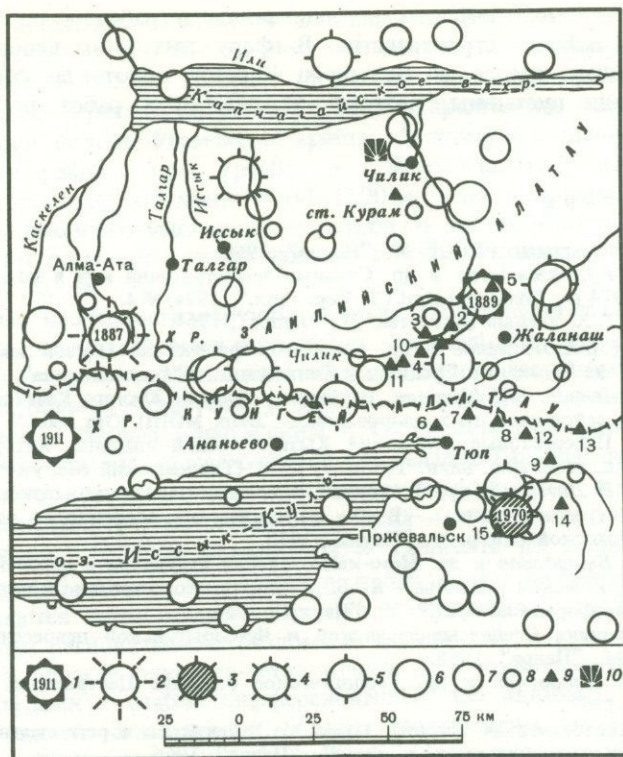


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений и пункта взрыва

1 — эпицентр землетрясения 17-го энергетического класса; 2 — то же, 16-го класса; 3 — то же, 15-го класса; 4 — то же, 13-го класса; 5 — то же, 12-го класса; 6 — то же, 11-го класса; 7 — то же, 10-го класса; 8 — то же, 9-го класса; 9 — пункт регистрации сейсмических колебаний; 10 — пункт взрыва

Район исследований расположен в пределах хребтов Кунгей и Заилийский Алатау примерно по линии пос. Чилик — г. Пржевальск и выбран на основании анализа сеймотектонической обстановки и распределений эпицентров землетрясений за последние годы. Участок наблюдений по сейсмологическим данным характеризуется повышенной активностью.

Система наблюдений. Для сейсмического просвечивания очаговых зон хребта Заилийского Алатау наблюдения проводились на его южных склонах в пределах широтного течения р. Чилик; для изучения очаговых зон хребта Кунгей Алатау пункты регистрации устанавливались в долине р. Тюп. Пункт взрыва был выбран на южном берегу Капчагайского водохранилища (рис. 1). Пункты наблюдений как северной, так и южной групп располагались по субширотным кусочнонепрерывным профилям. Расстояние до северной группы пунктов регистрации от источника упругих колебаний составляет 70–75 км, южной — 100–110 км. Расчеты показывают, что глубина наибольшего проникновения сейсмического луча рефрагированной волны для южной группы стоянок составляет 10 км, для северной — 6–7 км.

Принятая система верных наблюдений выбрана из соображений, обеспечивающих с наибольшей вероятностью пересечение сейсмическими лучами исследуемой очаговой зоны на разных глубинах с достаточно большой областью захвата в плане. Кроме этого, при выборе системы наблюдений учитывались особенности горного рельефа участка работ, возможности установки приемной аппаратуры, разметка сейсмических кос и т.д.

Возбуждение упругих колебаний осуществлялось из специально подготовленного котлована глубиной 5,6 м, заполняемого водой. Грунт рыхлый, наносный.

Данный вариант возбуждения принят в связи с тем, что при больших зарядах, как показывает опыт, условия возбуждения упругих колебаний в котловане значительно стабильнее, чем из группы скважин. Вес заряда составлял 3–6 т ВВ для северной группы пунктов наблюдений и 5–10 т – для южной. В период трех циклов наблюдений было произведено 18 взрывов (табл. 1).

Для осуществления контроля за частотными и амплитудными параметрами взрыва, а также для записи сигналов точного времени и отметки момента взрыва в 300 м от источника возбуждения колебаний устанавливалась малокабельная регистрирующая аппаратура с широкополосной частотной характеристикой. Сейсмографы были установлены на двух бетонных постаментов. С помощью этой аппаратуры предполагался также учет возможного дрейфа времени, вызванного изменением условий в ближайших окрестностях взрыва и смещением точки погружения заряда в котловане. Как будет показано ниже, учет такого дрейфа может быть осуществлен с большей точностью при расположении станции на большем расстоянии от пункта взрыва. Желательно также расположение ее сейсмографов на скальных выходах коренных пород. Поэтому, начиная с третьего цикла наблюдений, в 16 км от пункта взрыва была организована дополнительная станция контроля и записи отметки момента взрыва (ст. "Курам").

Регистрирующая аппаратура. Для регистрации упругих колебаний в пунктах приема использовались 48-канальные сейсмические станции "Поиск"-48-КМПВ, имеющие осциллографный и магнитный тракты и высокоточные кварцевые стабилизаторы частоты. Запись осуществлялась как на фотобумагу, так и на магнитную пленку. Частотная характеристика сейсмического тракта обеспечивает

Таблица 1

Дата и время взрыва (московское)	Вес заряда, т	Станция контроля у пункта взрыва		Станция "Курам"
		Время прихода волн к I постаменту, сек	Время прихода волн ко II постаменту, сек	Время прихода волн первых вступлений, сек
1972 г.				
16 октября 14 ^h 59'58,270''	1,5	0,200	—	—
18 " 09 ^h 00'03,663''	1,5	0,200	—	—
20 " 12 ^h 59'57,000''	3,0	0,206	—	—
22 " 13 ^h 59'57,289''	3,0	0,202	—	—
25 " 12 ^h 59'57,352''	5,0	0,196	—	—
27 " 11 ^h 59'56,968''	5,0	0,200	—	—
1973 г.				
8 сентября 06 ^h 59'57,348''	2,9	0,187	—	—
9 " 12 ^h 59'57,360''	2,9	0,185	—	—
12 " 12 ^h 59'57,243''	3,0	0,193	—	—
12 " 15 ^h 59'57,352''	3,0	0,200	—	—
14 " 13 ^h 59'57,618''	6,0	0,180	—	—
19 " 06 ^h 59'58,075''	5,0	0,192	—	—
21 " 07 ^h 59'57,974''	5,0	0,197	—	—
24 " 09 ^h 59'57,770''	10,0	0,184	—	—
27 " 06 ^h 59'57,639''	10,0	0,184	—	—
1974 г.				
27 сентября 11 ^h 59'57,193''	3,0	0,180	0,152	3,797
2 октября 08 ^h 59'57,187''	3,0	0,170	0,142	3,798
5 октября 12 ^h 59'57,100''	3,0	0,170	0,140	3,797

запись сигнала с частотой 6–22 гц. Передача отметки момента взрыва осуществлялась по радио.

Сейсмические косы были смонтированы так, что регистрация вертикальной составляющей колебаний Z осуществлялась в 28 точках с шагом 100 м; горизонтальная компонента X регистрировалась через 300 м, в 11 точках, а горизонтальная компонента Y — в 4 точках установки. В качестве датчиков использовались сейсмоприемники СВ 1–10 и СГ 1–10 с собственной частотой 10 гц. На один канал включалось три сейсмоприемника СВ 1–10 или два прибора СГ 1–10. С целью исключения возможного сдвига фаз за каждым регистрирующим каналом была закреплена постоянная группа сейсмоприемников, использовавшаяся при всех циклах наблюдений.

В комплект аппаратуры контроля за взрывом входили осциллограф ПОБ-12М с модернизированной высокоточной системой маркировки, сейсмографы НСП-3М и УСФ 3М.

Установка сейсмоприемников. Для уверенной стабилизации условий приема часть приемников при каждом зондировании (азимутальные установки) располагалась на бетонных постаментов, заглубленных на 30–50 см. Один или несколько монолитов в пределах одной позиционной установки располагались на скальных выходах коренных пород.

Ориентировка сейсмических кос. Она осуществлялась по методике пространственных сейсмических зондирований, что обеспечивало наряду с измерением временных характеристик регистрируемых волн также возможность их обработки с целью изучения строения земной коры. Одна коса ориентировалась на пункт взрыва, образуя продольный профиль, вторая — вдоль склонов хребтов, образуя серию поперечных профилей.

Система определения времени и точность наблюдений. Очевидно, что точность и надежность определения времени при проводимых исследованиях являются определяющими, и от того, насколько надежно оцениваются времена вступления волн, зависит достоверность всех последующих построений. Поэтому контролю точности отводилась решающая роль на всех этапах полевого эксперимента.

Перед началом полевых работ с особой тщательностью проводилась оценка амплитудной и фазовой идентичности всего сейсмического тракта на основании записи взрыва при стандартной величине заряда и реальном расстоянии до регистрирующей аппаратуры. Запись взрыва с целью контроля идентичности осуществлялась путем установки всех сейсмоприемников в забетонированную траншею.

Все взрывы производились по сигналам точного времени, которые записывались на станции контроля у пункта взрыва и на станции наблюдения. Кроме этого, записывались момент взрыва заряда и кодированные сигналы отметки момента взрыва. Таким образом, обеспечивался независимый двухкратный контроль времени. Скорость развертки составляла 20 см/сек, что легко обеспечивало отсчет времени не хуже 0,001 сек.

На точность определения дрейфа времени прохождения упругой волны, вызванного изменением напряженного состояния среды, влияет несколько факторов.

1. Погрешность отсчета времени прихода упругой волны по сейсмограмме. Результаты многократной обработки сейсмограмм показали, что разброс времени при повторных измерениях составляет не более ± 1 мсек.

2. Дрейф времени, вызванный изменением условий на пункте взрыва (изменение свойств среды в ближайшей окрестности взрыва за счет необратимых процессов, вызванных самим взрывом, изменение влагонасыщенности грунта и др.).

Исключение этой ошибки вначале предполагалось осуществлять путем учета изменения времени вступления волны на участке котлован — ближний постамент, так как считалось, что изменение условий взрыва будут одинаково сказываться на время регистрации упругих волн у пункта взрыва и на полевых станциях, что даст возможность при оперировании разницей времени прихода исключить эти

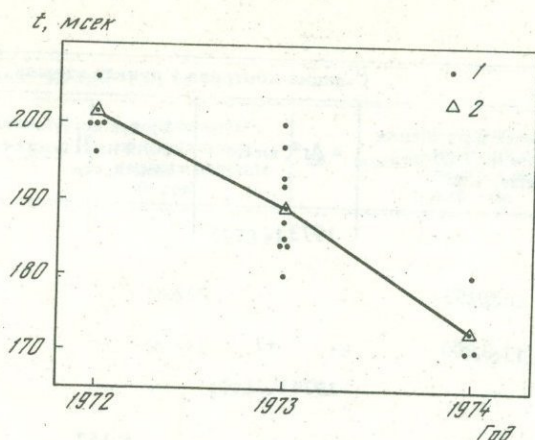


Рис. 2. Изменение времени пробега первых волн на станции контроля у пункта взрыва
 1 — наблюдаемое время отдельных взрывов; 2 — среднее значение времени в период цикла наблюдений

ошибки. Однако опыт первых двух циклов работы показал, что это предположение верно не во всех случаях. Как выяснилось, дрейф времени вызывается двумя группами причин: 1 — погрешностью между срабатыванием устройства отметки момента взрыва (петлей) и самим взрывом за счет разной скорости детонации ВВ и разного времени срабатывания детонаторов; 2 — изменением условий взрыва (смещением точки погружения заряда, разуплотнением пород в ближайшей окрестности взрыва и др.). Погрешности, вызванные первой группой причин, вносят одинаковые искажения во время прихода упругих волн независимо от района наблюдений, тогда как вторая группа причин влияет в основном на значение времени, отсчитываемое на станции контроля у пункта взрыва. При смещении точки взрыва в плане на 15–20 м в регистрации времени прихода упругих волн первых вступлений на пункте взрыва будет вноситься ошибка в 25–30 мсек, так как волна распространяется в самой верхней части разреза со скоростью, равной 600–800 мсек; на дальних стоянках такое смещение взрыва вызовет погрешности в 2–3 мсек.

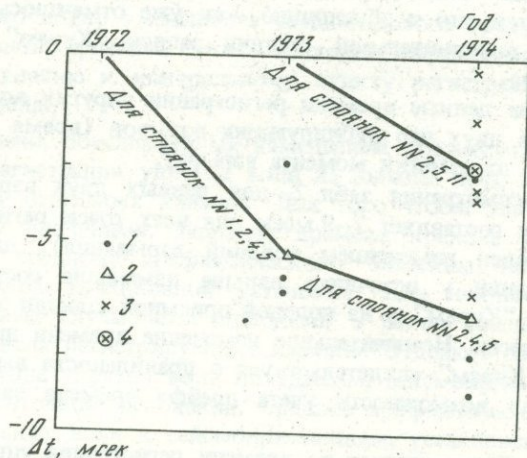


Рис. 3. Изменение времени Δt пробега продольных волн на участке: пункт взрыва — полевая станция в различные циклы наблюдений

1 — значение изменения времени на отдельных стоянках по отношению к наблюдениям 1972 г.; 2 — среднее значение изменения времени между циклами по отношению к наблюдениям 1972 г.; 3 — значение изменения времени на отдельных стоянках по отношению к наблюдениям 1973 г.; 4 — среднее значение изменения времени между циклами по отношению к наблюдениям 1973 г.

Таблица 2

Дата и время взрыва (москowsкое)	Станция контроля у пункта взрыва			
	Время вступления волн на I постаменте, сек	Δt^* , мсек	Время вступления волн на II постаменте, сек	Δt^* , мсек
		1973 г.		
12 сентября 13.00	0,193	-	-	-
12 сентября 16.00	0,200	+7	-	-
		1974 г.		
27 сентября 12.00	0,180	-	0,152	-
2 октября 09.00	0,170	-10	0,142	-10
		1973 г.		
12 сентября 13.00	0,193	-	-	-
12 сентября 16.00	0,200	+7	-	-
		1974 г.		
27 сентября 12.00	0,180	-	0,152	-
2 октября 09.00	0,170	-10	0,142	-10

* Разница времен прихода волн взрывов-дублеров к соответствующим точкам наблюдения.

Таким образом, на основании экспериментальных исследований было установлено, что регистрирующая станция у пункта взрыва не вполне обеспечивает учет возможных погрешностей, что и обусловило, как уже отмечалось выше, необходимость организации дополнительной станции записи "Курам" на расстоянии 16 км от пункта взрыва.

В табл. 2 приведены данные времени регистрации упругих волн в различных точках наблюдения для двух пар дублирующих взрывов (время на всех сейсмограммах отсчитывалось от отметки момента взрыва).

Как следует из рассмотрения табл. 2, для первых двух взрывов изменение времени прихода волн составляет 7-9 мсек для всех точек регистрации (дрейф, по-видимому, обусловлен изменением условий взрывания); для второй пары взрывов при наблюдении у источника взрыва изменение составляет 10 мсек, тогда как на станции "Курам" и на полевой приемной станции зарегистрированы изменения всего в 1 мсек. Незначительное изменение времени прихода волны на пункте наблюдения "Курам" свидетельствует о правильности выбора этой точки регистрации в смысле возможности учета дрейфа времени за счет изменений условий взрыва.

Статистическая обработка данных по времени регистрации упругих волн вблизи источника и изменения времени регистрации волн, наблюдаемых полевыми станциями, дает основание сделать вывод, что ошибки, обусловленные погрешностями детонации ВМ, не превышают 2-3 мсек, а ошибки из-за изменения условий взрыва, как указывалось ранее, мало влияют на результаты наблюдений полевыми станциями. Этот вывод сделан на основании того, что время регистрации упругой волны у источника взрыва колеблется от среднегодового в преде-

Станция "Курам" с/ст № 12				с/ст № 50	
Время прихода волн первых вступлений, сек	Δt^* , мсек	Среднее время прихода волн первых вступлений, сек	Δt^* , мсек	Среднее время прихода волн первых вступлений, сек	Δt^* , мсек
1973 г.					
-	-	10,663	-	10,502	-
-	-	10,671	+8	10,511	+9
1974 г.					
3,797	-	-	-	10,477	-
3,798	+1	-	-	10,478	+1
1973 г.					
-	-	10,663	-	10,502	-
-	-	10,671	+8	10,511	+9
1974 г.					
3,797	-	-	-	10,477	-
3,798	+1	-	-	10,478	+1

лах ± 10 мсек (рис. 2), тогда как время регистрации волн полевыми станциями — в пределах ± 3 мсек (рис. 3).

На рис. 2 четко видно уменьшение среднего времени регистрации волн. Вероятно, основной причиной этого является перемещение точки погружения заряда по направлению к контрольному пункту регистрации за счет увеличения размеров котлована.

3. Дрейф времени, обусловленный изменением сейсмогеологических условий в точке полевой регистрации упругих волн на выходе луча, включая и аппаратные погрешности отдельных каналов. Для того чтобы уменьшить погрешности, вызванные этими причинами, вариации времени прихода упругих волн рассчитывались по их среднему арифметическому значению, полученному для всех каналов на каждой позиционной установке. Для исключения экстремальных значений, вызванных случайными ошибками, в расчет среднего значения бралось 70% от общего числа регистрирующих каналов. Отдельно рассчитывалось изменение времени прихода упругих волн по трассам, сейсмоприемники которых были установлены на бетонном основании. Средние арифметические значения времени прихода сейсмических волн к сейсмоприемникам, установленным на бетоне, и к сейсмоприемникам, установленным на грунте, отличаются между собой менее 1 мсек, что позволяет сделать вывод об отсутствии погрешностей, вызванных систематическими ошибками в установке сейсмоприемников и сезонными изменениями физических свойств осадочных пород в районе точки наблюдения.

4. Погрешности радиоканала. Как выяснилось в процессе исследований, сигналы точного времени, передаваемые разными широкополосными станциями, имеют между собой временной сдвиг в пределах 4–5 мсек, учет которого важен

при отсчете времени прихода упругих волн. Для того чтобы избежать ошибок, связанных с этой причиной, необходим либо учет этой разницы, либо прием всеми станциями записи сигналов точного времени, передаваемых одной и той же передающей радиостанцией.

Анализ всех возможных ошибок, вызываемых описанными выше и другими причинами, показывает, что точность вычисления дрейфа времени, связанного с изменением физических свойств очаговой зоны, за период 1972–1974 гг. можно считать равной ± 3 мсек.

В дальнейшем, при оперировании разницей времен прихода упругих колебаний, зарегистрированных полевыми станциями и станцией "Курам", точность работ может быть доведена до ± 1 мсек.

Обсуждение результатов. При сравнении записей трех циклов наблюдений рассматривались только результаты, полученные на ближних стоянках, расположенных в долине р. Чилик, так как в наблюдениях на Иссыккульском участке был перерыв. Анализ сейсмограммных материалов показывает, что зарегистрированная волновая картина в общем виде типична для районов со сложной геолого-тектонической обстановкой. В первых вступлениях регистрируется четкая рефрагированная волна со скоростью порядка 5,5–6,0 км/сек. Ее кажущаяся скорость равна средней лучевой скорости.

Полученные результаты показывают, что время прихода волн, регистрируемых в первых вступлениях, уменьшилось по всем пунктам наблюдений за период 1972–1973 гг. в среднем на 5 мсек, а за 1973–1974 гг. — еще на 3 мсек. В целом для всего участка за время исследований (2 года) время прихода волн уменьшилось на 7–8 мсек (см. рис. 3). Эта величина превышает возможную величину ошибки исследований и свидетельствует, по-видимому, о процессе увеличения тектонических напряжений в области, расположенной к северу от широтного течения р. Чилик, т.е. в той части хребта Заилийского Алатау, которая ограничена траекториями наблюдаемых сейсмических лучей.

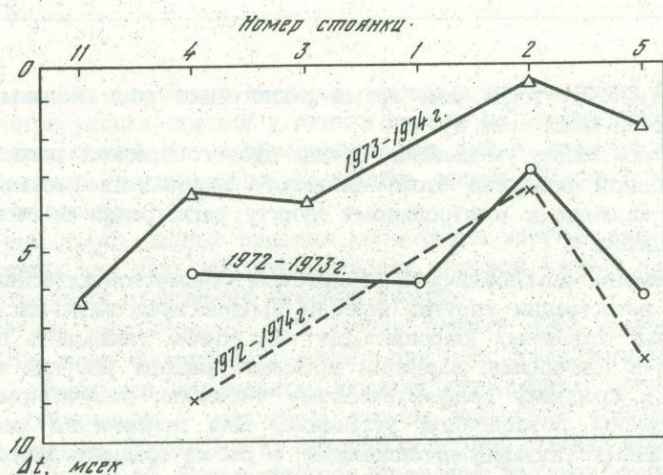


Рис. 4. Графики изменения времени (Δt) пробега продольных волн на отдельных стоянках наблюдений

Анализ изменения времени прихода волн отдельно на каждой стоянке показывает, что вариации меньше при прохождении волн через центральную область исследуемого участка по сравнению с таковыми в периферийных областях (рис. 4). Наибольшее изменение времени прихода волн наблюдается на западной окраине исследуемого района. Это дает возможность предположить, что район наибольших напряжений расположен к западу от участка, пересекаемого траекториями регистрируемых сейсмических лучей.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА КИРГИЗИИ И СЕЙСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Территория Киргизии входит в область интенсивного горообразования юга СССР. В ее пределах новейшим орогенезом были охвачены две различные предновейшие структурные области: эпигерцинский щит, располагающийся к северо-востоку от Таласо-Ферганского трансорогенного разлома, т.е. Северный, Срединный и Центральный Тянь-Шань [1] и эпигерцинская плита [2], лежащая к юго-западу от названного разлома (Юго-Западный Тянь-Шань), как это изображено на схеме районирования (рис. 1). Таким образом, новейшие орогенетические движения, начавшиеся с верхнего олигоцена и продолжающиеся до настоящего времени, пришли на смену платформенному или субплатформенному режиму. Поэтому рассматриваемая территория целиком относится к эпиплатформенному орогену [3]. В большинстве случаев новейшие поднятия совпадают с антеклизмами, а новейшие впадины — с синеклизмами предыдущего этапа, как, например, Чаткало-Кураминское и Туркестано-Алайское поднятия, чередующиеся с Ферганской и Алайской впадинами, что указывает на определенную унаследованность новейших тектонических движений [4]. Однако широко известны случаи несовпадения новейших структурных зон с таковыми предшествующих этапов. Например, Чуйская впадина или западная часть Иссыккульской впадины наложены на различные доновейшие структурные зоны.

Основной характеристикой новейших тектонических движений являются знак (поднятие или прогибание) и общая их направленность, которая сказывается на

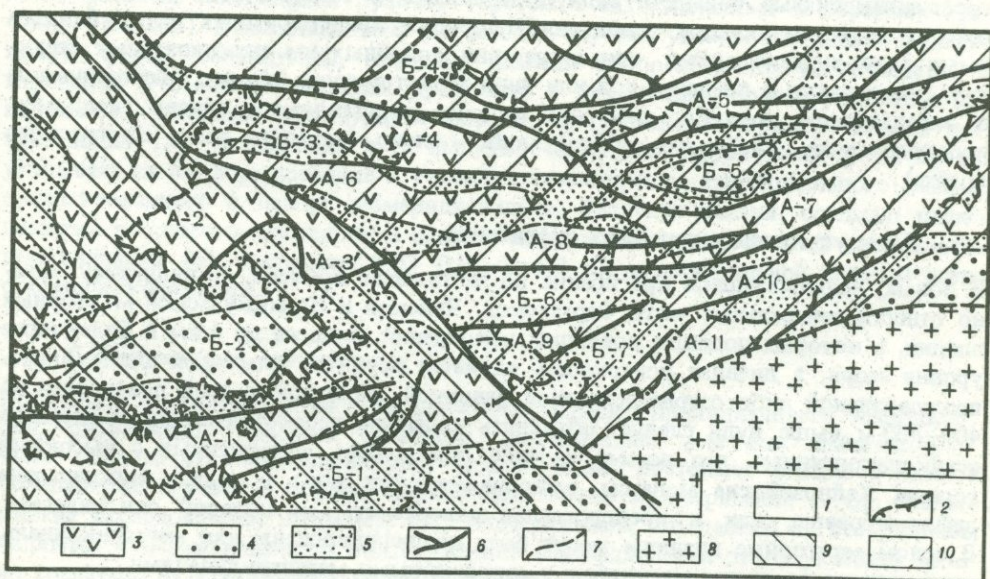


Рис. 1. Схема районирования по данным новейшей тектоники

Новейшие структурные области: 1 — платформа; 2–7 — ороген: 2 — граница новейшего орогена; 3 — зоны устойчивых новейших поднятий; 4 — зоны устойчивых новейших прогибаний; 5 — зоны неогеновых прогибаний, вовлеченные в поднятия с плейстоцена; 6 — некоторые важнейшие разломы; 7 — границы новейших структурных зон; 8–10 — предновейшие структурные области: 8 — эпипротерозойская платформа; 9 — эпигерцинская плита; 10 — эпигерцинский щит

Основные новейшие поднятия (мегантиклинали): А-1 — Туркестано-Алайская; А-2 — Чаткало-Кураминская; А-3 — Ферганская; А-4 — Киргизская; А-5 — Заилийско-Кунгейская; А-6 — Таласко-Сусамырская; А-7 — Терскойская; А-8 — Молдотауская; А-9 — Атбашинская; А-10 — Нарынтау-Борколдойская; А-11 — Кокшаальская.

Межгорные впадины (мегасинклинали): Б-1 — Алайская; Б-2 — Ферганская; Б-3 — Талаская; Б-4 — Чуйская; Б-5 — Иссыккульская; Б-6 — Карынская; Б-7 — Аксайская

протяжении новейшего этапа в разрастании поднятий не только ввысь, но и вширь за счет сокращения смежных впадин. В настоящее время уже не существует впадины, которая не была бы в той или иной мере редуцирована. Степень редукции может быть самой различной: от начальной, когда размеры впадины уменьшены за счет вовлечения в поднятие лишь ее периферийных зон или узких внутривпадинных полос, до полной, когда впадина, как таковая, нацело теряет свое выражение в рельефе (морфоструктурность) и вырисовывается лишь по взаимоотношению разновозрастных толщ и их тектонике. Именно поэтому на схеме районирования (см. рис. 1), с одной стороны, выделены зоны устойчивых поднятий, а с другой — не только зоны устойчивых прогибаний, но и зоны неогеновых прогибаний, вовлеченные в поднятие с плиоцен-плейстоценового времени.

Зоны устойчивых поднятий

Поднятия, зародившиеся в олигоцен-миоцене, орографически представлены хребтами, горами или горными массивами. Это высоко поднятые по отношению к днищам впадин глыбы, сложенные домезозойскими образованиями, о новейшей структуре которых можно судить по деформации предорогненной выровненной поверхности (пенеплену), рвущим его разрывам, а отчасти и по дислокациям более молодых, орогенных, поверхностей выравнивания. Наличие пликативных и дизъюнктивных деформаций позволяет такие структуры называть горст-антиклиналями, глыбовыми складками, или складками основания [1]. Внушительные размеры этих структур заставляют именовать их мегантиклиналями, среди которых можно выделить простые, представленные единой антиклиналью или горст-антиклиналью большего радиуса кривизны, а также сложные, которые состоят из серии складок основания III порядка, представленных тесно сближенными горст-антиклиналями, при отсутствии подобных им синклинальных структур. Эти складки в пределах той или иной мегаструктуры обычно эшелонированы в определенном порядке: либо они кулисно подставляются вправо (например, восточная часть Алайского хребта), либо — влево (западная часть Киргизского хребта).

Зоны устойчивых новейших прогибаний

К зонам, испытывающим прогибание до настоящего времени, по-видимому, можно отнести центральные части Ферганской, Чуйской и Иссыккульской межгорных впадин, в которых подошва новейших накоплений опущена до 4 км и более ниже уровня моря, а дневная поверхность является первично пластовой аллювиально-пролювиальной либо озерно-дельтовой равниной. Нахождение этой поверхности на 400—800 м выше нуля следует объяснять явлением перекомпенсации прогибания осадконакоплением, что весьма типично для впадин, сопряженных с высокими горами. Кайнозойские молассы, выполняющие эти зоны, в общем синклинально деформированы, как и предорогненная поверхность, на которой они залегают. В целом межгорные впадины могут быть квалифицированы как мегасинклинали, соизмеримые по своим масштабам с сопряженными мегантиклиналями.

Зоны неогеновых прогибаний, вовлеченные в поднятие с плиоцен-плейстоцена

К зонам неогеновых прогибаний относятся прежде всего периферийные части вышеназванных впадин, которые, будучи втянутыми в поднятие с плиоцена, образовали к настоящему времени узкие ступени высоких предгорий, а со среднего плейстоцена — широко развитые низкие предгорья, или адыры. Если в поднятие втягивались внутренние зоны впадин, то образовывались внутренние адыры или диагональные перемычки, как, например, Андижанские адыры в Ферганской впадине и т.п. Внутренние адыры представляют собой кулисно эшело-

нированные брахиантиклинали, конседиментационно растущие на протяжении большей части новейшего этапа.

Межгорные впадины типа Нарынской и Алайской нами целиком рассматриваются под этой рубрикой на том основании, что гипсометрическое положение их современной дневной поверхности около 2000 м в первой и 3000 м во второй, очевидно, нельзя объяснить одной лишь перекомпенсацией. Приходится полагать, что в настоящее время этим структурам уже не свойственны движения отрицательного знака. Особо следует упомянуть о южной части Алайской межгорной впадины — Предпамирском прогибе, на месте которого за плиоцен-четвертичное время сформировался Заалайский хребет, высота которого в отдельных местах превышает 7 км.

Примером значительно редуцированных впадин могут служить Турукская, Верхне-Нарынская и другие внутригорные впадины, которые по своим размерам не могут быть отнесены к мегаструктурам. Они располагаются либо на границе двух тесно сближенных мегантиклиналей, либо в пределах одной из них.

Общий размах вертикальных движений для Киргизии определяется до 13–14 км (от – 6 км в Ферганской впадине до +7 км в Сары-Джаском и Заалайском хребтах). Чаще всего сопряженные мегаструктуры граничат по краевым долгоживущим разломам, частью унаследованным с древних эпох тектогенеза, частью являющимся новообразованием. В отдельных случаях амплитуды дифференциальных перемещений крыльев разломов доходят до 3–4 км за новейший этап. В современной структуре Киргизии почти неизвестно нормальных сбросов, а следовательно, и рифтовых зон. Чаще всего распространены взбросы, менее — надвиги, подвиги и сдвиги. Поэтому среди новейших структурных форм более всего развиты комбинации прямых горстов с антиклиналями и обратных грабен (рампов) с синклиналями. Во многих случаях удается наблюдать козырьковую форму сместителей, крутизна падения которых резко увеличивается с глубиной. К имеющимся зонам дробления и растяжения, ориентированным поперечно к основным структурным формам, приурочены поперечные колена речных долин [5]. Ассоциация всех вышеперечисленных структурных форм прямо указывает на их формирование в условиях значительного тангенциального сжатия, ориентированного в целом субмеридионально. Величина сжатия, согласно нашей попытке ее подсчета посредством анализа деформаций предороженной поверхности выравнивания [6], составляет 0,03–0,05, или 3–5% первоначальной ширины всего орогенического пояса.

Сейсмогенность структурных форм

Поскольку наиболее контрастные движения, нередко проявляющиеся эпизодически, свойственны краевым разломам, пересекающим всю или значительную часть (первые десятки километров) земной коры, постольку именно с ними в большинстве случаев и связано образование очагов землетрясений [7, 8]. Однако многие исследователи, например [9], подчеркивают, что далеко не все разрывы являются сейсмогенными. В подтверждение справедливости этого указания можно сослаться на крупнейший (трансконтинентальный) Талассо-Ферганский разлом, некоторые отрезки которого в настоящее время практически асейсмичны.

Точка зрения автора относительно необходимых характеристик для сейсмогенных структурных форм среднеазиатского орогена уже была сформулирована [10, 11]. Наши последние исследования в Киргизии позволяют подтвердить ее следующими примерами.

1. Существование участков новейших региональных разломов с контрастными дифференциальными движениями их крыльев на протяжении самого недавнего, позднеплейстоцен-голоценового времени весьма типично. Ярким примером этого может служить Чонкеминский разлом (рис. 2), отграничивающий Новороссийскую впадину на севере от Западно-Кунгейской мегантиклинали на юге, с амплитудой дифференциальных перемещений до 1500 м за четвертичное время. Скорость

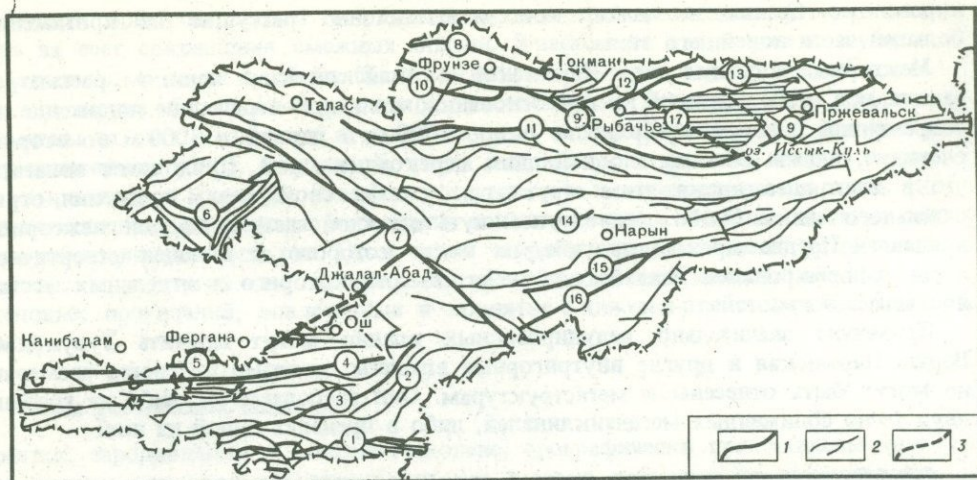


Рис. 2. Схема основных новейших разломов Киргизии (составил О.К. Чедия по своим и данным Н.П. Костанко, В.И. Макарова, Л.И. Соловьевой, А.К. Трофимова, Ф.Н. Юдахина)

1 - краевые разломы по геологическим и геофизическим данным; 2 - крупные разрывы (преимущественно взбросы) по геологическим и геоморфологическим данным; 3 - важнейшие разломы в фундаменте по геофизическим данным.

Разломы: 1 - Заалайский; 2 - Гульчинский; 3 - Турукско-Мурдашинский; 4 - Наукатский; 5 - Южно-Ферганский; 6 - Атойнакский; 7 - Талассо-Ферганский; 8 - Чуйский; 9 - Киргизско-Терский; 10 - Чон-Курчакский; 11 - Каракольский; 12 - Чонкеминский; 13 - Предкунгейский; 14 - Нарынский; 15 - Атбашинский; 16 - Чатыркельский; 17 - Транс-Иссыккульский

дифференциальных перемещений его крыльев в $Q_3^2-Q_4$, согласно расчетам А.К. Трофимова, достигает 6-6,5 мм в год, что значительно превышает средние скорости этого времени. Видимо, перед сильнейшим Кебинским землетрясением 1911 г. эти скорости достигали еще больших значений, на что указывают современные данные по геодинамическим полигонам [12].

2. Участки новейших разломов, в которых происходит расщепление одного разлома на две или несколько ветвей, а также места пересечения разрывов различных простираний - "дизъюнктивные узлы" [13]. Классическим примером этому может служить район Беловодского землетрясения 1885 г., где Киргизско-Терский краевой разлом, разделяющий здесь поднятие Киргизского хребта и Предкиргизский прогиб, почти под прямым углом сечется Аксуйским взбросом с амплитудой новейших перемещений до 2000 м. В Юго-Восточной Фергане подобным примером может быть место сочленения Южно-Ферганского и Талассо-Ферганского разломов. В этих случаях наблюдается значительное сгущивание эпицентров землетрясений.

3. Отрезки новейших разломов, по которым происходит торцовое сочленение новейших структурных форм [14]. В районе г. Узгена Мадинско-Талдысуйский разлом (к юго-востоку от № 5 на рис. 2) разделяет Сюрентюбинскую антиклиналь того же северо-восточного простираения и Узгенскую синклинали северозападного простираения, в торец упирающуюся в разлом. Торцовым сочленением крыльев характеризуются также некоторые участки Талассо-Ферганского разлома в верховьях рек Кугарт, Кара-Унгур и др., на которые также приходятся значительные сгустки эпицентров землетрясений.

4. Зоны, по которым происходит сочленение новейших структурных форм со встречной асимметрией [14]. То есть, зоны встречающихся векторов горизонтальной составляющей движения масс. Например, восточная периклиналь Киргизского хребта имеет северную асимметрию, а западная периклиналь Заилийского хребта - южную, и граничат они по Киргизско-Терскому разлому. Этот и подобные ему примеры характеризуются крайне напряженным сейсмическим режимом.

5. Как правило, сейсмогенными являются периклинали растущих в настоящее время частных поднятий (антиклиналей, горст-антиклиналей) во впадинах, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями, или мегантиклиналей горного обрамления впадин. Например, западная периклинали Кастекской антиклинали близ г. Токмака все более вдается в Чуйскую впадину. Ее рост фиксируется деформацией всех геоморфологических уровней вплоть до самых молодых. С ростом этой структуры связан целый сгусток эпицентров. То же происходит в районе села Георгиевки, также являющемся наиболее сейсмоактивным. Западная периклинали Папанской антиклинали в Ферганской депрессии также все более вдается в Наукатскую впадину. Судя по строению близлежащих Катарской, Акджарской и других брахиантиклиналей, у которых на поверхность выведены палеозойские образования по обрамляющим их с юга взбросам, можно полагать, что и под мезозойско-кайнозойскими отложениями Папанской антиклинали в фундаменте впадины формируется горст-антиклинали. Разрыв, ограничивающий эту структуру, наращивается в западном направлении. Если его вспарывание имеет эпизодический характер, оно должно сопровождаться сейсмическим эффектом. Известное Наукатское землетрясение 1924 г. пространственно тяготеет к западной периклинали рассматриваемой структуры.

Все перечисленные сейсмогенные структуры, находящиеся в пределах зон новейших устойчивых поднятий, развивающихся на протяжении всего новейшего этапа, как правило, характеризуются распространением землетрясений до 6–7 и максимально 8 баллов с магнитудой менее 8. Исключением из этой общей закономерности является район Чаткальского землетрясения 1946 г. По-видимому, для его объяснения помимо закономерностей новейшего развития необходимо привлекать данные глубинной тектоники, так как гипоцентры Тяньшаньских землетрясений в основном локализируются на глубинах от 5 до 30 км, т.е. очаги их формируются в различных комплексах разновозрастных геотектонических циклов.

Области устойчивых прогибаний (центральные участки межгорных впадин) на протяжении всего новейшего этапа практически являются асейсмичными, они не способны генерировать землетрясения. Однако сейсмические волны могут в них проникать из смежных сейсмогенных зон.

Землетрясения максимальной силы (9–10 баллов с $M \geq 8,1$) связаны с сейсмогенными разломами, находящимися в пределах зон с изменением знака движений в плиоцен-четвертичное и особенно в позднплейстоцен-голоценовое время. Такие зоны, как правило, являются пограничными между областями поднятий и прогибаний. В рельефе они обычно представлены адырами или низкими предгорьями по периферии гор, а также частными поднятиями внутри депрессий.

Наиболее сейсмоопасными в пределах Киргизии, безусловно, являются:

Северо-Тяньшаньская зона, представленная Чонкурчакским, Киргизско-Терекским, Чон-Кеминским, Предкунгейским и ассоциирующими с ними меньшими по размерам и значимости краевыми разломами (см. рис. 2);

Южно-Ферганская зона, представленная Южно-Ферганским, Наукатским и ассоциирующими с ними краевыми разломами;

Южно-Тяньшаньская сейсмозона, представленная системой Гиссаро-Кокшаальских разломов [7], большинство из которых лежит за южной границей республики. И лишь в Алайском секторе Киргизии к числу этих разломов относятся Турукско-Мурдашинский, Гульчинский и Заалайский [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. С.С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — "Учен. зап. Вsesоюз. геогр. о-ва. Нов. сер." М., 1948, 3.
2. Б.А. Петрушевский. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
3. С.С. Шульц. Основные геоструктурные области по данным новейшей тектоники СССР. — "Сов. геол.", 1962, № 5.

4. *О.К. Чедия*. Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии. – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, "Илим", 1973.
5. *Н.П. Костенко*. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.
6. *О.К. Чедия, Н.Г. Уткина*. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в эпиплатформенных орогенах. Фрунзе, "Илим", 1973 (Мат-лы X Пленума Геоморф. Комис. АН СССР).
7. *И.Е. Губин*. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
8. *И.Е. Губин*. Многоэлементное сейсмическое районирование (на примере Индийского полуострова). – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 12.
9. *Б.А. Петрушевский*. О новых направлениях в сейсмологии в связи с сейсмическим районированием. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1967, 42, № 5.
10. *О.К. Чедия*. Неотектонические исследования как один из основных критериев выделения сейсмогенных структур. – Пробл. изуч. четвертич. периода" (Тезисы докладов). Хабаровск, 1968 (Хабаровск. комплексн. НИИ СО АН СССР. Приамурский филиал геогр. об-ва "Пробл.
11. *О.К. Чедия*. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, Кн. 2. Фрунзе, "Илим", 1972.
12. *Н.А. Корешков*. Исследование современных движений земной коры геодезическими методами на геодинамических полигонах Средней Азии. Автореф. на соиск. учен. степени канд. техн. наук. М., 1973 (Ин-т физики Земли).
13. *В.И. Бунз, В.М. Рейман*. К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. – "Труды Ин-та сейсмостойкого стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР". Душанбе, 1960, 7.
14. *В.К. Кучай*. О сейсмическом районировании Северо-Западной Киргизии. – "Изв. АН КиргССР", 1966, № 3.

В.И. КНАУФ, М.П. КУЗНЕЦОВ, А.Н. ЛОБАНЧЕНКО,
К. НУРМАНБЕТОВ, Ч.У. УТИРОВ, Г.Г. ШИЛОВ

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ)

Сведения о глубинном строении и мощности земной коры по территории киргизской части Тянь-Шаня немногочисленны. Они базируются на ограниченном числе опорных точек и материалах по редким коротким геофизическим профилям. Особо следует отметить незначительный объем имеющихся сведений, полученных с помощью современных методик и аппаратуры. Поэтому фактические данные для решения на современном уровне вопроса о глубинном строении земной коры Тянь-Шаня (на всю ее мощность) следует признать пока недостаточными. Обзорные схемы, дающие представление о мощности земной коры региона и поведении границы Мохоровичича, приводятся в публикациях Н.А. Беляевского [1], Г.А. Гамбурцева, Л.С. Вейцман, Н.И. Давыдовой, Ю.В. Тулиной [2], В.Н. Крестникова, И.Л. Нерсесова [3], Н.Я. Кунина, Д.П. Иванова, В.И. Шацилова [4].

В более выгодном положении мы оказываемся при попытках познания глубинных структур "осадочного" и "гранитного" слоев земной коры, что и составляет главную задачу предпринятого исследования. Высокогорный рельеф Тянь-Шаня и наличие глубоких буровых скважин, вскрывающих домезозойский фундамент межгорных впадин, позволяют с помощью обычных геологических наблюдений судить о строении и составе слоя земной коры толщиной 8–9 км. Экстраполяция наблюдаемых фактов дает возможность увеличить названную цифру до 10–12 км. Дальнейшие построения требуют привлечения данных различных геофизических методов. Материалы разведочной сейсмометрии дают представления о скоростных границах, располагающихся во впадинах на глубинах до 10–12 км [5, 6], что позволяет увеличить глубинность построений до 15–16 км.

Согласно опубликованным сведениям [2, 4, 6–8], глубина залегания подошвы "гранитного" слоя в Северном Тянь-Шане составляет 15–25 км, т.е. немногим более той глубины, до которой мы можем сравнительно уверенно вести структурные построения, опирающиеся на геологические и сейсморазведочные материалы. При существующей недостаточности обеспеченности сейсмическими материалами, выявление внутренней структуры осадочного и гранито-гнейсового слоев, а также положения границы Конрада требует привлечения дополнительных сведений. В числе их мы в первую очередь можем обратиться к результатам гравиметровой и аэромагнитной съемок. Очевидно, что для получения необходимой информации мы должны выделить и рассматривать только ту долю значений геофизических полей, которая вызвана массами горных пород, слагающих интересующую нас верхнюю часть земной коры. С этой целью А.Н. Лобанченко были произведены пересчеты значений гравимагнитных полей на различные высотные уровни и определена их разность, характеризующая изменчивость полей, обусловленную неоднородностями состава и мощностью исследуемой части земной коры. Далее, используя многочисленные данные о физических свойствах горных пород Тянь-Шаня и Казахстана [9], мы можем получить представление о тех горных породах, что залегают на глубине, о формах и объемах слагаемых ими тел, которые вызывают изменчивость геофизических характеристик рассматриваемого слоя земной коры. Результаты такой геологической интерпретации геофизических данных отражены на приводимом в настоящей статье профиле (рисунок).

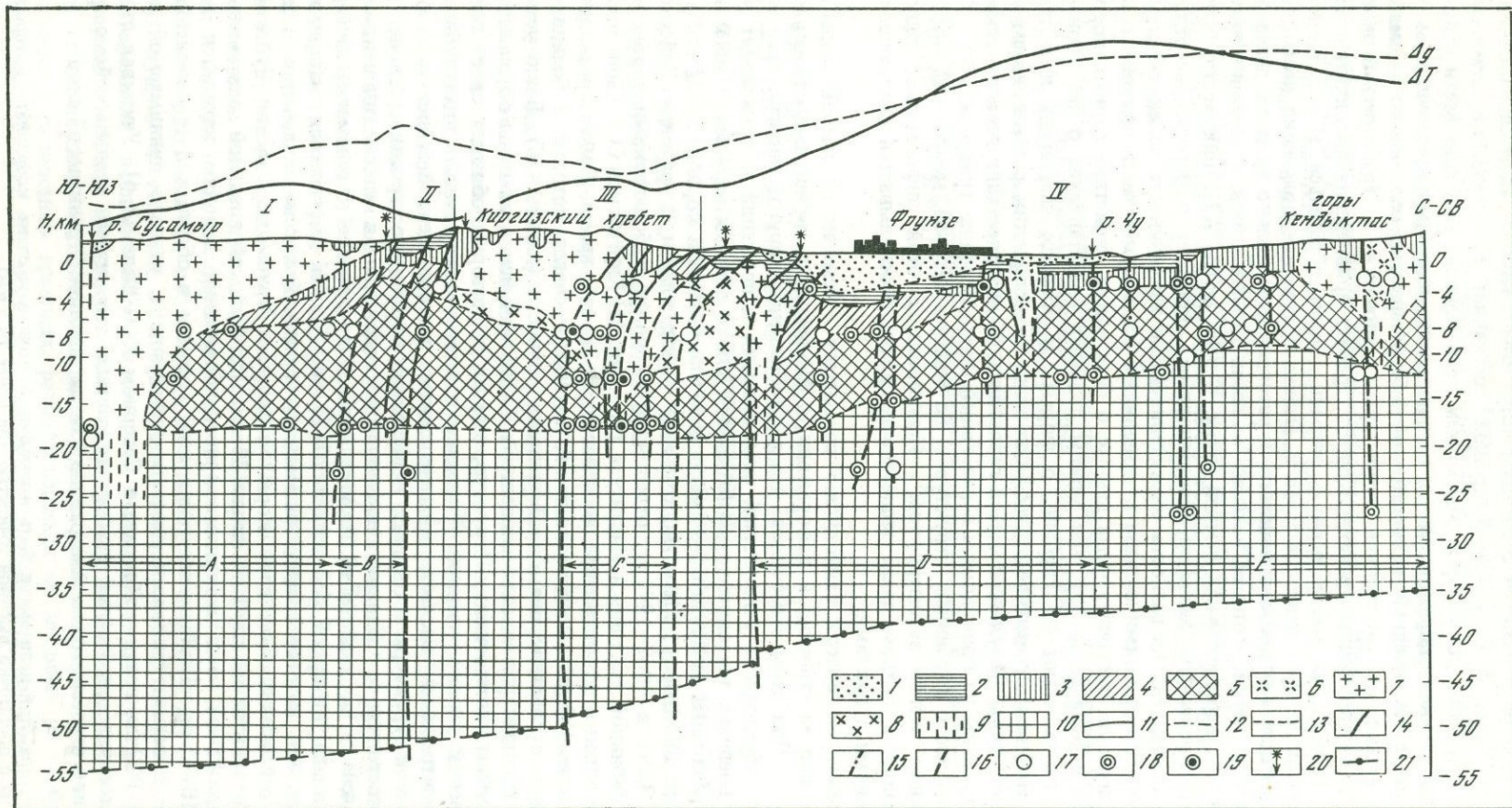
Информацию о глубинных структурах, по мнению авторов, может дать анализ расположения очагов землетрясений¹. Использование этой информации, редко привлекающей в данном плане внимание геологов, обосновывается следующими соображениями и фактами.

Сейсмологи и геологи единодушно связывают сейсмичность земной коры с особенностями ее строения и деформации, с физическими свойствами слагающих кору пород. При этом отмечается, что высвобождение упругой энергии преимущественно обусловлено релаксацией скалывающих напряжений и происходит не только в пределах тектонически ослабленных зон разрывных нарушений, но и на границах различных по физическим свойствам слоев земной коры [10, 11].

Иллюстрацию этим общим положениям можно найти в районах Чуйской впадины. Здесь в 1967–1971 гг. отделом сейсмологии, лабораториями неотектоники и глубинной тектоники Института геологии АН Киргизской ССР были проведены детальные комплексные исследования. За это время было зарегистрировано около 400 сейсмических толчков, положение очагов которых в большинстве случаев определено с высокой степенью точности (классы а, б). Было установлено, что план размещения эпицентров в районе Чуйской впадины обусловлен расположением геологических структур, каждая из которых обладает своей сейсмологической характеристикой. Учитывая это, мы можем считать, что глубины очагов землетрясений также должны находиться в определенной зависимости от геологической структуры и отражать особенности глубинного строения региона.

В соответствии с данными сейсмологов подавляющая масса гипоцентров сосредоточена в верхней части земной коры и приурочена к сейсмоактивному слою, толщина которого составляет 20–25 км. Анализ имеющегося материала показывает, что нижняя граница размещения основной массы гипоцентров (т.е. подошва сейсмоактивного слоя коры) в южном горном обрамлении Чуйской впадины находится на глубине около 20 км. Под Чуйской впадиной она уменьшается до 15 км, а в северном горном обрамлении впадины находится на глубине 10–15 км. Глубина залегания этой границы и общий ход ее изменений оказываются весьма близкими таковым для границы, условно принимаемой на профилях ГСЗ за границу Конрада в Северном Тянь-Шане [2, 4]. Учитывая это, мы можем с известной долей условности считать, что нижняя граница сейсмоактивного слоя в рассматриваемом районе близка подошве "гранитного" слоя.

¹ Разумеется, для этой цели могут быть использованы только те очаги, координаты которых определены с достаточно высокой точностью (не менее $\pm 2,5$ км).



Опираясь на приведенные факты, а также учитывая часто наблюдаемую приуроченность очагов землетрясений к зонам разломов, мы считаем возможным использовать данные о положении гипоцентров (в комплексе с другими геологическими и геофизическими материалами) для познания глубинной структуры.

Опыт изучения глубинных структур региона с использованием данных разведочной геофизики, сейсмологии и геологии представлен на профиле (см. рисунок). Профиль проведен по меридиану г. Фрунзе. В направлении с юга на север профиль последовательно пересекает следующие неотектонические структуры: антиклинорий Кыргызского хребта, синклинорий Чуйской впадины, новейшее поднятие гор Кендыктас. Профиль располагается в области развития каледонид Северного Тянь-Шаня и счет следующие основные элементы их: Центрально-Кыргызскую складчатую зону, Аспаринскую геоантиклиналь, Карабалтинскую складчатую зону и окраину Муюнкусского срединного массива.

При составлении профиля верхние 10–12 км отстроены на основании экстраполяции материалов, полученных при геологических съемках, а также данных разведочной геофизики и глубокого бурения. Более глубокие части геологических структур, подошва крупных интрузивных массивов, положение верхней и нижней границ гранит-амфиболито-гнейсового слоя изображены на основании интерпретации данных гравиметрии и сейсмологии. Положение границы Мохорвичича показано по литературным данным [1, 2, 3].

При построении разреза использованы материалы по 85 очагам землетрясений шестого – десятого энергетических классов, точные координаты которых были определены при детальных сейсмологических исследованиях. Точки расположения гипоцентров проектировались на плоскость разреза строго по простиранию тех геологических структур, в которых проявились землетрясения. Около 70% всех вынесенных на профиль очагов относятся к землетрясениям, произошедшим не далее 15 км от линии профиля.

Рассмотрение построенного профиля показывает существенные различия в строении и мощности земной коры северной и южной его частей, соответствующих Муюнкусскому срединному массиву и геосинклинальным складчатым сооружениям каледонид Северного Тянь-Шаня. Под Муюнкусским массивом мощность земной коры составляет около 35 км, а под складчатыми сооружениями – до 55 км. Максимальный градиент изменения мощности приходится на район предгорий Кыргызского хребта, т.е. район сопряжения геосинклинальных структур со структурами срединного массива, а в неотектонических структурах – поднятий и прогибаний. Этим подчеркивается унаследованный характер новейших структур. Указанный район отличается сосредоточением крупных субпараллельных разломов, высокой сейсмичностью, наличием палеосейсмодислокаций. Судя по данным Г.А. Гамбурцева [2], разломы проникают до подошвы земной коры, и перепад

← Схема строения земной коры по профилю Сусамыр – Кендыктас

1 – осадочный слой земной коры – мезозой-кайнозойские отложения; 2–8 – верхний слой консолидированной земной коры – "гранитный"; 2 – вулканогенные, терригенные и карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего палеозоя; 3 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего палеозоя; 4 – рифейские метаморфические породы; 5 – амфиболито-гнейсовые толщи дорифейского фундамента (нижняя часть "гранитного" слоя); 6 – сиениты и граносиениты верхнего палеозоя; 7 – гранитоиды нижнего и среднего палеозоя; 8 – гранитоиды рифея; 9 – зоны гранитизации, каналы питания магматических очагов; 10 – нижний слой консолидированной земной коры (базит-гранулитовый); 11–13 – границы структурных подразделений и интрузивные контакты, проведенные на основании данных: 11 – геологии; 12 – разведочной геофизики; 13 – сейсмологии и иными способами (предположительные); 14–16 – разломы, установленные по материалам: 14 – геологическим; 15 – разведочной геофизики; 16 – сейсмологическим; 17–19 – гипоцентры землетрясений энергетических классов: 17 – шестого; 18 – седьмого-девятого; 19 – десятого; 20 – участки развития палеосейсмодислокаций; 21 – граница Мохорвичича, нанесенная по данным [1–3].
I–III – каледонские складчатые зоны: I – Центрально-Кыргызская; II – Аспаринская; III – Карабалтинская; IV – Муюнкусский срединный массив. Сейсмоактивные блоки: А – Сусамырский; В – Каракольский; С – Алаарчинский; Д – Чуйский; Е – Кендыктасский

глубин залегания границы Мохо, вероятнее всего, связан со смещением ее по разломам.

Нижняя граница "гранитного" слоя, в соответствии со сказанным выше, проведена по нижнему уровню концентрации очагов землетрясений. В пределах Муюнкумского массива она находится на глубине 10–15 км, а под геосинклинальными комплексами — около 20 км. Мощность "гранитного" слоя в пределах развития геосинклинальных складчатых структур оказывается на 5–10 км больше, чем в срединном массиве, а нижняя его граница в целом конформна границе Мохо.

В "гранитном" слое представляется целесообразным различать нижнюю и верхнюю части. Верхняя часть слоя сложена рифейскими и палеозойскими вулканогенно-осадочными толщами филлитовой стадии метаморфизма, имеющими среднюю плотность около $2,7 \text{ г/см}^3$ [8]. Эти толщи наиболее полно изучены геологами. В ряде мест Северного Тянь-Шаня они залегают на дорифейском кристаллическом фундаменте, состоящем из различных гнейсов, слюдяных, гранатовых и амфиболовых сланцев, мраморов, мигматитов, включающих тела амфиболовых сланцев, мраморов, мигматитов, слюдяных, гранитовых и амфиболовых сланцев, мраморов, мигматитов, включающих тела амфиболитов, а местами и эклогитов. В целом породы фундамента относятся к продуктам амфиболитовой стадии метаморфизма. Плотность их колеблется от $2,6 \text{ г/см}^3$ (мигматиты) до $2,9 \text{ г/см}^3$ и более, а в среднем составляет $2,8 \text{ г/см}^3$. Судя по расчетам, такая величина плотности свойственна всей нижней части выделяемого "гранитного" слоя. Это дает основание полагать, что низы "гранитного" слоя представлены амфиболито-гнейсовыми, местами гранитизированными породами.

Амфиболито-гнейсовый субстрат Муюнкумского массива имеет мощность около 8 км, в геосинклинальных структурах он в 1,5–2 раза толще. Максимальную мощность субстрат имеет в пределах Аспаринской геантиклинальной зоны, что отражается появлением максимума на гравитационной кривой (см. рисунок). На границе верхней и нижней частей "гранитного" слоя местами наблюдаются скопления очагов землетрясений. На Муюнкумском массиве повышенная сейсмичность оказывается приуроченной к поверхности соприкосновения гнейсового фундамента с покровными толщами палеозойского возраста.

Верхняя часть рассматриваемого слоя включает крупные тела интрузивных пород верхнепротерозойского и палеозойского возрастов. Среди них преобладают массивы гранитоидного состава, меньшим распространением пользуются небольшие тела сиенитов и граносиенитов. Интрузивные породы отличаются повышенными значениями магнитной восприимчивости (особенно сиениты) и пониженной плотностью ($2,6 \text{ г/см}^3$). Поэтому крупные тела гранитоидов отмечаются депрессиями на кривой силы тяжести. Геологические наблюдения, а также интерпретация материалов детальных гравитационных съемок показывают, что гранитоидные массивы Северного Тянь-Шаня часто имеют линзообразные и грибообразные формы. Глубина залегания их основания не более 10–12 км, а нередко и меньшая. Подобные формы гранитоидных батолитов сейчас установлены в ряде районов Советского Союза [12–14].

Крупнейшие гранитоидные интрузии приурочены к геосинклинальным складчатым зонам, где они наращивают верхние горизонты "гранитного" слоя. Своими корнями тела гранитоидов, вероятно, связаны с участками повышенной проницаемости и гранитизации в амфиболито-гнейсовом фундаменте. С такими участками естественно связывать наиболее интенсивные минимумы кривой силы тяжести.

Выше "гранитного" слоя располагаются мезокайнозойские отложения, выполняющие Чуйскую впадину. Они представляют здесь самый верхний осадочный слой земной коры. Чуйская впадина имеет асимметричное строение с более глубоко прогнутым южным краем, примыкающим к Киргизскому хребту [6]. Поэтому осадочная толща в целом образует неправильной формы клиновидное тело, имеющее на юге толщину до 5 км, сходящую на нет к северу.

Весьма мало изучен изображенный на рисунке нижний слой консолидированной земной коры, который на опубликованных профилях ГСЗ принимается за

"базальтовый" [2, 4]. Пластовые скорости в нем несколько ниже, чем обычно наблюдаются для "базальтов" (6,3–6,5 км/сек), а плотность – около 2,9 г/см³, что, скорее, говорит о его базит-гранулитовой природе [1]. Слой характеризуется низкой сейсмической активностью. В нем на глубинах 25–30 км зарегистрированы только единичные очаги землетрясений, связанных, видимо, с подвижками по разломам.

Изучение глубинной структуры региона позволяет более полно представить геологическую обстановку возникновения землетрясений. Прежде всего обращает на себя внимание, что современные тектонические движения вызывают упругие деформации преимущественно в пределах только "гранитного" слоя коры. Для более глубокого базит-гранулитового слоя упругий характер деформаций, очевидно, менее типичен. Поэтому "гранитный" слой может быть определен как сейсмогенный.

Распределение очагов землетрясений в сейсмогенном слое изменчиво как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Отмеченная уже приуроченность гипоцентров к подошве "гранитного" слоя, а также к поверхности, разделяющей этот слой на нижнюю и верхнюю части, позволяет говорить о существовании своеобразных сейсмогенных горизонтов. Ясно, что положение этих горизонтов обусловлено наличием поверхностей соприкосновения различных по физическим свойствам слоев земной коры, являющихся поверхностями преимущественной разгрузки упругих напряжений.

Значительная часть гипоцентров хорошо увязывается с крупными разломами, установленными на поверхности геологическим картированием и подтвержденными разведочной геофизикой в пределах верхней части "гранитного" слоя. Поэтому естественно считать, что многие сейсмические очаги из низов "гранитного" слоя связаны с продолжением плоскостей разрывов на глубину. Это тем более оправданно, что, как выяснилось, крупнейшие разломы разделяют земную кору на блоки, обособляющиеся не только по геологическому строению, но и по характеру сейсмичности (см. рисунок).

Наиболее сейсмоактивным оказался узкий Алаарчинский блок, расположенный на стыке геосинклинальных структур и срединного массива. В пределах блока сосредоточено около 30% выявленных сейсмических очагов, на долю которых приходится почти половина (47,5%) сброшенной упругой энергии. Гипоцентры размещены практически по всей мощности сейсмоактивного слоя, но относительная концентрация их наблюдается у его подошвы. Вдоль линий сечения плоскостей разломов Алаарчинского блока с дневной поверхностью картируются многочисленные и разнообразные палеосейсмодислокации, и в том числе, остаточные деформации, вызванные разрушительным Беловодским землетрясением 1885 г. Плоскости многих разрывов как оконтуривающих, так и секущих Алаарчинский блок близ поверхности имеют пологое (35–45°) падение к югу. По ним происходит надвигание древних горных масс Киргизского хребта на молодые осадки Чуйской впадины. С глубиной поверхности сместителей становятся практически вертикальными, о чем свидетельствует расположение связанных с разрывами сейсмических очагов (см. рисунок).

Особенности строения и высокая сейсмичность Алаарчинского блока позволяют рассматривать его в качестве подвижной сейсмогенной зоны, приуроченной к системе оживленных разломов древнего заложения.

Каракольский блок находится в приосевой части Киргизского хребта примерно в 20 км южнее Алаарчинского блока. Пространство между блоками в сейсмическом отношении спокойное. Каракольский блок ограничен крутопадающими разломами и приурочен к сводовой части Аспаринской геосинклинальной зоны каледонид. Вдоль разломов протягивается шовный эпикаледонский прогиб. Выполняющие прогиб среднепалеозойские терригенные и вулканогенные породы смяты в мелкие складки, интенсивно рассланцованы и гидротермально изменены. Ширина блока в профильном сечении всего 6–7 км. Тем не менее в его пределах сосредоточено около 10% зарегистрированных сейсмических очагов, в которых высвобождено более 15% всей сброшенной энергии. Максимум выделенной энер-

гии приходится на очаги с глубиной 20–25 км, которая отвечает, вероятно, минимальной глубине проникновения разломов.

Сусамырский блок, расположенный южнее Каракольского, отличается относительной монолитностью и слабой сейсмической активностью (менее 10% всех очагов и около 0,4% сброшенной сейсмической энергии).

К северу от Алаарчинского сейсмогенного блока (зоны) находится Муюнкумский срединный массив. Южный край массива опущен и занят Чуйской впадиной, а северный, относительно приподнятый — горами Кендыктас. Границей между различно движущимися частями массива служат разломы, прослеживающиеся вдоль долины р. Чу. С ними связаны Георгиевские землетрясения 1910 и 1960 гг. силой до 8 баллов [15]. Глубина проникновения разломов, видимо, не менее 25–30 км, о чем можно судить по приуроченности к ним очагов землетрясений соответствующих глубин. Вдоль разломов протягивается цепочка сиенитовых интрузий.

Северная и южная части массива различаются не только по направленности новейших движений, но и по истории геологического развития. Последнее обстоятельство находит отражение, например, в присутствии мощных толщ рифейских и мезо-кайнозойских отложений на юге и отсутствии их на севере. Покров среднепалеозойских толщ на севере массива представлен континентальными вулканогенно-осадочными формациями, а на юге — осадочными, континентальными и континентально-морскими отложениями. Перечень фактов, свидетельствующих о различиях в геологическом строении и развитии северной и южной частей массива, при необходимости можно было бы продолжить.

На долю Муюнкумского массива приходится около 50% очагов землетрясений и примерно 35% высвобожденной сейсмической энергии. При этом сейсмичность южной, более подвижной части массива (Чуйский блок) заметно выше, чем северной (Кендыктасского блока). В Кендыктасском блоке зарегистрировано примерно 30% очагов землетрясений, но величина сброшенной энергии в них не достигает и 0,5% высвобожденной по профилю энергии. Соответствующие же цифры по Чуйскому блоку — 20 и 34,5%. Следует одновременно заметить, что значительная часть сброшенной энергии приходится на долю близповерхностных землетрясений и землетрясений, тяготеющих к разломам на стыке Чуйского и Кендыктасского блоков. Область проявления этих разломов рассматривается авторами как сейсмогенная зона более низкого порядка, по сравнению с Алаарчинской.

Подведем некоторые итоги изложенному выше материалу. Рассмотренный район Северного Тянь-Шаня обладает слоистой корой континентального типа. Мощности коры и слагающих ее слоев изменчивы и различны в различных геологических структурах. Глубинная структура района слоисто-глыбовая. Она возникла в результате длительной истории геологического развития. Слоисто-глыбовый характер структуры находит непосредственное отражение в особенностях сейсмичности региона.

В заключение авторы выражают уверенность, что произведенные построения окажутся полезными при металлогенических исследованиях. Они должны учитываться при сейсмическом районировании и в работах по прогнозу землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.А. Беляевский, Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
2. Г.А. Гамбурцев, Л.С. Вейцман и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. — "Бюл. Совета по сейсмол.", № 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
3. В.Н. Крестников, И.Л. Нерсесов. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — "Сов. геол.", 1962, № 11.
4. Н.Я. Кунин, А.П. Иванов, В.И. Шацлов. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1970, XLV, вып. 6.
5. Ф.Н. Юдахин, Г.Г. Маринченко и др. Геолого-геофизическое районирование межгорных впадин Северной Киргизии. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1969, XIV; № 6.

6. *Ф.Н. Юдахин*. Глубинная тектоника Чуйской и Иссыккульской впадин в свете комплексных геофизических исследований. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук, М., 1969 (Всесоюз. научно-исслед. геолого-разведочн. ин-т).
7. *М.М. Адышев, В.И. Кнауф, В.Г. Королев*. Структурные ярусы земной коры и возможности обнаружения некоторых новых видов минерального сырья в Северной Киргизии. — "Изв. АН КиргССР", 1969, № 4.
8. *В.И. Кнауф, А.Н. Лобанченко, Г.Г. Маринченко*. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
9. *Б.М. Уразаев*. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, "Наука", 1971.
10. *А.В. Введенская*. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. М., "Наука", 1969.
11. *Е.В. Карус, И.А. Резанов*. Связь сейсмических явлений с особенностями строения земной коры. — "Сов. геол.", 1971, № 11.
12. *Б.А. Дьячков, В.В. Лопатников, П.В. Сериков*. О геологической позиции и морфологии Каиндского и Мирлобовского гранитных массивов Калбы. — "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1968, № 5.
13. *А.И. Суворов*. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере Центрального Казахстана). — "Сов. геол.", 1969, № 9.
14. *И.Х. Хамрабаев*. Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия). — "Вестн. АН СССР", 1972, № 11.
15. *К.Д. Джанузаков*. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе, "Илим", 1964.

В.П. ГРИН, З.А. КАЛЬМЕТЬЕВА, Н.И. КИМ

ГЛУБИНЫ РАЗЛОМОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕРГАНЫ ПО ДАННЫМ ЗАПИСЕЙ ДАЛЕКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Определение глубин разрывных нарушений земной коры представляет сейсмологический интерес с двух точек зрения.

Из макросейсмических материалов о сильных землетрясениях известно об экранизации сейсмического эффекта разрывными нарушениями земной коры. При пересечении разломов сейсмическими волнами на расстояниях, достаточных близких от очага землетрясения, имеет место уменьшение сейсмического эффекта на 1—2 балла, что соответствует по существующей шкале балльности уменьшению амплитуды смещения (скорости, ускорения) в 2—4 раза.

Таким образом, определение глубин залегания разломов позволит при детальном сейсмическом районировании прогнозировать возможное уменьшение сейсмического эффекта вследствие влияния последних.

С другой стороны, в настоящее время получили развитие методы оценки максимально возможной энергии (или магнитуды) землетрясений по геометрическим размерам зоны накопления и освобождения упругой энергии [1, 2] и, в частности, по вертикальной протяженности очага или мощности активного слоя (под мощностью активного слоя понимается максимальная глубина слабых землетрясений). Очевидно, что определение глубин залегания разрывных структур даст дополнительную информацию для использования этих методов.

Для определения положения и глубины залегания разрывных нарушений естественно использовать макросейсмические данные о сильных или материалы о многочисленных слабых близких землетрясениях.

Однако изучение разрывных нарушений земной коры макросейсмическими методами сопряжено со значительными трудностями. Это вызвано тем, что такое изучение предполагает ряд не всегда выполнимых обстоятельств, связанных, прежде всего, с наличием на определенном участке сильного землетрясения и достаточно полных макросейсмических данных. Непреодолимые сложности могут быть при возникновении землетрясения в малонаселенном районе, где макросейсмические материалы весьма скудные. Использование для данной цели детальных сейсмологических наблюдений наталкивается на ряд трудностей (прежде всего методического характера).

Во-первых, такое изучение должно предполагать специальные наблюдения с соответствующим расположением достаточно густой сети сейсмических станций, что в настоящее время не имеет места.

Во-вторых, имеет место сложность учета влияния на динамическую картину записи землетрясения таких факторов, как направленность излучения источника (ориентация плоскости подвижки в очаге), особенности в строении верхней части земной коры (особенно на границах существенно различных тектонических зон и в чашах впадин), инженерно-геологических условий стоянки станций и т.п.

Все эти трудности усугубляются наличием в записях близких землетрясений интенсивных колебаний высоких частот, которые "замечают" относительно малые неоднородности и "усложняют" динамическую картину. Однако, и это следует подчеркнуть, на современном уровне развития сейсмологии эти трудности вполне преодолимы при специальной системе наблюдений.

В связи с изложенным для оценок влияния основных разломов на динамические особенности сейсмических волн были использованы записи далеких землетрясений. Решение поставленной здесь задачи упрощается по следующим причинам.

1. При постановке наблюдений в относительно небольшом районе (как мы имеем в нашем случае), когда расстояния между сейсмическими станциями значительно меньше эпицентральных, можно считать, что все пункты наблюдения находятся практически в одном азимуте по отношению к эпицентру и, следовательно, динамические различия, связанные с направленностью излучения источника, можно не учитывать.

2. Если сейсмические волны от близких землетрясений распространяются в значительной степени в верхних, наиболее неоднородных частях скоростного разреза, то от далеких землетрясений вследствие крутого падения луча, влияние неоднородностей верхних слоев коры на динамические особенности записи должно быть менее заметно.

3. Вследствие относительно низких частот колебаний далеких землетрясений мы в значительной степени освобождаемся от влияния микрогеологических структур на динамические особенности записи.

Предлагаемая работа является продолжением исследований [3]. В статье были использованы материалы детальных сейсмологических наблюдений, проводимых в 1965–1967 гг. в Юго-Восточной Фергане [4]. В качестве тектонической основы при интерпретации сейсмологических данных авторами была использована сеймотектоническая карта района исследования, составленная О.К. Чедия и А.К. Трофимовым [4, 5]. Максимальное расстояние между сейсмическими станциями не превышает 110 км (станции 2₂ и 8), минимальное (станции 2₁ и 6₁) – 7 км. Расположение сейсмических станций показано на рис. 7.

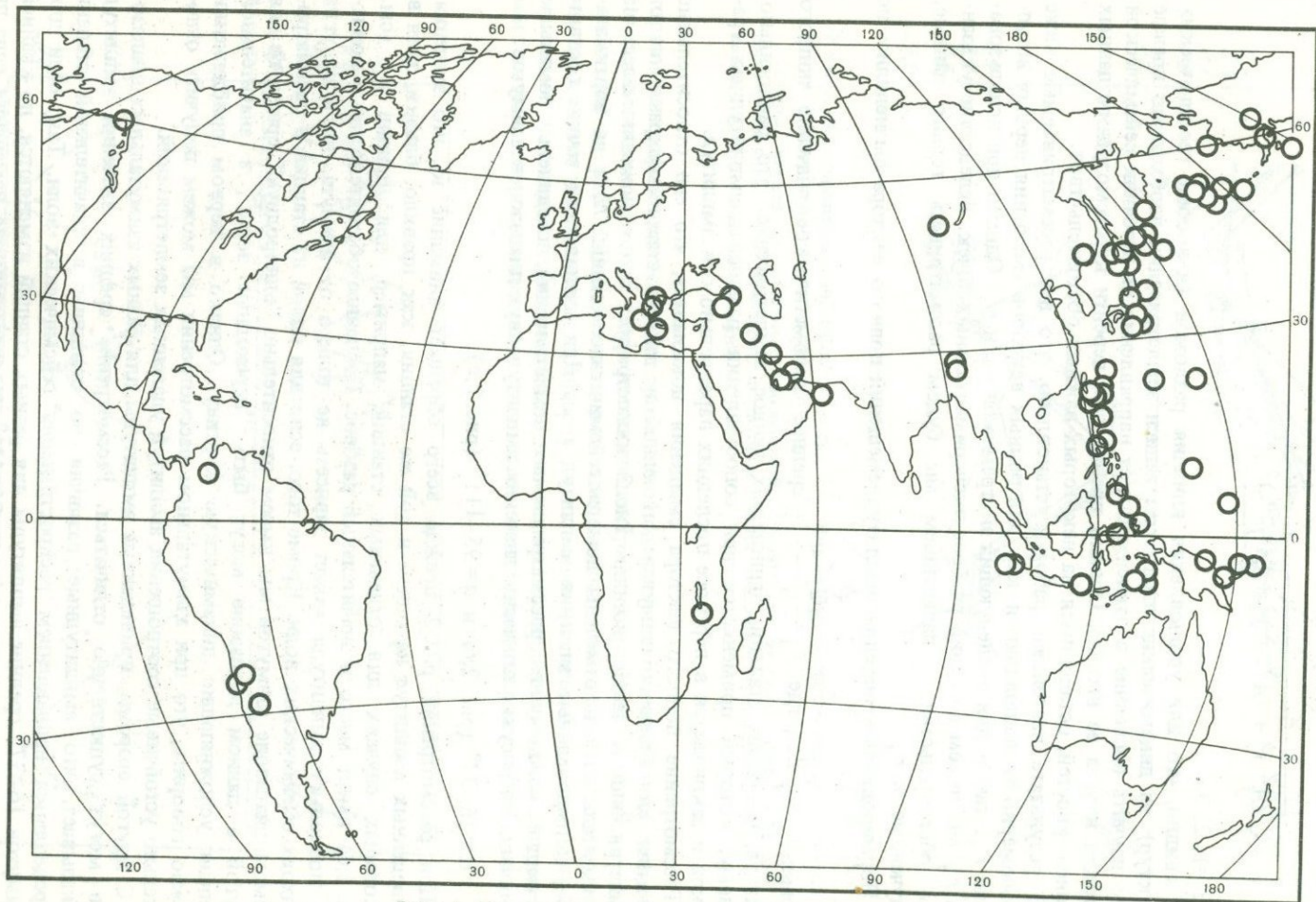
Для динамических замеров были использованы записи 75 далеких землетрясений с эпицентральными расстояниями, лежащими в пределах 19–147°. Данные о координатах эпицентров землетрясений были заимствованы из оперативного сейсмологического бюллетеня, для подавляющего числа землетрясений с магнитудой $M=5$ (рис. 1).

При расчетах и построениях лучевых диаграмм были использованы значения кажущихся скоростей, соответствующих годографу Джеффриса – Буллена [6]. В верхних частях разреза земной коры района исследований скорость продольных волн принималась равной 5 км/сек, что соответствует среднему значению скорости для верхних 5–7 км.

В качестве сейсмоприемника использовался сейсмограф СВКМ-3 в канале с гальванометром ГБ-4, что обеспечивало запись смещений на столбовидном участке характеристики с периодами от 0,6 до 0,05 сек.

В результате динамических замеров оценивались амплитуды смещений, углы выхода сейсмической радиации и декременты затухания. В настоящей работе будут рассмотрены только данные по измерениям амплитуд.

Чтобы избежать влияния интерференционных явлений на характер записи, замерам подвергались амплитуды первых смещений на всех трех компонентах



Р и с. 1. Карта расположения эпицентров землетрясений

$(A_1^Z, A_1^{N-S}, A_1^{E-W})$, а также последующие два экстремума (соответственно $A_2^Z, A_2^{N-S}, A_2^{E-W}, A_3^Z, A_3^{N-S}, A_3^{E-W}$). Для каждого из трех случаев определяется полный вектор смещения r_1, r_2, r_3 . Здесь

$$r_i = \sqrt{(A_i^Z)^2 + (A_i^{N-S})^2 + (A_i^{E-W})^2},$$

где $i = 1, 2, 3$.

Очевидно, что для установления влияния разломов (и вообще геологических структур) на динамические параметры записи землетрясений необходимо прежде всего изучить последние в зависимости от направления на источник сейсмической радиации и угла ее выхода. Однако прежде чем перейти к рассмотрению данных закономерностей, остановимся на некоторых важных обстоятельствах.

В результате настоящей работы установлено, что все рассматриваемые ниже закономерности выполняются как для полных векторов смещения первых вступлений r_1 , так и для последующих экстремумов r_2 и r_3 . Однако при использовании r_1 мы имеем меньший разброс экспериментальных точек. Вследствие указанного обстоятельства в дальнейшем мы будем рассматривать только данные, полученные по r_1 .

Нормированные значения амплитуд смещений полного вектора вычислялись по формуле $\bar{r}_{ii} = \frac{r_{ii}}{\bar{r}_1}$, где $\bar{r}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n r_{ii}}{n}$ — среднее арифметическое значение полного вектора, n — число станций, записавших данное землетрясение. Это равносильно приему, который применяется при сопоставлении различных амплитудных графиков и заключается в переносе последних параллельно оси амплитуд.

Рассмотрение полного вектора смещения показывает, что его относительные значения для близких азимутов для одной и той же станции сохраняются от землетрясения к землетрясению. Рис. 2 иллюстрирует это положение; здесь на горизонтальной оси отмечены номера сейсмических станций N , а на вертикальной — нормированные значения амплитуд r_{ii} . Для наглядности точки, соответствующие каждому из рассматриваемых землетрясений, соединены ломаными линиями. На рисунке показаны значения амплитуд двух диапазонов азимутов:

$a = 16-37^\circ$ (рис. 2,б) и $a = 95-111^\circ$ (рис. 2,а).

При рассмотрении рис. 2 прежде всего обращает внимание то, что значения приведенных амплитуд на одной и той же станции, как правило, близки, хотя в некоторых случаях для отдельных станций, например, для станции 2₁ (см. рис. 2,б) имеет место и значительный разброс. Последнее обстоятельство и понятно, поскольку амплитуда может зависеть не только от азимута, но и от угла подхода сейсмических волн. Кроме того, если для одной из станций в рассматриваемом диапазоне азимутов мы имеем относительно "однородную" среду, то для другой в данном диапазоне могут быть "переходные зоны", в значительной степени усложняющие динамическую картину. Однако в первом приближении можно говорить, что при азимутальном рассмотрении мы можем получить относительно устойчивые соотношения амплитуд удаленных землетрясений.

С другой стороны, приведенные амплитуды для разных азимутальных диапазонов могут существенно отличаться. Рассмотрение средних значений амплитуд показывает, что амплитудные различия по станциям в значительной степени определяются направлением распространения сейсмических волн. Так, если для азимуты 16-37° средние амплитуды для разных станций изменяются, по крайней мере, в три раза, то для азимуты 95-111° соответствующие изменения едва ли достигают полутора раз (см. штриховые ломаные на рис. 2,а,б). Геологическая интерпретация этого явления будет дана позже.

Перейдем теперь к рассмотрению закономерностей, связанных с азимутальными особенностями распределения \bar{r}_{ii} для каждой из станций. С этой целью

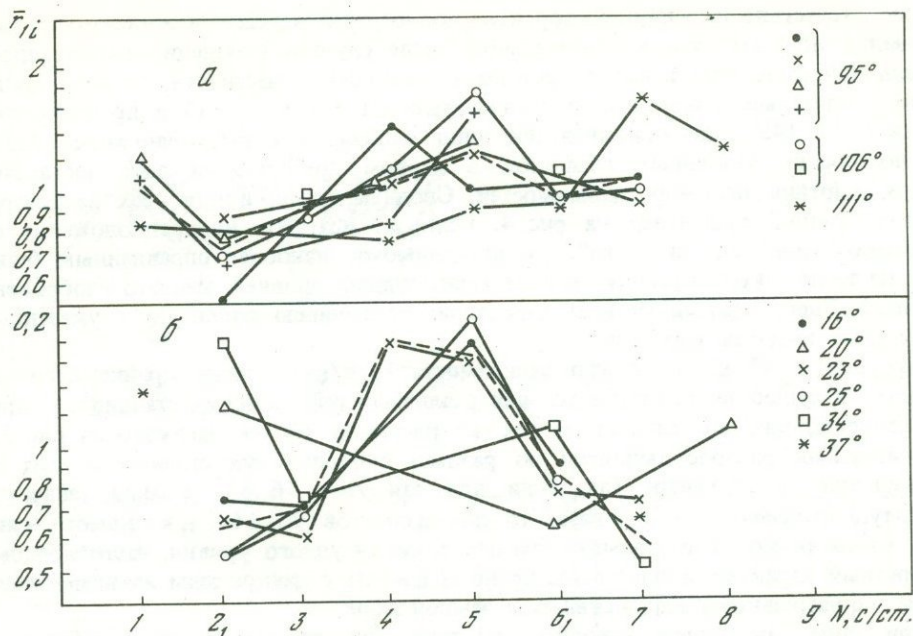


Рис. 2. Нормированные значения амплитуд \bar{r}_{1i} на различных сейсмических станциях N для землетрясений близких азимутов α

Цифры, справа от условных обозначений, показывают значение азимута α для соответствующих землетрясений; штриховая линия соединяет средние значения по каждой из сейсмических станций

строились графики зависимости приведенной амплитуды от азимута на эпицентр. Экспериментальные точки и соответствующие графики для двух станций (2_1 и 3) приведены на рис. 3. При рассмотрении этих иллюстраций следует иметь в виду, что проведение осредняющих графиков носит весьма условный характер по двум причинам. Прежде всего, вследствие того, что на определенных участках графика мы имеем или недостаточное количество экспериментальных точек, или их

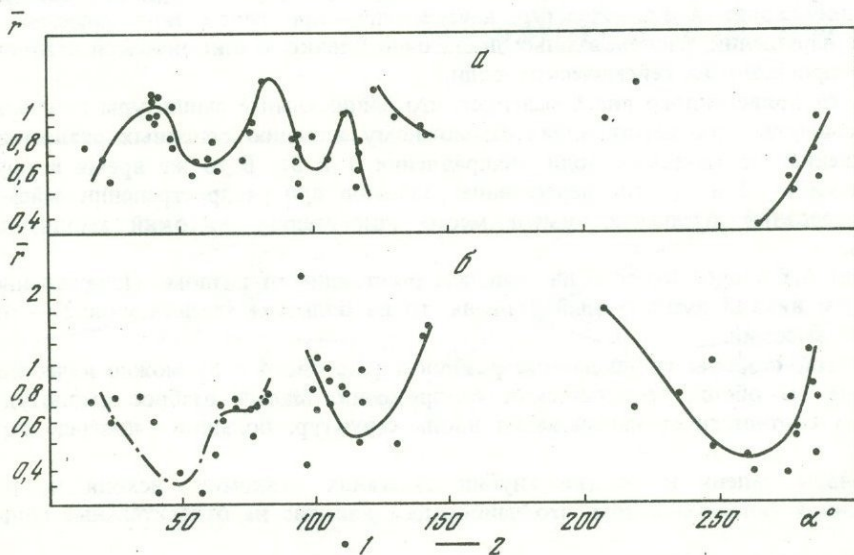


Рис. 3. Зависимость нормированного полного вектора смещения \bar{r} от азимута α
 а — для станции 2_1 ; б — для станции 3 ; 1 — по экспериментальным точкам;
 2 — осредняющие графики

полное отсутствие и, с другой стороны, рассмотрение изучаемой зависимости дает основание полагать, что в значительном числе случаев изменение амплитудного уровня при изменении азимута происходит скачком. В частности, об этом достаточно убедительно говорят и экспериментальные точки рис. 3б в пределах азимутов $\alpha=15-145^\circ$, где указанная тенденция наблюдается достаточно четко. Однако построение указанных графиков в первом приближении дает достаточно четкую картину искомых зависимостей. Сводные графики для всех рассматриваемых станций приведены на рис. 4. Если же исходить из предположения об изменении амплитуд "скачком", то, по-видимому, наиболее оправданным будет представление закономерностей в виде амплитудных уровней, как это изображено на рис. 5. Здесь каждый уровень характеризует среднюю амплитуду в указанных на рисунке пределах азимутов.

Из рис. 4 и 5 явствует, что зависимость $\bar{r}_{1i}=f(\alpha)$ носит крайне сложный характер и существенно отличается для различных сейсмических станций¹. С другой стороны, как это следует из тех же рисунков (более наглядно из рис. 5), относительный разброс амплитуд по разным станциям существенно зависит от направления на эпицентр. Так, если для азимутов $16-83^\circ$ крайние значения амплитуд отличаются в 3-4 раза, то для азимутов $95-148^\circ$ — в полтора — два раза. Столь резкое азимутальное изменение амплитудного уровня, часто носящее дискретный характер, вполне естественно связывать с дискретным же изменением среды — с разрывными нарушениями в земной коре.

При этом мы будем исходить из того, что на относительно небольших участках динамические различия, связанные с "мантийными особенностями", вызваны явлениями "второго порядка" и, кроме того, в значительной степени сглажены вводимым нами осреднением в процессе приведения полного вектора к среднему.

Для качественного сопоставления геологического строения района исследования с наблюдаемыми значениями амплитуд были построены "розы" амплитуд (полного вектора смещения). Последние получены следующим образом. В каждом из азимутов от станции откладывается радиус-вектор, величина которого в определенном масштабе соответствует значению нормированного полного вектора, и затем концы векторов соединяются плавной кривой. Такое представление полного вектора смещения для станций 1 и 4 показано на рис. 6.

Уже при беглом рассмотрении подобных материалов очевидно, что, как правило, наибольшие амплитуды мы имеем, когда распространение сейсмических колебаний происходит вдоль структур, наименьшие — при пересечении крупных разрывных нарушений, расположенных достаточно близко к сейсмической станции на пути распространения сейсмических волн.

Так, из приведенного рис. 6,а следует, что минимальные амплитуды наблюдаются на азимутах, соответствующих возможному влиянию основных разломов на прохождении сейсмических волн (направления 1 и 3). В то же время в других направлениях (2 и 4), где пересечение разломов при распространении сейсмических колебаний исключено, имеет место относительно высокий амплитудный уровень.

Из рис. 6,б видно, что если на меньшем расстоянии от разлома (направление 1) мы имеем низкий амплитудный уровень, то на большем (направление 2) — относительно высокий.

С другой стороны, наблюдаемые разбросы (см. рис. 4 и 5) можно качественно объяснить из общих геологических соображений. Малый разброс амплитуд по станциям соответствует направлению вдоль структур, большой — поперек структур.

Перейдем теперь к оценке глубин залегания разломов исходя из ранее высказанной гипотезы о том, что наибольшее влияние на относительные динами-

¹ График рис. 5 построен в предположении о "скачкообразном" изменении амплитуд. Для азимута $\alpha > 148^\circ$ указанные уровни не строились из-за относительно малого числа экспериментальных точек.

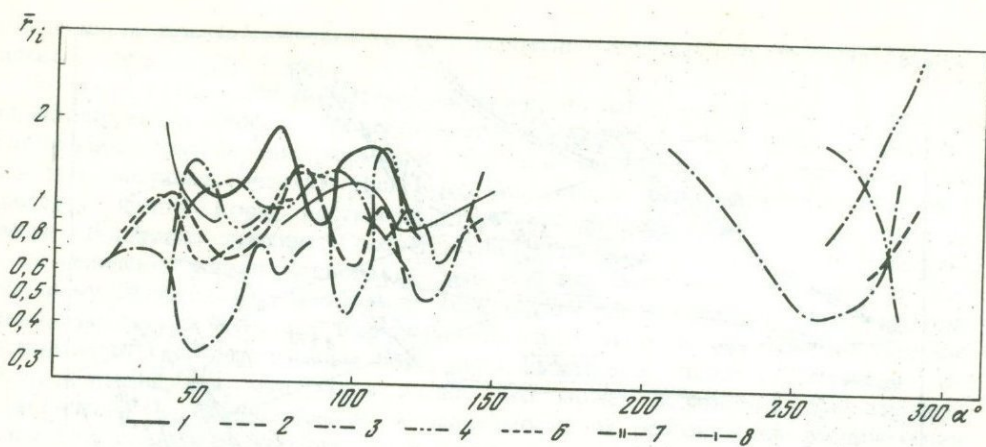


Рис. 4. Зависимость нормированных амплитуд r_{1i} от азимута α на эпицентр
1 - 8 - номера сейсмических станций

Рис. 5. Нормированные амплитудные уровни для различных азимутов

Условные обозначения те же, что и на рис. 4

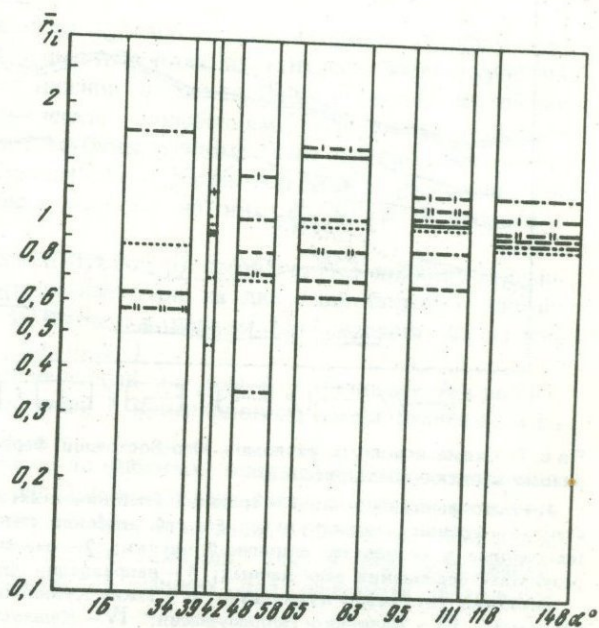
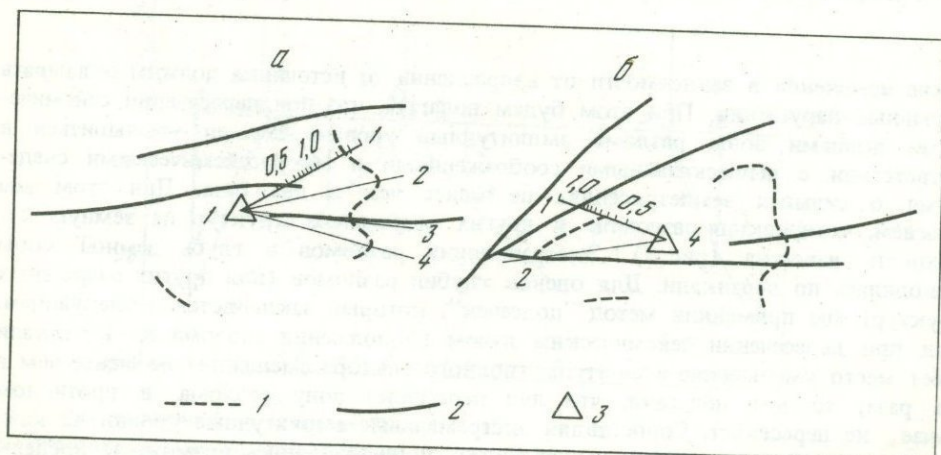


Рис. 6. "Розы" амплитуд полного вектора смещения на первой (а) и четвертой (б) сеймостанциях

1 - амплитудная кривая; 2 - основные разломы; 3 - сейсмические станции



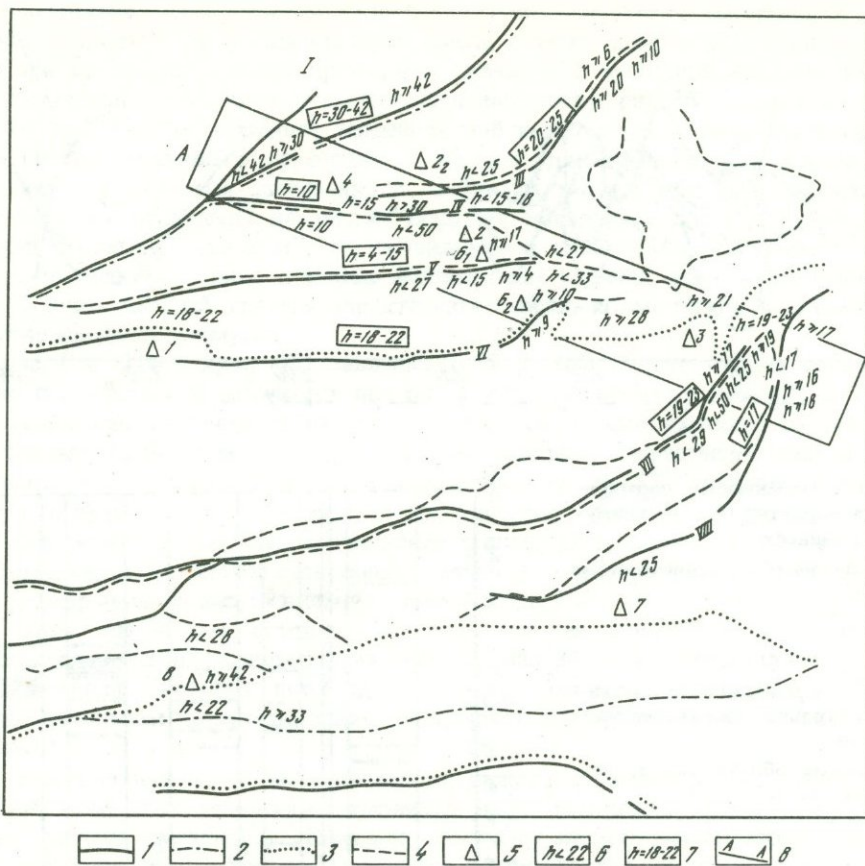


Рис. 7. Схема основных разломов Юго-Восточной Ферганы и значения их глубины (по материалам далеких землетрясений)

1 — основные разломы; 2 — границы тектонических зон; 3 — границы тектонических областей; 4 — границы мегаструктур; 5 — сейсмические станции; 6 — значения глубины разломов, полученные в результате единичной оценки; 7 — значения глубины разломов, полученные в результате осреднения всех данных; 8 — направление профиля.

Разломы: I — Северо-Кувинский; II — Южно-Кувинский (ветвь Южно-Ферганского краевого разлома); III — Мадинско-Талдысуиский; IV — Кенешский; V — Южно-Катарский; VI — Южно-Наукатский; VII — Кичик-Алайский; VIII — Гульчинский. Прямоугольником ограничен район, эпицентры которого наносились на профиль (см. рис. 9)

ческие изменения в зависимости от направления от источника должны оказывать разрывные нарушения. При этом будем полагать, что при пересечении сейсмическими волнами зоны разлома амплитудный уровень должен уменьшиться в соответствии с вышесказанными соображениями и макросейсмическими сведениями о сильных землетрясениях не менее чем в два раза. При этом мы полагаем, что проекция разломов и других разрывных структур на земную поверхность известна (рис. 7). Экстраполяция разломов в глубь земной коры проводилась по вертикали. Для оценок глубин разломов (или других разрывных структур) мы применяли метод "подсечек", который заключается в следующем. Если при пересечении сейсмическим лучом продолжения разлома по вертикали имеет место уменьшение амплитуды (полного вектора смещения) не менее чем в два раза, то мы полагали, что луч пересекает зону разлома, в противном случае — не пересекает. Сопоставляя экстремальные амплитудные уровни на каждой из станций в различных направлениях, устанавливались возможные пределы изменения глубин разломов. Так, например, если при пересечении лучом продолжения разлома на глубине 10 км мы имеем заниженное значение полного вектора

смещения, а при 15 км — нет, то есть основание полагать, что глубина разлома лежит в пределах 10–15 км.

На рис. 8 приводится схематический разрез по направлению А—А (см. рис. 7), иллюстрирующий способ определения глубины залегания разломов. На рисунке изображены лучевые диаграммы и разломы (внизу) и соответствующие им значения амплитуд (вверху). Пунктирными линиями обозначены отрезки лучей в пределах земной коры, построенные для землетрясений, амплитуды которых имели заниженное значение. Соответственно вертикальными отрезками представлены величины нормированного полного вектора смещения, отнесенные к наименьшему значению нормированного вектора для данной станции. Для землетрясений, амплитуды которых имеют относительно высокие значения (отсутствие экранизации), соответствующие построения выполнены сплошными линиями. Из анализа имеющихся материалов видно, что может возникнуть три варианта установления глубин разломов: в зависимости от особенностей расположения сейсмических станций, разломов и направления сейсмического луча на источник, а также на угол его подхода.

Первый вариант (на рис. 8 обозначен буквой а) соответствует подходу двух лучей одинаковых (или близких) азимутов, один из которых более глубокий, "не задевает" разлома и определяет нижний предел глубины разлома; другой же, более мелкий, соответствует сейсмическим колебаниям, подвергшимся экранизации, и определяет верхний предел глубины разлома. Этот вариант имел место при определении глубин Южно-Кувинского и Кичик-Алайского разломов (см. рис. 7). Наиболее вероятная глубина первого из них 30–40 км и второго — 18–22 км.

Второй вариант (на рис. 8 обозначен буквой б) соответствует подходу сейсмических лучей одинаковых или близких азимутов на две (или больше) сейсмические станции. Таким путем, в частности, в первом приближении определена глубина Южно-Катарского разлома (см. рис. 7).

Наконец, третий вариант, представленный на рис. 8 (обозначен буквой в), соответствует подходу сейсмических лучей с противоположных направлений и на разные станции.

Перейдем теперь к рассмотрению полученных оценок глубины залегания основных глубинных разломов. На рис. 7 представлена схема основных разломов Юго-Восточной Ферганы и значения их глубин, полученные рассмотренным выше способом. Здесь показаны как отдельные значения, так и результирующие, полученные на основании всех имеющихся данных для основных разрывных

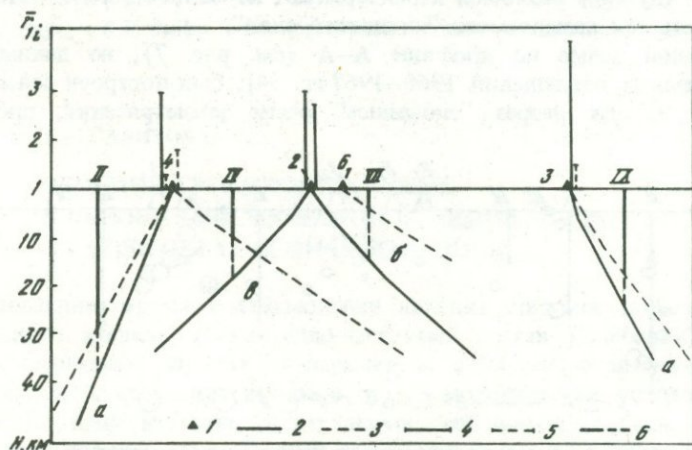


Рис. 8. Разрез по линии А—А (см. рис. 7)

1 — сейсмические станции; 2–3 — отрезки лучей сейсмических волн далеких землетрясений в пределах земной коры; 4–5 — значения полного вектора смещения; 6 — разломы (нумерация разломов дана в соответствии с рис. 8)

структур. Последние заключены в рамки. При анализе приводимой схемы надо иметь в виду, что более уверенные данные получены по северной части региона, в то время как материалы сейсмических станций 7 и 8 носят менее достоверный характер, поскольку они взаимно не контролируются и в ряде случаев не позволяют "подсекать" разрывные структуры вследствие относительной скудности имеющихся материалов.

При анализе схемы рис. 8 остановимся, прежде всего, на результатах по оценкам глубин основных разломов. Из рисунка следует, что Южно-Кувинский разлом (II) является самым глубинным из рассматриваемых нами и не исключена возможность его слабого погружения к северо-востоку. Его глубина изменяется в пределах 30–42 км (наиболее вероятное значение 42 км). Мадинско-Талдысуйский разлом (III) имеет глубину 20–25 км и есть основания полагать, что эта структура меньшего порядка, чем первый из рассматриваемых. Что же касается Кенешского (IV) и Южно-Катарского (V) разломов, то эти структуры по глубинам носят еще более поверхностный характер. Глубина первого из них оценивается в 10 км и второго 4–15 км. Южно-Наукатский (VI) и Кичик-Алайский (VII) разломы имеют глубины, лежащие в пределах 18–23 км. Глубина Гульчинского разлома (VIII) в северо-восточной части равна, в соответствии с полученными оценками, 17 км.

Полученные оценки находятся в соответствии с имеющимися геологическими представлениями [4, 5]. Так, Южно-Кувинский разлом (ветвь Южно-Ферганского краевого разлома) имеет более глубокое заложение, чем другие дизъюнктивные нарушения рассматриваемой схемы. Разломы, ограничивающие Алайский антиклинорий с севера (Южно-Наукатский) и юга (Кичик-Алайский), являются структурами относительно более низкого порядка и имеют менее глубинное заложение. Наконец, разломы, разграничивающие отдельные мегаструктуры, носят, как правило, еще более поверхностный характер (например, Кенешский, Южно-Катарский).

В заключение рассмотрения схемы рис. 7 отметим (и это очень важно), что отдельные значения глубин разломов не противоречат друг другу. Это является косвенным доказательством правильности наших построений.

Несомненный интерес представляет сопоставление глубин очагов землетрясений, происшедших в районе исследования, с полученными нами оценками глубин основных разломов.

Не следует, конечно, думать, что все землетрясения, особенно слабые, приурочены к рассматриваемым нами разломам. Однако как глубины очагов землетрясений, так и глубины разломов характеризуют глубинность тектонических процессов, мощность так называемого "активного слоя".

С указанной целью по профилю А–А (см. рис. 7), по данным детальных сейсмологических наблюдений 1965–1967 гг. [4], был построен сейсмологический разрез (рис. 9). На разрез "сносились" очаги землетрясений, происшедших в

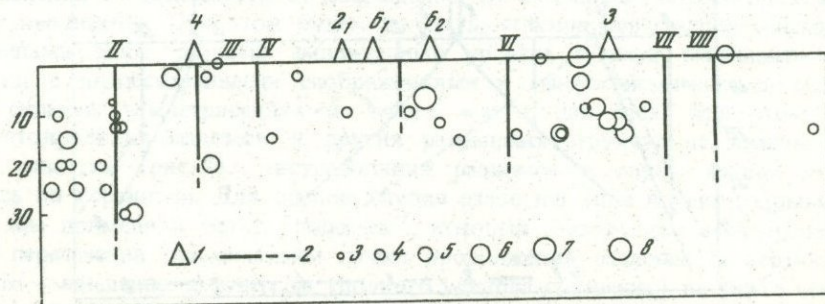


Рис. 9. Сейсмологический разрез по профилю А–А (см. рис. 7)

1 — сейсмические станции; 2 — разломы (нумерация разломов дана в соответствии с рис. 7); 3–8 — очаги землетрясений с энергетическим классом 3 — $K=6$; 4 — $K=7$; 5 — $K=8$; 6 — $K=9$; 7 — $K=10$; 8 — $K=11$

полосе шириной 20 км, по 10 км на каждую из сторон от профиля А—А (на рис. 8 эта полоса ограничена прямоугольником). Разломы экстраполировались на глубину, как это было указано выше, по вертикали, притом длина сплошного вертикального отрезка показывает верхний предел оцениваемой величины, пунктирная — нижний. Из рассмотрения приводимого разреза очевидно соответствие глубины очагов землетрясений глубинам изучаемых разломов.

Выводы

1. Предлагается методика определения глубины дизъюнктивных структур по данным записи удаленных землетрясений.
 2. Применение методики в Юго-Восточной Фергане показывает, что рассчитанные значения глубин основных разломов находятся в соответствии с имеющимися геологическими (тектоническими) представлениями, полученными в результате детальных геологических исследований.
 3. Сравнение глубин разломов и очагов местных слабых землетрясений района исследования показывает, что их значения практически совпадают.
 4. Предлагаемая методика может найти широкое применение при оценке глубин разрывных структур, что представляет как общегеологический, так и сейсмологический интерес.
- Авторы выражают признательность за помощь И.Л. Нересову, по идее которого была проделана эта работа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.В. Шебалин. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 6.
2. Н.В. Шебалин. Оценка размеров и положения очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным. — В кн.: Ташкентское землетрясение 1966 года. Ташкент, "Фан", 1971.
3. В.П. Грин, З.А. Кальметьева, Н.И. Ким. Оценка глубин разрывных структур по их влиянию на динамические характеристики удаленных землетрясений. — "Изв. АН КиргССР", 1974, № 6.
4. В.П. Грин, К.Д. Джанузакон и др. О сейсмотектонике Юго-Восточной Ферганы. — В сб.: Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1971.
5. А.К. Трофимов, О.К. Чедия. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-морфологическим данным на примере долины реки Акбура (Юго-Восточная Фергана). — В сб.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектоники Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.
6. H. Jeffreys, K.E. Bullen. Seismological tables. British Ass. Burl. House, London, 1940.

Т.М. САБИТОВА

ВЛИЯНИЕ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ В РАЙОНЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ НА СПЕКТРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В последнее время в сейсмологии находят широкое применение методы спектрального анализа. Амплитудно-частотный состав колебаний, регистрируемых на сейсмограммах, зависит от параметров очага землетрясения, строения среды на путях распространения волны и от сейсмологических условий в точках регистрации. Поэтому изучение спектральных особенностей записи, связанных с грунтовыми условиями, под станцией имеет определенный интерес по следующим основным причинам.

Во-первых, на основании таких спектров мы получаем данные о характере проявления землетрясений в конкретных грунтовых условиях, на основании чего может быть сделан прогноз сейсмического воздействия для отдельного района,

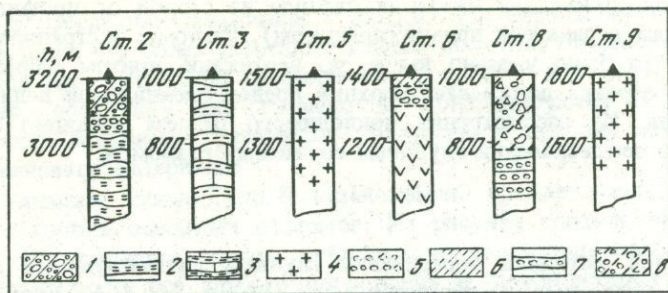


Рис. 1. Вероятные геологические разрезы в районе сейсмических станций

1 — моренные отложения; 2 — сланцы; 3 — известняки с прослоями глин; 4 — граниты и гранодиориты; 5 — валунно-галечники; 6 — суглинисто-супесчаные отложения; 7 — конгломераты; 8 — пролювиально-алювиальные отложения

что является задачей детального сейсмического районирования и микрорайонирования [1]. Во-вторых, изучение влияния грунтовых условий на спектральные особенности записи позволяет выявить искажения, которые имеют место в записях землетрясений на отдельных сейсмических станциях. По расчетным данным амплитуды колебаний на поверхности рыхлого слоя могут в 8–10 раз превышать амплитуды колебаний на поверхности монолитной скальной породы [2]. С учетом этих особенностей имеющиеся записи могут быть использованы для более точного определения энергии землетрясения, поглощения и т.д. [3, 4].

В данной работе рассматривается влияние грунтовых условий на спектры сейсмических волн, полученные на основании записей шести станций Киргизской комплексной сейсмологической экспедиции, оборудованных однотипной аппаратурой системы СКМ и расположенных в различных населенных пунктах Чуйской впадины и ее горного обрамления. На рис. 1 изображены ориентировочные схемы разрезов в районе наблюдений.

Исходный материал. Так как в спектрах сейсмических колебаний отражен суммарный эффект влияния многих факторов, то при изучении одного из факторов следует проводить исследование в таких условиях, когда имеется возможность ограничить число параметров, от которых зависит спектр. В данном случае при изучении связи спектра с грунтовыми условиями необходимо исключить такие параметры, как очаг и среду на пути эпицентр — станция. В первом приближении это было достигнуто выбором для исследования четырех гиндукушских землетрясений, эпицентры которых располагались в пределах ограниченной зоны ($\varphi=35^{\circ}7'–36^{\circ}8'$ с.ш., $\lambda=70^{\circ}–70^{\circ}8'$ в.д.); глубины их очагов h были равны 100–200 м. Эпицентры исследуемых землетрясений находятся приблизительно на равных расстояниях от станций ($\Delta=700–800$ км). Расстояние эпицентр — станция значительно больше расстояний между станциями. Различия в азимутах со станций на эпицентр для одного и того же землетрясения не превышают 20° (табл. 1). В этом случае лучи, по которым приходят к разным станциям сейсмические волны, проникают на одинаковую глубину и идут на сравнительно небольшом удалении друг от друга, подходя к станции почти вертикально. Такой ход лучей позволяет допустить, что они пересекают одинаковую среду на всем пути, кроме окрестности самих станций.

Кроме того, исследовались спектры трех близких землетрясений (табл. 2). В наших условиях, когда станции расположены довольно далеко друг от друга (расстояния 50–200 км), исключить влияние среды на пути эпицентр — станция трудно, поэтому пришлось ограничиться сравнением спектров близких землетрясений только для трех станций, расположенных сравнительно на небольших удалениях друг от друга (50–100 км).

Помимо машинных спектров в работе рассмотрены визуальные спектральные характеристики для 29 гиндукушских и 24 близких землетрясений.

Таблица 1

Дата землетрясения; t_0 ; $\varphi^0 N, \lambda^0 E$; h , км	Номер станции	Δ , км	A_Z^0	Спектральные характеристики						
				Визуальные			Данные машинных спектров			
				A_{\max} мм	$T A_{\max}$ сек	$\frac{AN}{A_3}$	A_{\max} мм	$T A_{\max}$ сек	Ширина спектра, гц	$\frac{AN}{A_3}$
11. III 1968 г. 17 час 44 мин; $\varphi = 35,7^0$; $\lambda = 70,8^0$; $h = 104$ км	2	780	198	4,5	0,8	4,5	3,7	0,9	0,5-1,6	-
	3	795	198	1,0	-	1,0	-	-	-	-
	5	765	190	2,0	0,8	2,0	2,0	1,3	0,5-2,0	-
	6	845	205	1,5	1,0	1,5	-	-	-	-
26. III 1968 г. 15 час 03 мин; $\varphi = 36,4^0$; $\lambda = 70,3^0$; $h = 140$ км	2	725	203	31,0	0,9	5,2	17,5	0,9	0,5-1,3	4,60
	3	750	200	6,0	1,8	1,0	3,8	2,3	0,4	1,00
	5	700	195	20,0	0,8	3,3	8,6	1,3	0,45-2,45	2,30
	6	790	205	10,0	1,2	1,7	7,4	1,5	0,5-3,0	1,90
	8	805	208	9,0	1,4	1,5	7,3	1,4	0,8-2,5	2,0
	9	800	214	8,0	1,7	1,3	5,6	1,4	0,45-4,0	1,40
29. III 1968 г. 19 час 00 мин; $\varphi = 36,8^0$; $\lambda = 70,0^0$ $h = 200$ км	2	700	190	19,0	0,8	4,7	-	-	-	-
	3	720	203	4,0	0,5	1,0	7,1	1,0	0,3-1,3	1,00
	5	670	203	10,5	0,7	2,6	-	-	-	-
	8	780	211	9,0	1,1	2,25	11,1	1,2	0,8-1,9	1,56
	9	780	218	9,0	1,0	2,25	7,7	1,0	0,7-3,0	1,08
5. IV 1968 г. 06 час 17 мин $\varphi = 35,9^0$; $\lambda = 70,3^0$; $h = 118$ км	2	770	201	17,5	0,8	5,0	7,5	0,8	0,3-1,2	5,70
	3	790	198	3,5	0,4	1,0	1,3	0,4	0,2-1,2	1,00
	5	750	195	7,0	0,9	2,0	3,0	0,9	0,4-1,8	2,30
	6	835	204	3,5	1,0	1,0	1,5	1,0	0,3-2,0	1,20
	8	855	210	2,25	-	0,65	-	-	-	-
	9	845	217	2,0	-	0,57	-	-	-	-

Таблица 2

Дата землетрясения; t_0 ; $\varphi^0 N, \lambda^0 E$; h , км; K	Номер станции	Δ , км	A_Z^0	Спектральные характеристики						
				Визуальные			Данные машинных спектров			
				A_{\max} мм	$T A_{\max}$ сек	$\frac{AN}{A_3}$	A_{\max} мм	$T A_{\max}$ сек	Ширина спектра, гц	$\frac{AN}{A_3}$
3. XII 1967 г. 08 час 40 мин; $\varphi = 43^0 16,5'$; $\lambda = 76^0 11'$; $h = 0-10$ км; $K = 9,4$	2	218	63	2,2	0,3 и 0,4	1,4	40,6	0,47	0,23-0,90	1,3
	3	230	75	1,6	0,6	1,0	31,6	0,70	0,30-1,40	1,0
	5	305		0,68	0,5	0,4	14,1	0,48	0,25-1,80	0,44
11. XII 1967 г. 05 час 46 мин; $\varphi = 42^0 36,5'$; $\lambda = 75^0 25'$; $h = 0-10$ км; $K = 8,6$	2	135	80	3,0	0,3 и 0,4	4,0	29,9	0,40	0,13-1,00	2,6
	3	160	95	0,73	0,3	1,0	11,7	0,40	0,18-1,30	1,0
	5	234		1,0	0,3	1,3	12,2	0,30	0,17-2,50	1,05
21. V 1968 г. 22 час 19 мин; $\varphi = 42^0 06,3'$; $\lambda = 76^0 07'$; земная кора; $K = 8,6$	2	190		2,8	0,3	3,5	-	-	-	-
	3	228		0,8	0,4	1,0	8,2	0,54	0,20-1,80	-
	5	294		1,2	0,7	1,5	-	-	-	-

Для получения спектров использовались записи поперечных волн S , которые в случае сильного землетрясения представляют наибольшую опасность для сооружений. Эти записи цифровались на полуавтоматической установке с равномерным шагом $h=0,1$ мм каждые $0,025$ сек по составляющей север-юг. Анализировались участки сейсмограмм приблизительно одинаковой длительности ($t \sim 20$ сек), включающие наиболее интенсивную часть записи. Как известно, исключение малоинтенсивной части записи не приводит к большим погрешностям при вычислении спектра [5, 6]. Вычисление спектра Фурье проводилось ускоренным методом по программе Г.А. Погребинского, разработанной в Институте физики Земли АН СССР.

Спектры далеких гиндукушских землетрясений

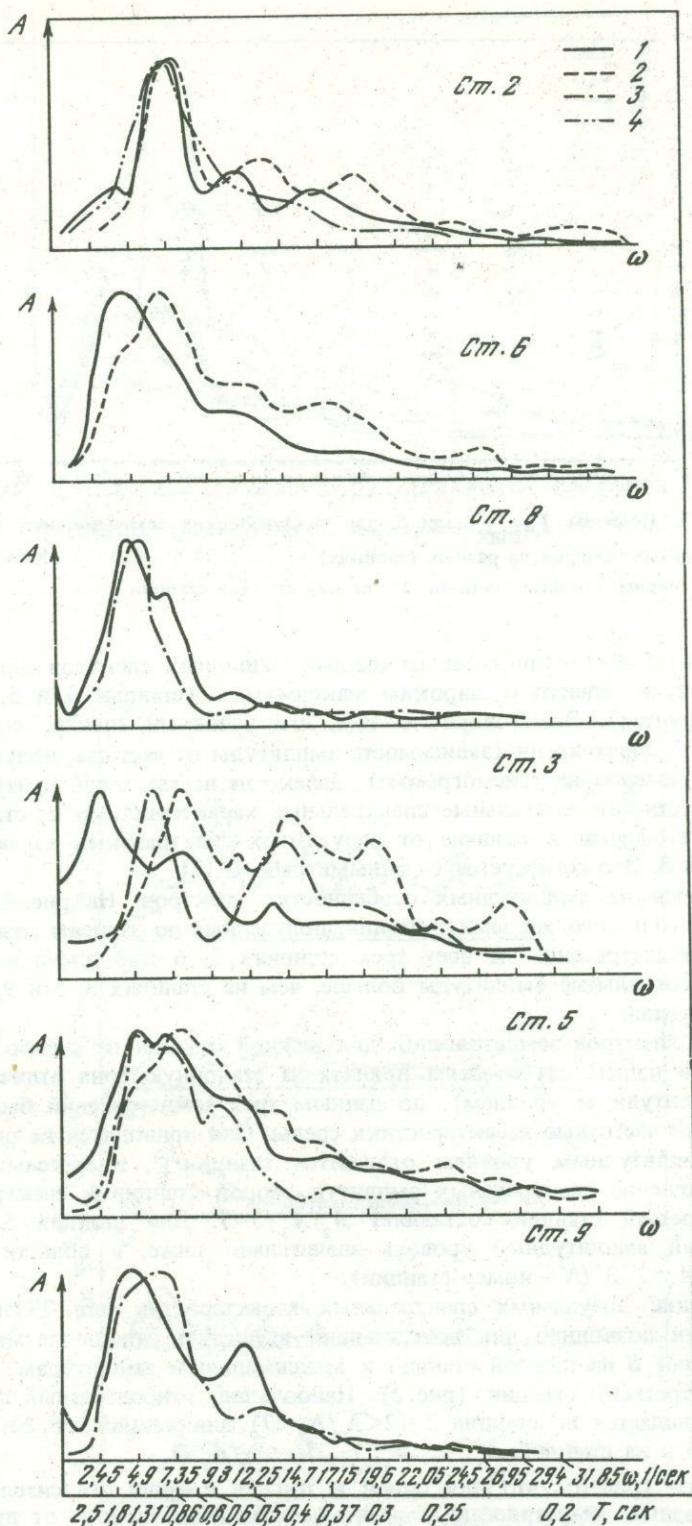
Для четырех гиндукушских землетрясений были вычислены машинные спектры волн S по данным шести станций. При анализе полученных спектров, нормированных максимальной амплитудой (рис. 2), видно, что на всех станциях в спектрах наблюдается несколько более или менее резких максимумов. Периоды, соответствующие основным максимумам спектров $T_{A_{\max}}$ на всех станциях приблизительно одинаковы, они колеблются в пределах $0,7-1,5$ сек. Исключение составляет спектр землетрясения 26. III 1968 г. На станции $3T_{A_{\max}} = 2,3$ сек, т.е. значительно больше, чем $T_{A_{\max}}$ для остальных землетрясений (см. табл. 1). Это следует объяснить интенсивной для данного землетрясения поверхностной волной, которая, накладываясь на волны S , проявляется в спектре дополнительным максимумом. Положения более короткопериодных максимумов в спектре этого землетрясения совпадают с положениями максимумов спектров двух других землетрясений на этой станции.

Для рассмотренных четырех гиндукушских землетрясений оценивалась также ширина спектра как разность периодов, соответствующих амплитудам, второе меньшим максимальной. Ширина спектра дает представление о частотном составе наиболее интенсивных колебаний (см. табл. 1). Для 29 гиндукушских землетрясений исследовались, кроме того, визуальные спектральные характеристики волн S , максимальная амплитуда A_{\max} и период, соответствующий максимальной амплитуде $T_{A_{\max}}$. Для визуальных замеров использовались также данные станций $4_1, 4_2, 5_2, 6_2, 7_1, 7_2$. Все эти станции расположены на скальных грунтах.

По данным визуальных замеров периоды $T_{A_{\max}}$ для гиндукушских землетрясений лежат в пределах $0,2-1,8$ сек (рис. 3). Отличаются от остальных только спектральные характеристики на станции 2, на которой не наблюдаются $T_{A_{\max}} > 1$ сек.

Спектры колебаний, зарегистрированных на поверхности разных по типу грунтов, могут различаться по частотному составу и амплитудному уровню. Рассмотрим частотные особенности спектров. Наиболее ярко проявляются отличия между спектрами, полученными по записям станций 2 и 8, стоящих на рыхлых грунтах, а также станций 3 и 5, стоящих на скальных грунтах (рис. 2). Для спектров на станциях 2 и 8 характерен узкий резонансный максимум. Спектры на станциях 3 и 5 отличаются довольно широким расплывчатым максимумом. В особенности это относится к спектру на станции 3, для которых интенсивность колебаний с $T=0,2-0,4$ сек мало отличается от интенсивности основного максимума с $T_{A_{\max}} = 0,7-1$ сек. Исключение составляют спектры землетрясений на станции 9, расположенной на коренных породах. Они отличаются хорошо выраженными резонансными максимумами в отличие от спектров на станциях 3 и 5 и очень близки по форме к спектрам, полученным на станции 6, стоящей на рыхлых грунтах. Аналогичные резонансные спектры на скальных грунтах описаны и в других работах [3].

Следует отметить (см. табл. 1), что визуальные замеры для $T_{A_{\max}}$ довольно точно совпадают с данными машинных спектров для тех станций, на которых получен резонансный спектр (станции 2 и 8, стоящие на рыхлых грунтах), и



Р и с. 2. Спектры воли S для четырех гиндукушских землетрясений на шести станциях
 1 — 26 марта 1968 г. 15 час 03 мин; 2 — 5 апреля 1968 г. 06 час 17 мин; 3 — 29 марта 1968 г. 19 час 00 мин; 4 — 11 марта 1968 г. 17 час 44 мин

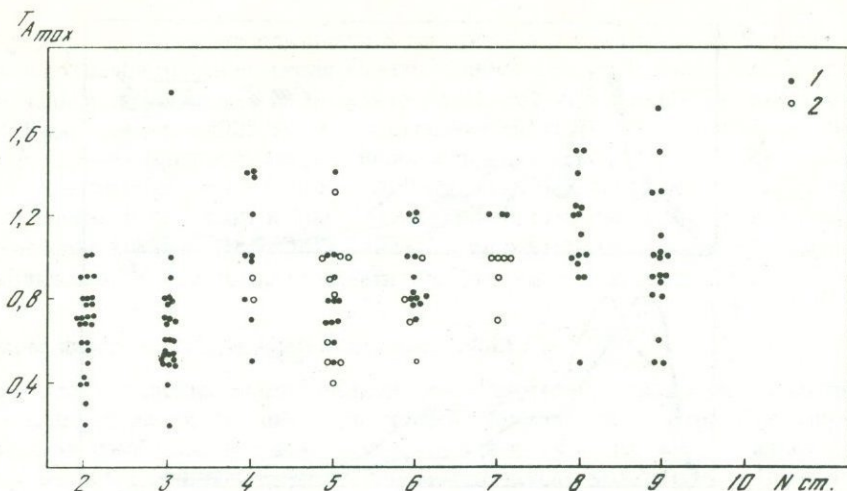


Рис. 3. Периоды $T_{A_{max}}$ волн S для гиндукушских землетрясений (данные визуальных замеров на разных станциях)

1 — первая стоянка станции; 2 — вторая стоянка станции

заметно (до 0,5 сек) отличаются от данных машинных спектров для станций, на которых получен спектр с широким максимумом (станции 3 и 5, стоящие на скальных грунтах). Это говорит о том, что условный спектр, которым часто пользуются в сейсмологии (зависимость амплитуды от частоты, полученная путем визуальных замеров на сейсмограмме), далеко не всегда характеризует истинный спектр; в частности, визуальные спектральные характеристики на станциях 3 и 5 оказались неточными в отличие от визуальных спектральных характеристик на станциях 2 и 8. Это согласуется с данными работы [7].

Остановимся на амплитудных особенностях спектров. На рис. 4 изображены спектры одного и того же землетрясения, полученные по записям разных станций. Для этого землетрясения на всех трех станциях 2, 6 и 8, стоящих на рыхлых грунтах, максимальные амплитуды больше, чем на станциях 3, 5 и 9, стоящих на скальных грунтах.

Делением спектров землетрясений для каждой станции на спектр для станции 3, которая в нашем случае была принята за эталонную (она отличается самым низким амплитудным уровнем), по данным трех землетрясений были получены относительные частотные характеристики среды. Они приводятся на рис. 5. Самым высоким амплитудным уровнем отличается станция 2, в максимальной части спектра отношение спектральных амплитуд второй станции к спектральным амплитудам третьей станции составляет $A_2/A_3=5-7$. Для станций 5, 6, 8 и 9 относительный амплитудный уровень значительно ниже, в области максимума спектра $A_N/A_3=2-3$ (N — номер станции).

Рассмотрение визуальных спектральных характеристик для 29 гиндукушских землетрясений позволило для всех станций вычислить отношение максимальных амплитуд волн S на каждой станции к максимальным амплитудам волн S на эталонной (третьей) станции (рис. 6). Наибольший относительный амплитудный уровень наблюдается на станции 2 ($2 < A_2/A_3 < 7$), для станций 5, 6, 8 и 9 он равен $0,3 \leq A_N/A_3 \leq 3$ и на станциях 4, 1, 4, 2, 5, 2, 7, 1, 7, 2 — $A_N/A_3 \leq 1$.

Как видим (рис. 6), что для одной и той же станции относительные амплитуды при разных землетрясениях значительно отличаются друг от друга, причем для станций 6 и 8, стоящих на рыхлых грунтах, A_N/A_3 может быть и больше, и меньше единицы, т.е. даже для гиндукушских землетрясений с приблизительно одинаковыми эпицентрными расстояниями и азимутами со станции на эпицентр не удается ввести стабильные станционные поправки на амплитуду для каждой станции. Эффект меняется от землетрясения к землетрясению. Попытки

4

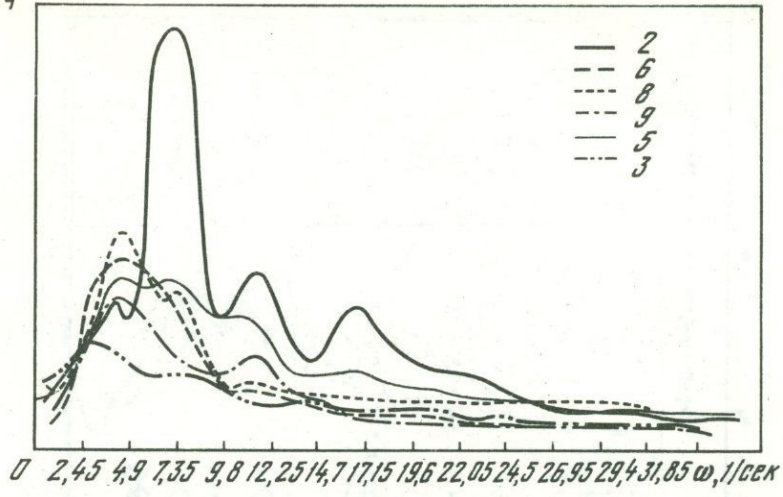


Рис. 4. Спектры гиндукушского землетрясения 26 марта 1968 г. на шести станциях (2, 6, 8, 9, 5, 3)

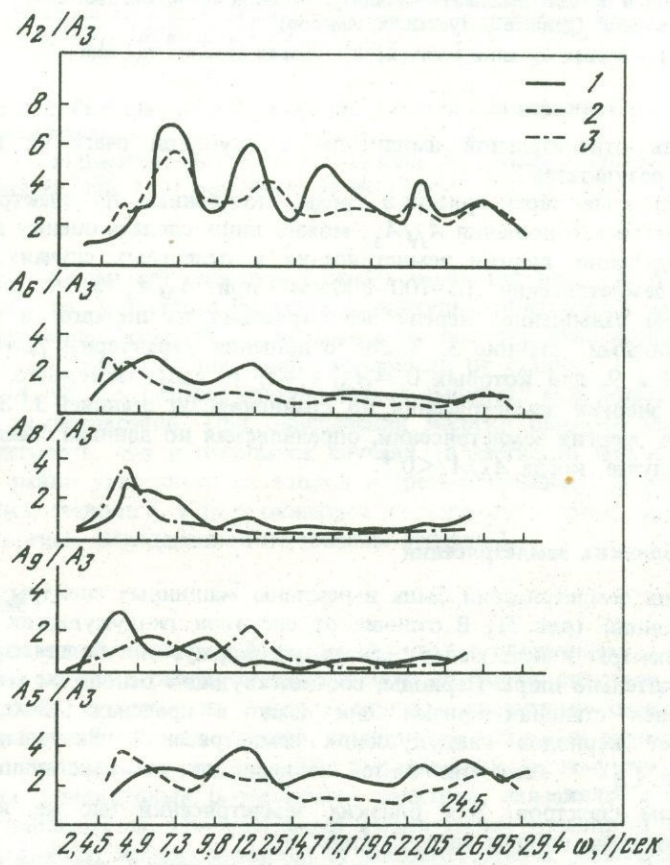


Рис. 5. Частотные характеристики среды по данным спектров трех гиндукушских землетрясений на пяти станциях
 1 — 26 марта 1968 г. 15 час 03 мин; 2—5 апреля 1968 г. 06 час 17 мин;
 3 — 29 марта 1968 г. 19 час 00 мин

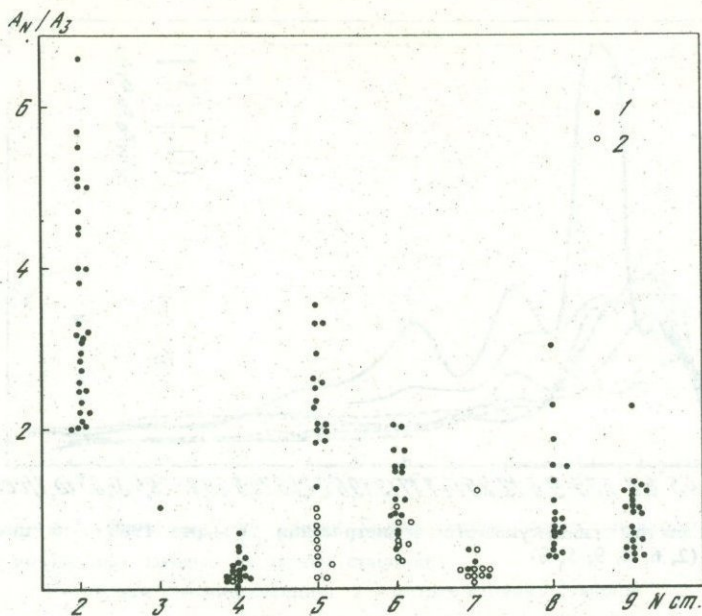


Рис. 6. Отношения максимальных амплитуд волн S на каждой станции к максимальным амплитудам волн S на станции 3 — эталонной (данные визуальных замеров)

1 — первая стоянка станций; 2 — вторая стоянка станций

установить связь относительной амплитуды с глубиной очага не привели к положительным результатам.

Учитывая частотные характеристики среды, полученные по спектрам, и визуально определяемые отношения A_N/A_3 , можно лишь сделать оценку возможной ошибки в определении энергии землетрясения в отдельных случаях. Так, для гиндукушских землетрясений ($\Delta=700-800$ км) при $A_N/A_3 > 3$ по данным N -й станции получаем завышение энергии землетрясения на порядок и больше по сравнению с данными станции 3. Такие отношения характерны для станции 2. Станции 5, 6, 8 и 9, для которых $0,3 \leq A_N/A_3 \leq 3$, не дадут заметного завышения или занижения энергии землетрясения по сравнению со станцией 3. Заниженной может оказаться энергия землетрясений, определяемая по данным станций 5_2 , 4_1 , 4_2 и 7_1 , 7_2 в случае, когда $A_N/A_3 < 0,3$.

Спектры близких землетрясений

Для трех близких землетрясений были вычислены машинные спектры волн S по данным трех станций (рис. 7). В отличие от спектров гиндукушских землетрясений данные спектры имеют менее правильную форму, они более изрезаны, их максимумы значительно шире. Периоды, соответствующие основным максимумам спектров, на трех станциях близки, они лежат в пределах 0,3–0,7 сек, т.е. значительно ниже периодов гиндукушских землетрясений. Визуально определяемые периоды $T_{A_{\max}}$ мало отличаются от периодов, соответствующих основным максимумам спектров. Для близких землетрясений так же, как и для гиндукушских, оценена ширина спектра (табл. 2).

Несмотря на сложный вид спектров, спектры на станции 2, стоящей на рыхлых грунтах, отличаются от спектров на станциях 3 и 5, стоящих на скальных грунтах. Для близких землетрясений, так же как и для гиндукушских, спектры на станции 2 имеют более узкий максимум, чем спектры на станциях 3 и 5 (рис. 7)

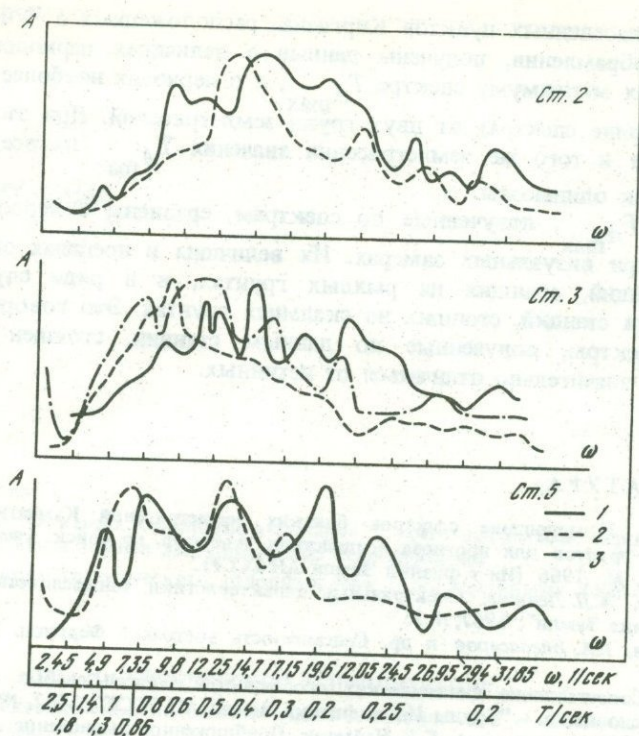


Рис. 7. Спектры волн S для трех близких землетрясений на трех станциях

1 — 11 декабря 1967 г. 5 час 46 мин; 2—3 декабря 1967 г. 8 час. 40 мин; 3—21 мая 1968 г. 22 час. 19 мин

Амплитудные особенности спектров близких землетрясений, как и гундукушских, состоят в том, что самые большие амплитуды наблюдаются на станции 2. С помощью визуальных замеров были вычислены значения относительных амплитуд A_2/A_3 для 24 землетрясений, равно удаленных от станций 2 и 3. Получилось, что $1 < A_2/A_3 < 8$, т.е. разброс относительных амплитуд еще больший, чем для гундукушских землетрясений. При определении энергии близких землетрясений необходимо учитывать, что в отдельных случаях (в частности при $A_2/A_3 > 3$ для землетрясения, равно удаленного от второй и третьей станций), энергия, определенная по данным станции 2, может оказаться на порядок и более завышенной по сравнению с энергией, определенной по данным станции 3.

Заключение

Основные результаты настоящей работы заключаются в следующем:

1. Грунтовые условия в районе станций влияют на форму спектров поперечных волн: для станций, стоящих на рыхлых грунтах, характерен спектр с узким резонансным максимумом; для станций, стоящих на скальных грунтах, характерен спектр с более широким, иногда слабо выраженным максимумом.

2. Устойчивых амплитудных особенностей спектров, связанных с грунтовыми условиями, не наблюдается. Относительный амплитудный уровень на одной и той же станции неустойчив, эффект меняется от землетрясения к землетрясению даже для одной и той же эпицентральной области. Следовательно, нельзя ввести стабильные станционные поправки на амплитуду. Однако удалось выделить станции, по данным которых энергия землетрясения может быть на порядок завышенной или заниженной по сравнению с данными эталонной станции.

3. Для ряда населенных пунктов Киргизии, расположенных в Чуйской впадине и ее горном обрамлении, получены данные о величинах периодов колебаний, соответствующих максимуму спектра $T_{A_{\max}}$, и о периодах наиболее интенсивных колебаний (ширине спектра) от двух групп землетрясений. При этом оказалось, что для одного и того же землетрясения значения $T_{A_{\max}}$ на всех станциях в пределах ошибок одинаковы.

4. Периоды $T_{A_{\max}}$, полученные по спектрам, сравнены с периодами $T_{A_{\max}}$, полученными при визуальных замерах. Их величины в пределах ошибок одинаковы для станций, стоящих на рыхлых грунтах, и в ряде случаев заметно различаются для станций, стоящих на скальных грунтах. Это говорит о том, что визуальные спектры, полученные по данным станции, стоящей на скальных грунтах, могут значительно отличаться от истинных.

ЛИТЕРАТУРА

1. *В.В. Штейнберг*. Исследование спектров близких землетрясений Камчатки и частотных характеристик грунтов для прогноза воздействия. Автореф. на соиск. учен. степени канд. физ.-мат. наук. М., 1966 (Ин-т физики Земли АН СССР).
2. *Л.И. Ратникова, А.Л. Левшин*. Спектральные характеристики тонкослоистых сред. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1967, № 2.
3. *Е.М. Бутовская, Р.А. Багдасаров* и др. Сейсмичность восточной Ферганы. Ташкент, "Фан", 1966.
4. *Е.Н. Седова*. Сопоставление динамических особенностей записей слабых землетрясений с грунтовыми условиями. — "Труды Ин-та физики Земли АН СССР", 1962, № 25 (195).
5. *Н.П. Грудева, Л.Н. Малиновская, Б.Н. Наймарк*. Приближенное вычисление спектров сейсмических колебаний. — В сб.: Вычислительная сейсмология, вып. 3. М., "Наука", 1967.
6. *Т.М. Сабитова*. Об оценке глубины залегания очагов землетрясений в земной коре по спектрам поверхностных волн. — "Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук", 1964, IV, вып. 4.
7. *В.В. Штейнберг*. Анализ колебаний грунтов от близких землетрясений. — "Труды Ин-та физики Земли АН СССР (Вопросы инженерной сейсмологии)", 1964, вып. 9, № 33 (200).

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Часть I	
ВВОДНЫЕ СТАТЬИ	5
<i>Ш.Г. Напетваридзе.</i> О картах сейсморайонирования с предполагаемыми (прогнозируемыми) очаговыми зонами разрушительных землетрясений	—
<i>И.Е. Губин.</i> О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами	6
Часть II	
СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ.	26
<i>П.С. Кармазин.</i> Тектоническое положение очагов землетрясений и сейсмическое районирование Крыма	—
<i>Р.А. Агамирзоев.</i> К сейсмическому районированию Азербайджана	31
<i>Г.П. Симомян.</i> Сейсмогенные зоны Юго-Восточной Армении	41
<i>Р.Н. Ибрагимов.</i> Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование	48
<i>М.М. Адышев, К.Д. Джанузиков, К.Е. Калмурзаев, В.И. Кнауф, Е.В. Христов, О.К. Чедия.</i> О принципах комплексного сейсмического районирования	72
<i>Е.И. Паталах, Н.М. Чабдаров.</i> Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса	80
<i>А.М. Бабаев.</i> Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана	91
<i>А.М. Бабаев, К.М. Мирзоев.</i> Сейсмогенные зоны Таджикистана	105
<i>К.М. Мирзоев.</i> Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана	118
Часть III	
МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ	130
<i>Т.А. Акишев, Е.Г. Малинин, К.А. Попов, М.М. Розенблат, Б.М. Уразаев.</i> Глубинное строение Северного Тянь-Шаня и прилегающих областей (по геофизическим данным)	—
<i>А.А. Абдулин, В.А. Быкадоров, Б.С. Цырьельсон, Б.А. Хрычев.</i> Особенности структуры и глубинного строения северо-западных предгорий Тянь-Шаня и прилегающих территорий в связи с сейсмичностью	141
<i>А.Н. Антоненко, О.В. Сергеев.</i> Особенности методики изучения вариаций скоростей сейсмических волн, возбуждаемых взрывами, в очаговых зонах	149
<i>О.К. Чедия.</i> Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы	157
<i>В.И. Кнауф, М.П. Кузнецов, А.Н. Лобанченко, К. Нурманбетов, Ч.У. Утиров, Г.Г. Шилов.</i> Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием комплекса геологических, геофизических и сейсмических данных (на примере Чуйской впадины)	162
<i>В.П. Грин, З.А. Кальметьева, Н.И. Ким.</i> Глубины разломов Юго-Восточной Ферганы по данным записей далеких землетрясений	169
<i>Т.М. Сабитова.</i> Влияние грунтовых условий в районе сейсмической станции на спектры сейсмических волн	179

УДК 550.34+47.57

О картах сейсморайонирования с предполагаемыми (прогнозируемыми) очаговыми зонами разрушительных землетрясений. Напетваридзе Ш. Г. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976, 5-6

Приведены современные требования проектирования сейсмостойкого строительства, предъявляемые к картам сейсмического районирования. Подчеркнута необходимость выделения на картах очаговых зон, обусловленных индивидуальными разрывами или зонами разрывов, для учета эпицентрального расстояния и магнитуды при оценке количественных характеристик сейсмических колебаний.

УДК 550.34+47.57

О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. Губин И. Е. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976, 6-25

Показана необходимость развития сейсмического районирования путем перехода от карт с зонами балльности к картам с сейсмогенными (очаговыми) зонами разрушительных землетрясений, обусловленных разрывами различных категорий. Анализируются элементы таких новых карт и поясняется их значение для практического использования. Рассмотрены особенности условий составления новых карт и землетрясения, возникшие в сейсмогенных зонах после их установления.

Иллюстраций 7, библиогр. 25 назв.

УДК 550.34

Тектоническое положение очагов землетрясений и сейсмическое районирование Крыма. Кармазин П. С. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976, 26-31

Главной сейсмогенной зоной крымского региона является зона разломов материкового склона Черного моря. С севера к ней примыкает сейсмогенная зона материковой отмели, а с юга - область интенсивных опусканий глубоководной Черноморской впадины. По данным прошлых землетрясений и особенностям тектонических движений определена степень сейсмогенности упомянутых зон и их отрезков. Приведена карта сейсмического районирования Крыма.

Иллюстраций 2, библиогр. 12 назв.

УДК 550.34

К сейсмическому районированию Азербайджана. Агамирзоев Р. А. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976, 31-41

Установлено, что сейсмичность территории Азербайджана обуславливается тектоническими движениями по сейсмогенным разрывам различных категорий; определена степень сейсмогенности каждой зоны разрывов и ее индивидуальных отрезков, а также размеры возможных в будущем областей распространения сотрясений определенных баллов в стороны от зон разрывов. Приведена карта сейсмического районирования.

Иллюстраций 2, таблиц 1, библиогр. 32 назв.

УДК 550.34

Сейсмогенные зоны Юго-Восточной Армении. Симонян Г. П. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 41-48

На территории Юго-Восточной Армении установлены сейсмогенные зоны разрушительных толчков, обусловленные зонами активных разрывов различных категорий. Дана история образования этих разрывов и определяется степень их сейсмогенности, исходя из особенностей геологического строения и землетрясений прошлого.

Иллюстраций 2, библиогр. 29 назв.

УДК 551. 243+550.34

Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование. Ибрагимов Р. Н. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 48-72

В пределах территории восточного Узбекистана установлены многочисленные сейсмогенные зоны трех категорий, обусловленные разрывами трех различных рангов и выяснены степени их сейсмогенности. На базе этих зон составлена карта сейсмического районирования. Приведен обширный исходный фактический материал, геологический и сейсмический.

Иллюстраций 6, таблиц 1, библиогр. 49 назв.

О принципах комплексного сейсмического районирования. Адышев М.М., Джанузаков К.Д., Калмурзаев К.Е., Кнауф В.И., Христов Е.В., Чедия О.К. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 72-79

Доказывается, что по комплексу геологических и сейсмических данных могут быть выделены очаговые зоны разрушительных толчков, определена степень их сейсмогенности и размеры областей распространения сотрясений определенных баллов в стороны от каждой зоны. Балльность ожидаемых сотрясений корректируется путем учета грунтовых условий. Приведена карта сейсмрайонирования территории Киргизской ССР.

Иллюстраций 1, библиогр. 15 назв.

УДК 551.4+551.248.2+235.216-17

Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г. 80-90

Рассматривается геологическое строение Северного Тянь-Шаня и особенности глубинных тектонических процессов, приведших к созданию новейших геологических структур и рельефа. Выявлен современный процесс рельефообразования и геологические условия генерации сильных землетрясений на данной территории, составлена карта сейсмрайонирования с сейсмогенными зонами, обусловленными крупными разрывами.

Иллюстраций 6, библиогр. 23 назв.

УДК 550.34+551.78+575.3

Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана. Бабаев А.М. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 91-105

Исходя из анализа истории геологического развития территории Таджикистана, в том числе новейшего этапа, выделены важнейшие сейсмогенные краевые разломы. Произведена оценка степени сейсмогенности каждого разлома по геологическим данным.

Иллюстраций 2, библиогр. 44 назв.

УДК 550.34

Сейсмогенные зоны Таджикистана. Бабаев А.М., Мирзоев К.М. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 105-118

В пределах территории Таджикистана установлено четырнадцать ведущих сейсмогенных зон и определена степень их сейсмогенности. Выяснено, что районы пересечения поперечных поднятий с крупными сейсмогенными разрывами не могут рассматриваться в качестве наиболее вероятных мест возникновения разрушительных землетрясений. Найдено, что ни зафиксированные, ни ожидаемые максимальные землетрясения не зависят от величины градиента скоростей новейших тектонических движений.

Иллюстраций 1, таблиц 1, библиогр. 22 назв.

УДК 550.348.098.64

Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана. Мирзоев К.М. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 118-129

Состав среды и скорость тектонических движений по разрывам в пределах сейсмогенных зон Таджикистана определяют в них различные свойства сейсмического режима и значения его параметров. Рассчитаны средние значения повторяемости сильных землетрясений и выделены районы наиболее вероятного возникновения сильнейших землетрясений в ведущих сейсмогенных зонах.

Иллюстраций 2, таблиц 1, библиогр. 3 назв.

УДК 550.347.42-53+550.347.62

Глубинное строение Северного Тянь-Шаня и прилегающих областей (по геофизическим данным). Акишев Т.А., Малинин Е.Г., Попов К.А., Розенблат М.М., Уразаев Б.М. Сб. "Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 130-140

Приведены результаты интерпретации геофизических материалов, огибающих глубинное строение Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Дается характеристика разломов и блоков различного порядка. Особо рассмотрены глубинные разломы, активизированные в новейшее время, и приводятся данные, важные для установления сейсмогенности последних.

Иллюстраций 5, таблиц 1, библиогр. 5 назв.

УДК 551.24+550.343+574.5

Особенности структуры и глубинного строения северо-западных предгорий Тянь-Шаня и прилегающих территорий в связи с сейсмичностью. Абдулин А. А., Быкадоров В. А., Цирельсон Б. С., Хрычев Б. А. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 141-149

Для установления геологической основы сейсмического районирования выяснено глубинное геологическое строение докембрийского фундамента и мезозой-кайнозойского платформенного чехла территорий, примыкающих к хребту Каратау и Чаткало-Кураминской горной системе, а также территории долины среднего течения р. Сырдарья и Кызылкумов. Найдено, что землетрясения тяготеют к зонам активных разломов; дано заключение о сейсмических условиях г. Чимкента и других городов, расположенных в зоне Чулимского разлома.

Иллюстраций 4, библиогр. 19 назв.

УДК 550.343.06+574.51

Особенности методики изучения вариаций скоростей сейсмических волн, возбуждаемых взрывами, в очаговых зонах. Антоненко А. Н., Сергеев О. В. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 149-156

Поясняется методика и рассматриваются первые результаты изучения очаговых зон сейсмологических методами в Алмаатинской области. Изменение физических свойств пород в очаговой (сейсмогенной) зоне исследовалось путем наблюдения за изменением во времени скоростных параметров среды.

Иллюстраций 4, таблиц 2.

УДК 551.24+551.78.79+575.3

Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. Чедия О. К. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 157-162

Рассмотрены зоны устойчивых новейших прогибаний и поднятий на территории Киргизии, а также связанные с ними зоны активных разрывов. Дается краткая характеристика сейсмогенности последних.

Иллюстраций 2, библиогр. 14 назв.

УДК 550.347.42-43

Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием комплекса геологических, геофизических и сейсмических данных (на примере Чуйской впадины). Кнауф В. И., Кузнецов М. П., Лобанченко А. Н., Нурманбетов К., Утиров Ч. У., Шилов Г. Т. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 162-169

Выяснено, что в районе Чуйской впадины размещение гипоцентров землетрясений обусловлено расположением систем активизированных древних разрывов. Глубины очагов находятся в зависимости от особенностей глубинного геологического строения.

Иллюстраций 1, библиогр. 15 назв.

УДК 551.2+575.3

Глубины разломов Юго-Восточной Ферганы по данным записей далеких землетрясений. Грин В. П., Кальметьева З. А., Ким Н. И. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 169-179

Для определения глубины заложения разломов в районах юго-восточной части Ферганской долины были использованы записи 75 далеких землетрясений с эпицентральным расстоянием, лежащим в пределах 19-147°. Рассчитанные значения глубин основных разломов соответствуют имеющимся геологическим данным. Цель работы - выяснение размеров зон накопления упругой энергии для прогноза магнитуды возможных землетрясений.

Иллюстраций 9, библиогр. 6 назв.

УДК 550.343.06

Влияние грунтовых условий в районе сейсмической станции на спектры сейсмических волн. Сабитова Т. М. Сб. "Сейсмогеология некоторых районов Юга СССР". М., "Наука", 1976 г., 179-188

Выяснено, что грунтовые условия в районе расположения сейсмических станций влияют на форму спектров поперечных волн. Не наблюдается устойчивых амплитудных особенностей спектров, связанных с грунтовыми условиями.

Иллюстраций 7, таблиц 2, библиогр. 7 назв.

ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
15	9 св.	в них чем больше	в них. Чем больше
36	8 св.	сейсмостатические	сейсмостатистические
73	12 стр.	$1,8 \lg h + 1,4 \leq M \leq 2 \lg h + 2$	$1,8 \lg L + 1,4 \leq M \leq 2 \lg L + 2$
111	20 стр.	1500 - 200 м.	1500 - 2000 м.
114	16 стр.	(M = 7,8)	(M = 7-8)

Зак. 1348 Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР

1 р. 99 к.

1859