

**ВЫДЕЛЕНИЕ УСЛОВНЫХ РАЙОНОВ ДЛЯ ЕЖЕГОДНЫХ ОБЗОРОВ
СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ**

**В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, Р.А. Курушин,
О.К. Масальский, Н.С. Шлаевская**

По геолого-тектоническому и глубинному строению, степени проявления новейших тектонических движений и сейсмической активности регион Прибайкалья и Забайкалья в пределах координат $\varphi=48^{\circ}-60^{\circ}$ N, $\lambda=99^{\circ}-122^{\circ}$ E отчетливо разделяется на три крупных области: Сибирскую платформу (ее юго-восточную часть) и входящие в эпиплатформенный кайнозойский орогенический пояс Саяно-Байкальскую область интенсивного и Забайкальскую область умеренного горообразования [1, 2]. К последней примыкают на юге (до $\varphi=48^{\circ}$ N) северные части Монголии и Китая (рис. 1).

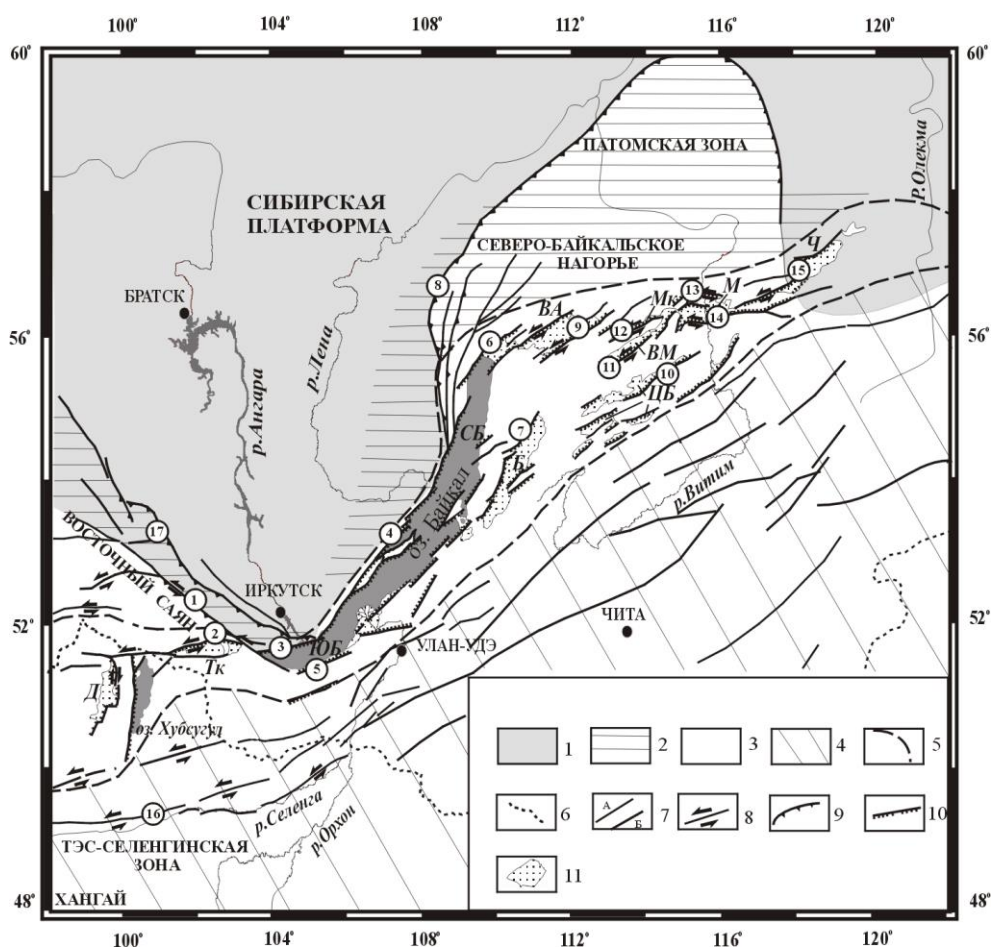


Рис. 1. Неотектоническая схема региона Прибайкалья и Забайкалья

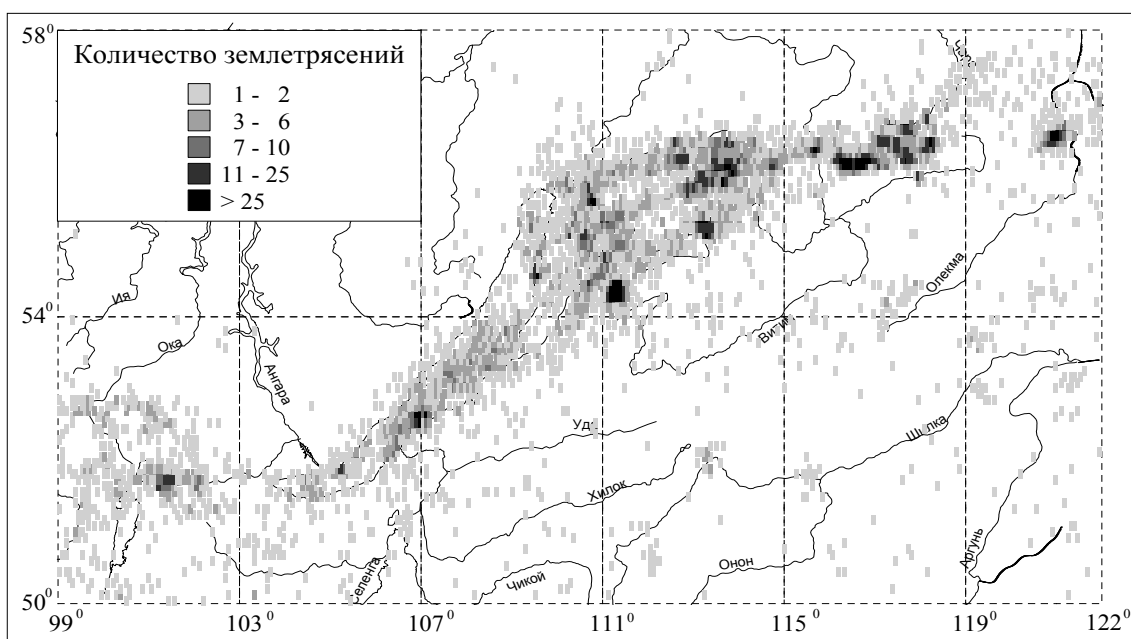
Использованы материалы из [2, 3-6].

Сибирская кайнозойская платформа: 1 – стабильные области, 2 – краевые части, охваченные кайнозойской активизацией; 3 – Саяно-Байкальская область интенсивного горообразования; 4 – Забайкальская блоково-волновая зона умеренного и слабого горообразования с прилегающими частями Северной Монголии и Китая; 5 – граница Байкальской рифтовой зоны; 6 – государственная граница; 7 – разломы: региональные (А), генеральные (Б), 8 – сдвиги, 9 – взбросы и надвиги, 10 – сбросы; 11 – кайнозойские впадины: Д – Дархатская, Тк – Тункинская, ЮБ – Южнобайкальская, СБ – Северобайкальская, Б – Баргузинская, ВА – Верхнеангарская, ЦБ – Ципа-Баунтовская, ВМ – Верхнемуйская, Мк – Муяканская, М – Муйская, Ч – Чарская; цифры в кружках обозначают следующие разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Тункинский, 3 – Обручевский, 4 – Приморский, 5 – Черский, 6 – Кичерский, 7 – Баргузинский, 8 – Аkitканский, 9 – Верхнеангарский, 10 – Ципо-Баунтовский, 11 – Верхнемуйский, 12 – Муяканский, 13 – Северомуйский, 14 – Южномуийский, 15 – Кодарский, 16 – Болнайский, 17 – Краевой.

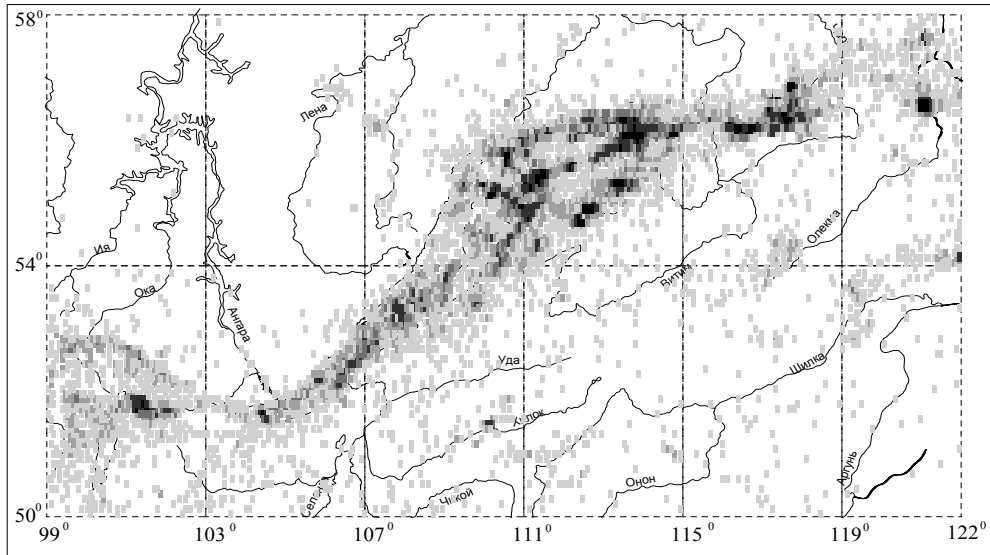
Вопросы, связанные с блоковой делимостью земной коры региона, обсуждались ранее неоднократно и решались по-разному. Так, например, С.И. Шерман и К.Г. Леви [7] предположили, что фланги БРЗ по своей структурной организации отличаются от ее центральной части и являются зонами контактов блоков коры, перемещающихся вдоль трансформных разломов. Другой масштабный уровень деструкции литосферы на юге Восточной Сибири показал наличие региональных и локальных тектонических блоков с размерами 60, 90 и 120 км [8]. Иерархическая система блоков в пределах БРЗ с кратными значениями линейных размеров 15, 30, 60 и 120 км была установлена и по конфигурации эпицентрального поля, механизмам очагов землетрясений, а также динамике сейсмических волн [9]. Территориальная приуроченность максимальных значений сейсмической активности к развивающимся морфоструктурам, параметры графиков повторяемости, а также другие критерии послужили основанием для выделения в БРЗ пяти крупных районов: Тункинского, Байкальского, Центрального, Чарамуйского и Олекминского [10]. Изучение фрактальной размерности распределения землетрясений по площади позволило определить в БРЗ области с устоявшимся (центральные районы) и неустойчивым сейсмическим режимом (юго-западный фланг зоны) [11]. Для ежегодных обзоров сейсмичности Прибайкалья и Забайкалья С.И. Голенецким с соавторами [12] была введена следующая схема анализа сейсмичности: рассматривался весь Байкальский регион, рифтовая зона в целом и ее северо-восточная и юго-западная части в отдельности. Позже, исходя из предположений о блоковом строении земной коры, примерно теми же авторами регион был поделен на 22 района [13]. Этот вариант до последнего времени использовался лишь для заполнения последней графы в ежегодных региональных каталогах землетрясений. В данной работе сделана попытка нового, более упрощенного (вместо 22 предложено 7) условного деления территории Прибайкалья и Забайкалья на районы, на основе, прежде всего, высокой интенсивности и дифференцированности современной сейсмичности.

Анализ карт плотности эпицентров (рис. 2), построенных по десятилетним периодам наблюдений, показывает стабильность неоднородностей в поле эпицентров землетрясений. Действительно, с течением времени места наибольшей плотности эпицентров продолжают насыщаться сейсмическими событиями в большей степени, чем окружающая территория. Часто это связано с повышенным количеством роевых или афтершоковых последовательностей землетрясений, как, например, на северо-востоке региона. В общих чертах поле сейсмичности рассматриваемой территории соответствует общепринятому орографическому и неотектоническому строению, а также геофизическим и сеймотектоническим признакам деления юга Восточной Сибири на три крупных области: **Сибирскую платформу, Байкальскую рифтовую зону и Забайкалье.**

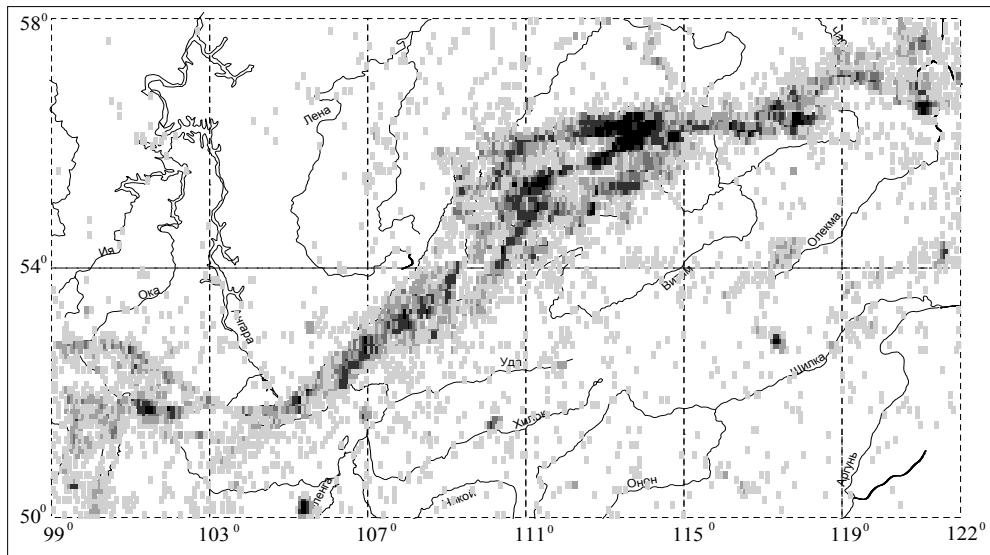
1960-1969 гг.



1970-1979 гг.



1980-1989 гг.



1990-1999 гг.

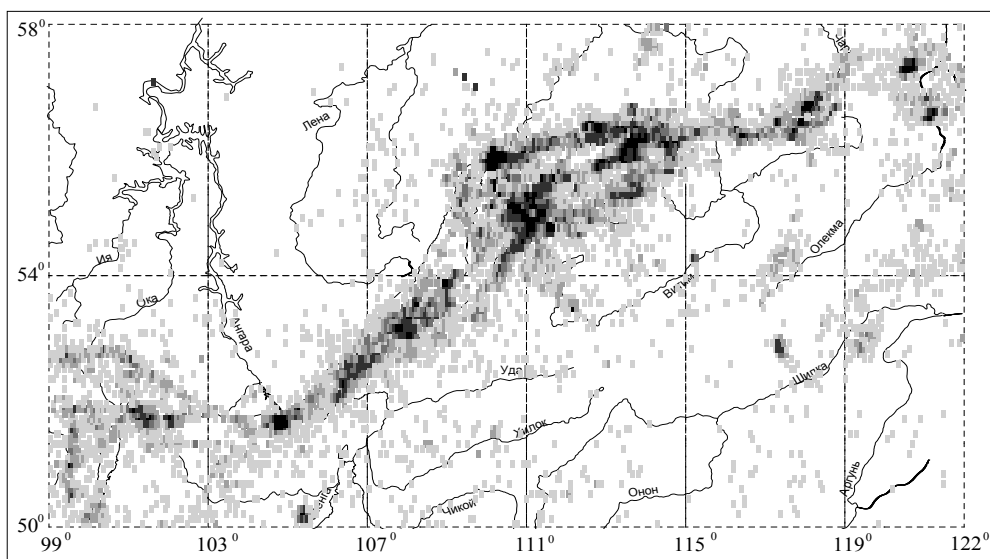


Рис. 2. Карты плотности эпицентров землетрясений региона Прибайкалья и Забайкалья по 10-летним интервалам наблюдений за период с 1960 г. по 1999 г.

Первая из них – **Сибирская платформа** – резко отличается от остальных пониженной сейсмической активностью (рис. 2) и несколькими геолого-геофизическими признаками, поэтому рассматривается в виде отдельного района (№1).

Вторая область – **Байкальская рифтовая зона (БРЗ)** – представляет в самом общем плане относительно однородное тектоническое образование, сформированное под преимущественным воздействием растягивающих напряжений, ортогональных к ее простиранию. Региональная однородность БРЗ проявляется и в характере сейсмического процесса, сопровождающего рифтогенез. Однако внутреннее строение БРЗ представлено сложной системой иерархически ранжированных блоков – впадин и разделяющих и обрамляющих их поднятий, что в полной мере согласуется с дискретным характером распределения сейсмических событий. Байкальская рифтовая зона имеет наивысшую плотность эпицентров землетрясений (рис. 2), которые достаточно равномерно распределены на ее территории и группируются в линейные полосы, вытянутые согласно простиранию рифтовых структур. В то же время здесь четко выделяются сейсмически активные сегменты, отделенные друг от друга участками устойчивого во времени сейсмического затишья или существенно пониженной сейсмической активности. Следуя принципам блокового деления, использованного В.М. Кочетковым с коллегами [10], выделим в направлении с юго-запада на северо-восток следующие четыре района: Хубсугул-Тункинский (№2), Южно-Байкальский (№3), Байкало-Муйский (№4), Кодаро-Удоканский (№5) (рис. 3).

Третья область – **Забайкалье** – малосейсмична, но основным мотивом ее условного деления на Западное Забайкалье (№6) и Восточное (№7) все же является разный уровень сейсмической активности. Остановимся на краткой характеристике семи выделенных районов.

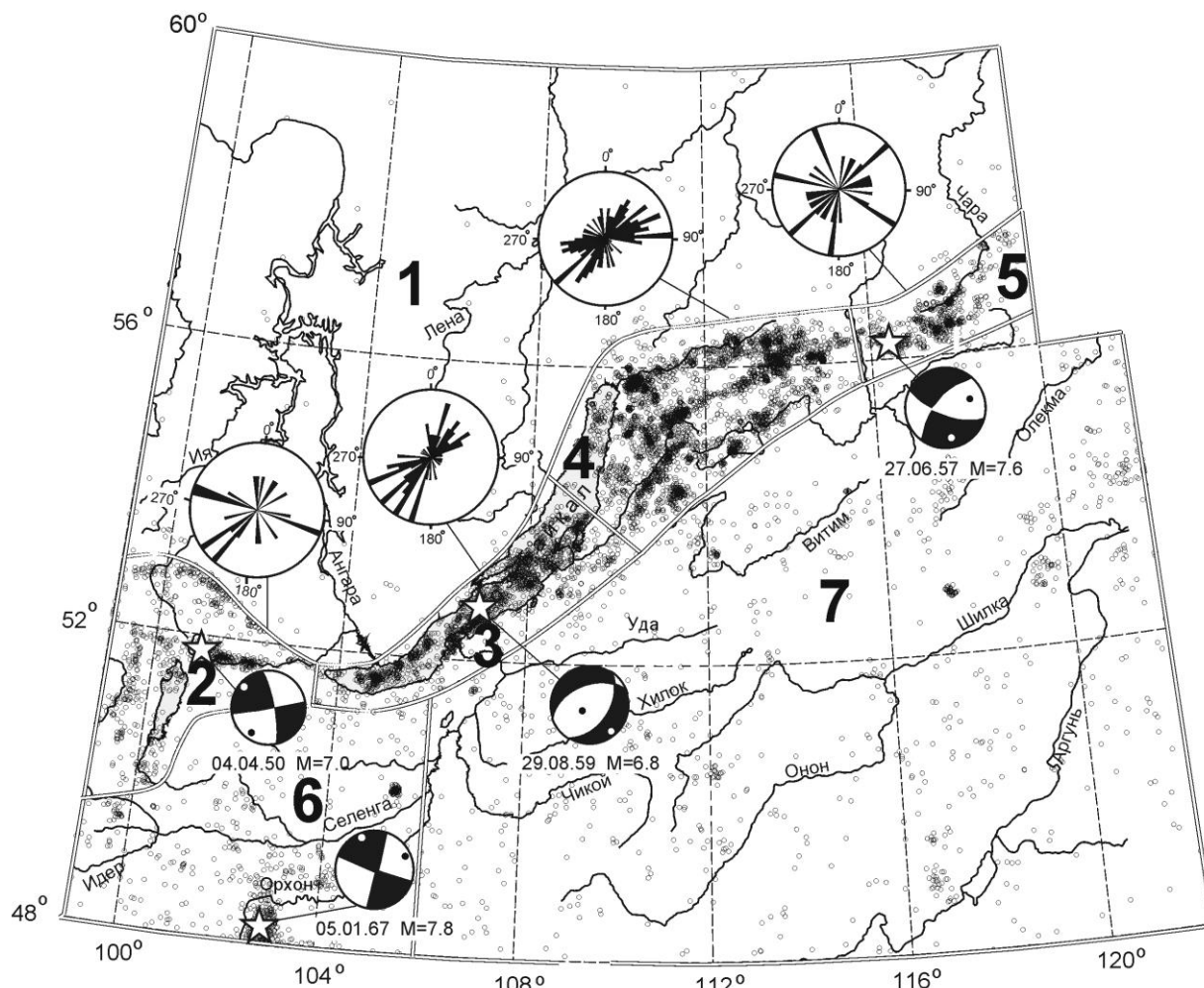


Рис. 3. Схема деления региона Прибайкалья и Забайкалья на условные районы

Мелкими кружками обозначены эпицентры землетрясений с $K_p \geq 9$ за 1950-1999 гг., звездочками – эпицентры сильных ($M \geq 6.8$) землетрясений, фокальные механизмы которых представлены на стереограммах в проекции нижней полусферы. Области волн сжатия на стереограммах затемнены, черные и светлые точки в квадрантах соответствуют осям напряжений сжатия и растяжения. На круговых диаграммах показаны азимутальные распределения простираний возможных плоскостей разрывов в очагах землетрясений с ($M \geq 3$) с индивидуальными решениями фокальных механизмов. Крупные цифры – номера районов, границы которых проведены двойной линией.

Сибирская платформа (№1) в неотектоническом отношении является наиболее стабильной территорией в регионе. Ее внутренняя часть очень слабо затронута новейшими движениями и характеризуется проявлением неравномерно рассеянной низкой сейсмичности, заметно тяготеющей к периферии платформы. Оценки толщины земной коры [14] показали, что под Сибирской платформой она близка к 40 км (табл. 1).

Таблица 1. Некоторые характеристики новых районов (№№1-7) региона Прибайкалья и Забайкалья

Области (I-III), районы (1-7)	Площадь S, км ²	Граница Мохо, км	Отношение N/N _Σ (K _p ≥8), %	Параметры СТД					
				P		T		μ	χ
				PL	AZM	PL	AZM		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I - Сибирская платформа:									
1 - Сибирская платформа	759.4	40	3.7						
II – Байкальская рифтовая зона:									
2 - Хубсугул-Тункинский	69.9	42.5-47.5	6.7	10	217	2	308	0.35	0.43
3 – Южно-Байкальский	57.4	35-40	20.5	85	124	5	318	-0.32	0.67
4 – Байкало-Муйский	97.1	37.5-45	45	80	300	8	159	-0.04	0.66
5 - Кодаро-Удоканский	32.0	42.5-45	7.7	78	267	5	153	-0.12	0.88
III - Забайкальская глыбово-волновая область:									
6 – Западное Забайкалье	159.0	45	6.6						
7 – Восточное Забайкалье	787.6	40-42.5	9.6						

Примечание. Данные в графе 3 по [14]; в графе 4 приведено процентное отношение числа землетрясений (район/регион) за период 1970-1999 гг.; в графах 5-10 представлены параметры СТД за период 1950-2000 гг., рассчитанные по методу С.Л. Юнга [15]: PL – угол с горизонтальной плоскостью, AZM – азимут главных осей сжатия P и растяжения T, μ – коэффициент Лодде-Надаи, χ – интенсивность среднего механизма.

За инструментальный период наблюдений (с 1960 г.) на территории Сибирской платформы локализовано минимальное число землетрясений от их общего числа в регионе (рис. 4). За 1970-1999 гг. эта цифра составляет всего лишь 4% (табл. 1). Максимальная величина возможных здесь землетрясений, по-видимому, не превышает, $M=4\frac{1}{2}$ ($K_p=12$). Последнее событие такой величины произошло 26.02.1996 г. в 01^h31^m ($K_p=11.6$) южнее г. Братска [16]. В очаге землетрясения по наклонной плоскости северо-западного простирания наблюдалось взбросо-сдвиговое смещение, а по крутопадающей плоскости северо-восточного простирания – сдвиго-взбросовое [17]. В слабо и умеренно активизированных краевых частях платформы, представляющих собой переходное звено между платформенными и орогеническими структурами, таких как, например, Байкало-Патомское нагорье, уровень магнитуд землетрясений достигает $M=5\frac{5}{4}$ (Меличанское землетрясение 08.10.1974 г. в 03^h07^m с $K_p=13$, $MPSP=5.2$ [3, 18]), и, возможно, землетрясения в первой половине XIX в. в районе г. Киренска (в мае 1827 г. с $M=6.5$, 11.04.1840 г. с $M=5$, 12.09.1856 г. в 09^h30^m с $M=5$ [19, 20]), ощущавшиеся с интенсивностью до 7 баллов.

Количественная характеристика уровня сейсмической активности района, выраженная суммарным числом землетрясений за каждый год, приведена на рис. 5. Наклон графика повторяемости землетрясений Сибирской платформы по наблюдениям за 30 лет (табл. 2) больше, чем в других районах, хотя следует отметить большую стандартную ошибку его определения.

Таблица 2. Значения наклона графика повторяемости γ в отдельных районах Прибайкалья и Забайкалья за 10-летние периоды наблюдений и за 30 лет в совокупности

№ р-на	1970-1979 гг.			1980-1989 гг.			1990-1999 гг.			1970-1999 гг.		
	ΔK	N	γ	ΔK	N	γ	ΔK	N	γ	ΔK	N	γ
1	8-10	176	-0.500±0.114	8-10	425	-0.732±0.158	8-10	361	-0.637±0.097	8-11	970	-0.563±0.110
2	8-13	541	-0.555±0.024	8-12	603	-0.483±0.020	8-13	597	-0.487±0.016	8-13	1743	-0.501±0.011
3	8-12	1791	-0.464±0.027	8-14	1685	-0.474±0.010	8-14	1851	-0.472±0.012	8-14	5324	-0.489±0.013
4	8-13	3523	-0.510±0.007	8-14	3507	-0.605±0.011	8-13	4636	-0.508±0.003	8-14	11672	-0.528±0.001
5	8-14	755	-0.495±0.013	8-13	710	-0.474±0.014	8-13	540	-0.485±0.011	8-13	2004	-0.491±0.006
6	8-13	639	-0.559±0.007	8-11	600	-0.542±0.011	8-13	485	-0.460±0.015	8-12	1726	-0.486±0.020
7	8-12	832	-0.511±0.023	8-13	884	-0.599±0.015	8-13	766	-0.470±0.011	8-14	2486	-0.510±0.006

Примечание. ΔK – интервал энергетических классов землетрясений, использованных при расчете γ; N – число используемых землетрясений; γ – угловой коэффициент графика повторяемости со стандартной ошибкой.

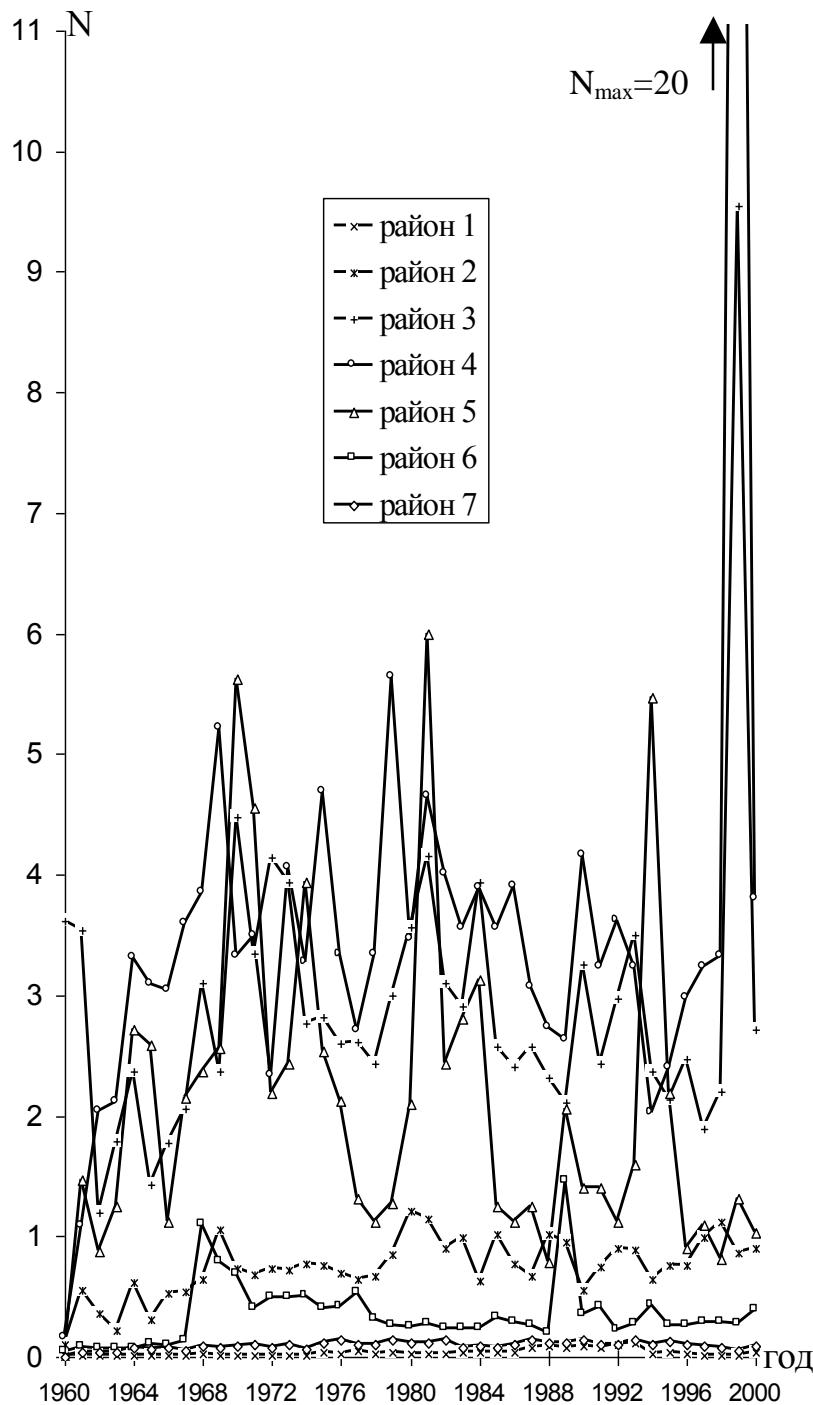


Рис. 4. Распределение числа землетрясений, нормированного на 1000 км^2 , по годам для семи районов Прибайкалья и Забайкалья

Хубсугул-Тункинский район (№2) охватывает юго-западный фланг БРЗ. Он представлен широтно ориентированной системой Тункинских впадин, мелкими изолированными впадинами в прилегающей с севера части Восточного Саяна и меридиональными впадинами Северной Монголии, типичным представителем которых является оз. Хубсугул. Представляя область интенсивного горообразования, этот район является переходной зоной от рифтовых структур центральных районов БРЗ к структурам регионального сжатия Северной Монголии. Зоны двух крупных активных разломов, Главного Саянского и Тункинского, контролируют здесь современную тектонофизическую обстановку (рис. 1) [21]. Мощность земной коры колеблется в пределах 42-47 км (табл. 1).

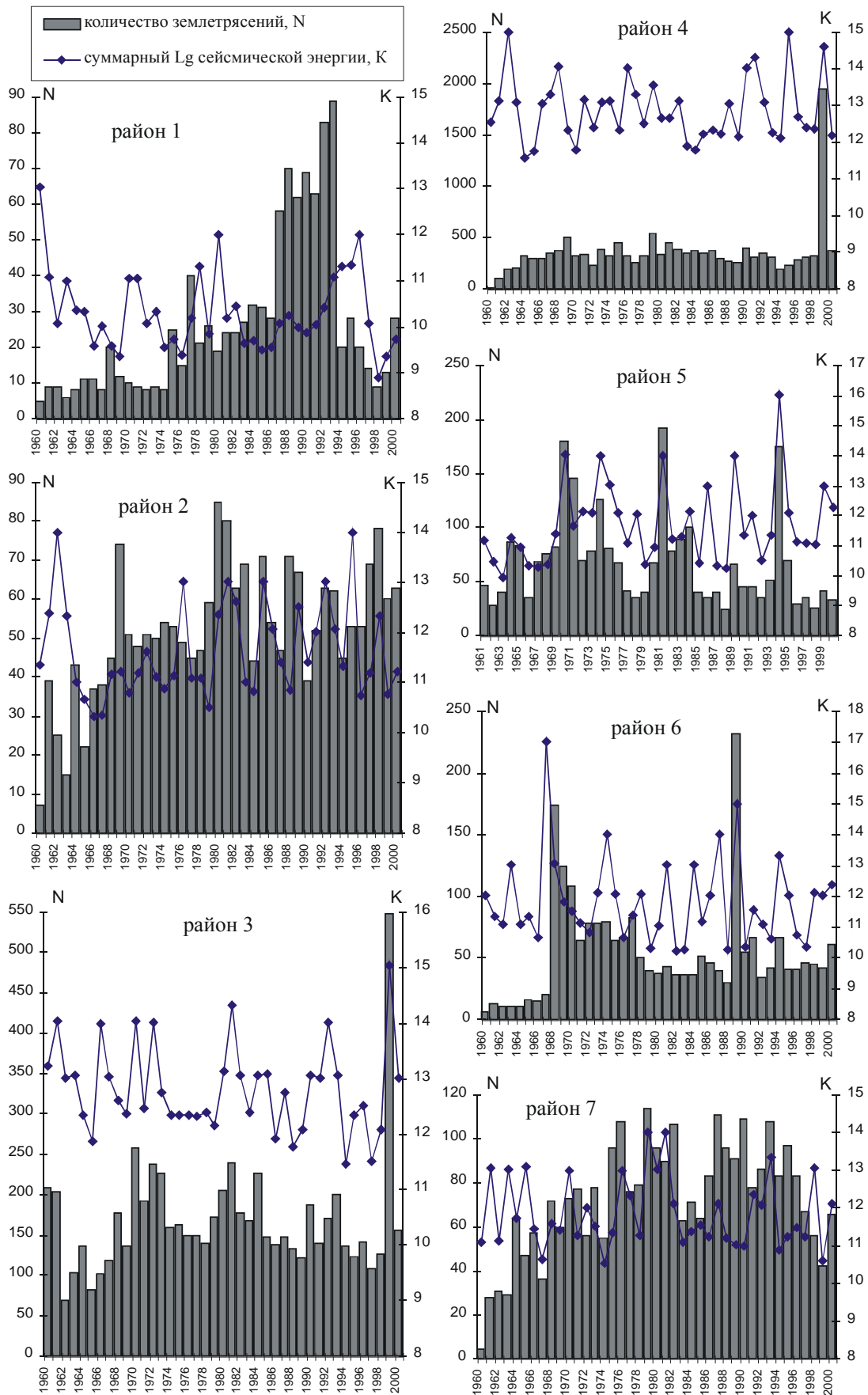


Рис. 5. Распределение числа землетрясений и логарифма суммарной сейсмической энергии по годам для семи районов Прибайкалья и Забайкалья.

Наблюдаемые в Хубсугул-Тункинском районе полосы концентрации эпицентров землетрясений соответствуют ориентации указанных разломов, но, кроме того, здесь отчетливо проявлено и северо-западное направление повышенной плотности эпицентров землетрясений вдоль зоны Главного Саянского разлома. Из всех известных в районе сейсмических событий, как уверенно локализованных по историческим данным, так и определенных инструментально, максимальной энергией обладало, по-видимому, Мондинское землетрясение 04.04.1950 г. в $18^{\text{h}}44^{\text{m}}$ с $M=7.0$ [19], в очаге которого произошло лево-сдвиговое смещение в плоскости субширотного простирания [22] (рис. 3). Этот район характеризуется умеренной сейсмической активностью (рис. 4, 5) и некоторым уменьшением наклона графика повторяемости (γ) за период 1980-1989 гг. по сравнению с предыдущим десятилетием при сопоставимых стандартных ошибках (табл. 2). Уточнение средних значений глубин гипоцентров землетрясений, происшедших в окрестностях сейсмических станций "Монды" и "Аршан", и скоростей сейсмических волн показало, что сейсмические события располагаются в пределах земной коры, а скоростные параметры среды соответствуют региональным [23].

Индивидуальные решения механизмов очагов 12 землетрясений с $M>3$ свидетельствуют о наличии в этом районе разнонаправленных типов смещений по возможным плоскостям разрывов, простирание которых, в основном, близширотно или следует юго-западному направлению (см. круговую диаграмму на рис. 3). Расчет сейсмотектонических деформаций (СТД) по совокупности индивидуальных и групповых решений фокальных механизмов для более 500 землетрясений (по методике С.Л. Юнга [15]) показал, что здесь преобладает деформационный режим сжатия (табл. 1). В данном районе и ранее [24] отмечался особый характер взаимодействия сжатия, активизированного со стороны Северной Монголии, и растяжения, характерного для центральной части БРЗ.

Южно-Байкальский район (№3) включает южную котловину оз. Байкал с обрамляющими ее хребтами. По геологическим данным этот отрезок рифта контролируется зонами крупных активных разломов – Обручевского, Приморского, Черского и др. [25]. Относительно простая структура эпицентрального поля характеризуется полосовидной концентрацией землетрясений северо-восточного ($\sim 30^\circ$) простирания. Одна из полос тяготеет к северо-западному, а другая, с большей плотностью эпицентров, к юго-восточному берегам озера. В пределах последней, в дельте р. Селенги, 12.01.1862 г. в $07^{\text{h}}19^{\text{m}}$ произошло и максимальное по величине ($M=7.5$) 10-балльное Цаганское землетрясение [19].

Южно-Байкальский район отделен от смежных территорий участками резко пониженной сейсмической активности, устойчиво сохраняющимися в течение всего периода инструментальных наблюдений. Один из них приурочен к низкогорной перемычке между Южнобайкальской впадиной и впадинами Тункинской системы, другой располагается севернее п-ва Святой Нос, входящего в систему косоориентированных внутривпадинных положительных структур, отделяющих наиболее погруженную и более сейсмичную Южнобайкальскую котловину от Северобайкальской. По данным ГСЗ [26] на границе Мохо (35-40 км) под Байкальской рифтовой зоной наблюдаются аномально низкие скорости продольных сейсмических волн 7.7-7.8 км/с по сравнению с 8.1-8.2 км/с под Сибирской платформой и Забайкальем.

Район характеризуется достаточно высокой сейсмической активностью (рис. 4, 5) и стабильностью графика повторяемости. Глубины гипоцентров и скоростные параметры среды по своим значениям не отличаются от региональных [23]. Решения индивидуальных фокальных механизмов, выполненные для 59 землетрясений с $M>3$, показали преобладание "рифтовой" ориентации осей напряжений: оси растяжения – близгоризонтальны, а сжатия – близвертикальны. Такая же система напряжений наблюдалась и в очаге сильного ($M=6.8$) 9-балльного Среднебайкальского землетрясения, происшедшего 29.08.1959 г. в $17^{\text{h}}03^{\text{m}}$ [19] (рис. 3). Из диаграммы на рис. 3 следует, что простирания наибольшего числа плоскостей в местных очагах согласуются с ориентацией тектонических структур с северо-востока на юго-запад или близмеридиональной. Расчет параметров СТД по совокупным данным о фокальных механизмах 600 землетрясений, включая групповые определения, подтверждает относительную однородность напряженно-деформированного состояния земной коры этой части рифтовой зоны (табл. 1).

Байкало-Муйский район (№4), расположенный между Северо-Байкальским нагорьем и Витимским плоскогорьем, занимает центральный сегмент БРЗ и включает в себя систему различных ориентированных рифтовых структур от Северного Байкала до Муйской впадины. Мощность коры (табл. 1) в пределах выбранного района меняется от 37 км в акватории оз. Байкал до 45 км под Баргузинским и Северо-Муйским хребтами.

На данной территории наряду с участками рассеянной низкой сейсмичности и изометричными пятнами скопления роевых событий можно видеть, как минимум, четыре полосы высокой концентрации эпицентров землетрясений, в которых за период 1970-1999 гг. сосредоточено 45% сейсмических событий региона (рис. 4, 5). Одна из таких полос, имеющая южнобайкальское простирание на северо-восток под углом 30° , протягивается вдоль днища Баргузинской впадины почти на всем ее протяжении, вторая – следует в северо-восточном

направлении через Икатский хребет и Ципа-Баунтовскую систему впадин к 115°Е. Третья полоса, центральная в районе и примерно параллельная второй, прослеживается от Баргузинского хребта к северо-востоку вдоль Южно-Муйского хребта. Наконец, четвертая полоса, самая северная, протягивается в субширотном направлении от северной оконечности оз. Байкал до р. Витим, пересекая на своем пути Верхнеангарскую и Муяканскую впадины и ограничивающие их Северо-Муйский и Муяканский хребты. Три последних из отмеченных полос сближаются к северо-востоку и примерно на меридиане р. Витим образуется отчетливый пережим плотности эпицентрального поля, по которому условно проводится восточная граница этого района. Наиболее значительным ($M=6.6$) из зарегистрированных в районе сейсмических событий явилось землетрясение 29.04.1917 г. в 11^h55^m [19].

Сейсмический режим территории характеризуется существенным увеличением углового коэффициента графика повторяемости γ за период 1980-1989 гг. (табл. 1) (например, по сравнению с Хубсугул-Тункинским районом) и большой дифференцированностью сейсмического поля. Исследование в районе глубин очагов землетрясений ($N=427$) свидетельствует о том, что больше половины из них расположено на глубинах 10-20 км, а значения скоростей продольных сейсмических волн не отличаются от средних значений скоростей для региона [23].

По числу определений фокальных механизмов очагов землетрясений данный район наиболее изучен (более 1500 индивидуальных и групповых решений). Здесь доминирует сеймотектонический режим северо-западного растяжения (табл. 1), который является основной, базовой характеристикой БРЗ в целом. Следует, однако, отметить, что в местных очагах нередко встречаются сдвиговые типы смещений. По сравнению с Южно-Байкальским районом, в Байкало-Муйском намечилось некоторое изменение простираний плоскостей разрывов в очагах 113 землетрясений, имеющих индивидуальные решения фокальных механизмов (круговая диаграмма на рис. 3). В большинстве случаев наблюдаются близширотные плоскости, согласующиеся с ориентировкой основных структурных элементов на данном отрезке рифтовой зоны.

Кодаро-Удоканский район (№5) расположен к северо-востоку от границы Байкало-Муйского района, за участком пониженной плотности землетрясений. Он захватывает часть рифтовой зоны, включающую Муйско-Чарскую межвпадинную переемычку и крупную Чарскую впадину. Восточная граница района близка к меридиану 120°Е. Мощность земной коры в его пределах составляет 42-45 км (табл. 1). В тектоническом отношении этот район относится к западной части Алданского щита [2]. Активизированные генеральные и региональные разломы имеют субширотное, северо-восточное и северо-западное простирания [3].

Высокая современная сейсмическая активность в Кодаро-Удоканском районе формируется отдельными сильными землетрясениями и группами слабых толчков (рис. 4, 5). В целом эпицентрального поле землетрясений рассматриваемой территории вытянуто в северо-восточном направлении. График повторяемости стабилен в течение 30 последних лет и его наклон достаточно типичен для Байкальского региона (табл. 2). Средние скоростные характеристики земной коры соответствуют региональным [23].

Рифтогенное поле тектонических напряжений существенно влияет на восточный фланг БРЗ, который контролируется сложной и разветвленной сетью Кодаро-Удоканской системы разломов. Кинематика движений по имеющимся разрывным нарушениям сложна и неоднородна, во многих случаях наблюдается присутствие сдвиговой компоненты [27]. В юго-западной части Муйско-Чарской межвпадинной переемычки произошло сильнейшее ($M=7.6$) из всех известных в Восточной Сибири 10-балльное Муйское землетрясение 27.06.1957 г. в 00^h09^m [19]. В его плейстосейстовой области отразилось взаимодействие структур северо-восточного и северо-западного простираний [3], ярко проявившееся в конфигурации эпицентрального поля многочисленных афтершоков. Сдвиговые смещения в очаге этого землетрясения сочетаются с небольшой сбросовой составляющей [28, 29] (рис. 3). В очагах других 17 землетрясений района, имеющих индивидуальные решения фокальных механизмов, в различных плоскостях разрывов (круговая диаграмма на рис. 3) происходят движения разного знака. Несмотря на то, что в данном районе присутствуют относительно сильные землетрясения (Кадарское, 15.05.1970 г. в 20^h50^m с $M=5.5$ [19]; 26.05.1986 г. в 03^h34^m с $M=4.2$ [30]) с "нерифтовыми" механизмами [28], в общих чертах современное напряженно-деформированное состояние земной коры района, реконструированное по совокупности более чем 300 индивидуальных и групповых решений механизмов очагов, отражает "рифтовый" тип (табл. 1).

Район **Западного Забайкалья (№6)** частично включает территорию Северной Монголии с зонами относительного воздымания (Хангайская) и опускания (Тэс-Селенгинская) области эпиплатформенного горообразования [31]. Мощная зона Болнайского (Хангайского) разлома субширотного простирания контролирует Тэс-Селенгинскую зону, отделяя ее от рифтовых структур Прихубсугуля. В течение периода кайнозойской активизации ведущими здесь являлись крупноамплитудные тектонические движения положительного знака. Мощность земной коры в этом районе повышена и достигает 45 км (табл. 1).

Сейсмический режим в Западном Забайкалье характеризуется относительно низкой плотностью эпицентров слабых землетрясений (рис. 4, 5; табл. 2). В то же время в его пределы попадает эпицентральная область 10-балльного Могодского землетрясения 05.01.1967 г. в $00^{\text{h}}14^{\text{m}}$ с $M=7.8$ [19], сопровождаемого многочисленными афтершоками (свыше 2500 толчков в течение года после основного толчка) и являющегося сильнейшим для Центральной Монголии. При этом землетрясении произошел правосторонний взбросо-сдвиг по системе сопряженных сейсмогенных разрывов [32] и этот же тип смещений зафиксирован в его очаге [28]. Заслуживает внимания также землетрясение 13.05.1989 г. в $03^{\text{h}}35^{\text{m}}$ с $MLH=5.8$ [33], сопровождавшееся 450 афтершоками. Плоскости северо-восточного и северо-западного простираний в его очаге имеют сдвиговые подвижки с небольшой сбросовой компонентой. По другим немногочисленным индивидуальным решениям фокальных механизмов зафиксированы взбросовые и взбросо-сдвиговые смещения по плоскостям разрывов субширотного и близмеридионального простираний [28]. Из-за малого числа определений механизмов очагов слабых и средних по величине землетрясений статистические параметры напряженно-деформированного состояния земной коры данного района установить не удалось.

Район **Восточного Забайкалья (№7)** составляет основную часть Забайкальской глыбово-волновой области. Новейший этап развития этой зоны характеризуется умеренными и слабыми тектоническими движениями положительного знака. Мощность земной коры колеблется в пределах 40-42 км (табл. 1). Восточное Забайкалье относится к умеренно и слабо сейсмичным районам. Землетрясения здесь рассредоточены на огромной территории (табл. 1, рис. 4, 5), их энергетический уровень не превышает $K_p=14$. Самым значительным ($M=5.6$) сейсмическим событием было землетрясение 15.10.1934 г. в $08^{\text{h}}17^{\text{m}}$ [19] вблизи Чикойского глубинного разлома. График повторяемости типичен для региона (табл. 2). Информация о напряженно-деформированном состоянии земной коры района практически отсутствует. Единичные определения фокальных механизмов землетрясений [28, 34] показывают сдвиговые и взбросовые смещения по субмеридиональным плоскостям разрывов и сбросовые – по близширотным.

Учитывая поставленные цели и существующие факты, можно отметить, что для условного районирования рассматриваемой территории на основе, прежде всего, сейсмологических характеристик, есть достаточно оснований. Предложенная в данной работе схема деления региона Прибайкалья и Забайкалья на районы, не претендуя на универсальность и единственность, подтверждает (на примере БРЗ) не только однородность объекта в региональном плане, но и его разномасштабную, сложную блоковую структуру, частично отраженную в современной сейсмичности. Эта схема соответствует определенному иерархическому уровню структурной организации литосферы и может быть использована для описания сейсмического режима Прибайкалья и Забайкалья.

Л и т е р а т у р а

1. **Флоренсов Н.А. 1968.** Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука. С. 40-57.
2. **Логачев Н.А. 1999.** Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. Т.2. № 1-2. С. 163-170.
3. **Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы (отв. ред. В.П. Солоненко). 1977.** Новосибирск: Наука (СО). 303 с.
4. **Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья (М 1: 2 500 000) (гл. ред. Н.А. Логачев). 1982.** / Иркутск: ИЗК СО АН СССР.
5. **Солоненко В.П. 1977.** Сеймотектоника Байкальской рифтовой зоны // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Изд-во ИЗК. С. 77-85.
6. **Парфеев А.В., Саньков, В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. 2002.** Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского сейсмического пояса // Тихоокеанская геология. Т.21. №1. С. 14-28.
7. **Шерман С.И., Леви К.Г. 1978.** Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука. С. 7-18.
8. **Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. 1996.** Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности. РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. С. 74-76.
9. **Мишарина Л.А., Солоненко А.В. 1990.** Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука (СО). С. 70-78.
10. **Кочетков В.М., Боровик Н.С., Леонтьева Л.Р., Гилева Н.А. 1977.** Детальный анализ сейсмического поля Прибайкалья // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука. С. 62-73.

11. Солоненко А.В., Штейман Е.А. 1994. Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта // Доклады РАН. Т.337. №2. С. 253-257.
12. Голенецкий С.И., Мишарина Л.А., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Перевалова Г.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Леонтьева Л.Р., Кольцова М.С., Машкинцева Ж.Г. 1970. Землетрясения Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1967 году. М.: Наука. С. 109-121.
13. Голенецкий С.И., Букина К.И., Анисимова Л.В., Мельникова Г.Л., Новомейская Ф.В., Перевалова Г.И., Солоненко Н.В., Третьяк Э.А., Фомина Е.В. 1973. Землетрясения Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1969 году. М.: Наука. С. 106-121.
14. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. 1977. Новосибирск: Наука (СО). 152 с.
15. Юнга С.Д. 1990. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука. 191 с.
16. Леонтьева Л.Р., Гилева Н.А. (отв. сост.), Тигунцева Г.В., Хайдурова Е.В., Андрусенко Н.А., Виноградова Л.П., Тимофеева В.М., Евсеева Е.Д., Дворникова В.И., Дрокова Г.Ф., Анисимова Л.В., Масальская Л.Н., Дреннова Г.Ф., Курилко Г.В. 2002. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. С. 288-291.
17. Голенецкий С.И., Гилева Н.А., Мельникова В.И., Курушин Р.А., Масальский О.К. 2002. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1996 г. М.: Изд-во ОИФЗ ГС РАН. С. 81-94.
18. Голенецкий С.И. 1977. Землетрясения Прибайкалья // Землетрясения в СССР в 1974 году. М.: Наука. С. 114-122.
19. Голенецкий С.И., Хромовских В.С. (отв. сост.), Кисловская В.В., Кондорская Н.В., Солоненко В.П., Шебалин Н.В. 1977. V. Прибайкалье [(2000 до н.э. - 500 н.э.) - 1974 гг.; $M \geq 5.0$; $I_0 \geq 6$] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. С. 315-338.
20. Голенецкий С.И. 1999. Сводка макросейсмических данных о землетрясениях на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. Т.40. №8. С. 1245-1250.
21. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. 1992. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука (СО). 227 с.
22. Delouis V., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F. and Sankov V., 2002. A reappraisal of the 1950 ($M_w=6.9$) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova. №14. P. 491-500.
23. Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. 2000. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. Т.41. №5. С. 629-636.
24. Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И. 1983. Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. № 2. С. 74-83.
25. Ружич В.В., Семенов Р.М., Мельникова В.И., Смекалин О.П., Алакшин А.М., Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Емельянова И.А., Демьянович М.Г., Радзиминович Н.А. 2002. Геодинамическая обстановка в районе Южно-Байкальского землетрясения 25.02.1999 года и его характеристика // Геология и геофизика. Т.43. №5. С. 470-483.
26. Недра Байкала по сейсмическим данным. 1981. Новосибирск: Наука (СО). 105 с.
27. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья (отв. ред. В. П. Солоненко). 1966. М.: Наука. 224 с.
28. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. 1993. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып.1. С. 113-122.
29. Doser, D.I. 1991. Faulting within the east Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. V.196. P. 109-139.
30. Голенецкий С.И. (отв. сост), Голенецкая И.Г. (БОМСЭ), Перевалова Г.И. 1989. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения в СССР в 1986 году. М.: Наука. С. 278-283.
31. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Ласточкин С.В. 1985. Геолого-геофизические данные в связи с сейсмичностью // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука. С. 109-130.
32. Valjinyam J., Bayasgalan A., Borisov V.A. et al. 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and surroundings // Geol. Soc. Amer. Memoir. №181. P. 62.
33. Голенецкий С.И., Курушин Р.А., Николаев В.В. 1993. Землетрясение 13.05.1989 г. на границе с Монголией // Землетрясения в СССР в 1989 г. М.: Наука. С.101-112.
34. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. 1998. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика. Т.39. №11. С. 1598-1607.