

*Часть I*  
**ОРГАНИЗАЦИОННЫЕ ОСНОВЫ, ПРИНЦИПЫ,  
МЕТОДИКА И ТЕХНИКА СОСТАВЛЕНИЯ  
НОВОГО КАТАЛОГА**

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение внутреннего строения Земли, оценка сейсмической опасности, исследования по физике очагов землетрясений, поиски их предвестников и многие другие вопросы современной сейсмологии в большей или меньшей степени опираются на первичные сейсмические данные.

По мере развития науки неизбежно возрастают и требования к исходной информации. Еще совсем недавно в сводке данных о землетрясениях мира [ISS]<sup>1</sup> публиковались только координаты эпицентров и невязки времен первых вступлений сейсмических волн. Сейчас, когда интересы сейсмологии направлены на изучение очагов, невозможно представить себе хороший сводный сейсмологический бюллетень без данных о магнитуде и глубине очага землетрясений. На очереди включение в сейсмологическую практику систематического определения механизма очага, его размеров, ориентации, сейсмического момента и других динамических параметров. Однако этого недостаточно для решения большого круга задач, требующих статистического подхода. Сильные землетрясения происходят достаточно редко. Случаи повторной инструментальной регистрации землетрясения максимальной магнитуды в одном и том же месте вообще единичны. Для получения сколько-нибудь надежных статистических оценок всегда не хватает землетрясений ближайшего периода. Поэтому всякое улучшение сейсмологических наблюдений и повышение качества их интерпретации требует регулярного пересмотра накопленного материала.

До сих пор наиболее полной и авторитетной сводкой данных о землетрясениях нашей страны был "Атлас землетрясений в СССР" [А] и монография "Землетрясения в СССР" [З]. В этих фундаментальных изданиях для землетрясений 1910–1957 гг. были обобщены все доступные инструментальные данные и впервые была проведена качественная оценка точности определения эпицентров и классификация очагов по магнитуде. В

<sup>1</sup> В настоящем издании принят следующий порядок ссылок на источники: основные отечественные и зарубежные источники данных о сильных землетрясениях обозначаются буквенным шифром и выделены в особый список. Дополнительная литература к настоящему пояснительному тексту, а также по отдельным регионам обозначается цифрами с раздельной нумерацией для текста и отдельных частей каталога.

последующий период (1958–1975 гг.) не только накоплен новый материал наблюдений, но и выполнен ряд методических исследований, что позволило в настоящем издании сделать попытку совместной обработки всей имеющейся макросейсмической, инструментальной, а в ряде случаев и геолого-геоморфологической информации по каждому землетрясению и определить на этой основе наиболее вероятные значения основных параметров землетрясений (время в очаге, координаты эпицентра, глубину очага, магнитуду, балльность в эпицентре).

Необходимо отметить два принципиальных обстоятельства: во-первых, в Новый каталог включаются все известные исторические землетрясения, начиная с древнейших времен (для Прибайкалья – и палеоземлетрясения), во-вторых, все землетрясения классифицируются в единой системе, при этом даже для наиболее древних событий определяются (конечно, с большей возможной ошибкой) те же параметры, что и для землетрясений самых последних лет. Необходимые для таких определений соотношения между магнитудой, балльностью, глубиной очага и расстоянием (уравнения макросейсмического поля), как и соотношения между магнитудой и параметрами сейсмодислокаций, получены на основе изучения землетрясений с независимой и достаточно полной макросейсмической и инструментальной информацией.

В отличие от других подобных изданий Новый каталог не является простой сводкой ранее опубликованных данных – в нем для каждого землетрясения выбирается наиболее вероятное значение каждого параметра, определенное по всей совокупности имеющихся данных; оценка значений каждого параметра сопровождается оценкой погрешности их определений.

### 1. ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТЫ

История вопроса. Работа по подготовке Нового каталога сильных землетрясений СССР первоначально (с 1969 г.) велась в рамках Рабочей группы № 3 Комиссии МСССС по разработке количественных методов оценки сейсмической опасности. До 1973 г. Рабочая группа распространила среди участников пять циркулярных писем, в которых были изложены теоретические и методические основы этой работы. Одновременно в рамках Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) проводилась работа по пересмотру координат гипоцентров, а также по определению и уточнению магнитуд сильных землетрясений СССР по инструментальным данным. После начала работ по составлению

улучшенной карты сейсмического районирования СССР было решено, что составление каталога должно стать частью этой работы. С этой целью были объединены рабочие группы № 3 (руководитель Н.В. Шебалин) и № 1 (руководитель Н.В. Кондорская) упомянутой Комиссии. Объем и характер выполненной работы были рассмотрены на ряде региональных и общесоюзных заседаний указанных рабочих групп (27 сентября 1973 г., г.Алма-Ата; 20-21 марта 1974 г., г.Ленинакан; 3-5 апреля 1974 г., г.Тбилиси; 15-18 апреля 1974 г., г.Иркутск; 1-4 июня 1974 г., г.Ташкент; 13-15 июня 1974 г., г.Симферополь; 24-31 марта 1975 г., г.Фрунзе; 1 марта 1975 г., г.Кишинев, и др.). На базе пересмотра всех имеющихся данных для сильных землетрясений СССР и прилегающих районов было решено составить Новый каталог сильных землетрясения СССР с древнейших времен до настоящего времени. Для получения большего объема унифицированной информации был по возможности снижен нижний уровень магнитуды землетрясений, помещаемых в каталоге.

Включение этой работы в программу составления новой карты сейсмического районирования произошло с некоторым опозданием, и этим объясняется то, что принципы составления Нового каталога не нашли достаточного отражения в Методических рекомендациях по сейсмическому районированию территории СССР [31].

Перед составителями Нового каталога стояла сложная задача - унифицировать форму представления данных об очагах землетрясений с древнейших времен до последних лет, т.е. в единой системе представить параметры, например средневековых землетрясений, для которых сохранились лишь нечеткие описания, и землетрясений последних лет, хорошо зарегистрированных, с надежной картой изосейст (разумеется, со значительным различием в точности их определения). Это вызвало порой острые дискуссии между участниками работы. Высказывались мнения, что после некоторого порога точности или надежности данных попытка оценки в цифрах магнитуды или глубины очага по смутным описаниям пятисотлетней давности заранее обречена на неудачу. Повторная контрольная обработка случайно отобранных ограниченных данных по хорошо известным землетрясениям показала необоснованность этих сомнений.

Естественно, что различия в исходном материале, уровне изученности территории, даже в традициях сейсмологических исследований вели к заметным различиям в представленных данных. Это вызвало необходимость дополнительной редакционной переработки Нового каталога, которая велась в несколько этапов с участием составителей и руководителей работы. Отдельные случаи расхождения оценок редакторы сочли необходимыми специально отметить.

Участники работы. Первоначально работа была организована по территориально-республиканскому принципу. После того, как предварительный анализ материалов позволил провести объективное разграничение сейсмических регионов (см. далее), данные каталога были соответственно перегруппированы, и дальнейшая работа велась уже с региональными разделами Нового каталога. Для обеспечения стыковки материала были определены ответственные составители. Полный состав участников работы приведен на шмудтитулах соответствующих разделов каталога.

Основными участниками работы были: О.П. Костюк, Е.А. Сагалова (Львовский филиал Института механики АН УССР), Т.П. Москаленко, А.А. Роман (Институт гео-

физики и геологии АН МССР); А.Г. Каменобродский, В.Е. Кульчицкий (Отдел сейсмичности Крыма Института геофизики АН УССР); И.В. Айвазишвили, О.Ш. Варазанашвили, Л.В. Лабадзе, В.Г. Папалашвили (Институт геофизики АН ГССР); Т.О. Бабаян, А.Х. Баграмян, Э.Г. Геодакян, Н.К. Карапетян, С.А. Пирузян, С.С. Симонян (Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР); Ф.Т. Кулиев, З.З. Султанова (Институт геологии АН АзССР); О.А. Асманов, Ю.В. Быстрицкая, З.А. Мусалаева (Институт физики Дагестанского филиала АН СССР); М.Н. Смирнова (Грозненский нефтяной институт); Г.Л. Голинский, А.Р. Рахимов (Институт физики Земли и атмосферы АН ТССР); А.П. Каток, Т.А. Киняпина, А.С. Маламуд, Р.С. Михайлова (Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР); Е.М. Бутовская (Институт геологии АН УзССР); Р.Н. Ибрагимов, В.К. Иодко, Л.М. Матасова, М.Н. Рыжкова (Институт сейсмологии АН УзССР); М.Абдылдаев, Т.К. Аманкулов, К.Джанузаков (Институт сейсмологии АН КиргССР); А.Нурмагамбетов, А.Сыдыков (Институт сейсмологии АН КазССР); Н.Д. Жалковский, В.И. Мучная (Институт геологии и геофизики СО АН СССР); С.И. Голенецкий; В.П. Солоненко, В.С. Хромовских (Институт земной коры СО АН СССР); А.А. Емельянова, Б.М. Козьмин (Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР); Т.А. Андреев (Институт геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР); Го Чан Нам, Ким Чун Ун, Н.В. Левый, Л.С. Оскорбин, Л.Н. Поплавская, С.Л. Соловьев, Р.З. Тараканов (Сахалинский Комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР); С.А. Федотов (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР); Г.Д. Панасенко (Институт геологии Колыцкого филиала АН СССР); И.В. Ананьин, Н.В. Вандышева, М.П. Зарайский, В.В. Кисловская, Н.В. Кондорская, А.М. Кондратенко, А.П. Лазарева, Н.Г. Ляхова, Л.Н. Павлова, О.В. Поталова, О.Н. Соловьева, Е.А. Хромецкая, Н.В. Шебалин, Л.С. Шумилина, В.Н. Якушева (Институт физики Земли АН СССР). Работа осуществлялась под общим научно-методическим руководством Института физики Земли АН СССР (руководители работы Н.В. Кондорская и Н.В. Шебалин, координатор Е.А. Хромецкая).

Непременными участниками работы должны считаться составители значительных сводок данных по землетрясениям как территории СССР в целом, так и отдельных его регионов: Г.П. Горшков, З.И. Аранович, В.И. Буня, Н.А. Введенская, И.Е. Губин, А.В. Друмя, С.В. Евсеев, Э.А. Казин, В.М. Кочетков, С.В. Медведев, П.Н. Никитин, Д.Н. Рустанович, И.И. Попов, М.Д. Ферчев и др., а также историки, ориенталисты, архивисты, краеведы, обнаружившие и собравшие много ценных сведений о землетрясениях прошлого: Б.М. Гаджиев, Г.И. Джаларидзе, А.Довлетсаханов, С.М. Онуллахи, А.А. Семенов, В.А. Степанян и др.

С признательностью должна быть отмечена работа Н.А. Введенской, тщательно проверившей материалы по региону III и сделавшей ряд ценных замечаний по Каталогу в целом; Л.Н. Павловой, взявшей на себя труд по выверке сейсмологических данных по регионам, Н.Г. Ляховой, сверившей литературные источники, а также А.И. Аршиновой, Д.И. Бузруковой, Т.И. Булавинцевой, З.И. Давыденко, Г.В. Кузвиницкой, И.В. Курилло, В.А. Николаичевой, Н.С. Нейман, В.А. Смирновой, Э.В. Ушаковой, Б.В. Яковлева, участвовавших в обработке материалов, техническом оформлении и подготовке рукописи к печати.

## 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НОВОГО КАТАЛОГА

К истории сейсмических наблюдений. Первой капитальной сводкой (только макросейсмических данных) о землетрясениях нашей страны и сопредельных территорий следует считать каталог И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [МО], доведенный позже под редакцией И.В. Мушкетова до конца XIX в. Ясность и конкретность содержащихся в нем данных во многом определили возможность их использования для оценки численных параметров исторических землетрясений. Каталогу И.В. Мушкетова и А.П. Орлова сопутствовали относящиеся к смежным территориям европейских стран каталоги А.Ретли [R], А.Флоринеско [F], Г.Ренквиста [RF] и др. В странах Ближнего, Среднего и Дальнего Востока сводки о сильных землетрясениях прошлого начали составляться лишь в последние годы. Данные об исторических землетрясениях остаются в большинстве своем затерянными в древних рукописных источниках, и систематическое их изучение, по существу, еще не начиналось.

Исключением являются работы Н.Амбрейсиса, Г.Л. Голинского, Г.П. Горшкова, С.М. Онуллахи, А.А. Семенова, В.А. Степаняна и некоторые другие.

Начало регулярных сейсмических наблюдений в России ознаменовалось выпуском замечательного издания - Бюллетеня Постоянной центральной сейсмологической комиссии [Б(ПЦСК)], публиковавшегося в 1902-1908 гг. под руководством проф. Г.В. Левицкого. Отдавая себе отчет в несовершенстве применявшейся в то время сейсмической аппаратуры, составители Бюллетеня ПЦСК делали все возможное, чтобы в наиболее полной форме сохранить для будущего основные количественные характеристики этих записей - амплитуду и длительность колебаний. Макросейсмические данные собирались под руководством ПЦСК и при публикации привязывались к инструментальным данным, что упростило использование материалов Бюллетеня ПЦСК в ходе настоящей работы. Последующие каталоги, вплоть до "Атласа землетрясений в СССР", не были столь же внимательны, например, к публикации всех сообщений в одной системе времени, даже в едином летосчислении, что порою сильно затрудняло анализ этих данных.

История развития наблюдательной базы сейсмологии - сети сейсмических станций - до 1955 г. подробно изложена в [14]. Мы отметим лишь основные обстоятельства, оказавшие влияние на результаты наблюдений. Так, к сожалению, при замене старых приборов системы Боша, Мильна, Элрета, Цельнера и других (см. [14]) на много более совершенные сейсмографы системы Голицына восторжествовал формальный подход к данным сейсмических наблюдений. В Бюллетене ПЦСК, выпуском которого с 1911 г. руководил П.М. Никифоров, макросейсмические данные были отделены от инструментальных и их публикации в Бюллетене (под редакцией А.П. Герасимова) был придан второстепенный характер. Изменения коснулись и сводок инструментальных данных - неумение точно вычислять истинное смещение почвы было признано достаточным основанием для полного устранения из этих сводок всех динамических характеристик волн. Эта тенденция проявилась и в выпуске таких известных мировых сводок, как ISS и Бюллетень ЗСИС. В ISS в 1923 г. были исключены и в дальнейшем так и не появились какие-либо

оценки силы землетрясений (за исключением косвенного свидетельства в виде числа станций, записавших землетрясение).

Вычисление магнитуды землетрясений с 1908 до 1928 г., когда в первом советском сводном бюллетене сети сейсмических станций начали публиковаться периоды и амплитуды, оказывается возможным теперь лишь благодаря исключительно высокому качеству обработки сейсмограмм, отраженному в индивидуальных бюллетенях сейсмических станций I класса - "Пулково", "Свердловск", "Макеевка", "Тбилиси", "Ташкент", "Иркутск", а также возможности использования бюллетеней зарубежных сейсмических станций. В годы становления советской сейсмологии продолжалось разбращение инструментальных и макросейсмических данных, которые собирались, анализировались и публиковались независимо, без взаимных ссылок: первые - в сводных сейсмологических бюллетенях [Б], вторые - в каталогах различного типа.

В связи с большим объемом строительства в годы первых пятилеток на первый план выдвигается проблема сейсмической опасности, и это вновь вызывает интерес к сильным землетрясениям прошлого. В эти годы Е.И. Бюс составляет исключительно подробный и полный каталог землетрясений Закавказья, для различных районов СССР появляются достаточно полные сводки описательных данных Н.В. Малиновского, В.В. Попова, М.В. Смирнова, В.П. Спесивцевой, В.А. Степаняна и др. [Бюс, КЗ, См, Ст и др.]. До сих пор не потеряла своего значения первая попытка систематизированного обзора этого материала Г.П. Горшковым [Гр], послужившая основой для составления первой карты сейсмического районирования СССР.

В послевоенные годы работу по сбору и упорядочению макросейсмических данных продолжали С.В. Евсеев, Н.А. Введенская, И.Е. Губин, С.В. Медведев, С.И. Масарский, Ф.А. Кириллов, И.В. Ананьин, П.Н. Никитин, В.К. Иодко, П.Г. Семенов и др. [АН, Вв, Гб, Е, СС и др.]. Наряду с этими сводками публиковались статьи и исследования многих авторов, посвященные сейсмичности отдельных районов или отдельным землетрясениям.

Предпринятые после Ашхабадского землетрясения 1948 г. расширение сети сейсмических станций и замена устаревших сейсмографов системы Никифорова на наиболее совершенные в то время широкополосные сейсмографы системы Кириоса создали новую базу для улучшения обработки наблюдений [14]. Значительно более точное вычисление амплитуды смещения почвы позволило в короткий срок внедрить в сейсмологическую практику определение нового важнейшего параметра - магнитуды землетрясений, а малое искажение начального импульса дало возможность правильно интерпретировать фазы и, в частности, выделять фазы  $sP$  и  $pP$  для землетрясений с небольшой глубиной очага [15].

Издание "Атласа землетрясений в СССР" и монографии "Землетрясения в СССР" подвело итог этому периоду развития наблюдательной сейсмологии.

С 1956 г. происходило дальнейшее повышение эффективности чувствительности сейсмических станций, расширение динамического и частотного диапазонов регистрируемых сигналов [18, 19]. На сейсмических станциях широко внедрялись короткопериодные сейсмографы высокой чувствительности, а в 70-х годах - длиннопериодные приборы и аппаратура для записи сильных движений. Чувствительность аппаратуры воз-

росла на 1,5 порядка, динамический диапазон наборов станционной аппаратуры возрос до 100 дБ.

Важное значение имело решение Президиума АН СССР от 15 января 1965 г. о Единой системе сейсмических наблюдений СССР.

Рост числа станций (табл. 1) сопровождался унификацией и стандартизацией сейсмических наблюдений.

Увеличение числа станций, особенно в сейсмоактивных регионах, обогатило материал сейсмических наблюдений данными близких к эпицентру станций, а повышение эффективной чувствительности раздвинуло диапазон эпицентральных расстояний при регистрации землетрясений. Это позволило решить проблему более точного определения положения эпицентров и гипоцентров. В последние годы завершена стандартизация амплитудно-частотных характеристик аппаратуры. На станциях опорной сети установлена аппаратура СК и СКД с увеличением  $\sim 1000$  и динамическим диапазоном 35–40 дБ [19]. В результате удается получать более однородный материал динамических наблюдений.

Последующие годы прошли под знаком подготовки и составления Карты сейсмического районирования СССР 1968 г. В ходе этой работы был достигнут значительный успех в исследовании сеймотектонических корреляций и их применении в сейсмическом районировании. Однако использование исходных сейсмологических данных осталось на уровне двумерных корреляций с точечными эпицентрами, без учета глубины и размеров очага. Точность определения оценивалась по-прежнему лишь качественно и только для координат эпицентра. В итоговой монографии [СР] не было сводки использованного сейсмологического материала.

После выпуска "Атласа землетрясений в СССР" в рамках ЕССН систематически обобщались наблюдения над землетрясениями, сначала в Бюллетенях сильных землетрясений, а затем в ежегодниках "Землетрясения в СССР...", где все с большей полнотой осуществляется идея комплексной обработки всей доступной информации о сильных землетрясениях – стационарных инструментальных наблюдений, данных экспедиционных станций, макросеймики, записей сильных движений.

К моменту начала работы над Новым каталогом мы располагали более или менее систематизированными, но не всегда полными наборами макросейсмических данных, большое количество макросейсмического материала оставалось еще рассеянным по различного вида изданиям, в архивах и т.п.; инструментальные дан-

Таблица 1

Развитие сети стационарных сейсмических станций (в соответствии со структурой ЕССН) в 1956–1975 гг.

Зональная (территориальная) сеть станций	Число станций			
	1956 г.	1962 г.	1973 г.	1975 г.
Западная	8	10	10	14
Кавказская	23	25	30	42
Копетдагская	4	3	5	8
Среднеазиатская	27	33	55	64
Сибирская	5	25	30	33
Дальневосточная	7	11	31	40
Арктическая	4	6	8	11

ные 1911–1957 гг. были систематизированы, но требовали контроля, частичного пересмотра и оценки точности; инструментальные данные до 1911 г. требовали дополнительной обработки и оценки точности; данные 1958–1973 гг. – контроля и обобщения. Инструментальные и макросейсмические данные, за небольшим исключением [46], не были взаимно увязаны и в большинстве своем еще никогда не анализировались совместно.

**Развитие методики обработки.** Развитие ЕССН в последние годы позволило сделать шаг вперед по пути систематического обобщения данных о землетрясениях. Была существенно развита методика определения основных параметров очагов землетрясений (координаты эпицентра, глубина очага, магнитуда). В практике обобщений начала использоваться ЭВМ [21]. Перевод на ЭВМ определения параметров эпицентров позволил выполнить ряд исследований по кинематическим невязкам времен пробега сейсмических волн [20, 21]. В результате всестороннего анализа машинного счета по разным выборкам была установлена устойчивость в определении координат эпицентра независимо от глубины очага (при выбранных соответствующим образом системах наблюдений). Была разработана специальная методика построения доверительных эллипсов ошибок положения эпицентра [22]. Большое значение для обработки сейсмологических наблюдений имел новый способ определения глубины очага, основанный на анализе станционных кинематических невязок близких станций с учетом региональных годографов при условии определения координат эпицентра по наблюдениям станций в достаточно широком диапазоне азимутов и эпицентральных расстояний [10, 23]. При этом в полной мере сохранил свое значение и метод определения глубины неглубоких землетрясений по фазам  $sP$  и  $pP$  [15]. Заслуживает упоминания и приближенное оценочное соотношение между  $M_{LN}$  и  $m_{pP}$  в зависимости от глубины очага, дающее качественную оценку глубины [32].

Для определения магнитуды большое значение имела разработка стандартизированной шкалы  $M_{LN}$  [8], по сравнению с которой данные [А] оказываются заниженными в среднем на 1/4. Позже были вскрыты причины различий в значениях магнитуд  $m_{pP}$  определяемых по аппаратуре различных типов. Эти исследования завершены выпуском двухтомника "Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений" [27].

Весьма важным шагом было создание шкалы для определения магнитуды по длительности записи землетрясений [28]. Казавшаяся парадоксальной инвариантность длительности к эпицентральному расстоянию позже нашла свое подтверждение при исследовании кода-волн. Анализ характеристик сейсмографов старого типа с малым затуханием и сравнение их записей с записями приборов с хорошими характеристиками [14, 47] позволили оценить эффективное увеличение нескольких типов таких приборов на эпицентральных расстояниях свыше 1000–2000 км и использовать измеренные по их записям амплитуды и длительности для определения магнитуды землетрясений 1902–1908, а частично 1908–1927 гг.

Проблема корректного определения магнитуды глубоких землетрясений все еще не может считаться решенной, тем не менее и здесь получены важные результаты по уточнению калибровочных функций для глубоких дальневосточных землетрясений.

Говоря о магнитудной классификации землетрясений, нельзя игнорировать практику определения во многих регионах СССР так называемого "энергетического класса"  $K$  [35]. И хотя сейчас совершенно ясно, что определяемая по логарифму амплитуды и некоторой калибровочной функции величина  $K$  является всего лишь линейной функцией некоторой магнитуды, двадцатилетняя традиция не позволяет отказаться от определения  $K$ . К сожалению, работа по замене шкалы  $K$  шкалами "локальных" магнитуд практически не проводилась, и для близких землетрясений величина  $K$  продолжает определяться по различным региональным таблицам.

В отличие от инструментальных наблюдений сбора и обработке описательных макросейсмических данных долгое время не придавалось большого значения. По сути дела, некоторое время традиции отечественной макросеймики поддерживались лишь отдельными энтузиастами. Сократились объем и уровень публикуемого материала. Из основных сейсмоактивных зон лишь в Закавказье работа, начатая Е.И.Бюсовым, без перерыва была продолжена А.Д.Шакая, а затем В.Г.Паллашвили. В послевоенный период и в этой области был выполнен ряд важных исследований. Прежде всего необходимо отметить заметные усовершенствования техники сбора опросных макросейсмических данных, разработанные и с успехом применяемые В.К.Иодко, И.В.Азаныным, А.А.Коньковым, сахалинскими и другими сейсмологами. Для обработки макросейсмических данных был предложен С.В.Медведевым [29] и затем развит Н.В.Шебалиным, Ф.Т.Кулиевым и И.А.Ершовым принцип статистических оценок балльности [24, 30, 47]. Сделаны шаги в направлении объективного построения карт изосейст и в достаточной степени унифицирована процедура их построения. Обработка карт изосейст все еще ведется на основе модели простого затухания. [46], но разрабатываются и более физические модели с отдельным учетом поглощения и расхождения.

Наиболее существенным в этой области, по-видимому, является установление экспериментальных соотношений между магнитудой, расстоянием до источника и балльностью [46]. Эти соотношения – так называемые уравнения макросейсмического поля – впервые были предложены в 1954 г. и с тех пор прошли солидную практическую проверку, доказавшую возможность использования описательных данных для оценки численных значений основных параметров очагов землетрясений. Применение уравнений макросейсмического поля в практике совместной обработки инструментальных и макросейсмических данных (например, в ежегодниках "Землетрясения в СССР") позволило установить, в частности, что радиусы далеких изосейст зависят не от глубины очага, как это думали ранее, а лишь от магнитуды и коэффициента затухания среды [46]. Это дало надежную основу для определения магнитуды исторических землетрясений. Интенсивность в эпицентре оказывается зависящей как от магнитуды, так и от глубины очага, которая, наряду с коэффициентом затухания, определяет градиент макросейсмического поля, т.е. скорость убывания интенсивности с расстоянием. Это дает возможность надежного и массового определения глубины очага землетрясения: для исторических землетрясений – по спаданию балльности, а для современных землетрясений с известной из инструментальных наблюдений магнитудой – и по соотношению инструментальной магнитуды и балльно-

сти в эпицентре. В самое последнее время уделяется внимание решению обратной задачи макросеймики – определению размеров и положения очага по искажениям макросейсмического поля [49]. В современной сейсмологии, где одним из ведущих направлений является исследование физики процессов в очагах больших землетрясений, эти методы, как и оценка размеров очага на основе пространственно-временного анализа станционных кинематических невязок [16, 17], оказываются существенным дополнением к известным уже довольно давно кинематическим методам определения положения плоскости разрыва в очаге и подвижки по ней [5].

Весьма перспективны новейшие работы по определению размеров очагов, сейсмического момента, величины подвижки, сброшенного напряжения и т.д., однако регулярное определение этих важных параметров землетрясений в ходе повседневной текущей обработки инструментальных (динамических и кинематических) сейсмологических данных – дело будущего. Сейчас в некоторых случаях удается оценить размеры очага простейшими способами – по размеру облака афтершоков или по видимым разрывам на поверхности Земли.

Принципиально новый подход к анализу сейсмических явлений прошлого был предложен иркутскими сейсмологами, показавшими, что специфические формы молодых нарушений земной поверхности могут быть объяснены лишь явлениями, сопровождающими выход на земную поверхность зон разрывов при сильнейших землетрясениях. Корреляционные соотношения между протяженностью и амплитудой таких "палеосейсмо-структур", с одной стороны, и параметрами очагов связанных с ними землетрясений – с другой, были установлены на основе анализа современных землетрясений, сопровождавшихся подобными явлениями; в сочетании с приближенной оценкой времени образования структур комплексом геолого-географических методов это позволило определить параметры соответствующих землетрясений. Широкое развитие метод палеосейсмо-дислокаций получил в Прибайкалье, а в последнее время – на Кавказе и в Средней Азии.

Перечисленные выше исследования составили методическую основу подготовки исходных данных для Нового каталога и комплексного их анализа в унифицированной системе представлений.

**Регионы.** Объективное разделение территории СССР на самостоятельные сейсмические регионы меньше всего можно рассматривать как служебную или техническую задачу. Проведение границ между регионами через участки пониженной современной активности может привести к ошибкам, если такое понижение является не долговременной особенностью данного района, а временным затишьем перед новой активизацией. Не только административные, но и многие природные границы (реки, моря) не должны рассматриваться в качестве объективных границ региона, если им не соответствуют существенные различия внутреннего строения земной коры (и более глубоких слоев) и сеймотектонических процессов в ней.

Впервые разделение на сейсмические регионы в масштабе всей Земли было выполнено Б.Гутенбергом и Ч.Рихтером [GR] и повторено без существенных изменений Ж.Ротэ [JR]. Это разделение было весьма несовершенным. В последние годы такая работа в мировом масштабе была проведена Е.Флинном и Е.Энгдалом [52], а для территории СССР Е.А.Хромещкой,



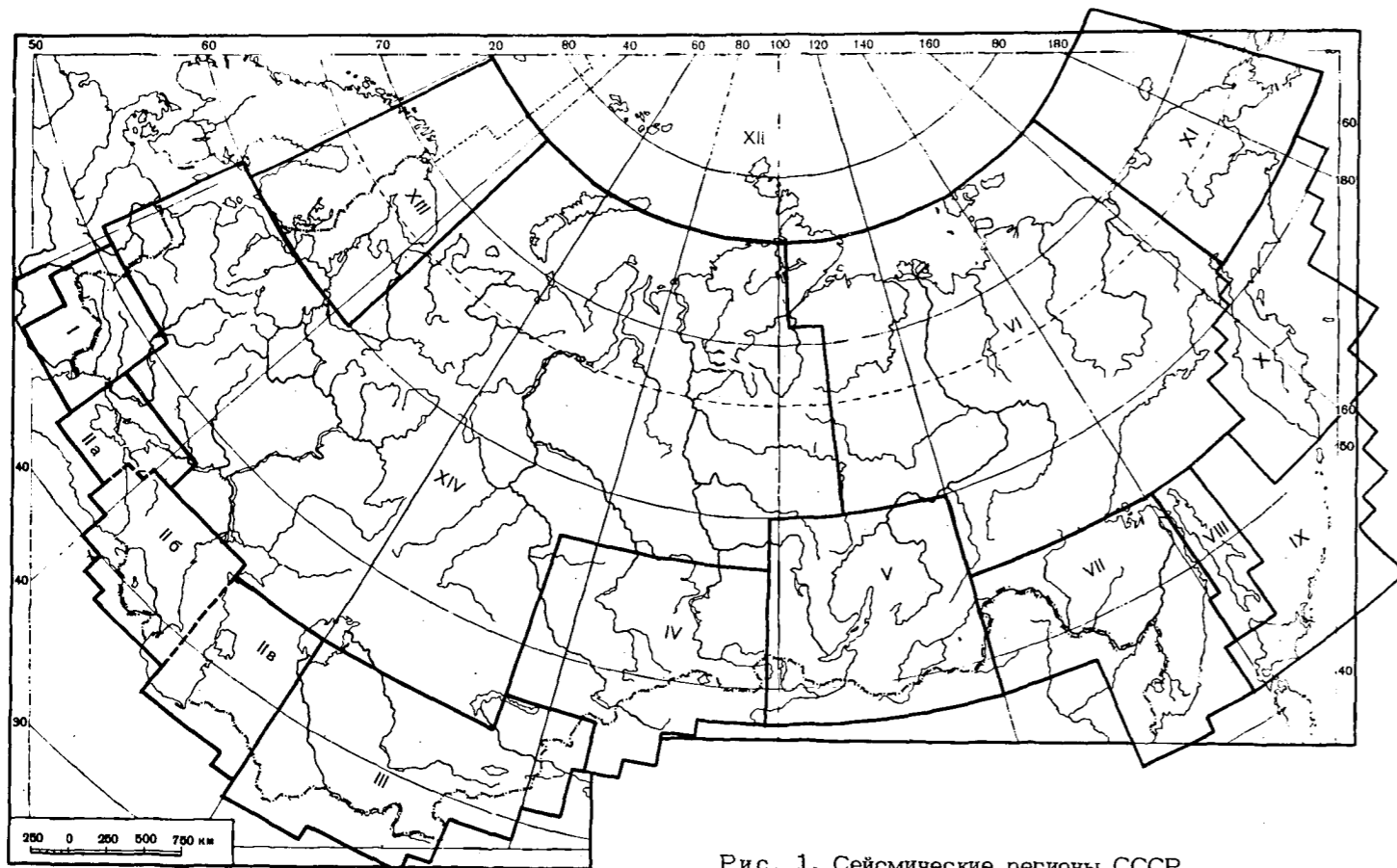


Рис. 1. Сейсмические регионы СССР

Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалиным при подготовке настоящего каталога.

Техническая сторона проблемы состоит в том, чтобы принятое деление было по возможности удобным для любых задач машинной сортировки и обработки материалов. В связи с этим было решено, во-первых, проводить границы по ортогональной сетке географических координат через целые градусы; во-вторых, точки с новой значащей цифрой в высшем разряде относить к региону, лежащему соответственно к северу и востоку от данной границы (например, при проведении границ через  $50^\circ$  или  $36^\circ$  точки с координатами  $49,99^\circ$  или  $35,99^\circ$  относятся к региону, лежащему южнее и западнее, а точки с координатами  $50,00^\circ$  или  $36,00^\circ$  — региону, лежащему севернее и восточнее границы).

Прилегающие к СССР территории сопредельных стран было необходимо также включить в состав сейсмических регионов, поскольку происходящие за пределами СССР землетрясения существенны для оценки сейсмической опасности нашей территории. В особенности это касается глубоких землетрясений Карпат и Гиндукуша, а также сильнейших землетрясений Турции, Ирана, Афганистана, Китая, Монголии, морей Дальнего Востока. Внешняя граница регионов проведена, как правило, на расстоянии 50–200 км от границ СССР.

Рассмотрим особенности проведения границ отдельных регионов (рис. 1). Регион I (Карпаты) включает не только очаговую зону глубоких землетрясений Вранча, но и область, находящуюся несколько западнее, где в средние века происходили сильные землетрясения, ошибочно считающиеся глубокими карпатскими. Получение новых данных о землетрясениях дельты Ду-

ная и прилегающих частей акватории Черного моря, возможно, по-новому поставит вопрос о связи сейсмоактивных структур этого региона с аналогичными структурами Крыма.

Крым, Кавказ и Западную Туркмению на основании их генеральной сеймотектонической общности было решено объединить в регион II, ограничив его на западе неактивной зоной Черного моря, а на востоке — малоактивной зоной Каракумы—Кушка. Вместе с тем сеймотектонические особенности вызвали необходимость подразделения этого региона на несколько субрегионов.

Границу между Кавказом и Крымом было бы неправильно проводить через Керченский пролив, где И.В. Ананьин [СР] ранее было выявлено одно землетрясение с  $M > 6$  на рубеже нашей эры, а еще одно столь же сильное событие было предположительно выявлено в 1974 г. по археологическим данным. В [2] описан рой толчков 1968–1970 гг., а в [48], на основе генетического сходства очагов и их положения в земной коре, было предложено объединить район Тамань — Нижняя Кубань с Крымом. Таким образом, граница между Крымом и Кавказом отделяет теперь субрегион IIa (Крым и Нижняя Кубань), для которого характерны достаточно мощные, хотя и редкие землетрясения 1926, 1927 и 1966 гг. с очагами в штильных частях земной коры (возможно, и в мантии), от сейсмоактивных районов собственно Кавказа (субрегион IIб), для северо-западной оконечности которого характерны очень неглубокие локальные толчки типа Ставропольских, Туапсинских, Абинского землетрясений.

Для отделения Северного Кавказа от Закавказья ни в области Главного Кавказского хребта, ни в се-

верной части Азербайджана не было найдено никаких оснований, и эти сейсмоактивные области были объединены в одном субрегионе IIб (Кавказ). Северная его граница определяется отсутствием землетрясений, юго-западная и южная проведены так, что включают наиболее опасные для территории СССР очаговые зоны Дигор—Ани, Арарат, Тебриз. Граница Кавказа с субрегионом IIв (Западная Туркмения) проведена в основном по восточным склонам глубоководной части Каспийского моря. В состав этого субрегиона включены прилегающие к СССР части территории Ирана.

В пределах региона III (Средняя Азия и Казахстан) выделение субрегионов на данном этапе было признано нецелесообразным. Восточная граница региона на Памире вначале была проведена по  $75,5^\circ\text{E}$ , но позже передвинута до  $76^\circ\text{E}$  для более полного учета приграничных землетрясений. Район Джунгарии ранее либо относился к Алтаю, либо вообще исключался из рассмотрения. Учитывая генетическое тяготение землетрясений этого района к сейсмогенным структурам, лежащим южнее и западнее, было решено включить Джунгарию в состав региона III, оставив в пределах региона IV (Алтай и Саяны) лишь степные районы, отчетливо тяготеющие к Рудному Алтаю.

К региону IV (Алтай и Саяны) было решено отнести также обширные части территории Монголии и Китая, где происходили сильнейшие землетрясения 1761, 1905 и 1931 гг. На севере в него пришлось включить районы Томска и Красноярска с их редкими, но достаточно сильными местными землетрясениями. Восточная граница региона IV, отделяющая его от региона V (Прибайкалье), проведена условно. Уточнить ее помогут полученные в последние годы данные о слабых землетрясениях вблизи  $99^\circ\text{E}$ .

Регион V (Прибайкалье) на севере включает г. Киренск с прилегающими районами, где отмечались сильные местные землетрясения. Границы, отделяющие регион VI (Якутия и Северо-Восток СССР) от регионов V (Прибайкалье) и VII (Приамурье и Приморье), проведены предварительно, скорее по административному признаку, и в дальнейшем нуждаются в уточнении.

В связи с тем, что очаги глубоких землетрясений, эпицентры которых находятся в регионах VIII (Сахалин) и VII (Приамурье и Приморье), генетически принадлежат островным дугам Курил и Японии, их параметры решено поместить в каталоге региона IX (Курилы), независимо от положения эпицентров. В регион X (Камчатка) включены также землетрясения Командорских островов.

Землетрясения шельфа и прибрежных островов Арктики отнесены к региону VI (Якутия и Северо-Восток); землетрясения Чукотки — к региону XI, более северные очаги входят в регион XII (Арктический бассейн).

В регион XIII (Балтийский щит) включена восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров, акватория Белого моря и территория к югу и частично к востоку.

Остальная, относительно весьма мало активная часть территории СССР, образует регион XIV (Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь).

В практике составления ежегодников "Землетрясения в СССР..." [Еж] почти для всех сейсмоактивных зон применяется еще более дробное деление на отдельные районы. Однако принципы деления различны, а сами границы до сих пор недостаточно увязаны с особенностями тектонического строения и группировки

очагов землетрясений. В Новом каталоге для некоторых регионов деление, принятое в [Еж], сохранено и для обозначения районов предусмотрена специальная графа. Тем не менее это деление сегодня во многом приходится считать временным и условным.

### 3. ПОДГОТОВКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ ИСТОЧНИКИ

Основным принципом при подготовке Нового каталога было использование для каждого землетрясения всей доступной информации и оценка наиболее вероятных значений каждого из основных параметров его очага. Составители не ограничивались использованием основных, хорошо известных источников. Были сделаны попытки поисков дополнительных сведений, проведена работа в архивах и т.п. И хотя сейчас нельзя утверждать, что нами исчерпаны все имеющиеся данные, все же объем информации значительно возрос; даже для периода 1911–1957 гг., охваченного "Атласом землетрясений в СССР", было обнаружено довольно много новых землетрясений.

Для составления хронологической основы Нового каталога были использованы "Атлас землетрясений в СССР", Бюллетени отечественной сети сейсмических станций 1902–1912 и 1928–1973 гг., ISS, бюллетени BCIS и сейсмической службы США [US], публикации ISC, индивидуальные бюллетени отечественных станций за 1911–1927 гг. и зарубежных станций за 1900–1970 гг., многочисленные сводки макросейсмических данных, начиная с каталогов А.Перрея и А.П. Орлова, как опубликованные, так и рукописные, еще более многочисленные статьи и исследования, посвященные отдельным землетрясениям, архивные материалы, сообщения сейсмодиспетчеров, выдержки из географических описаний путешественников и краеведов, сообщения советской и зарубежной печати и др. Специфическим видом работы с источниками было устранение ошибок, главным образом в датировке, поскольку каждая ошибка в дате, в особенности в ранних источниках, повторенная в позднейших сводках, создавала из одного землетрясения два.

При использовании исторических и архивных данных особенно была важна помощь специалистов-историков для квалификации источников и отделения реальной информации от наслухий и измышлений, вызванных эмоциональными, политическими и другими причинами.

Многими исследователями, в том числе такими специалистами, как Н.Амбрэйсис [51], высказывались сомнения в правомочности использования неточных и порой противоречивых исторических данных для прямой оценки балльности, скорости спадания ее с расстоянием, области распространения землетрясения и тем более для последующего вычисления по этим данным магнитуды и глубины очага землетрясения. Сомнения эти разделяли и разделяют также и некоторые участники нашей работы. Однако специальные контрольные определения, при которых сначала проводился полный анализ землетрясения на основе лишь макросейсмических данных, а затем результаты сопоставлялись с основными параметрами землетрясения, определенными по инструментальным данным, показали, что методика обработки макросейсмических данных позволяет определять основные параметры очага с достаточной надежностью.

Приведем один пример. Предположим, что для Крымского землетрясения сохранилась следующая информация: "На берегу моря в Крыму разрушены многие дворцы, и тысячи жителей окрестных селений остались без крова; землетрясение ощущалось в Киеве". Следующие оценки:  $I_{\max} = 8$ ,  $r_3 = 600$ . Из последней величины следует  $M = 6,6 \pm 0,7$ ,  $I_0 = 8-9$  (исходя из современных данных о положении очаговой зоны), далее получаем  $h = 18$  км с возможностью ошибки в два раза, т.е.  $h = 18$  (9-36) км. Координаты следует выбрать в середине активной зоны, в море, т.е.  $\phi = 43,0^\circ \pm 1,0^\circ$ ;  $\lambda = 43,4^\circ \pm 1,0^\circ$ . Обработка закончена. Если бы не было инструментальных данных, эти параметры были бы помещены в каталог. Инструментальные данные основных параметров для этого землетрясения по 18 станциям следующие:  $\phi = 43,0^\circ N \pm 0,2^\circ$ ;  $\lambda = 43,4^\circ \pm 0,2^\circ$ ;  $M = 6,8 \pm 0,2$ . Как видно, оценки, приведенные по макросейсмическим данным, вполне правдоподобны, что показывает правомочность использования даже весьма бедных свидетельств о сейсмических катастрофах прошлого. Проблема в каждом случае состоит в разумной оценке ошибок определения параметров.

Источником данных о сейсмодислокациях были результаты полевых обследований сейсмоактивных зон, опубликованные в ряде изданий [ЖТ, РП и др.]. Сбором и систематизацией данных о землетрясениях не заканчивалась подготовка к составлению Нового каталога. На следующем этапе имеющиеся данные проходили стадию первичной обработки. Рассмотрим важнейшие этапы подготовки как инструментальных, так и макросейсмических данных.

## ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

При подготовке данных инструментальных наблюдений были широко использованы новые методические разработки. Для сильных землетрясений с начала XX в. уточнялись основные параметры очагов (время в очаге, координаты гипоцентра, магнитуда).

Время в очаге и гипоцентры уточнялись с использованием всех возможных материалов наблюдений (экспедиционных, региональных и опорных станций) в широком диапазоне эпицентральных расстояний (0,1-100°) и азимутов. Для всех сильных землетрясений ( $M > 5$ , а для Курил с  $M > 6$ ) с 1956 г. и для ряда сильных землетрясений ( $M > 5$ ) за весь период инструментальных наблюдений было заново проведено определение параметров гипоцентров по всем имеющимся данным. Координаты эпицентра в широком диапазоне эпицентральных расстояний рассчитывались по программе ЭПИ-1 с использованием осредненного годографа Джеффриса-Буллена, а на близких расстояниях - осредненного годографа для территории СССР [21]. Оценка случайной ошибки в определении эпицентра производилась путем применения методики построения доверительных эллипсов ошибок (90% уровень доверия) [17-22].

Методы обработки землетрясений, зарегистрированных лишь близкими станциями, несколько варьировали от региона к региону. В субрегионе IIa (Крым и Нижняя Кубань) использовались методы засечек, изохрон и Вадати, оценка погрешностей производилась в соответствии с [1]. В субрегионе IIб (Кавказ) использовались региональные годографы [25, 43].

Таблица 2

Погрешности определения времени в очаге и положения эпицентра

Класс точности	$\sigma_{t_0}$		$\sigma_{\phi, \lambda}$	
	до 1955 г.	с 1955 г.	до 1955 г.	с 1955 г.
A	$\pm 2$ с	$\pm 2$ с	$\pm 0,2^\circ$	$\pm 0,2^\circ$
B	$\pm 5$	$\pm 3$	$\pm 0,5$	$\pm 0,5$
B	$\pm 10$	$\pm 5$	$\pm 1$	$\pm 0,5$
a		$\pm 1$		$\pm 0,02$
b		$\pm 1$		$\pm 0,05$
v		$\pm 1$		$\pm 0,15$

В Таджикистане координаты эпицентров землетрясений с очагом в земной коре определялись в пределах Душанбинско-Гармского района с помощью местных годографов [6, 35], а для остальной территории - с помощью осредненного по Средней Азии годографа Е.А.Розовой [36]. Для землетрясений до 1964 г. с очагом ниже подошвы земной коры использовались годографы из работы [37], а для последующих - из работы [26].

Ранее, в [А], точность определения эпицентров до 1956 г. оценивалась по классам точности: классу А соответствует погрешность  $\pm 25$  км (в Душанбинско-Гармском районе  $\pm 2,5$  км), классу В -  $\pm 50$  км (соответственно  $\pm 5$  км), классу В - порядка 100 км ( $> \pm 10$  км). Перевод этих классов точности в кодовую систему осуществлялся по схеме Е.М. Бутовской (табл. 2). Предварительная оценка точности инструментальных данных проведена с использованием этой схемы. В тех случаях, когда расхождение координат по разным источникам было больше указанной точности, она занижалась. Как ни странно, такая ситуация складывалась нередко даже для землетрясений 1970 г.

Для землетрясений Средней Азии координаты эпицентров всех сильных землетрясений с  $M > 5$  с 1956 г. переопределены в Центре ЕССН при использовании осредненного годографа Джеффриса - Буллена и соответствующих региональных годографов. Точность в каждом случае оценивалась на основании рассчитанных доверительных эллипсов ошибок [20].

В регионе V (Прибайкалье) координаты эпицентров наиболее значительных землетрясений с  $M > 5$  переопределялись за весь период инструментальных наблюдений с целью их уточнения, если имелись данные мировой или отечественной сети сейсмических станций [9]. Расчет проводился на ЭВМ в основном по программе ЭПИ-1, а также по программе, составленной в лаборатории региональной сейсмичности Института земной коры СО АН СССР.

Методика, применявшаяся для региона VIII (Сахалин), подробно описана в [СОФ], а за 1965-1973 гг. - в [Еж].

Для региона IX (Курилы) координаты всех сильных землетрясений ( $M > 6$ ) с 1956 г. переопределены на ЭВМ, при этом большое внимание уделялось использованию данных как советских, так и зарубежных станций. Существенное значение придавалось равномерности распределения станций в азимутальных створах. Было проведено частичное переопределение координат гипоцентров землетрясений до 1956 г.

Для региона X (Камчатка) в тех случаях, когда имелось место расхождение между координатами, определенными по региональной и телесеismicческой сетям станций, проводился специальный анализ данных и выбирались те определения, которые соответствовали более газетным исходным данным.

В регионе XI (Чукотка) положение эпицентров с  $M < 5$  определялось по данным одной станции "Иультин" с использованием азимута на эпицентр и расстояния, определявшегося по годографу Е.А.Розовой [36, 37]. В остальных сейсмоактивных областях обработка проводилась стандартными методами [Еж].

Глубина очага по инструментальным данным определялась с применением ряда методов, основанных: 1) на совместном использовании наблюдений удаленных и близких к эпицентру станций и локальных годографов путем минимизации величин невязок близких станций при фиксированных глубинах для различных вариантов решения [10, 23]; 2) на выделении на сейсмограммах обменных волн типа  $sP$ ,  $pP$ , отраженных вблизи эпицентра [15] (с дополнительным анализом бюллетеней и сейсмограмм); 3) на соотношении магнитуд объемных и поверхностных волн [32].

Оценка точности инструментальных определений глубины очага проводилась по следующей схеме:

а) имеется не менее трех станций с  $\Delta < 80 \div 100$  км или две близкие станции и глубинные фазы, которые согласуются между собой, - ошибка  $\pm 5$  км;

б) имеется одна станция с  $\Delta < 80$  км и глубинные фазы или две близкие станции с согласующимися значениями, но нет глубинных фаз - ошибка  $\pm 10$  км;

в) близкие станции отсутствуют, но есть много глубинных фаз (более 10) с хорошей согласованностью - ошибка  $\pm 10 \div 15$  км (в зависимости от числа фаз и сходимости результатов);

г) близкие станции отсутствуют; число глубинных фаз менее пяти - ошибка  $\pm 15 \div 20$  км (в зависимости от сходимости результатов);

д) мало значений с глубинными фазами, большой разброс в оценке глубины - ошибка  $\pm 30$  км;

е) нет глубинных фаз и близких станций - ошибка принимается равной средней глубине очага для данного района.

Границей, отделяющей глубокие землетрясения от "нормальных" (мы ничем не смогли заменить этот явно неудачный термин, иногда вместо него употребляется термин "неглубокие"), в Новом каталоге принята не граница Мохо, а верхняя граница слоя пониженной скорости в мантии (астеносферы). Именно с переходом этой границы заметно меняется волновая картина [3]. Глубина этой границы варьирует от региона к региону в пределах 50-100 км, в среднем она принималась равной 70 км.

Глубина очага для глубоких землетрясений Карпат по инструментальным данным была определена во многих случаях заново. Анализ распределения случаев надежного определения показал, что для этой зоны характерны два максимума  $M$ : на глубине около 100 км происходят землетрясения с  $M_{\max} = 6-6,5$ , между 120 и 140 км  $M_{\max}$  падает до 5-5,5, на глубине 150 км  $M_{\max}$  достигает 7-7,5. Это заставило нас пересмотреть оценки глубин, данные в [СВЕ].

Для субрегиона IIa (Крым и Нижняя Кубань) использовались опубликованные данные глубин очагов, определенные методом Вадати и засечек (по годографу

Левинской). Ошибки зависели от взаимного расположения эпицентра и станций и варьировали от  $\pm 5$  км (Ялтинский район, 4 станции) до  $\pm 20$  км (Восточный Крым, 2-3 станции).

В субрегионе IIб (Кавказ) систематическое определение глубины очага оказалось возможным лишь в районе Джавахетского нагорья.

В Таджикистане достаточно точное инструментальное определение глубин неглубоких землетрясений стало возможным с 1955 г., после организации сети высокочувствительных сейсмических станций на небольшой части территории Таджикистана - в пределах Душанбинско-Гармского района [6]. Для остальной территории глубина неглубоких землетрясений определялась не систематически.

Сведения о глубинах очагов глубоких землетрясений Памиро-Гиндукуша представлены за больший промежуток времени, начиная с 1906 г. Ошибка их определения оценивается в  $\pm 50$  км за период 1906-1940 гг. и  $\pm 20$  км - за 1941-1973 гг.

В остальных регионах определение глубины очагов по инструментальным данным производилось только в случае благоприятного расположения сети станций по отношению к эпицентру землетрясения. Существующая сеть региональных сейсмических станций для решения этой задачи слишком редка, поэтому точность определения глубины сравнительно велика.

В регионе V (Прибайкалье) составители во многих случаях не сочли возможным даже предположительно оценить глубину очага по инструментальным данным, полагая ее равновероятной в некотором интервале.

В связи с составлением Нового каталога был пересмотрен весь доступный инструментальный материал по землетрясениям Курил с  $M > 6$  для выделения волн  $sP$  и  $pP$ . Результаты весьма убедительно показали четкость и большое число вступлений этих волн для неглубоких землетрясений. Часто наблюдается хорошее согласие в определении глубины по этим фазам и по методике, основанной на совместном использовании наблюдений удаленных и близких к эпицентру станций [10]. Определение глубины очага с использованием волн  $sP$  выполнялось также и для отдельных землетрясений других регионов.

Магнитуда определялась в основном по стандартной методике [27] с использованием амплитуд объемных ( $m_{PV}$ ) и поверхностных ( $M_{LH}$ ) волн по данным отечественных и зарубежных станций.

Для неглубоких землетрясений за основную величину была принята  $M_{LH}$ . В практике ЕССН с 1962 г.  $M_{LH}$  определялась по калибровочной кривой [8] в диапазоне эпицентральных расстояний  $2 \div 180^\circ$ .

В отдельных случаях (в частности для Дальнего Востока) использовались индивидуальные станционные поправки [27, 41]. Эти определения  $M_{LH}$  использовались в Новом каталоге. В более ранний период (1957-1962 гг.) в практике ЕССН применялась калибровочная кривая [40] в интервале эпицентральных расстояний  $4 \div 180^\circ$ , которая использовалась и при составлении "Атласа землетрясений СССР" [А]. Поэтому с целью унификации, а также для уточнения величин  $M_{LH}$  за счет большого числа измерений ( $A/T$ ) $_{\max}$  в каталоге не использовались данные [А], а для землетрясений до 1962 г. проводились переопределения  $M_{LH}$  с использованием калибровочной кривой [8].

Для глубоких землетрясений при использовании  $M_{LH}$  учитывалась стандартная поправка  $+0,8$  ( $M'_{LH} =$

$= M_{LH} + 0,8$ ). При отсутствии данных о периодах, в том числе на расстояниях более  $1^\circ$ , магнитуда определялась по упрощенной формуле [8]

$$M_{LH} = \lg A_{\max} + 1,32 \lg \Delta_{\text{км}} \quad (1)$$

Помимо данных об амплитудах и периодах сейсмических волн в максимальной фазе поверхностной волны для определения магнитуды землетрясений использовалась длительность записи. Соотношения между магнитудой и длительностью записи были приняты по [28]: для неглубоких землетрясений

$$M_T = 2,4 \lg \bar{\tau} + 1,6, \quad (2)$$

для глубоких землетрясений

$$M_T = 2,4 \lg \bar{\tau} + 2,2. \quad (3)$$

В отличие от [28], в этих соотношениях использовалась приведенная длительность записи  $\bar{\tau}$ , которая рассчитывалась с учетом эффективного увеличения приборов:

сейсмограф	Голицына	$V_{\text{эф}} = 600 \bar{\tau} = \tau$
	Репсольда	$V_{\text{эф}} = 400 \bar{\tau} = \tau$
	Элерта	$V_{\text{эф}} = 150 \bar{\tau} = 1,35 \tau$
	Боша	$V_{\text{эф}} = 30 \bar{\tau} = 3 \tau$
	Мильна	$V_{\text{эф}} = 30 \bar{\tau} = 3 \tau$

Соотношения между  $\tau$  и  $\bar{\tau}$  для приборов разных типов были установлены экспериментально. Сравнение магнитуды по длительности  $M_T$  с магнитудой по поверхностным волнам  $M_{LH}$  для неглубоких землетрясений показало их хорошую согласованность. Таким образом, для неглубоких землетрясений  $M_T$  имеет смысл  $M_{LH}$ . Для глубоких землетрясений величину  $M_T$  следует рассматривать как условную характеристику, смысл которой нуждается в дальнейшем уточнении.

Введение в практику определений магнитуды по объемным волнам ( $m_{PV}$ ) сопровождалось стандартизацией и унификацией амплитудно-частотных характеристик приборов на станциях ЕССН. Существенное внимание было обращено на улучшение методики определения  $(A/T)_{\max}$ .

Для неглубоких землетрясений  $m_{PV}$  определялось по калибровочной кривой [8] в диапазоне эпицентральных расстояний  $20 \div 100^\circ$ , а для глубоких землетрясений по калибровочной кривой [42] в диапазоне эпицентральных расстояний  $5 \div 110^\circ$ .

В последние годы была существенно усовершенствована методика определения  $m_{PV}$  по записям аппаратурой различных типов. Установлена наибольшая устойчивость определения магнитуды  $m_{PV}$  по записям среднепериодной аппаратуры. Поэтому в Новом каталоге предпочтение отдается величинам  $m_{PV}$ , определяемым по аппаратуре типов СК и СКД, которые, как известно, обнаруживают систематическое расхождение с данными US, ISC [27].

Параллельно со значением магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  для землетрясений многих сейсмоактивных зон определялась величина энергетического класса  $K$  [27]. Методика определения  $K$  остается различной в различных регионах, и единая классификация землетрясений по  $K$  в рамках Нового каталога не проводилась.

Для уточнения магнитуды во многих случаях проводились дополнительные измерения по сейсмограммам опорных станций ЕССН.

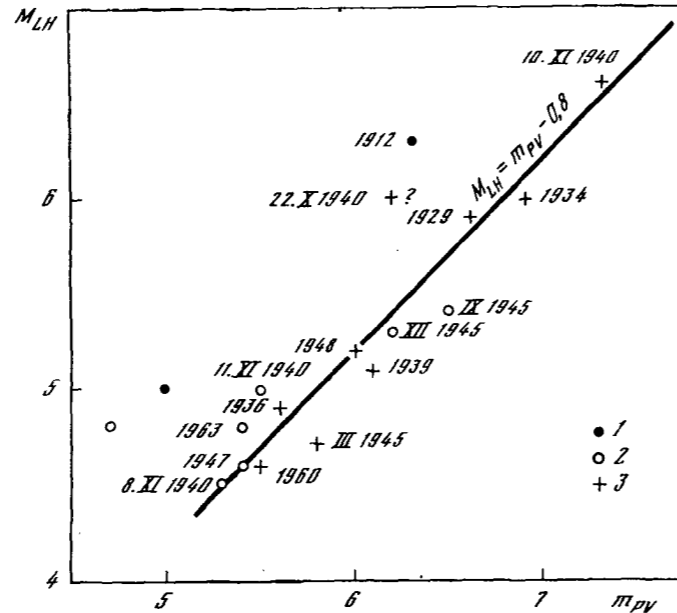


Рис. 2. Соотношение между магнитудами  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  для глубоких Карпатских землетрясений

Глубина очага: 1 - неглубокие; 2 - глубокие,  $h < 130$  км; 3 - то же,  $h > 130$  км

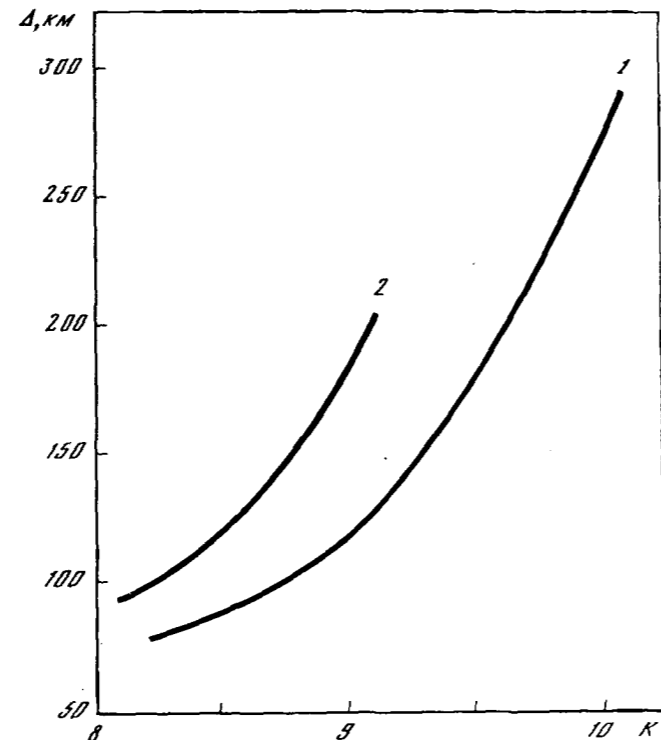


Рис. 3. Зависимость дальности регистрации землетрясений сейсмическими станциями Крыма от энергетического класса  $K$

1 - сейсмографы Никифорова,  $\bar{V} = 400$ ,  $A_{\min} = 1$  мк;  
2 - сейсмографы Кирноса,  $\bar{V} = 1500$ ;  $A_{\min} = 0,5$  мк

Для большинства сильнейших землетрясений за 1902-1927 гг. величины магнитуд были определены впервые с использованием бюллетеней, а иногда и сейсмограмм старейших отечественных и зарубежных станций, а также данных о динамических параметрах сейсмических волн из разнообразных публикаций, в первую очередь из Бюллетеня ПССК. Эффективные

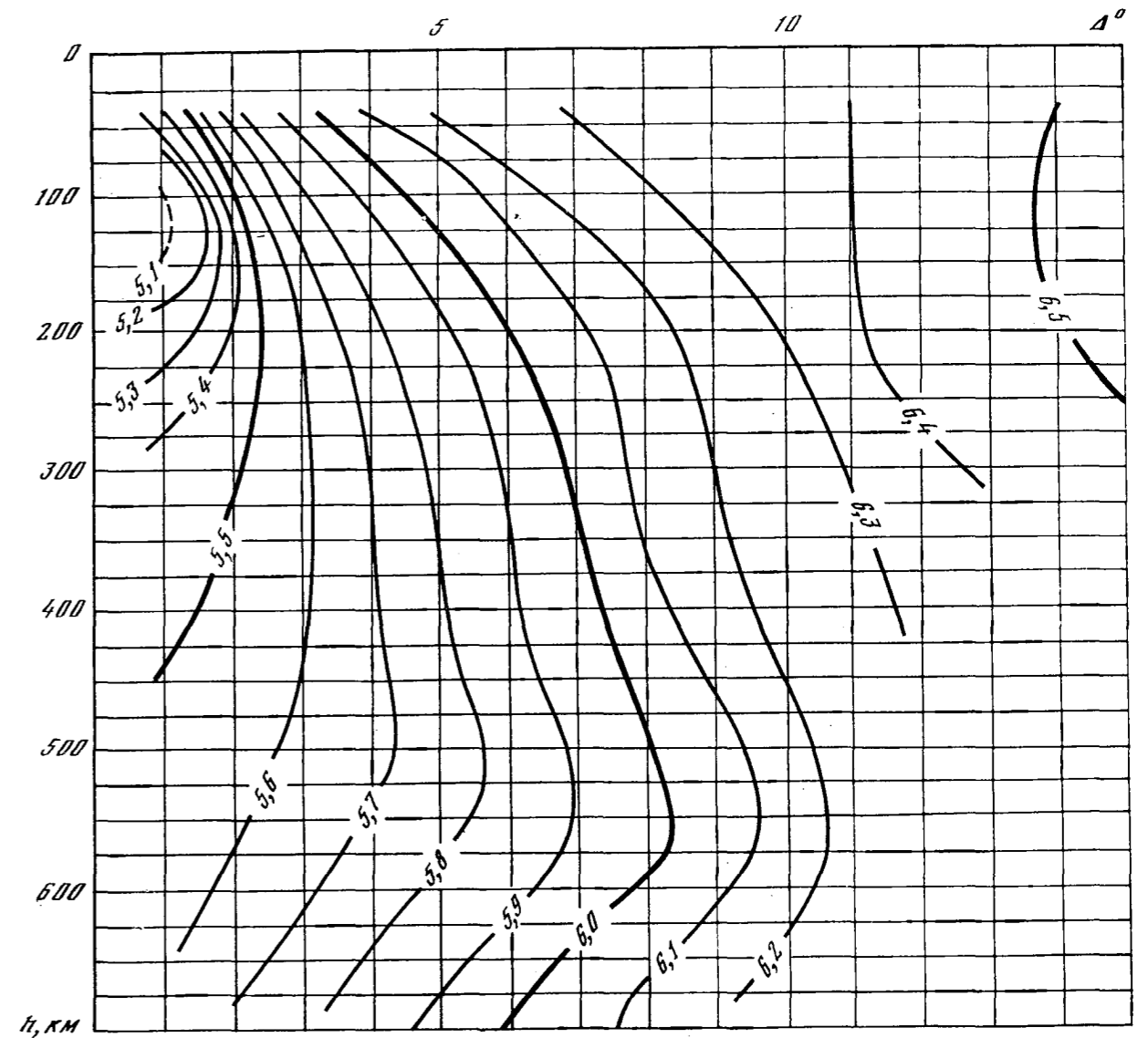


Рис. 4. Калибровочные функции  $\lg(A/T)^* = f(\Delta, h)$  для определения магнитуды  $m_{PV}$  по вертикальной составляющей волны  $P$  для глубоких землетрясений Дальнего Востока. Составила О.Н. Соловьева, 1975 г.

значения увеличения приборов старого типа были взяты из [14, 49]. Специальные расчеты магнитуды ряда важнейших землетрясений начала столетия по просьбе редакторов издания выполнил для контроля по данным станции "Упсала" проф. М. Бог, за что мы выражаем ему глубокую признательность.

При определении  $M_T$  [10] исходные данные брались из бюллетеней европейских и отечественных сейсмических станций [Б, В].

В регионе I (Карпаты) для неглубоких землетрясений в основном использовались значения  $M_{LH}$  из [VK]. Магнитуда глубоких землетрясений также бралась из [VK], при этом имелось в виду, что в [VK]  $m_{PV}$  определена по стандартной методике, а к значениям  $M_{LH}$  добавлена поправка, близкая к той (+0,8), которая добавлялась в аналогичных случаях и в регионе III. Полученное для глубоких карпатских землетрясений корреляционное соотношение между  $m_{PV}$  и  $M_{LH}$  не зависит от глубины и имеет вид (рис. 2):

$$M_{LH} = m_{PV} - 0,8. \quad (1)$$

В Крыму все переводы  $K$  в  $M$  осуществлялись по приближенной формуле

$$K = 4,2 + 1,75M, \quad (5)$$

полученной на основании соотношений

$$\lg E_S = 3,5 + 2,65 \lg r + 1,75 \lg \bar{A}_S, \quad (6)$$

$$M = \lg A + 1,32 \lg \Delta_{\text{км}} \quad (7)$$

при  $h = 15$  км для  $\Delta = 10 \div 100$  км.

В отдельных случаях энергетический класс  $K$  Крымских землетрясений определялся по номограмме [1] или по дальности регистрации (рис. 3).

Энергетический класс землетрясений Таманского полуострова оценивался главным образом по данным станции "Анапа" с применением номограммы Т.Г. Раутиан [34].

Для землетрясений Кавказа с  $M \geq 5$  магнитуда перепределялась за весь период инструментальных наблюдений с использованием сейсмограмм станций "Пулково", "Москва", "Свердловск", а также бюллетеней зарубежных сейсмических станций [В].

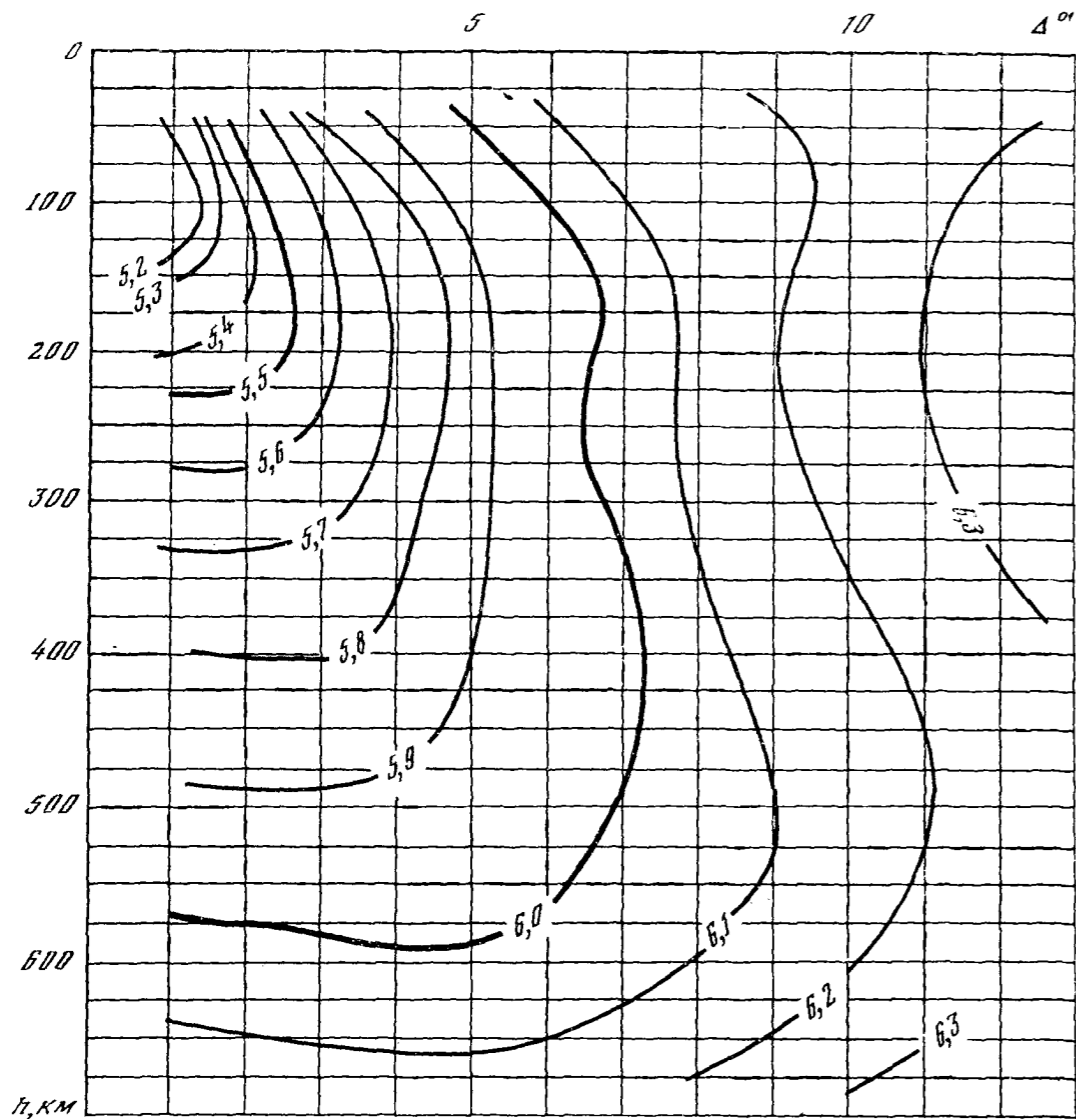


Рис. 5. Калибровочные функции  $\lg(A/T)^* = f(\Delta, h)$  для определения магнитуды  $m_{PH}$  по горизонтальной составляющей волны Р для глубоких землетрясений Дальнего Востока. Составила О.Н.Соловьева, 1975 г.

Для Средней Азии магнитуда большей части неглубоких и глубоких землетрясений за 1906–1971 гг. была переопределена или определена заново по амплитудам и периодам поверхностных волн в соответствии с [27], за старые годы (до 1956 г.) – по данным бюллетеней европейских и отечественных сейсмических станций.

Целый ряд определений магнитуд неглубоких землетрясений выполнен на основе измерений  $(A/T)_{max}$  по сейсмограммам станции "Свердловск", "Москва", "Пулково".

Классификация землетрясений Таджикистана по величине  $K$  даже за последний период была весьма неоднородной: с 1955 по 1961 г. класс  $K$  "нормальных" и глубоких землетрясений определялся по номограмме В.И.Бунэ [7], основанной на вычислении плотности потока энергии объемных волн. Шкала Т.Г.Раутиан по максимальным амплитудам объемных волн была введена для неглубоких землетрясений в 1962 г. [34], для глубоких – в 1971 г. [13]. По этой причине в ТИССС было проведено переопределение энергетических классов всех "нормальных" и глубоких землетря-

сений за 1955–1970 гг. по единой номограмме с использованием записей из архива сейсмограмм ТИССС (по сейсмостанциям "Хорог", "Куляб", "Душанбе", оборудованных сейсмографами СГК, СВК).

Определение энергетических классов оказалось возможным осуществить лишь для землетрясений после 1951 г. и в основном для землетрясений до 12-го энергетического класса. При этом принято следующее соответствие между магнитудой  $M$  и энергетическим классом  $K$ :

$K$	10	11	12	13	
$M$	3,1–3,6	3,7–4,2	4,3–4,7	4,8–5,3	
$K$	14	15	16	17	18
$M$	5,4–5,8	5,9–6,5	6,6–7,2	7,3–8,0	8,1

Выяснилось, что независимо определенные магнитуды и классы для одного и того же землетрясения не всегда удовлетворяют принятым переходным уравнениям, и этим объясняется тот факт, что некоторые землетрясения с  $K=11$  оказались необходимыми включить в настоящий каталог, а с  $K=13$  – исключить.

Для Прибайкалья магнитуда переопределялась за весь период инструментальных наблюдений [9].

Для Сахалина все ранее употреблявшиеся энергетические оценки:  $M_{Сах}$  (магнитуды за 1909–1965 гг. [СОФ; Еж (1965)]), энергетический класс по С.А.Федотову  $K_{Ф}$  (за 1951–1965 гг. [СОФ; Еж (1965)]) и по С.Л.Соловьеву и О.Н.Соловьевой  $K_{С}$  (за 1966–1973 гг. [Еж (1966–1973)]), приведены к стандартной шкале  $M$  и значениям  $K$  по Т.Г.Раутиан  $K$  в соответствии с соотношениями:

$$M_{LN} = M_{Сах} + 0,5 [38], \quad (8)$$

$$K = K_{Ф} + 0,7, \quad K = K_{С} + 1,7 [Еж (1972)].$$

Для глубокофокусных землетрясений Курил, Камчатки, Охотского моря и Приморья до 1951 г. магнитуда определялась по поверхностным волнам с поправками на глубину в соответствии с зависимостью, выявленной С.Л.Соловьевым:

$h$ , км	80–90	100	125	150–200
$\delta$ , м	0,6	0,7	0,8	0,9
$h$ , км	250–350	400–450	600–700	
$\delta$ , м	1,0	1,1	1,0	

С 1952 г. для глубокофокусных землетрясений магнитуда  $m_{PH}$  определялась по специальным номограммам О.Н.Соловьевой (рис. 4, 5) [41]. При этом измерение величины  $(A/T)_{max}$  осуществлялось непосредственно по сейсмограммам аппаратуры типа СК сейсмических станций Дальнего Востока, "Москва" и "Пулково" за весь период наблюдений (1952–1974 гг.).

Для землетрясений Чукотки  $K$  определялась по [34]. Сопоставление  $K$  с  $M_{LN}$  приводит к необычному соотношению (рис. 6):

$$K = 1,5M + 6,5. \quad (9)$$

Причины столь резкой аномалии нуждаются в специальном исследовании.

Для определения магнитуд инструментально зарегистрированных землетрясений Балтийского шита исполь-

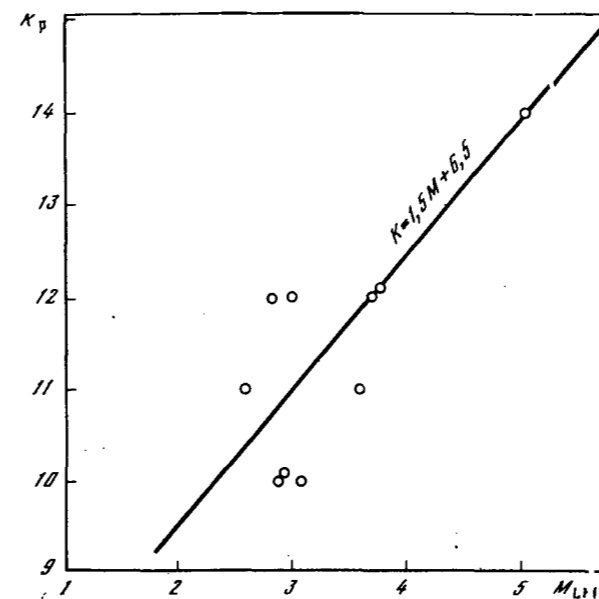


Рис. 6. Соотношение между магнитудой  $M_{LN}$  и энергетическим классом  $K$  (по Раутиан) для землетрясений Чукотки

Таблица 3

Значения  $\sigma(\Delta)$  для вертикальной составляющей фазы Р землетрясений Балтийского шита при  $\Delta \leq 20^\circ$

$\Delta^\circ$	$\sigma(\Delta)$	$\Delta^\circ$	$\sigma(\Delta)$	$\Delta^\circ$	$\sigma(\Delta)$
0	(2,7)	7	(2,8)	14	(3,8)
1	3,3	8	2,7	15	(4,2)
2	3,7	9	2,8	16	(4,7)
3	3,8	10	2,9	17	(5,1)
4	(3,6)	11	3,0	18	(5,6)
5	(3,3)	12	3,2	19	(5,9)
6	3,0	13	(3,5)	20	6,1

зовалась специально построенная Г.Д.Панасенко эмпирическая калибровочная функция для вертикальной составляющей фазы Р при  $\Delta \leq 20^\circ$  (табл. 3).

Существенные изменения основных параметров очагов землетрясений ( $t_0$ ,  $\phi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ ,  $M$ ) по сравнению с величинами, опубликованными в Атласе землетрясений, Бюллетенях сети ЕССН и ежегодниках "Землетрясения в СССР", явились результатом дополнительных расчетов, проведенных по всей совокупности имеющихся данных. Во всех этих случаях имеются соответствующие указания в графе Примечания.

### МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение магнитуды и глубины очага на основе макросейсмических данных выполнялось нами после уточнения уравнений макросейсмического поля, т.е. на более поздней стадии совместной обработки данных. Поэтому в настоящем разделе описаны операции, относящиеся лишь к первичной обработке макросейсмической информации.

Вначале в каждом регионе пересматривался исходный материал. Датировка и время землетрясения проверялись и уточнялись, преимущественно по наиболее ранним, первичным источникам. Определение координат эпицентра не представляло затруднений при наличии замкнутой первой изосейсты. В иных случаях его положение уточнялось на более поздней стадии обработки. Балльность проверялась для каждого землетрясения и каждого населенного пункта, а в необходимых случаях она оценивалась заново на основе шкалы MSK-64. В случаях, когда имелось достаточно полное описание макросейсмических эффектов, для определения балльности использовались дополнительные рекомендации по статистической обработке [24, 30, 50]. Если описания отсутствовали, баллы шкалы Росси-Фореля и японской шкалы [JMA] переводились в баллы MSK-64 на основе графических соотношений (рис. 7, 8). Описания наиболее сильных землетрясений каждого региона и субрегиона составляют специальный раздел настоящей публикации и могут служить для контроля принятых оценок балльности. Для оценки балльности по неясным или противоречивым описаниям был принят "метод вилки": оценивались максимальная и минимальная возможные балльности, средний балл принимался в качестве окончательной оценки, а половина разброса – за ее ошибку.

Для дальнейшей обработки информации использовались карты изосейст (карты и описание методики их составления и анализа предполагается опубликовать отдельной



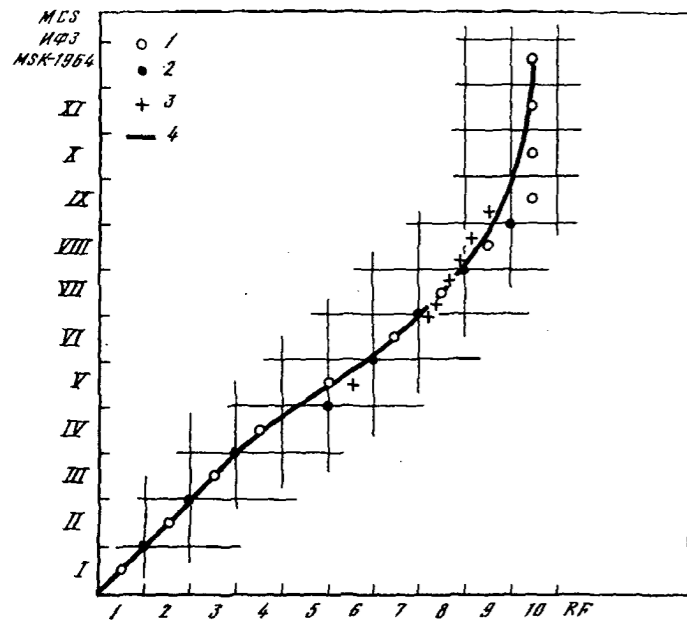


Рис. 7. Соотношение между шкалой сейсмической интенсивности (балльности) Росси-Форелля RF и шкалами типа Меркалли (MCS, ИФЗ, MSK-64). Составил Н.В. Шебалин, 1968 г.

1 - по Медведеву [СР, ч. I, гл. 9]; 2 - по Горшкову и Шенкаревой [3, гл. 4]; 3 - по критериям Бронникова [47]; 4 - средняя

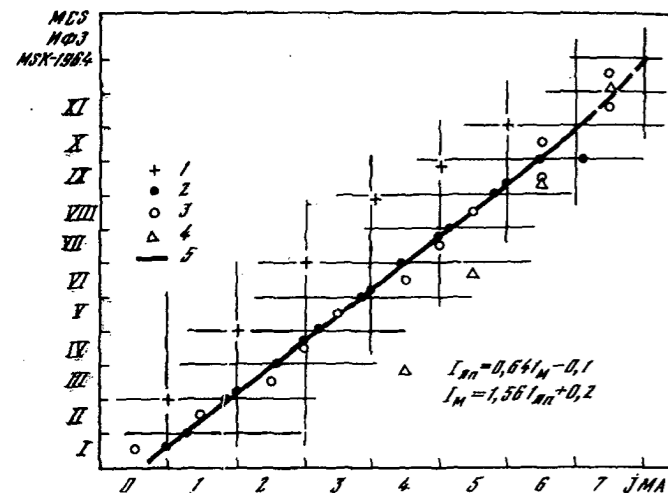


Рис. 8. Соотношение между японской шкалой сейсмической интенсивности (балльности) JMA и шкалами типа Меркалли (MCS, ИФЗ, MSK-64). Составил Н.В. Шебалин, 1968 г.

1 - по Горшкову и Шенкаревой [3, гл. 4]; 2 - по Уцу (Utsu T., I. Fac. Sci., Hokk. Univ., ser. VII, 2, № 4, 1966); 3 - по Медведеву [СР, ч. I, гл. 9]; 4 - по Канаи (Kanai K., Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 45, № 2, 1967); 5 - средняя

книгой). В отсутствие карт для всех землетрясений с числом пунктов с известной балльностью более двух строились приближенные схемы "пункты-баллы"; затем определялись средние радиусы изосейст и уточнялась балльность в эпицентре.

Если не было наблюдений в центральной части первой изосейсты балльность, в зависимости от характера макросейсмического поля, могла приниматься

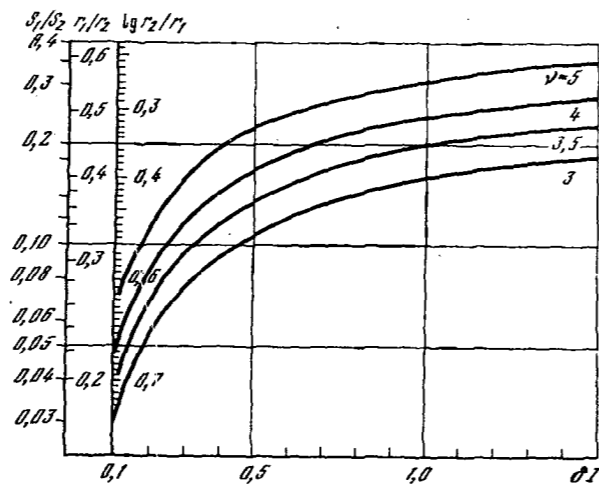


Рис. 9. Определение балльности в эпицентре  $I_1 + \delta I$  по балльности первой изосейсты  $I_1$  и соотношению размеров (площадей  $S$  или радиусов  $r$ ) второй и первой изосейст (при различных значениях коэффициента затухания  $\nu$ ). Составил Н.В. Шебалин, 1968 г.

равной  $I_1$ ,  $I_1 + 1/2$  или  $I_1 + 1$ , где  $I_1$  - балльность на первой изосейсте. Более точно величина  $\delta I = I_0 - I_1$  может оцениваться по специальному графику, в зависимости от отношения радиусов или площадей второй и первой изосейсты (рис. 9). Если  $\delta I > 1$ , то это означает, что в эпицентральной области, возможно, пропущена высшая изосейста (при эпицентре в горах или море). Полученные графически оценки округлялись до 0,5 балла.

#### ДАнные по ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ

До последнего времени данные о палеоземлетрясениях, выявляемых на основе обнаружения и анализа характерных сейсмодислокаций, не включались в каталог землетрясений, и сама возможность сколько-нибудь надежной оценки параметров палеоземлетрясений ставилась под сомнение многими исследователями. Между тем очевидно, что предложенный Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко и развитый В.П. Солоненко, В.С. Хромовских и другими исследователями метод палеосейсмодислокаций [ЖТ, РП и др.] значительно расширяет временной интервал возможного изучения землетрясений, что особенно важно для территорий, где даже макросейсмические данные более или менее регулярно собираются лишь в течение последних 100-200 лет.

В настоящем каталоге систематическое использование данных о палеосейсмодислокациях удалось провести лишь для региона V (Прибайкалье). В дальнейшем предполагается выполнить это и для других регионов, в первую очередь для Кавказа и Средней Азии. Результаты будут публиковаться в очередных выпусках ежегодника "Землетрясения в СССР..."

При подготовке данных по палеосейсмоструктурам (ПСС) для дальнейшего анализа были отобраны лишь те ПСС, сеймотектоническое происхождение которых не вызывало сомнений. Случаи различного вида сейсмогравитационных эффектов здесь не рассматривались. Количественные оценки протяженностей и амплитуд подвижек были тщательно выверены по первичным описаниям. Были уточнены также географические координаты ПСС.

Возраст ПСС оценивался методами геоморфологии [ЖТ, РП], главным образом, с учетом скорости процесса денудации; при этом установлены следующие возрастные градации: 2000 г. до н.э. - 500 г. н.э., 500 - 1300 гг., 1300-1700 гг., 1700-1850 гг., 1850-1900 гг. ПСС двух последних временных интервалов допускают прямое их сопоставление с имеющимися макросейсмическими данными. Такое сопоставление, как и независимые оценки магнитуды и балльности палеоземлетрясений, могли проводиться лишь после уточнения корреляционных соотношений между магнитудой и параметрами сейсмоструктур на более поздней стадии обработки.

Приведем пример обработки данных, подготовленный В.С. Хромовских. В качестве типичной палеосейсмической структуры тектонического (т.е. не сейсмогравитационного) происхождения выбрана молодая структура Бабха ( $51,45^\circ N, 103,98^\circ E$ ), образование которой предположительно связывается с Большим Южнобайкальским землетрясением 27 июня 1742 г. (см. стр. 321). В гольцовой части водораздела рек Бабха и Солзан, на высоте 1800 м обнаружена серия сбросовых рвов, рассекающих архейские граниты и гранат-биотитовые гнейсы нижнего протерозоя под различными углами к простиранию гнейсов. В бортах-уступах сбросовых рвов фиксируются зеркала скольжения (площадь до  $3 \text{ м}^2$ ) и рваные поверхности отрыва в тесном соседстве друг с другом.

Структура насчитывает четыре сбросовых рва общей длиной 4,5 км. На большем своем протяжении три из них сохраняют ориентировку  $50-65^\circ NE$ . Сбросы разрывают долины одного крупного и трех мелких водотоков. Поднятые крылья разрывов образуют в тальвегах ручьев тектонические дамбы-плотины. Минимальная ширина сбросовых рвов составляет 6 м, максимальная - 20 м. Внутренняя структура рвов однообразна. Они изобилуют понижениями-карманами, расположенными на оси рва или куполообразно. Карманы эллипсоидные, реже округлые в плане и представляют собой углубления в днищах сбросовых рвов, уже заполненные обломочным материалом и потерявшие способность засасывать осыпи. В диаметре они достигают 5 м, глубина их 0,5-1,0 м. Как карманы, так и сами рвы завалены остроугольными обломками гранат-биотитового гнейса и биотитового гранита. Глыбы свежие с поверхности и лишены видимой корки выветривания.

Южное окончание структуры Бабха представлено клинообразным грабеном. Длина его порядка 550-600 м, максимальная ширина около 150 м. Амплитуда вертикального смещения по сбросу, ограничивающему грабен с востока, достигает 3 м. Дно трещины завалено крупными (2-5 м) глыбами биотитового гранита. На северо-западном ограничении амплитуда вертикального смещения колеблется от 4 до 9 м. Центральная часть водораздела просела неравномерно, с растрескиванием.

В верховьях р. Бабха, на ее левом водоразделе, обнаружена мощная сбросовая трещина (координаты ее центра:  $51,41^\circ N, 103,86^\circ E$ ), пересекающая на две половины горную вершину, сложенную гнейсами и кристаллическими сланцами. Длина сброса более 2 км, максимальная амплитуда вертикального смещения 30 м, на северо-восточном окончании - не более 10 м. Простирание сброса  $80^\circ NE$ . Сброс пересекает девять распадков. Его относительно поднятое северо-западное крыло обра-

зует в этих распадках тектонические дамбы высотой 10-12 м, перегораживающие русла водотоков.

В целом длина основного поля свежих тектонических разрывов составляет около 15 км, средняя амплитуда вертикальных смещений 9 м.

Палеосейсмодислокации структуры Бабха образуют тектонические дамбы в разорванных руслах водотоков, рассекают конусы и современные конусы выноса; в днищах сбросовых рвов многочисленны зияющие воронки-пониоры, поглощающие глыбовый материал; на остроугольных (рваных) краях эскарпов отсутствуют следы выветривания и растительность. По этим признакам возраст структуры Бабха определяется в последние десятилетия - первые сотни лет. Эти величины ( $l = 1,5 \text{ км}$ ,  $a = 9 \text{ м}$ , возраст - 100-200 лет) используются далее для определения основных параметров землетрясения, сопровождавшегося образованием этой структуры (см. стр. 318).

Сейсмогравитационные обвалы также представлены в районе структуры Бабха. Они имеют вид хорошо выраженных обвальных амфитеатров и конусов хаотически нагроможденных глыб гранат-биотитовых гнейсов. Обвальные массы, обрушившиеся с юго-восточного склона правого водораздела р. Бабхи и с соседних горных вершин, соединившись вместе, образовали в долине ручья подпруженное озеро. Длина ручья на протяжении 2 км завалена глыбами скальных пород. Ширина обвального конуса до 600 м, высота 30-35 м, объем перемещенной скальной породы составляет не менее 20 млн.  $\text{м}^3$ . Для последующей оценки параметров землетрясения эти дислокации исключены из рассмотрения.

#### УСТРАНЕНИЕ ОШИБОК И НЕДОРАЗУМЕНИЙ

Подготовка материала для Нового каталога завершилась составлением хронологической основы, в которую в строгом порядке вносились все подготовленные макросейсмические и инструментальные данные, а также результаты их первичной обработки. Особое внимание обращалось на расхождение оценок в различных источниках, а также на возможность разного рода ошибок.

Опыт работы с источниками, накопленный при составлении Нового каталога, позволяет сделать некоторые заключения о наиболее распространенных ошибках и неточностях, встречающихся в различных каталогах.

"Чужие" землетрясения - случай, когда отголосок отдаленной сейсмической катастрофы принимается за автохтонное, происходящее из местного очага, землетрясение. Если для этого отдаленного землетрясения имеются независимые данные, выявление "чужих" землетрясений не встречает затруднений. Но если такая катастрофа происходит на малонаселенной зарубежной территории, надежная идентификация "чужого" землетрясения может быть весьма трудным делом. При этом важными вспомогательными данными являются наличие (или отсутствие) гула, характер колебаний (резкие толчки или плавные колебания), характер распространенности колебаний и др. Нами "чужие" землетрясения были обнаружены в Крыму (отголоски сильных глубоких карпатских землетрясений), на Ал-



тае (сильные землетрясения в Монголии) и в других местах. В результате анализа для ряда землетрясений был признан их автохтонный характер (толчки в Таганроге, Ишиме, Томске, Красноярске, в низовьях Амура и других местах). В некоторых случаях у составителей остались сомнения, оговоренные в соответствующих местах Нового каталога.

Нередко с несуществующим землетрясением связываются сильные оползни и обвалы. Так, явный обвал у аула Сижух в Дагестане в 1885 г. [МО] попал в некоторые солидные работы под видом катастрофического землетрясения. Вместе с тем, имеются и бесспорные случаи, когда гигантские обвалы были вызваны землетрясениями (Сарезское и Хаитское землетрясения, Гянджийское 1139 г., при котором в результате обвала образовалось озеро Гей-гель, и др.). Случаи эти сравнительно просты для идентификации.

Землетрясения-"дубли" возникают в огромном числе в результате опечаток и описок, реже - в результате неоговоренного автором изменения датировки. Пример второго рода - появление в некоторых сводках двух землетрясений в Керченском проливе, в 417 г.н.э. и 63 г. до н.э., вызванное тем, что автор, обнаруживший данные об этом землетрясении, первоначально датировал его 417 г., а в [СР] без оговора изменил дату на 63 г. до н.э. Выявить "дубли" такого рода не представляет труда. Гораздо сложнее, когда допущенная некогда опечатка переходит из одного источника в другой, иногда осложняется новой опечаткой, создавая уверенность в существовании нескольких землетрясений. Распознать "дубли" такого рода удается по близости написания дат (IX и XI, IV и VI, VII и VIII, 1733 и 1783 и т.п.), по тождественности часа и минут события, по дословному повторению описания в целом, а иногда - по повторению характерных или экзотических словосочетаний ("зубь в борще").

"Расчлененное" землетрясение - случай, когда государственная или иная граница делит плейстоценовую область на две части с различным местным временем или даже с различным календарем. Так, в некоторых источниках расчленилось Ашхабадское землетрясение 1948 г. - советские источники сообщили о нем по местному ашхабадскому и московскому времени, а иранские -- по местному иранскому времени, отличавшемуся от ашхабадского на 2 ч. 20 мин. Иногда об одном и том же событии сообщают христианские и мусульманские хроники - в этом случае дублирование устраняется тщательным переводом дат по мусульманскому календарю в европейское летоисчисление [37а].

Иногда ошибки вызываются сменой или сходством географических названий. В отдельных случаях, за счет неточностей определения эпицентра в областях на границе между регионами, землетрясения помещались в исходные каталоги как одного, так и другого региона и устранялись лишь после тщательной сверки частей Нового каталога между собой.

## 5. СОСТАВЛЕНИЕ КАТАЛОГА

Описанными выше операциями ранее, как правило, заканчивалось составление каталогов землетрясений. В нашем случае только после их завершения началась основная работа по анализу собранных исходных данных и оценке точности получаемых значений параметров землетрясений.

## ВЫБОР ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ

В качестве основных параметров землетрясения были приняты: время в очаге, координаты эпицентра, магнитуда, а также глубина очага. Балльность в эпицентре, строго говоря, не является параметром очага. Однако для задач инженерной сейсмологии она представляет большой интерес, не говоря уже о том, что традиция требует обязательного упоминания балльности во всех описаниях сильных землетрясений.

Для нашей работы определенный интерес представило бы также включение в число параметров величин, характеризующих так называемый "механизм очага" землетрясения, тем более что за последние годы в регионах для отдельных землетрясений проведены массовые его определения. Два обстоятельства заставили нас отказаться от такого намерения. Во-первых, в масштабах СССР еще недостаточно разработаны способы оценки точности и устойчивости решения, получаемого по знакам первых вступлений. Во-вторых, остается не вполне ясным, насколько движение в первом максимуме волны  $P$  представительно для описания положения плоскости разрыва в целом и средней (а не начальной) подвижки по ней. Поэтому данные о "механизме очага" было решено не включать в Новый каталог, так же как и так называемые "динамические параметры" очага (сейсмический момент, сброшенное напряжение и т.п.). Для некоторых землетрясений приведены лишь простейшие оценки размеров очага, произведенные на основании изучения облака афтершоков, по видимым разрывам на поверхности или путем качественного анализа особенностей макросейсмического поля.

## ОПОРНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И УРАВНЕНИЯ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Из общего числа землетрясений были отобраны "опорные", т.е. те, для которых имелись наиболее полные и надежные как инструментальные, так и макросейсмические данные (не менее 3-4 изосейст, надежная магнитуда по инструментальным данным и т.п.). Данные "опорных" землетрясений были использованы для определения региональных значений коэффициентов  $b, \nu$  и  $c$  в уравнениях макросейсмического поля:

$$I_i = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta^2 + h^2} + c, \quad (10)$$

$$I_0 = bM - \nu \lg h + c, \quad (11)$$

$$I_0 - I_i = \nu \lg \sqrt{1 + \Delta^2/h^2}. \quad (12)$$

Несколько возможных вариантов порядка работы приведены в [СР]. В настоящей работе чаще всего применялась следующая последовательность операций.

Рис. 10. Стандартная номограмма для определения глубины очага неглубоких землетрясений по макросейсмическим данным (площади изосейст  $S_i$ , их средние радиусы  $r_i$  или расстояния до пунктов с известной балльностью  $\Delta_i$ ) при коэффициенте затухания  $\nu = 3,0$  (а),  $3,5$  (б),  $4,0$  (в) (формула (12)). Составил Н.В. Шебалин, 1957 г.

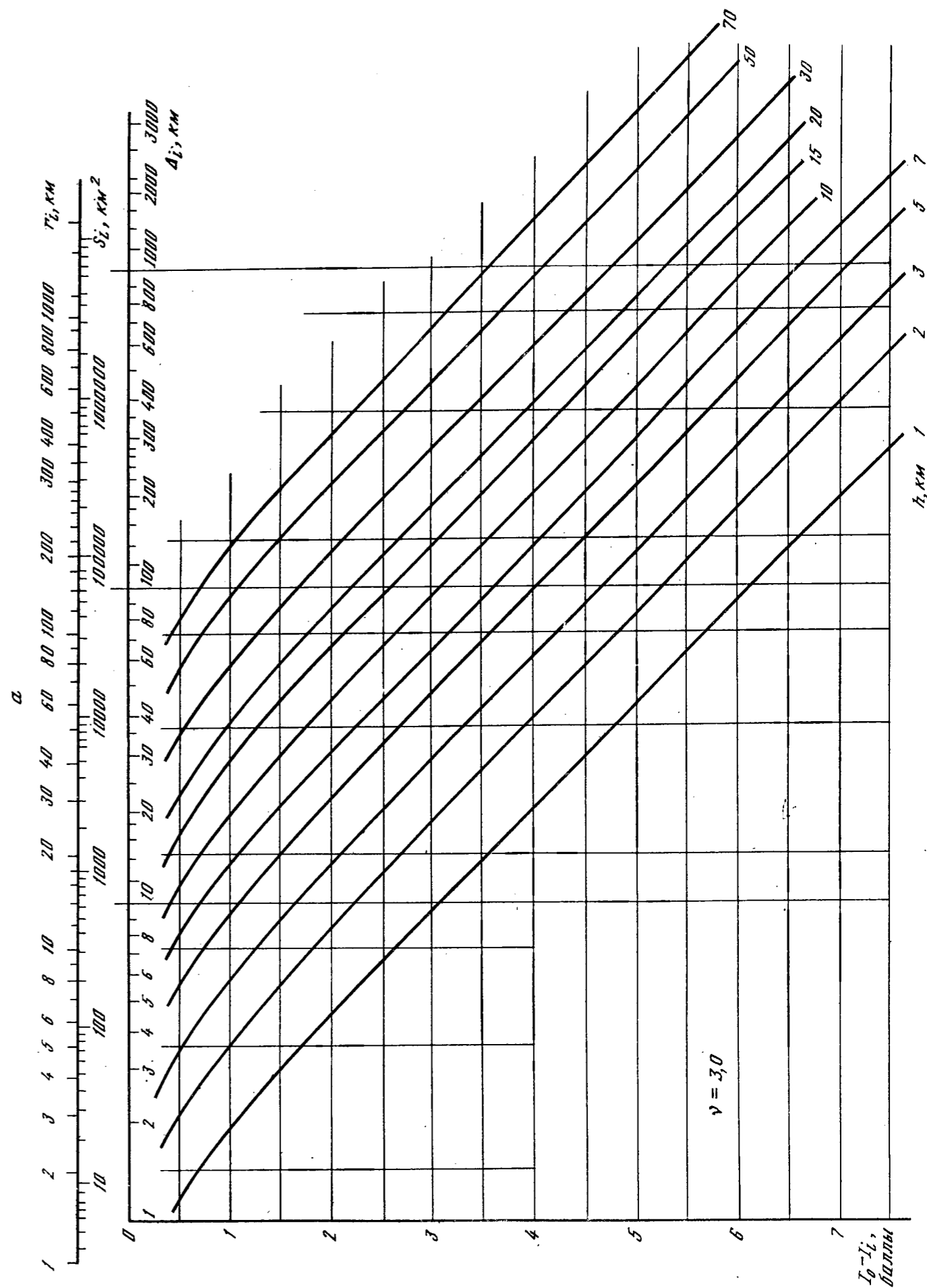


Рис. 10<sup>а</sup>

б

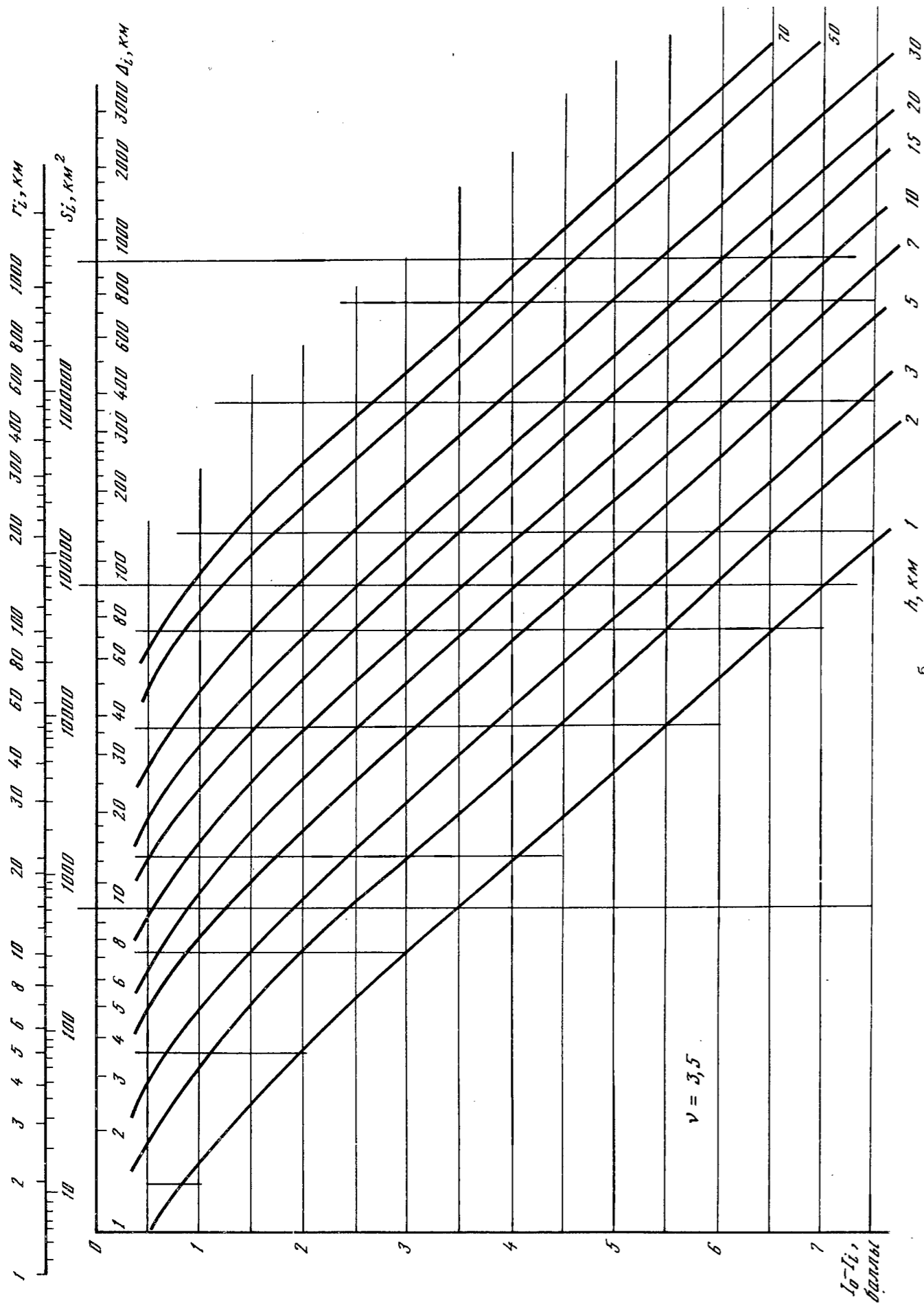


Рис. 10<sup>б</sup>

в

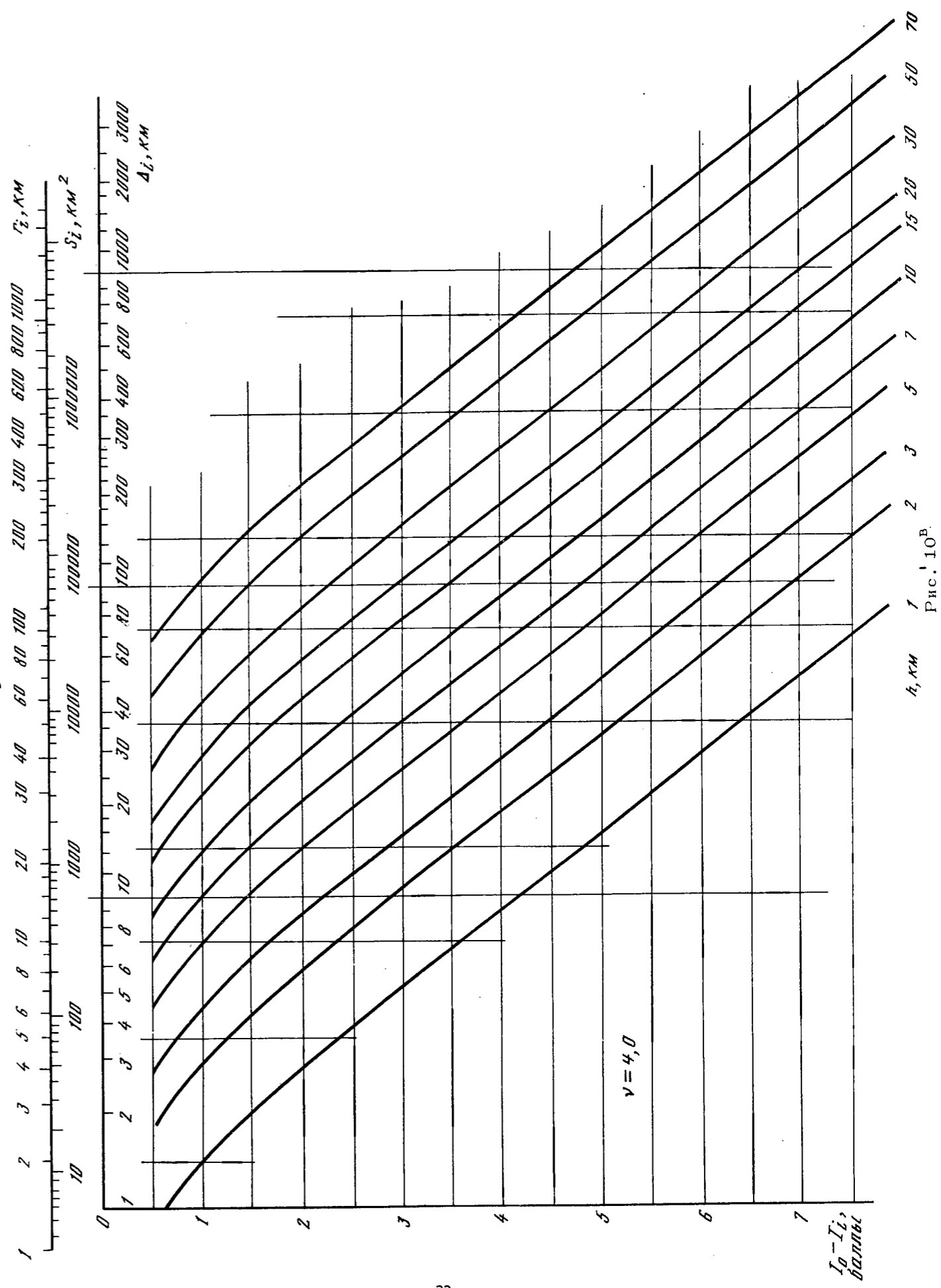


Рис. 10<sup>в</sup>

Таблица 4

Значения коэффициентов  $\nu$  и  $c$

Интервал расстояний, км	Среднее (без учета размера очага)		Вкрест структур		Вдоль структур (без учета размера очага)		Вдоль структуры (с учетом размера очага)		Среднее (с учетом размера очага)	
	$\nu$	$c$	$\nu$	$c$	$\nu$	$c$	$\nu$	$c$	$\nu$	$c$
До 180 км	3,6	3,3	3,7	3,1	3,3	2,9	3,0	2,2	3,3	2,6
> 180 км	-	-	6,65	10,0	6,6	10,9	5,6	8,1	6,4	9,7

Вначале по измеренным радиусам изосейст из уравнений

$$\lg \frac{S_{i+1}}{S_i} = \frac{2}{\nu}, \quad \lg \frac{\bar{r}_{i+1}}{\bar{r}_i} = \frac{1}{\nu} \quad (13)$$

где  $S_i$  - площадь, ограниченная  $i$ -й изосейстой,  $\bar{r}_i$  - средний радиус изосейсты, определяется коэффициент  $\nu$ . После этого для отдельных землетрясений с помощью номограммы (см. рис. 7) рассчитывались условные значения балльности в эпицентре. Это необходимо, так как балльность в эпицентре может отличаться от балльности на первой изосейсте на любую величину от 0 до 1. Величина поправки  $\delta I_0$  в большинстве случаев варьировала от 0 до 1/2 балла. По расчетной балльности в эпицентре и средним радиусам изосейст с помощью номограммы, построенной для различных значений  $\nu$  (рис. 10), определялось первое приближение глубины  $h$ . Далее вычислялись средние гипоцентральные расстояния, и по ним с помощью аналогичной формулы

$$\lg \frac{D_{i+1}}{D_i} = \frac{1}{\nu} \quad (14)$$

где

$$D_i = \sqrt{\bar{r}_i^2 + h^2}$$

производилось вычисление второго приближения  $\nu$  и  $h$ . Такой путь позволил включить в расчет  $\nu$  наиболее надежные первые изосейсты. Обычно двух приближений было достаточно для окончательного уточнения  $\nu$ ;

Затем по формуле

$$\bar{\nu} = \Sigma n \nu_i / \Sigma n \quad (15)$$

где  $n$  - число определений, значение  $\bar{\nu}$  усреднялось в пределах зоны.

Оценка среднеквадратичной ошибки в определении средних значений коэффициента  $\nu$  производилась по формуле

$$\sigma_{\bar{\nu}} = \sqrt{\frac{\Sigma (n \nu_i^2) - \bar{\nu}^2 \Sigma n}{\Sigma n (\Sigma n - 1)}} \quad (16)$$

А. Нурмагамбетов и А. Сыдыков предложили оригинальную номограмму для одновременного графического определения  $h$  и  $\nu$  в Казахстане (рис. 11). Исходными данными в их методе являются величины, которые менее подвержены случайным ошибкам, - средние радиусы или площади изосейст и их интенсивность. Построение палетки предложено А. Нурмагамбетовым и А. Сыдыковым в следующем виде.

Составляя формулу (11) для трех изосейст и решив их совместно, получим следующие выражения для  $h$  и  $\nu$ :

$$\frac{1}{\nu} = \lg \frac{\Delta_l^2 - \Delta_k^2}{\Delta_k^2 - \Delta_i^2}, \quad I_i > I_k > I_l, \quad I_i - I_k = I_k - I_l = 0,5;$$

$$\frac{2}{\nu} = \lg \frac{\Delta_l^2 - \Delta_k^2}{\Delta_k^2 - \Delta_i^2}, \quad I_i - I_k = I_k - I_l = 1;$$

$$h = \sqrt{\frac{\Delta_k^4 - \Delta_l^2 \Delta_i^2}{\Delta_l^2 + \Delta_i^2 - 2\Delta_k^2}}$$

Для случая четырех изосейст имеем:

$$\frac{1}{\nu} = \lg \frac{\Delta_l^2 - \Delta_k^2}{\Delta_m^2 - \Delta_i^2}, \quad I_i > I_k > I_m > I_l, \quad I_i - I_k = I_m - I_l = 0,5;$$

$$\frac{2}{\nu} = \lg \frac{\Delta_l^2 - \Delta_k^2}{\Delta_m^2 - \Delta_i^2}, \quad I_i - I_k = I_m - I_l = 1;$$

$$h = \sqrt{\frac{\Delta_k^2 \cdot \Delta_m^2 - \Delta_i^2 \cdot \Delta_l^2}{(\Delta_i^2 + \Delta_l^2) - (\Delta_k^2 + \Delta_m^2)}}$$

Логарифмируя выражение (12), получим

$$\lg(I_0 - I_i) = \lg \nu + \lg \lg \sqrt{1 + \Delta_i^2 / h^2}$$

Приняв  $\nu = 1$ , можно определить значения  $\lg(I_0 - I_i)$  при разных значениях  $\Delta_i$  для фиксированных  $h$ . Палетка, составленная таким образом, приведена на рис. 9.

В тех случаях, когда предварительная обработка данных привела к значению коэффициента спада балльности, близкому к  $\nu = 3,5$ , дальнейшая работа ограничивалась проверкой возможности применения средних значений коэффициентов  $b = 1,5$ ;  $\nu = 3,5$ ;  $c = 3,0$ . Эти значения во многих случаях оказались приемлемыми и использовались для обработки неглубоких землетрясений регионов I, IIa, III, IV, VI, VII, XI. В остальных регионах были определены свои значения коэффициентов  $b$  и  $c$ . С этой целью после окончательного определения  $\nu$  и  $h$  для каждой изо-

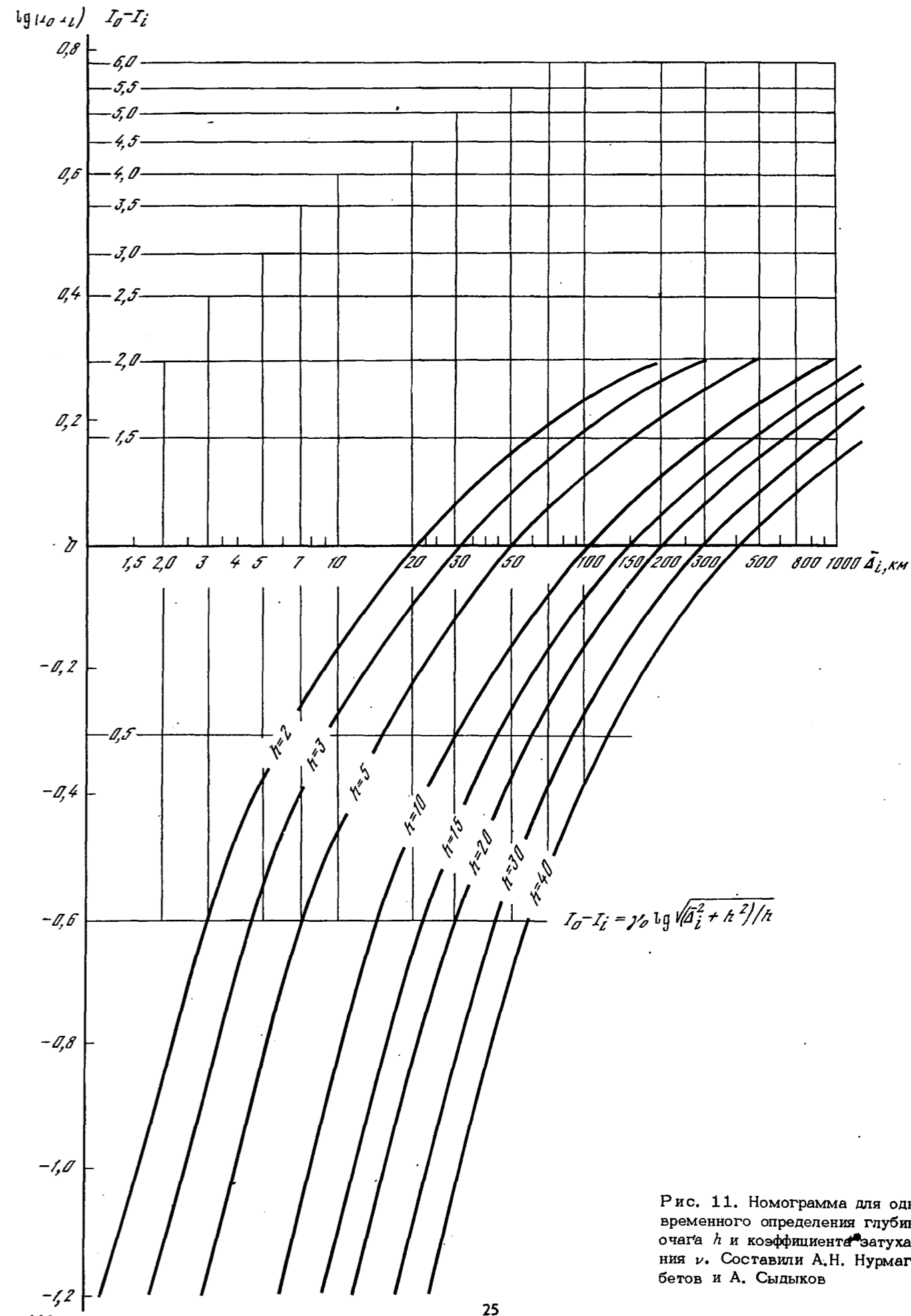


Рис. 11. Номограмма для одновременного определения глубины очага  $h$  и коэффициента затухания  $\nu$ . Составили А.Н. Нурмагамбетов и А. Сыдыков



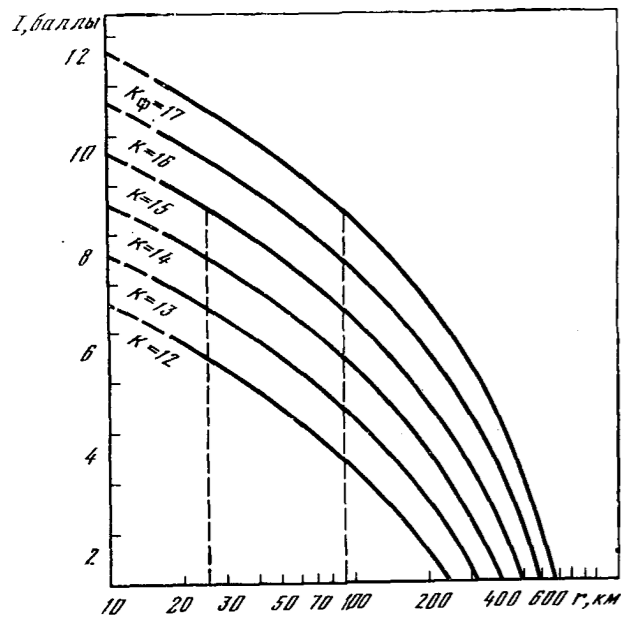


Рис. 12. Осредненный график спада бальности с расстоянием (формула (18)) для землетрясений Камчатки. Составила Л.С. Шумилина

сейсты каждого опорного землетрясения составлялось условное уравнение

$$I_0 + \nu \lg h = bM + c, \quad (17)$$

где известны левая часть и  $M$ , коэффициенты  $b$  и  $c$  получались одним из известных методов статистики. Некоторые детали регионального определения коэффициентов приводятся ниже.

На Кавказе специальное исследование региональных значений коэффициентов в уравнениях макросейсмического поля было выполнено И.В. Айвазашвили, О.Ш. Варазанашвили и В.Г. Папалашвили. В Казахстане при сильнейших землетрясениях отчетливо заметен эффект поглощения. В связи с этим коэффициенты определялись раздельно для ближней и дальней зон, а также раздельно с учетом и без учета размеров очагов (табл. 4).

В Узбекистане, Таджикистане и Киргизии были получены региональные значения коэффициентов  $b$ ,  $\nu$  и  $c$ . Однако близость их к средним и затруднение с их применением ввиду сложности границ между республиками сделали наиболее целесообразным применение для Средней Азии в целом средних значений указанных коэффициентов. Расчеты показали, что расхождения основных параметров при этом невелики (не более 0,5 балла, 0,3 единицы магнитуды и не более чем в 1,5 раза для глубины очага).

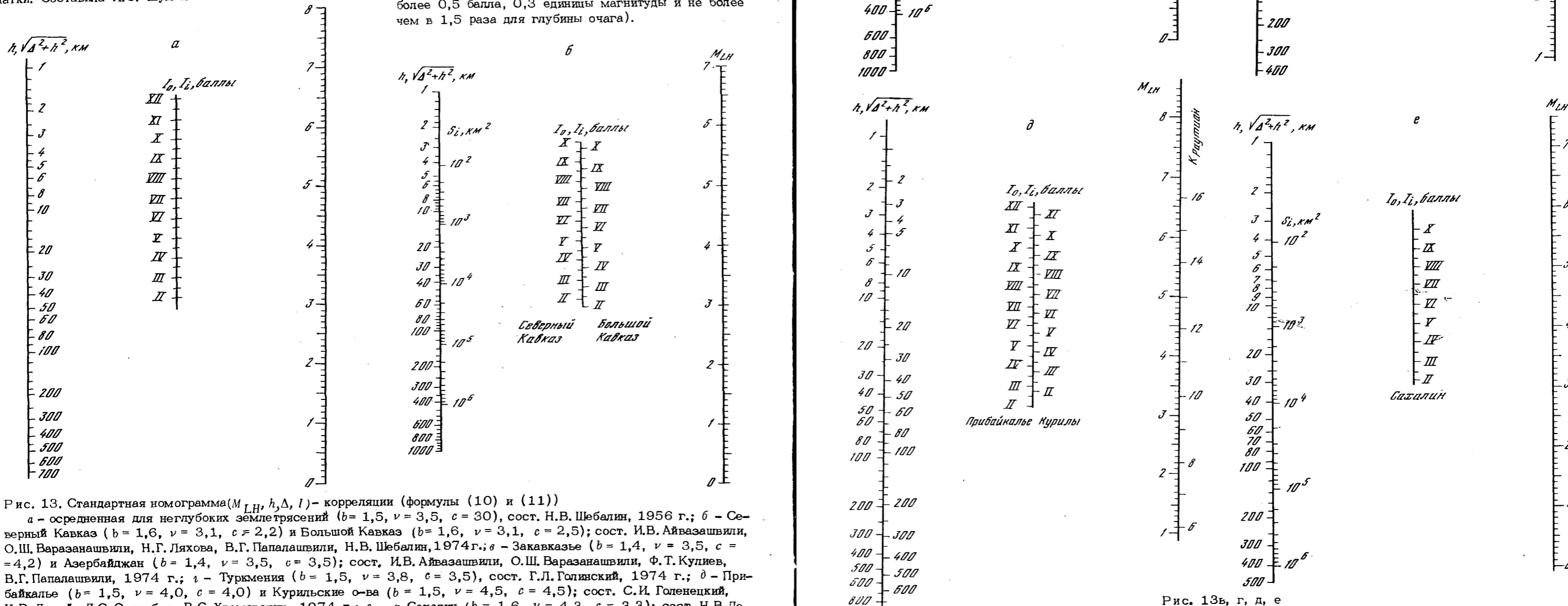


Рис. 13. Стандартная номограмма ( $M_{LH}$ ,  $h, \Delta, I$ ) - корреляции (формулы (10) и (11))  
 а - осредненная для неглубоких землетрясений ( $b=1,5, \nu=3,5, c=30$ ), сост. Н.В. Шебалин, 1956 г.; б - Северный Кавказ ( $b=1,6, \nu=3,1, c=2,2$ ) и Большой Кавказ ( $b=1,6, \nu=3,1, c=2,5$ ); сост. И.В. Айвазашвили, О.Ш. Варазанашвили, Н.Г. Ляхова, В.Г. Папалашвили, Н.В. Шебалин, 1974 г.; в - Закавказье ( $b=1,4, \nu=3,5, c=4,2$ ) и Азербайджан ( $b=1,4, \nu=3,5, c=3,5$ ); сост. И.В. Айвазашвили, О.Ш. Варазанашвили, Ф.Т. Кулиев, В.Г. Папалашвили, 1974 г.; г - Туркмения ( $b=1,5, \nu=3,8, c=3,5$ ), сост. Г.Л. Голинский, 1974 г.; д - Прибайкалье ( $b=1,5, \nu=4,0, c=4,0$ ) и Курильские о-ва ( $b=1,5, \nu=4,5, c=4,5$ ); сост. С.И. Голенецкий, Н.В. Левый, Л.С. Оскорбин, В.С. Хромовских, 1974 г.; е - о. Сахалин ( $b=1,6, \nu=4,3, c=3,3$ ); сост. Н.В. Левый, Л.С. Оскорбин, 1974 г.

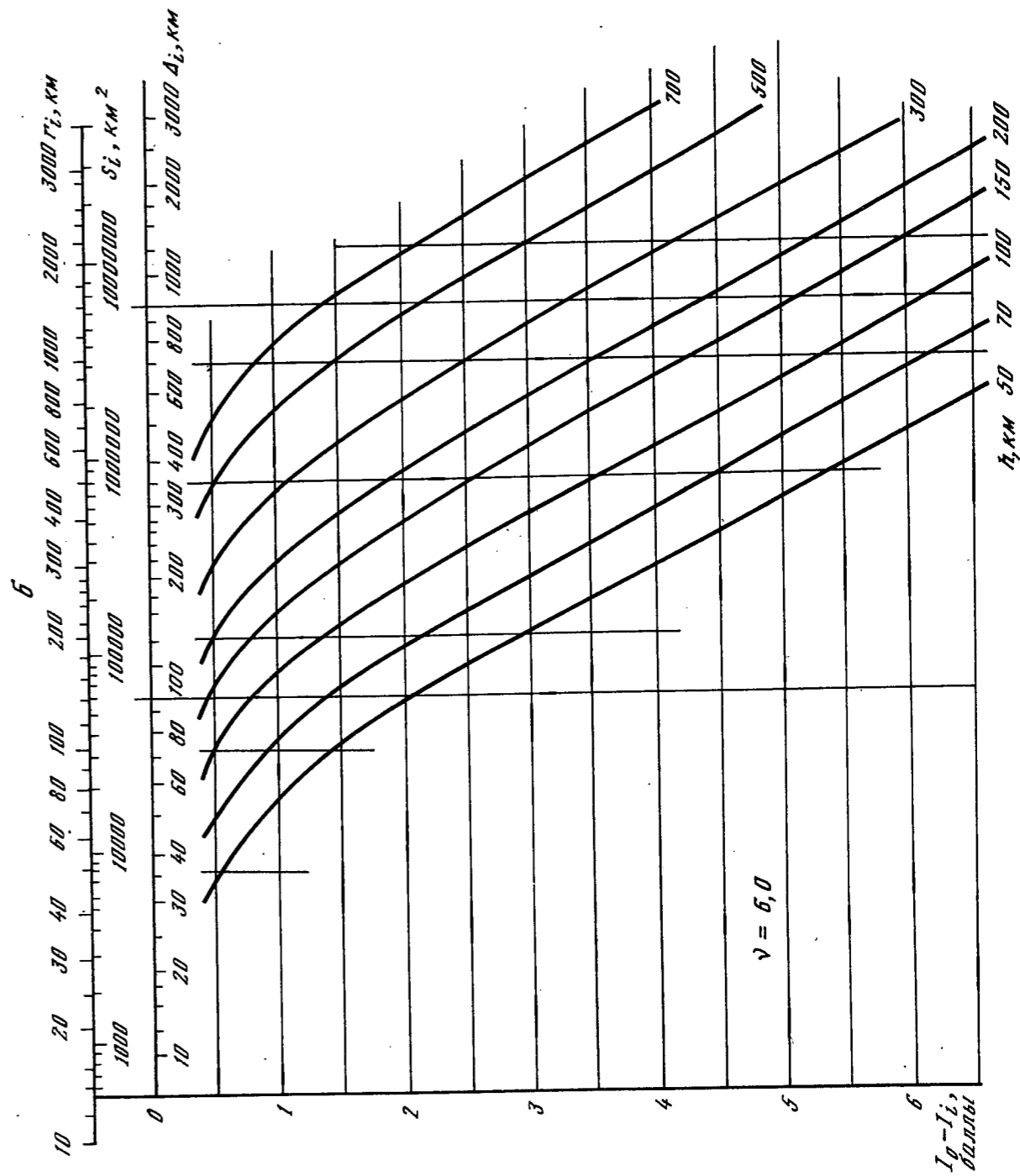
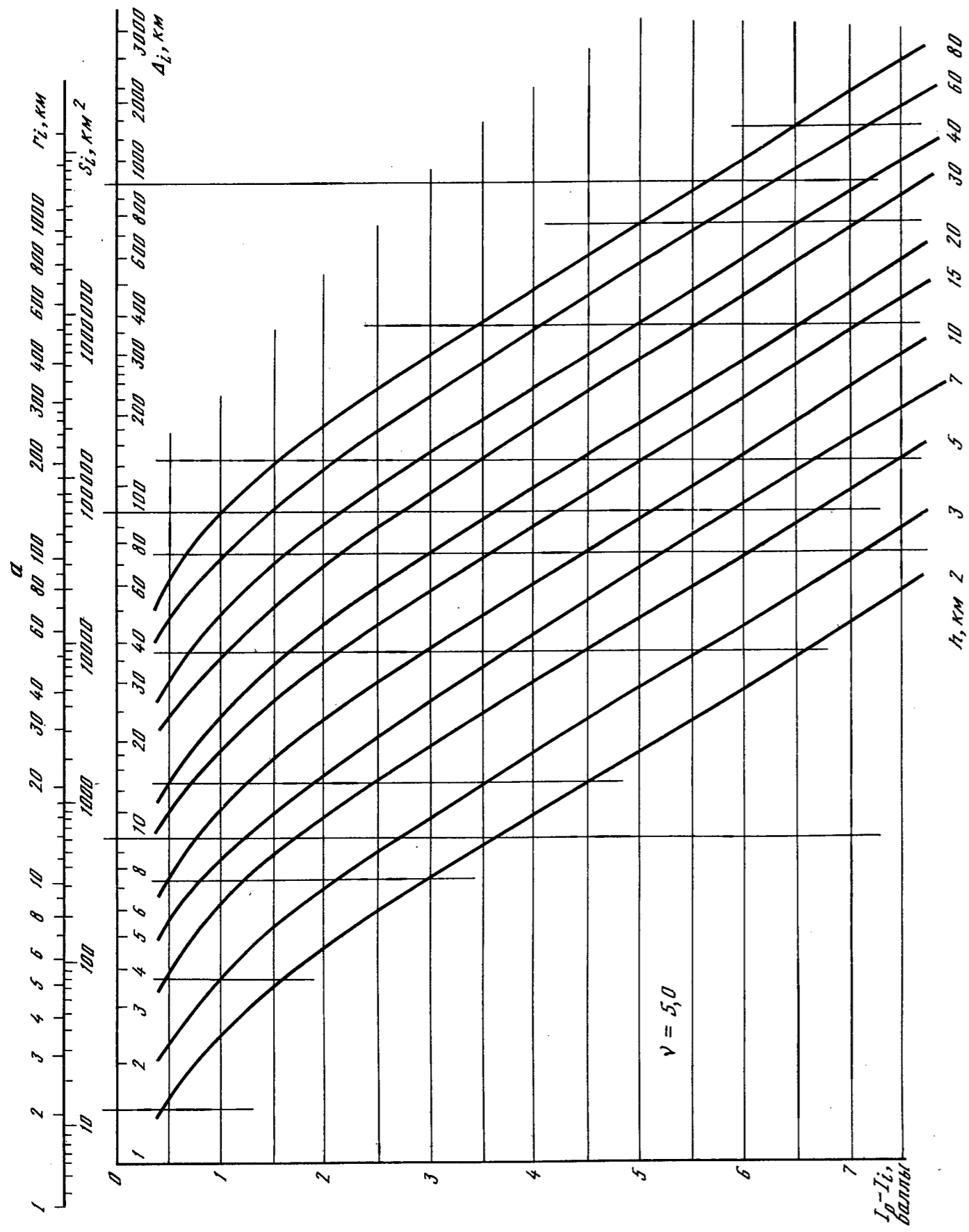


Рис. 14. Стандартная номограмма определения глубины очага глубоких землетрясений по максимосейсмическим данным (обозначения см. рис. 10) при коэффициенте затухания балльности  $\nu = 5,0$  и  $6,0$  Составил Н.В. Шебалин, 1957 г.

В Прибайкалье при крайней ограниченности макросейсмических наблюдений определение коэффициентов в макросейсмической формуле (10) проводилось по всей совокупности данных для 10 опорных землетрясений, без разделения их по районам или глубинам очагов. Малочисленность исходных данных не позволила оценить значение коэффициента  $b$ . Поэтому он принимался равным 1,5 – среднему значению по ряду сейсмоактивных районов. Расчеты проводились в различных вариантах и по различной методике: способом наименьших квадратов и способом ортогональной регрессии с заданием различных возможных отношений погрешностей двух переменных. В предположении, что глубины очагов составляют 10 км, способом наименьших квадратов получены значения коэффициентов:  $\nu = 3,8 \pm 0,1$ ;  $c = 3,7 \pm 0,3$ ; при глубине очага 20 км:  $\nu = 4,1 \pm 0,1$ ;  $c = 4,4 \pm 0,3$ . В целом по всей совокупности результатов было признано целесообразным принять  $\nu = c = 4$ .

На Дальнем Востоке землетрясения большой магнитуды ощущаются на очень больших расстояниях. Поэтому здесь за основу была взята формула типа Кэвслетти [46], учитывающая поглощение. По сильным камчатским и японским землетрясениям, для которых хорошо известны балльность в различных пунктах побережья и область их очагов, были построены графики спада балльности с расстоянием. По этим экспериментальным данным рассчитана кривая спада балльности с расстоянием для землетрясений с  $K_{\Phi} = 1,2 \pm 17$ , где

$$K_{\Phi} = 1,5M + 4,6.$$

Полученное уравнение макросейсмического поля имеет вид:

$$I_i = K - 2,63 \lg r - 0,0087r - 2,1. \quad (18)$$

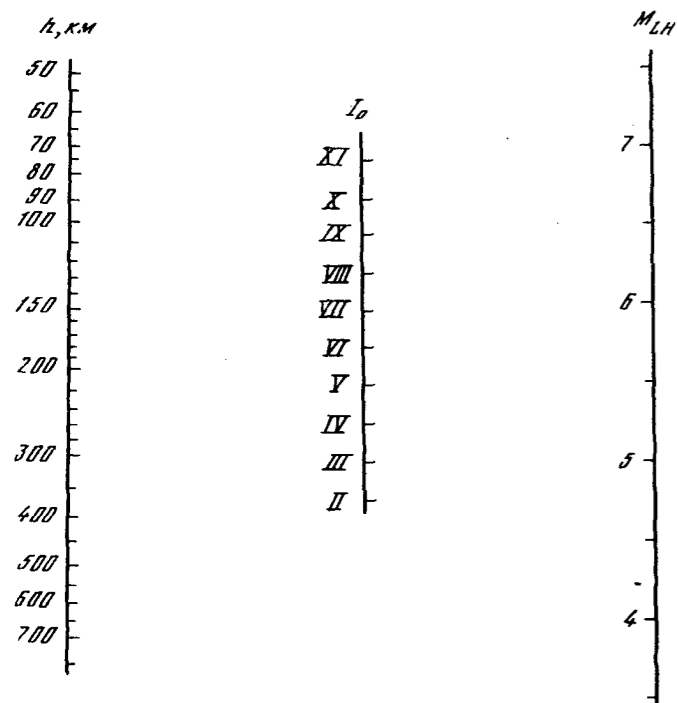


Рис. 15. Номограмма ( $M_{LH}, h, I_0$ ) – корреляции для глубоких землетрясений (с очагами в слое пониженной скорости и глубже). Составил Н.В. Шабалин, 1968 г.  
 $I_0 = 2M_{LH} - 61 \lg h + 8,2$ ;  $M_{LH}$  без поправки за глубину

Таблица 5

Коэффициенты уравнения макросейсмического поля

Регион	$b$	$\nu$	$c$
I. Карпаты	1,5	3,5	3,0
II а. Крым и Нижняя Кубань	1,5	3,5	3,0
II б. Кавказ			
Северный Кавказ	1,6	3,1	2,2
Дагестан	1,5	3,6	3,1
Закавказье	1,4	3,5	4,2
Азербайджан	1,4	3,5	3,5
II в. Западная Туркмения	1,5	3,8	3,5
III. Средняя Азия и Казахстан	1,5	3,5	3,0
IV. Алтай и Саяны	1,5	3,5	3,0
V. Прибайкалье	1,5	4,0	4,0
VI. Якутия и Северо-Восток	1,5	3,5	3,0
VII. Приморье и Приамурье	1,5	3,5	3,0
VIII. Сахалин	1,6	4,3	3,3
IX. Курилы	1,5	4,5	4,5
X. Камчатка	1,5	$\nu_0 = 2,63$ $p = 0,0087$	2,5
XI. Чукотка	1,5	3,5	3,0
XII. Арктический бассейн	-	-	-
XIII. Балтийский щит	1,5	3,5	3,0
XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь	1,5	3,5	3,0

По этой формуле были рассчитаны кривые спада балльности (рис. 12), которые использовались при практических расчетах.

Принятые для обработки данных значения коэффициентов  $b, \nu$  и  $c$  для неглубоких землетрясений сведены в табл. 5.

Для упрощения расчетов по этим значениям  $b, \nu$  и  $c$  строились специальные номограммы ( $M, h, \Delta, I$ ) – корреляции (рис. 13). В них шкала расстояний может использоваться для глубин очага – тогда на шкале балльности стоит балльность в эпицентре. Если на шкале расстояний берется гипоцентральное расстояние – по шкале  $I$  ему соответствует балльность на этом расстоянии.

Для глубоких землетрясений эти соотношения неприемлемы, так как для них магнитуда  $M_{LH}$  имеет другой смысл, а спадание балльности происходит много быстрее и соответствует  $\nu = 5-6$  (рис. 14).

Номограмма ( $M, h, I_0$ ) – корреляции для глубоких землетрясений, где используется значение  $M_{LH}$  без поправки, приводится на рис. 15.

Для глубоких землетрясений Карпат было найдено специфическое соотношение, которое не зависит от глубины очага:

$$I_0 = 1,70 M_{LH} - 3,6. \quad (19)$$

Уравнения макросейсмического поля послужили основой для определения неизвестных ранее основных параметров очагов землетрясений.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ С МАГНИТУДОЙ И БАЛЛЬНОСТЬЮ

В основе корреляционных уравнений лежат представления о тесной связи между типами сейсмогенных разрывов, их размерами и магнитудой землетрясений [42а].

Ранее В.П. Солоненко предложил следующую формулу, связывающую протяженность зоны сейсмодислокаций  $l$  и магнитуду землетрясения  $M$ :

$$\lg l = (1,01 \pm 0,02) M - 6,18, \quad (20)$$

где поправочный член выбирается в зависимости от типа подвижки по разрыву. Аналогичные соотношения были предложены Дон Точером, А.А. Никоновым, Н.В. Шабалиным и др.

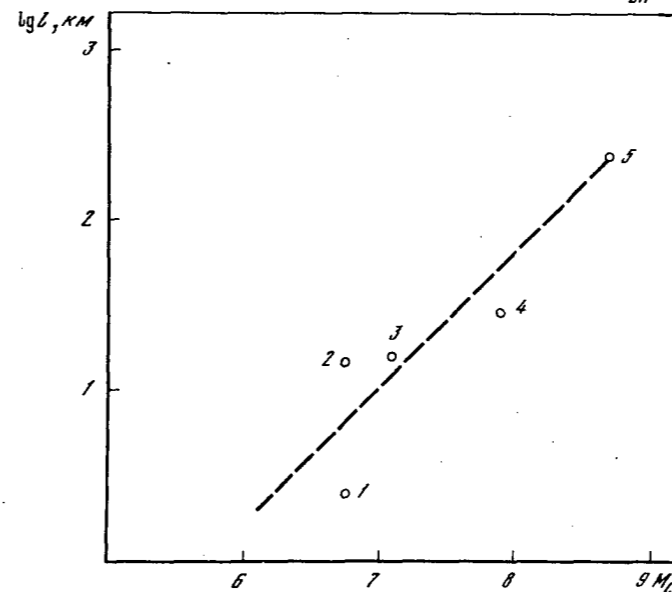
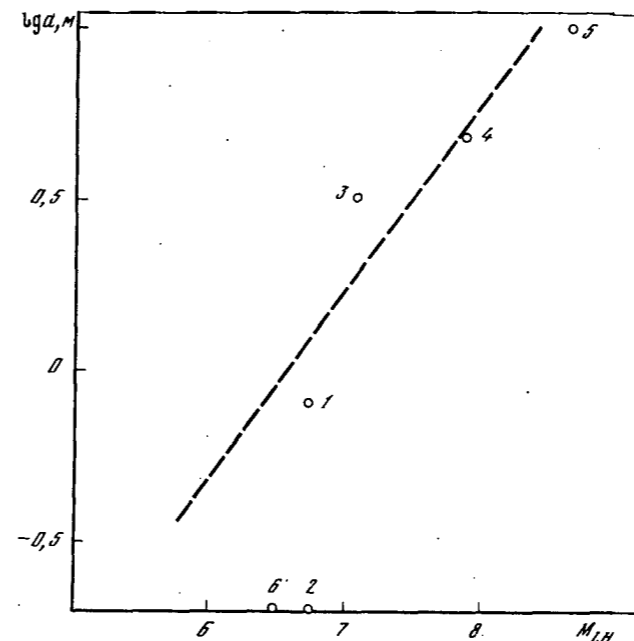


Рис. 16. Соотношения между магнитудой землетрясений  $M_{LH}$  и параметрами сейсмодислокаций. Составил В.С. Хромовских, 1976 г.

$l$  – длина зоны сейсмодислокаций,  $a$  – средняя амплитуда видимых на поверхности смещений по разрыву. Номера землетрясений см. табл. 6.

Таблица 6

Параметры сейсмоструктур и магнитуды соответствующих землетрясений по инструментальным данным составил В.С. Хромовских)

Номер на рис. 16	Землетрясение, дата	$M$	$l$ , км	$a$ , м	Генетический тип разрыва
1	Мондинское, 4 апреля 1950	6,75	2,5	0,8	Сброс
2	Бурьняхское, 3 декабря 1960	6,75-7,25	15	0,2	Сдвиго-сброс
3	Африканский рифт, 6 января 1928	7,1	16	3,3	Сброс
4	Муйское, 27 июня 1957	7,9	30	5-6	Взбросо-сдвиго-сброс
5	Кеминское, 3 января 1911	8,7	250	10	Сброс
6	Нюкжинское, 5 января 1958	6,5	3,5-4	0,15	Сброс

В настоящей работе было признано желательным при оценке магнитуды использовать данные не только о длине зоны дислокаций, но и об амплитуде относительной подвижки (смещений) крыльев разрыва. Соответствующие материалы по землетрясениям с преобладающей сбросовой подвижкой в очаге (именно такие подвижки характерны, в частности, для землетрясений Прибайкалья) обработаны В.С. Хромовских (табл. 6, рис. 16).

С учетом неточностей в оценке магнитуд и разброса данных рабочие формулы для приближенной оценки магнитуд по параметрам палеосейсмоструктур приняты в настоящей работе в следующем виде:

$$M_l = \lg l + 6, \quad (21)$$

$$M_a = \lg a + 7. \quad (22)$$

### ПРОЦЕДУРА СОСТАВЛЕНИЯ КАТАЛОГА И ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ

Были применены следующие общие принципы выбора окончательных значений основных параметров и оценки их точности:

- каждый параметр по возможности определялся несколькими способами;
- значение каждого параметра выбиралось так, чтобы противоречия с исходными данными отсутствовали или были наименьшими;
- при совпадении оценок полученное значение параметра принималось за окончательное, его ошибка бралась как наименьшая из ошибок, полученных при определении различными способами;
- при расхождении оценок с перекрытием областей ошибок окончательное значение выбиралось внутри общей области ошибок, величина ошибки принималась наименьшей



5) при расхождении оценок без перекрытия областей за окончательное значение принималось то, чья ошибка была наименьшей; за ошибку принималось расхождение определений;

6) при невозможности прямого расчета параметра за пределы его определения принимались реальные крайние возможные величины, а окончательное значение параметра выбиралось как среднее в этом интервале;

7) все ошибки округлялись в большую сторону по определенной системе градаций (см. табл. во введении к части II).

Время землетрясения. По макросейсмическим данным за время землетрясения принималось время отдельных сообщений; даты всюду переводились в новый стиль (с учетом изменения разницы от столетия к столетию); даты по мусульманскому календарю приводились к европейскому летосчислению; время во всех случаях переводилось в гринвичское. При этом местное время считалось местным поясным, что не всегда верно, так как до конца XIX в. за местное время принималось локальное время крупных центров. Ошибка при этом, как правило, не превышала 30 мин. Ввиду второстепенности точной оценки времени для старых землетрясений этой разницей мы пренебрегали; с введением в 1931 г. декретного времени поправки соответственно изменялись на 1 ч.

При наличии инструментальных данных время в очаге землетрясения определялось по годографу Джеффриса-Буллена или (при  $M < 5$ ) по региональным годографам для соответствующей глубины очага (указанной в основной графе каталога или в примечании); при отсутствии инструментально определенной глубины очага время в очаге вычислялось по соответствующим осредненным годографам с фиксированной глубиной очага. Ошибка оценивалась по невязкам индивидуальных определений с учетом ошибки определения координат эпицентра.

Координаты эпицентра. По макросейсмическим данным за эпицентр принимался центр тяжести первой изосейсты с ошибкой, равной ее среднему радиусу; по инструментальным данным — точка, соответствующая минимальному значению невязки времени в очаге по данным отдельных станций с ошибкой, равной большой полуоси эллипса ошибок; при недостатке данных применялись косвенные методы оценок (пересечение дуги по  $S-P$  одной станции с известной сейсмоактивной зоной; определение  $\Delta\delta$  по разности  $I_i - I_k$  на двух станциях и пересечение соответствующей гиперболы с известной сейсмоактивной зоной и т.п.).

Для Средней Азии и Казахстана координаты эпицентров до 1955 г. даны в градусах с десятками долями, в некоторых случаях детальные макросейсмические данные позволили повысить точность до сотых долей градуса. В последние годы в отдельных районах работают сети высокочувствительных станций, которые дают возможность определения координат эпицентров с точностью до сотых долей градуса.

В значительной части Прибайкалья эпицентры землетрясений, указанные в каталоге, могли быть установлены только по макросейсмическим данным. Иногда эти сведения настолько скудны, что можно было указать лишь линию (прямую или окружность), вблизи которой должен располагаться эпицентр. Способ построения геометрического места возможных положений эпицентра разработан С.И. Голенецким.

По данным о балльности в двух пунктах можно составить уравнение

$$I_i - I_k = \nu \lg \frac{D_k}{D_i}, \quad (23)$$

где  $D_k = \sqrt{\Delta_k^2 + h^2}$  и  $D_i = \sqrt{\Delta_i^2 + h^2}$  — гипоцентральные расстояния соответствующих станций,

$$\frac{D_k}{D_i} = 10^{(I_i - I_k)/\nu} = A. \quad (24)$$

Таким образом, разность баллов в двух пунктах при известном значении коэффициента  $\nu$  определяет отношение их гипоцентральных расстояний. Уравнение (24) описывает геометрическое место точек (возможных положений очага) в пространстве, для которых выполняется условие постоянства отношения расстояний до двух заданных пунктов. Известно, что таким геометрическим местом является полусфера, дающая при пересечении с земной поверхностью окружность, и, следовательно, для геометрических построений можно использовать схему способа Вадати. Согласно этой схеме, центр окружности лежит на продолжении прямой, проведенной через два пункта с известной балльностью, в сторону эпицентра на расстоянии  $L = d_{ik}/(A^2 - 1)$  от пункта, где балльность была выше (здесь  $d_{ik}$  — расстояние между указанными двумя пунктами). Радиус окружности

$$R = Ad_{ik}/(A^2 - 1). \quad (25)$$

Для другой пары пунктов с известной балльностью можно построить свою окружность, и теоретически эпицентр должен находиться на их общей хорде, а пересечение ее с аналогично построенными другими хордами должно определять очаг землетрясения. Четкого пересечения линий ожидать нельзя, поскольку значения балльности, как правило, очень неточны. Если глубина очагов невелика (в пределах двух-трех десятков километров), эпицентры будут располагаться вблизи указанных дуг окружностей (прямых линий, если балльность в двух пунктах одинакова), которые и указываются в отдельных случаях как полосы равновероятного положения эпицентра П.

Для палеоземлетрясений за эпицентр принималась середина зоны сейсмодислокаций. Эта точка при большой протяженности очага могла заметно отклоняться от проекции середины очага, что учитывалось выбором ошибок в зависимости от магнитуды (от  $\pm 0,2^\circ$  до  $\pm 0,5^\circ$ ).

Глубина очага. Для глубоких землетрясений предпочтение отдавалось инструментальным определениям; для неглубоких землетрясений это зависело от периода наблюдений: в последние годы при благоприятном расположении станций предпочтительнее были инструментальные определения, в остальных случаях — макросейсмические оценки, выполнявшиеся, как правило, двумя независимыми способами:  $h_I$  — по спаданию балльности ( $\delta I, \Delta$ ),  $h_{IM}$  — по соотношению балльности в эпицентре и магнитуды ( $I_0, M$ ). Ошибка оценивается по расхождению этих определений с учетом точности определения  $I_0$  и  $M$ . Глубина, определенная по инструментальным данным, имеет линейную ошибку (например,  $18 \pm 9$  км). При определении по макросейсмическим данным ошибка является логарифмической,

и для некоторой глубины  $h$  пределы ошибки заключены между  $h/k$  и  $kh$ , где  $k$  — некоторое число (например, 18 км с пределами  $12 \pm 27$  км,  $k = 1,5$ ). В отсутствие необходимых данных принималась либо типичная для региона глубина (с  $k = 3$  или 2), либо брался возможный интервал глубин и среднее  $h$  (например, 15 (5-50) или 10 (3-30) км).

Оценка глубины очага исторических глубоких землетрясений проводилась путем сопоставления с хорошо определенными координатами гипоцентров землетрясений в этом районе. Так, для карпатских землетрясений при отсутствии надежных инструментальных данных для наиболее сильных землетрясений принимали  $h = 150$  км, при менее сильных — 150 или 100 км в зависимости от тяготения зоны максимальной балльности к юго-западу или северо-востоку соответственно.

Особую трудность представляла оценка глубины очагов землетрясений Прибайкалья. Скудные макросейсмические сведения при редкой заселенности территории, как правило, не позволяют достаточно уверенно определить фактически наблюдавшуюся балльность в эпицентре. Поэтому определения глубин очагов по макросейсмическим данным дают лишь ориентировочные результаты. Для палеоземлетрясений оценивалась лишь вертикальная протяженность очага — от 0 (поскольку выход очага на поверхность очевиден) до 30-50 км, в зависимости от магнитуды.

Магнитуда. При наличии инструментальных определений хотя бы по одной станции предпочтение отдавалось им. Точность оценивалась по числу использованных независимых индивидуальных определений. В отсутствие инструментальных данных за окончательную принималась магнитуда, рассчитанная по радиусам далеких изосейст:

$$M = \frac{1}{b} (I_i + \nu \lg \Delta_i - c). \quad (26)$$

Ошибка в этом случае определялась надежностью и полнотой макросейсмических данных (см. табл. во введении к части II). Для контроля магнитуда, определенная по макросейсмическим данным, иногда сравнивалась с известными инструментальными данными. Значительные расхождения анализировались. В некоторых специфических случаях (малая  $M_{LH}$  при большой  $M_r$  на глубине очага более 50 км означает, как правило, глубинный характер очага землетрясения; большая магнитуда и невысокая балльность при небольшой глубине очага могут соответствовать вялому, относительно протяженному очагу с "гладкой" подвижкой, без излучения коротких периодов и т.п.) эти расхождения использовались в качестве дополнительного источника информации. Все значительные расхождения (как, впрочем, и для других параметров) специально оговаривались.

Наименее надежной была оценка магнитуды при наличии данных о балльности в одном пункте. В таких случаях за нижний ее предел бралось значение, полученное в предположении, что очаг располагался под данным пунктом на средней для региона глубине, за верхний — значение, соответствующее эпицентру в бли-

жайшей точке крупной сейсмоактивной зоны, среднее бралось в качестве окончательной оценки. Ошибка в таких случаях могла составлять две единицы.

Магнитуды для землетрясений Прибайкалья по макросейсмическим данным оценивались, в основном, по размерам зон осязти каждого землетрясения. При этом использовалась карта, приложенная к Каталогу землетрясений И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [MC]. При наличии карты изосейст учитывались и значения, полученные по радиусам изосейст.

При анализе палеоземлетрясений учитывалась возможность сейсмогравитационных искажений амплитуды подвижки, и при осреднении магнитуда  $M_a$  учитывалась с меньшим весом:

$$\bar{M} = \frac{(2M_l + M_a)}{3}. \quad (27)$$

Сопоставление оценок магнитуд по макросейсмическим и инструментальным данным свидетельствует об удовлетворительном их согласии при некоторой тенденции к небольшому завышению — в пределах возможных погрешностей отдельных оценок — магнитуд, определенных по макросейсмическим сведениям при относительно более слабых землетрясениях ( $M < 6$ ).

Оценка магнитуд землетрясений Балтийского шита, в том числе и восточной части его, изученной только по макросейсмическим данным, представляет серьезные трудности, поскольку здесь за редким исключением не удается построить карты изосейст. В связи с этим приближенная оценка осуществлялась по формуле

$$M = 2,7 + \lg S, \quad (28)$$

где  $S$  — площадь распространения осязти сотрясений (тыс. км<sup>2</sup>). Уравнение (28) получено экспериментально. Несмотря на его приближенность, оно позволяет удовлетворительно оценить магнитуды землетрясений Балтийского шита в диапазоне от 2,5 до 5-5,5.

Балльность в эпицентре оценивалась по карте изосейст или на основе определения балльности в ближайших к эпицентру пунктах с учетом их размещения. В ряде случаев для эпицентров в горах, за границей или в море балльность оценивалась предположительно. Составители избегали указания даже предполагаемой балльности в случаях полного отсутствия макросейсмических данных. Однако для палеоземлетрясений предполагаемая балльность оценена всюду на основе приближенного соотношения:

$M$	6,6-6,9	7,0-7,3	7,4-7,7	7,8-8,0	>8,1
Предполагаемая балльность	9	9-10	10	10-11	11

Ошибка оценки балльности, в зависимости от надежности проведения первой изосейсты, определялась по качеству исходного материала.

При наличии надежной карты изосейст ошибка в определении составляла  $\pm 0,5$  балла. Для недостаточных данных (наличие сведений в одном или двух пунктах) оценка балльности в эпицентре производилась с использованием закона затухания балльности с расстоянием.