

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Направление 511000 ГЕОЛОГИЯ

Кафедра Динамической геологии

Специализация Компьютерные технологии в геологических исследованиях

БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА

Некоторые характеристики сейсмического режима в Японской субдукционной зоне.

Студент: Коптев А.И.

Научные руководители: вед. н.с.

Вадковский В.Н.

доцент

Захаров В.С.

Рецензент: доцент

Зайцев В.А.

Заведующий кафедрой: профессор

Короновский Н.В.

Моему первому профессиональному Учителю,
Прекрасному Человеку -
Вадковскому Всеволоду Николаевичу
Посвящается.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава 1. Геологическое строение и геодинамическое положение Японии	4
1.1. Геологическое строение	4
1.1.1. Японские острова	4
1.1.1.1. Восточный Хоккайдо	4
1.1.1.2. Центральный Хоккайдо	6
1.1.1.3. Юго-Западная Япония	8
1.1.1.4. Северо-Восточная Япония	10
1.1.2. Японское море	10
1.2. Общая геодинамическая характеристика	15
1.3. Общая характеристика сейсмичности	17
Глава 2. Исследуемые характеристики и методика их вычисления	21
2.1. Коэффициент пространственного окружения	21
2.2. Коэффициенты сортировки и асимметрии	22
2.3. Коэффициент корреляции временного распределения с законом Омори	24
2.4. Параметр b в законе Гутенберга-Рихтера	27
Глава 3. Описание работы программ	30
Глава 4. Исследование особенностей коэффициента пространственного окружения и коэффициента сортировки	32
4.1. Методика решения задачи	32
4.2. Результаты и их обсуждение	33
Глава 5. Исследование особенностей проявления законов Гутенберга-Рихтера и Омори в пространственно-временном распределении форшоков и афтершоков	36
5.1. Методика решения задачи	36
5.2. Результаты и их обсуждение	37
5.2.1. Выявление областей афтершоков на основании закона Омори	37
5.2.2. Изучение особенностей параметра b в законе Гутенберга-Рихтера	39
Заключение	42
Список литературы	43
Приложение №1	44
Приложение №2	55

Введение.

Изучение пространственно-временного распределения землетрясений является одним из основных направлений сейсмологии. Работы в этой области ведутся довольно давно. В результате были выявлены некоторые эмпирические закономерности, которым в статистическом смысле подчиняется последовательность землетрясений. В качестве примеров можно привести закон Гутенберга-Рихтера, правило повторяемости афтершоков (закон Омори), а также некоторую периодичность (период повторяемости) землетрясений, которую многие исследователи пытались установить и подтвердить статистически.

В настоящее время **актуальность** такого рода исследований возрастает в связи с накоплением большого объема качественной информации о сейсмичности нашей планеты и возможности использования этих данных при создании новых подходов к прогнозированию землетрясений, базирующихся на понимании процессов, контролирующих сейсмический режим того или иного региона.

Цель настоящей работы - выявление и объяснение природы некоторых особенностей сейсмичности Японии, путем определения количественных значений динамических характеристик пространственно-временного распределения землетрясений этого региона.

Достижение указанной цели предполагает решение следующих **задач**:

- 1) рассмотрение геологического строения и геодинамического положения территории Японии;
- 2) расчет коэффициента пространственного окружения и коэффициентов сортировки и асимметрии распределения по времени для ряда крупных землетрясений, а также определение зависимости этих параметров от магнитуды событий, для которых они были рассчитаны;
- 3) выявление особенностей проявления законов Гутенберга-Рихтера и Омори в пространственно-временном распределении форшоков и афтершоков крупных землетрясений.

Глава 1. Геологическое строение и геодинамическое положение Японии.

1.1. Геологическое строение.

1.1.1. Японские острова.

В геологическом строении Японских островов (четырёх главных) можно выделить четыре зоны, принадлежащие к разным структурным системам (Рис.1):

- 1) *Восточный Хоккайдо*. Представляет собой юго-западное окончание Курильской дуги (Корякско-Камчатско-Курильской системы);
- 2) *Центральный Хоккайдо*. Южное окончание Сахалино-Хоккайдской системы, срезаемое Курило-Камчатским и Японским желобами;
- 3) *Юго-Западная Япония*. Включает южную часть острова Хонсю и острова Кюсю и Сикоку, продолжается в архипелаге Рюкю. Имеет субширотное простирание, отделяется от Северо-Восточной Японии сдвиго-надвигом Танакура в центре острова Хонсю;
- 4) *Северо-Восточная Япония*. Северная часть острова Хонсю, имеющая северо-северо-восточное простирание. Полуостров Осима Юго-Западного Хоккайдо является северным окончанием этой системы.

1.1.1.1. Восточный Хоккайдо.

Восточный Хоккайдо относится к Корякско-Камчатско-Курильской системе. Корякско-Камчатская позднемезозойско-кайнозойская складчатая область расположена к востоку от Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, его северного отрезка, и ее структуры простираются в общем северо-восточном направлении, ограничиваясь на юго-востоке впадиной Берингова моря. Область имеет исключительно сложное строение и в целом представляет коллаж террейнов различного происхождения и возраста, от континентальных и докембрийских до собственно океанических и новейших, причленившихся к Азиатскому континенту с конца раннего мела. По возрасту слагающих образований, заключительных деформаций и преобладанию субдукционного или обдукционного механизма аккреции область может быть разделена на три мегазоны:

- 1) *Западная мегазона* включает группу террейнов, в пределах которых присутствуют палеозойские и, возможно, докембрийские образования, а их аккреция к континенту завершилась к апту-альбу;
- 2) *Центральная мегазона* характеризуется преобладанием в составе отложений слагающих ее террейнов мощных терригенных образований верхнеюрского и мелового, местами вплоть до палеоценового возраста, в нижней части флишевых или флишоидных, в сеноне-палеоцене более мелководных, частично даже континентальных;

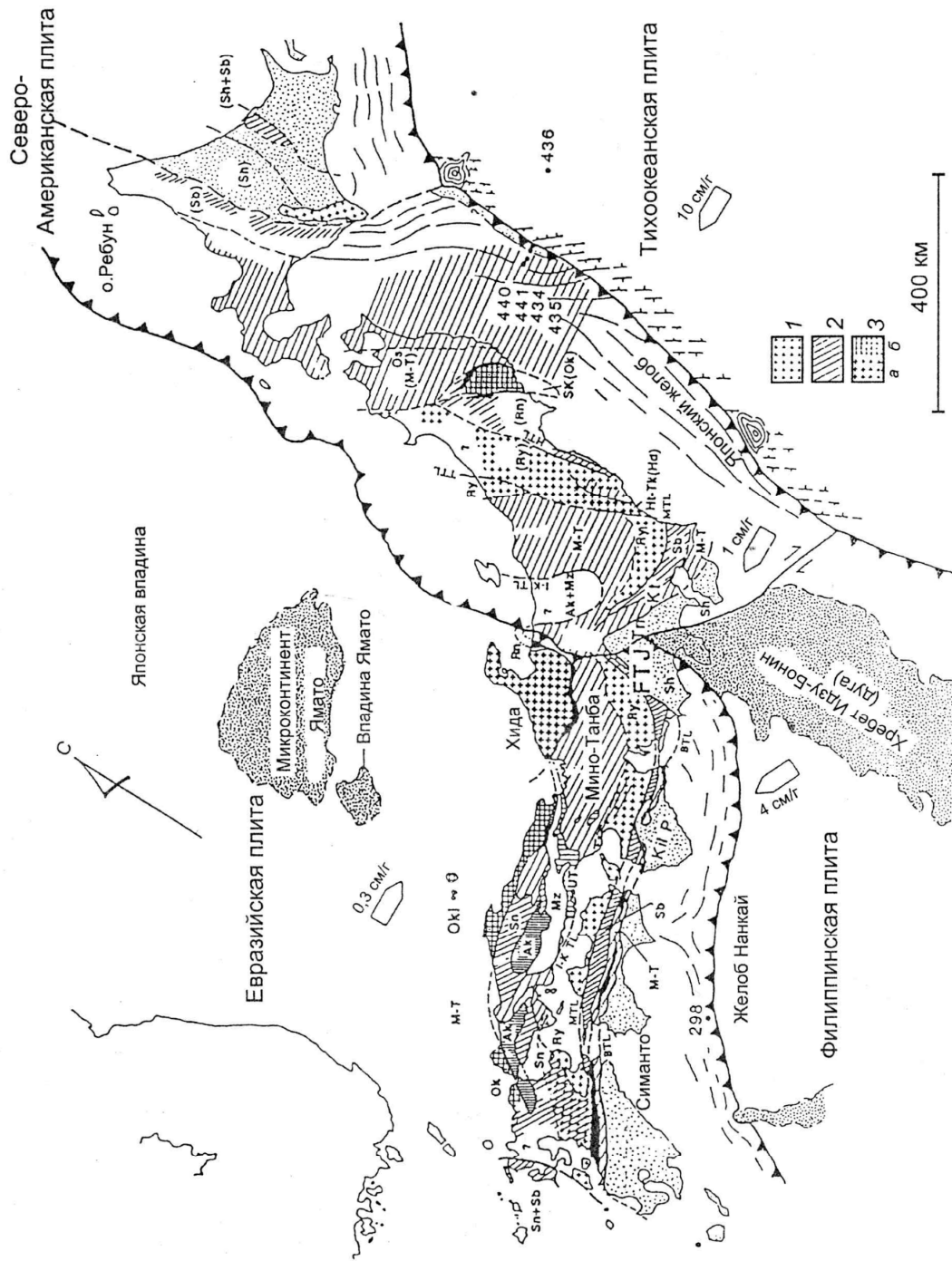


Рис. 1. Обобщенная тектоническая карта Японии, показывающая главные тектонические пояса [8]

1 – метаморфический пояс низкого давления – высокой температуры; 2 – метаморфический пояс высокого давления – низкой температуры; 3 – континентальные блоки;
 а – Сино-Корея, б – Янцзы. Ак – Акийоши; FM – Фосса Магна; FTJ – тройное сочленение Фудзи; Gs – Госайшо (Риоке); Hdk – Хидда (Симаганто); Ht-Tk – Хитачи-Такануки (Хида);
 Kk – Камикотан (Санбагава); MM – Матугайра-Моган (Ренге); M-T – Мино-Танно; MTL – Медианная тектоническая линия; Rn – Ренге; Ry – Риоке; Sb – Санбагава-Санбосан;
 Sh – Симаганто; SK – Южный Китаками (Оки); Tk – Токоро (Санбагава+Симаганто); TTT – тройное сочленение Бозо; UT – Ультра-Танба

3) *Восточная мегазона* характеризуется вергентностью, противоположной вергентности двух предыдущих зон. Вулканизм здесь начался в позднем миоцене, одновременно с оформлением Курило-Камчатского желоба и соответствующей зоны субдукции в ее современном виде [8].

1.1.1.2. Центральный Хоккайдо.

Центральный Хоккайдо относится к Сахалино-Хоккайдской складчато-покровной системе, которая на севере почти смыкается с Сихотэ-Алинской, а на юге отделяется от нее новообразованной впадиной Японского моря, обладая не северо-северо-восточным, как Сихотэ-Алинь, а почти строго меридиональным простиранием. В структуре этой системы четко выделяется две мегазоны: Западная и Восточная, разделенные Центральной шовной зоной, нередко рассматриваемой как граница двух литосферных плит.

Западная мегазона на юге (остров Хоккайдо) включает зону Сорачи-Йезо, или прогиб Исикари-Румои, а на севере Татарский пролив и Западно-Сахалинские горы. Эту мегазону в основном слагает мощная, > 10 км, терригенная толща верхов нижнего мела - верхнего мела - кайнозой, выполняющая преддуговой прогиб, сопряженный с Восточно-Сихотэ-Алинским магматическим поясом и с внешней, невулканической дугой центрального Хоккайдо и восточного Сахалина. Эта толща включает осадки в основном морского происхождения, но с отдельными перерывами, за которыми на севере следовало накопление континентальных, обычно угленосных слоев [8]. В этих мощных терригенных толщах в подчиненном количестве на отдельных уровнях присутствуют туфогенные и вулканогенные образования [4]. На острове Хоккайдо из-под этой формации обнажаются более древние образования: терригенная серия с участием кремней низов мела - юры и кремнисто-базальтовая серия юрского возраста. Все эти отложения были дислоцированы в основном лишь в конце плиоцена, причем более интенсивно на востоке, чем на западе. На Хоккайдо на восточное крыло прогиба была надвинута Центральная мегазона, а на Сахалине прогиб испытал частичную инверсию с образованием Западно-Сахалинского антиклинория [8] с узким, срезаным взбросо-надвиговым восточным крылом [4]. Западно-Сахалинский антиклинорий надвинут к востоку на Тымь-Поронайскую (на севере) и Сусунайскую (на юге) наложенные плиоценовые молассовые депрессии.

Центральная мегазона наиболее типично представлена на острове Хоккайдо, где к ней относится зона Камуикотан и смежные с ней зоны. Примечательны они развитием офиолитов и голубых сланцев. Офиолиты имеют триасово-юрский (>185 млн. лет), голубые сланцы ранне-меловой (>145 млн. лет) возраст, с повторным метаморфизмом в середине и конце мела - начале палеогена. Отложения среднего мела в данной зоне характеризуются олистостромово-

турбидитным составом, причем олистостромы содержат глыбы триасовых и пермских мелководных известняков [8]. Строение Центральносahalинской шовной зоны в значительной мере замаскировано плиоцен-четвертичными отложениями, выполняющими приуроченный к ней узкий новейший грабен, но из-под них выступают триас-нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования, являющиеся продолжением зоны Камуикотан. Помимо этого стоит отметить, что в самой западной части Восточной мегазоны Сахалина имеется сложнодеформированный, надвинутый на восток офиолитовый пояс, состоящий из серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации, альб-сеноманской олистостромовой толщи и мезозойских осадочно-вулканогенных образований, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фации. Эти отложения также сопоставляются с образованиями центральной мегазоны на острове Хоккайдо [5].

Восточная мегазона, опять же, наиболее полно выражена на острове Хоккайдо, где ей отвечает зона Хидака с развитием меловых отложений, вулканогенных (пиллоу-лавы базальтов) в нижней части и терригенных (граувакки) - в верхней. Метаморфизм отложений, приобретающих островодужный характер, нарастает к западу от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Метаморфиты прорваны гранитами с возрастными от позднепалеозойского до раннемиоценового. Высокотемпературный метаморфический пояс Хидака составляет пару с Камуикотанским низкотемпературным (хотя последний древнее). Зона Хидака надвинута к западу на узкий синклиорий, на который с запада надвинута зона Камуикотан; вдоль надвига зоны Хидака выступает метаофиолитовый комплекс. На Сахалине аналоги этой зона обнажаются на полуострове Анива и в Восточно-Сахалинских горах и представлены мощной толщей, включающей олистостромы, турбидиты (флиш), кремни, базальты как СОХ, так и островодужного типа; здесь же развиты офиолитовые покровы, перемещенные с востока.

На острове Хоккайдо зона Хидака сопровождается с востока зоной Токоро, не имеющей аналога на Сахалине. Она представляет аккреционный комплекс, состоящий из субдущированных океанских образований, подвергнутых метаморфизму высоких давлений, и отложений глубоководного желоба, несогласно перекрытых грубообломочными отложениями сантон-кампанского возраста.

В палеогене Центральная и Восточная мегазоны Сахалина и Хоккайдо испытывали поднятие, а в неогене отдельные их участки были втянуты в опускания. Последнее было наиболее интенсивным в северной трети Сахалина [8], которая покрыта трансгрессивнозалегающим, а в восточной мегазоне – несогласно залегающим терригенным неогеном, смятым в простые брахморфные складки [4]. Мощность неогеновой молассы, представляющей древнюю авандельту Амура, достигает 7,5 км. Она выполняет Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн, находящий свое продолжение на восточном шельфе острова. Складки, осложняющие строение этого

бассейна и вмещающие нефтегазовые залежи, сопряжены с крупными праводвиговыми зонами меридионального простирания. Главным из них является сдвиг, примерно совпадающий с более древней коллизионной сутурой между Западной и Центральной мегазонами. Он простирается на 1500 км от места сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов до Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса на севере. Этот сдвиг, возникший в позднем миоцене, сохраняет сейсмическую активность донныне, и именно с ним было связано Нефтегорское землетрясение 27.05.1995г. Параллельно данному сдвигу через восток Сахалина и Хоккайдо и вдоль западной окраины Охотского моря через вал Кашеварова к г.Охотску протягиваются еще две сдвиговые зоны [8].

1.1.1.3. Юго-Западная Япония.

Тектонические зоны Юго-Западной Японии закономерно омолаживаются с севера на юг от Японского моря к Филиппинскому (Рис.2). На северном побережье выделяются две зоны террейна: Оки на западе и Хида на востоке. Террейн Оки, сложенный гнейсами и гранитами с возрастом от 2,0 млрд. лет, рассматривается как отторженец кратона Янцзы, обнаруживающий сходство с южнокорейским массивом Собасан. Террейн Хида сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, гранито-гнейсами с возрастом 1000-250 млн. лет, метаморфизованными в кианитовой субфации амфиболитовой фации. Метаморфизм высоких давлений сближает террейн Хида с Дабейшанем на восточном окончании Циньляня, а средне- и верхнепалеозойский чехол обрамления с бореальной фауной - с Сино-Корейским кратоном. Террейн Хида интродуцирован позднегерцинскими гранитами, перекрыт среднеюрскими песчаниками, верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми вулканитами, неогеновыми туфами и осадками.

Террейн Оки окаймлен с юга наиболее древними в Японии офиолитами с возрастом до 580 млн. лет (их аналоги известны и в северной Японии). К офиолитовому поясу с юга примыкает пояс Ренге метаморфических сланцев высоких давлений с возрастом 400-300 млн. лет. Офиолиты и глаукофановые сланцы выступают вдоль крутого надвига по периферии террейна Оки, а следующий к югу террейн Акийоси образует пологий тектонический покров, смятый в анти- и синформу и сложенный metabазальтами и рифовыми известняками океанских островов, обломочными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации в поздней перми. В строении покровного комплекса участвуют еще две нижележащие пластины - средняя отвечает метаморфитам высокого давления Сангун с возрастом 230-210 млн. лет, образованным по средне- и верхнепалеозойским кремнисто-терригенно-карбонатно-туфогенным отложениям, а нижняя - офиолитам Майзуру - 280 млн. лет. Относительным автохтоном для этих покровов служит мощный юрский с участием верхов триаса и низов мела аккреционный комплекс зоны Ми-

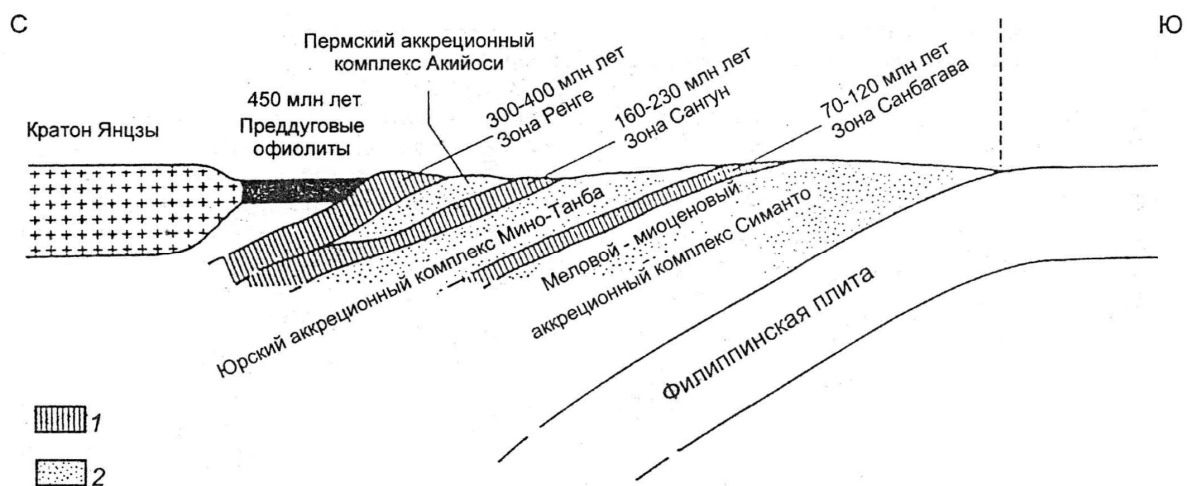


Рис.2. Упрощенный тектонический профиль Юго-Западной Японии [8].

Профиль показывает общее омоложение тектонических поясов в направлении океана и наклоненные к юго-западу надвиговые комплексы. Показаны также примерный возраст и положение интрузивной и метаморфической (высокой температуры - низкого давления) деятельности. 1 - метаморфические комплексы высокого давления - низкой температуры; 2 - метаморфические комплексы низкого давления - высокой температуры.

но-Танба, включающий базальты океанских островов, пелагические кремни, рифовые известняки и обломочные осадки, а также олистостромы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации между 170 и 120 млн. лет. Комплекс Мино-Танба надвинут, в свою очередь, на зону Риоке, отличающуюся развитием метаморфитов низкого давления и гранитов с возрастом 120-170 млн. лет. Далее к югу в крупном тектоническом окне выступает комплекс Санбагава, сложенный метаморфитами высокого давления - низкой температуры, возникшими по пелагическим осадкам и вулканитам палеозоя-мезозоя в начале позднего мела (100-80 млн. лет). Пояса Риоке и Санбагава образуют вторую пару метаморфических поясов Японии; первую, более древнюю, составляют пояса Хида и Сангун.

Между зонами Риоке и Санбагава проходит разлом, известный как Медианная тектоническая линия Юго-Западной Японии. Она представляет зону крутого надвига к югу и правого сдвига, и традиционно принималась как граница Внутренней и Внешней мегазон данной системы. С севера к ней примыкает приразломный прогиб, выполненный мощной толщей верхнемелового флиша.

К югу от окна Санбагава расположена покровная синформа - огромный клипп, состоящий из двух пластин. Нижняя - Чичибу, сложена эквивалентами нижних горизонтов (T_3-J_1) комплекса Мино-Танба, а верхняя, крайне своеобразная, известна как зона Куросегава. Эта последняя представляет собой мегамеланж из доюрских пород внутренних зон в серпентинитовом матриксе. Фронтальный надвиг покрова Чичибу-Курсегава - линия Бутсузу, знаменует окончательное исчезновение с поверхности образований внутренних зон. К югу от нее развит молодой, верхнемеловой-нижнемиоценовый изоклинально смятый аккреционный комплекс Симанто, состоящий из обломочных (турбидиты) и океанских (ба-

зальты, кремни) слабо метаморфизованных пород с чешуями меланжа. Этот комплекс прорван миоценовыми гранитами и несогласно перекрыт среднемиоценовой молассой, моноклинально падающей к югу. На подводной окраине Японских островов, обращенной к глубоководному желобу Нанкай, он наращивается еще более молодым, верхнемиоценовым-современным комплексом отложений, выполняющим преддуговой прогиб, которому в рельефе отвечает подводная терраса, а ниже по склону развит аккреционный клин.

Выделенные в Юго-Западной Японии тектонические единицы в большинстве своем, кроме крайних северных Оки и Хида, прослеживаются к юго-западу в архипелаге Рюкю (Нансей), хотя этот архипелаг и отделен от острова Кюсю поперечным правым сдвигом субмеридионального простирания [8].

1.1.1.4. Северо-Восточная Япония.

В Северо-Восточной Японии, к северо-востоку от сдвига Танакура, выдерживается та же тектоническая зональность, что и в Юго-Западной. Но здесь границы между зонами, первоначально представлявшие пологие надвиги, определяются молодыми миоценовыми левыми сдвигами, связанными с раскрытием Япономорской впадины. Кроме того, помимо зоны субдукции вдоль восточной окраины Японского желоба эта система окаймляется зоной субдукции и с запада, со стороны Японского моря, прослеживающейся вплоть до южного Сахалина. В Северо-Восточной Японии, в частности, опознаются аналоги террейнов Хида и Оки, соответственно, в горах Абакума и Китаками (юг), древнейших офиолитов, а также более молодых аккреционных комплексов, до аналогов юрского комплекса Мино-Танба, но некоторые зоны Юго-Западной Японии выпадают или, возможно, скрыты на глубине. На восточной окраине острова Хонсю, обращенной к Японскому желобу, полого залегающие с наклоном к желобу кайнозойские осадки несогласно перекрывают интенсивно дислоцированный мел и лишь в основании склона желоба располагается узкий аккреционный клин [8].

1.1.2. Японское море.

Японская островная дуга ныне отделена от Корейского полуострова и русского Приморья впадиной Японского моря. Впадина эта имеет ромбовидную форму с длинной осью, простирающейся в северо-северо-восточном направлении на 1000 км; к северо-северо-востоку она переходит в континентальный рифт южной части Татарского пролива. Контур впадины на северо-западе и юго-востоке конформны структуре Сихотэ-Алиня и Японской дуги, но на западе почти ортогонально, очевидно по разлому, срезают структуры Корейского полуострова. Рельеф и внутреннее строение Япономорской впадины довольно сложные (Рис.3).

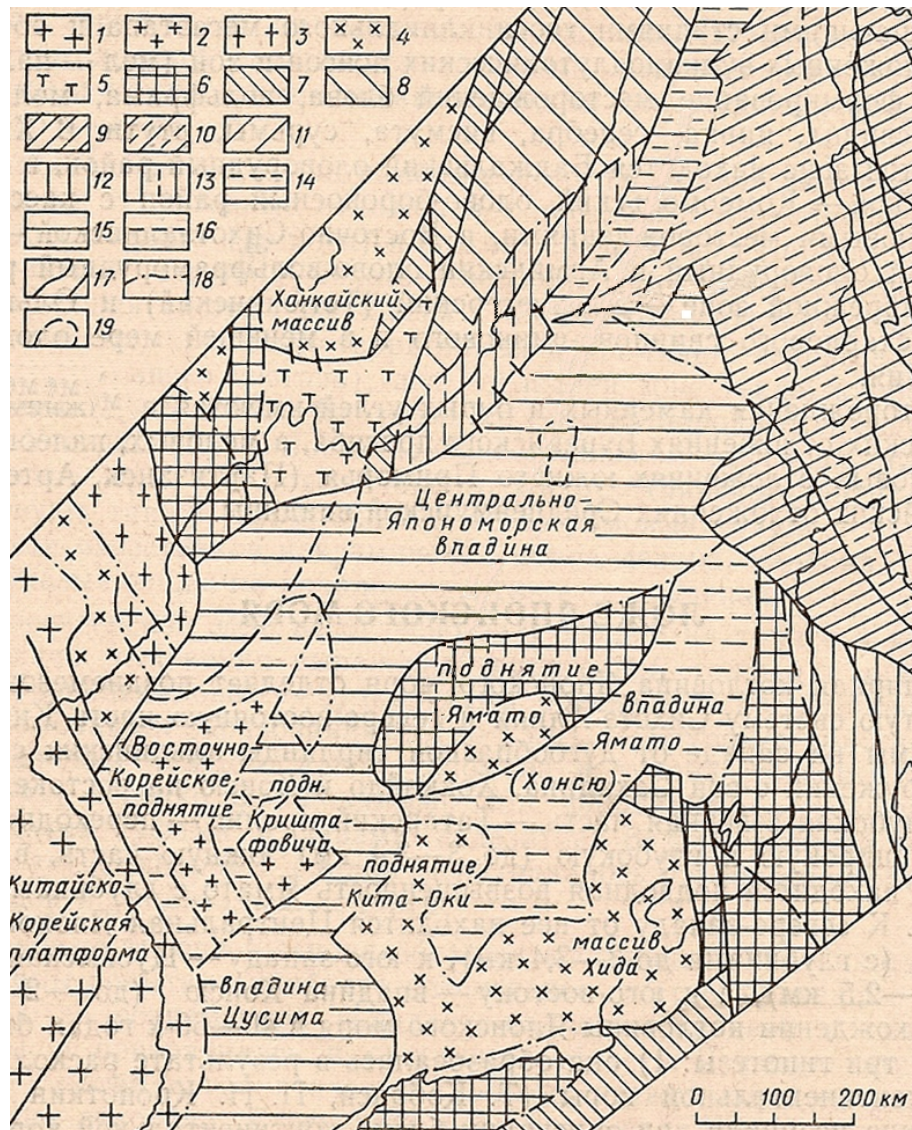


Рис.3. Схема тектонического строения дна Японского моря и его обрамления [4].

1-11 – доорогенные структурно-формационные комплексы: 1 - архейский, 2 – архейско-раннепротерозойский, 3 – раннепротерозойский, 4 – позднепротерозойский, существенно сиалический, 5 – то же, существенно мафический, 6 – средне-позднепалеозойский, 7 – пермско-юрский, 8 – юрско-раннемеловой, 9 – позднепалеозойско-юрский, 10 – позднепалеозойско-юрский, 11 – юрско-раннемеловой; 12-13 – субплатформенные (пригеосинклинальные) комплексы: 12 – позднепалеозойско-юрский, 13 – позднепалеозойско-раннемеловой; 14-16 – син- и посторогенные комплексы (вулканогенно-осадочный чехол впадин дна Японского моря): 14 – сенонско-плиоценовый, 15 – коньяско-плиоценовый, 16 – среднемиоценово-плиоценовый; 17 – крупные разломы на суше и морском дне установленные, 18 – то же, предполагаемые; 19 – предполагаемые границы комплексов в глубоководных впадинах.

Она состоит из трех отдельных глубоководных котловин с корой океанского типа; это Центральная (Японская) котловина на северо-западе глубиной до 3650 м, с корой мощностью около 8,5 км; котловина Ямато (Хонсю) на юго-востоке глубиной до 3 км, подстилаяемая корой мощностью в 14 км; котловина Цусима на юго-западе глубиной более 2 км, с корой той же мощности. Эти котловины разделены поднятиями Ямато и Оки, представляющими блоки утоненной континентальной коры [8].

По данным драгирования, возвышенность Ямато сложена в разной степени метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами позднепротерозойского, палеозойского и триасового возраста, разновозрастными (от вендских до меловых) гранитоидами, палеогеновыми и неогеновыми базальтами, липаритовыми игнимбритами и трахиандезитами, а также неогеновыми и четвертичными континентальными (в низах) и главным образом морскими терригенными и кремнистыми осадками. По-видимому, эта возвышенность представляет фрагмент эпигеосинклинальной складчатой зоны, развитие которой началось в позднем протерозое и завершилось раннекимммерийской складчатостью и становлением нескольких комплексов гранитоидов. С юры (?) до миоцена район Ямато был приподнят и с палеогена являлся ареной наземных извержений, а с миоцена стал вовлекаться в слабое погружение, сопровождавшееся формированием в его средней части узкого грабена [4]. В новейшей структуре района Ямато различаются два поднятия северо-восточного простирания, разделенные относительно узким, резко выраженными в рельефе дна грабеном глубиной до 2-3 км (с мощностью неоген-четвертичных осадков более 1 км).

Глубоководные впадины – Центральная и Хонсю – высланы толщей горизонтально или полого залегающих терригенных, кремнистых и пепловых осадков мощностью до 1,5-2 км в первой и 0,5-1,5 км во второй. Их верхняя часть (0,5 км), по данным бурения с судна «Гломар Челленджер», относится к плейстоцену, плиоцену и верхнему миоцену. Нижняя, не вскрытая их часть может принадлежать нижнему-среднему миоцену и олигоцену. Осадочная толща, по-видимому, на ряде участков подстилается, а в нижней части, возможно, прослаивается покровами палеогеновых и неогеновых андезитов и риолитов [5].

Способ и время образования Япономорской впадины ныне достаточно, хорошо известны благодаря данным глубоководного бурения и палеомагнитных исследований (Рис.4). Ее раскрытие произошло в начале среднего миоцена, 16-15 млн. лет в процессе рассеянного спрединга, происходившего на фоне начавшегося 21 млн. лет т.н. разворота северо-восточного сегмента Японской дуги против часовой стрелки на 46° , а юго-западного на 56° по отношению к Евразии. Спредингу предшествовал рифтинг и бимодальный вулканизм, он сопровождался, а по мнению некоторых исследователей, был вызван мантийным диапиризмом, о котором свидетельствует значительно (более чем вдвое) повышенный и в настоящее время тепловой поток.

Япономорская впадина соединяется на юге узким Цусимским проливом с широким, но неглубоким и почти целиком эпиконтинентальным бассейном Восточно-Китайского моря. Бассейн этот отделен от смежной с востока впадины Филиппинского моря островной дугой Рюкю, а в тылу последней находится его самая примечательная структура - трог Окинава.

Этот трог представляет пример молодого, позднемиоцен-плиоценового рифта, находящегося на стадии перехода к спредингу диффузного типа, характерного для тыльнодуговых окраинных морей. Глубина дна трога достигает 2200 м, а мощность осадков в его осевой части - почти 3 км. Кора утонена на юге до 17 км; здесь же обнаружены линейные магнитные аномалии спредингового типа, по которым время начала спрединга установлено в 1,9 млн лет (ранний плейстоцен), а скорость в 2 см/г. На северную часть трога спрединг еще не распространился. О молодости структуры свидетельствует высокий тепловой поток, в среднем почти в четыре раза превышающий нормальный. Внутренняя структура трога довольно сложная, но в общем он представляет собой относительно симметричный грабен, в некоторых сечениях осложненный центральным горстом. Осадочный чехол во многих местах прорван базальтовыми экструзиями. Начальная фаза образования трога Окинава относится к позднему миоцену - раннему плиоцену, а главная - к концу плиоцена - раннему плейстоцену.

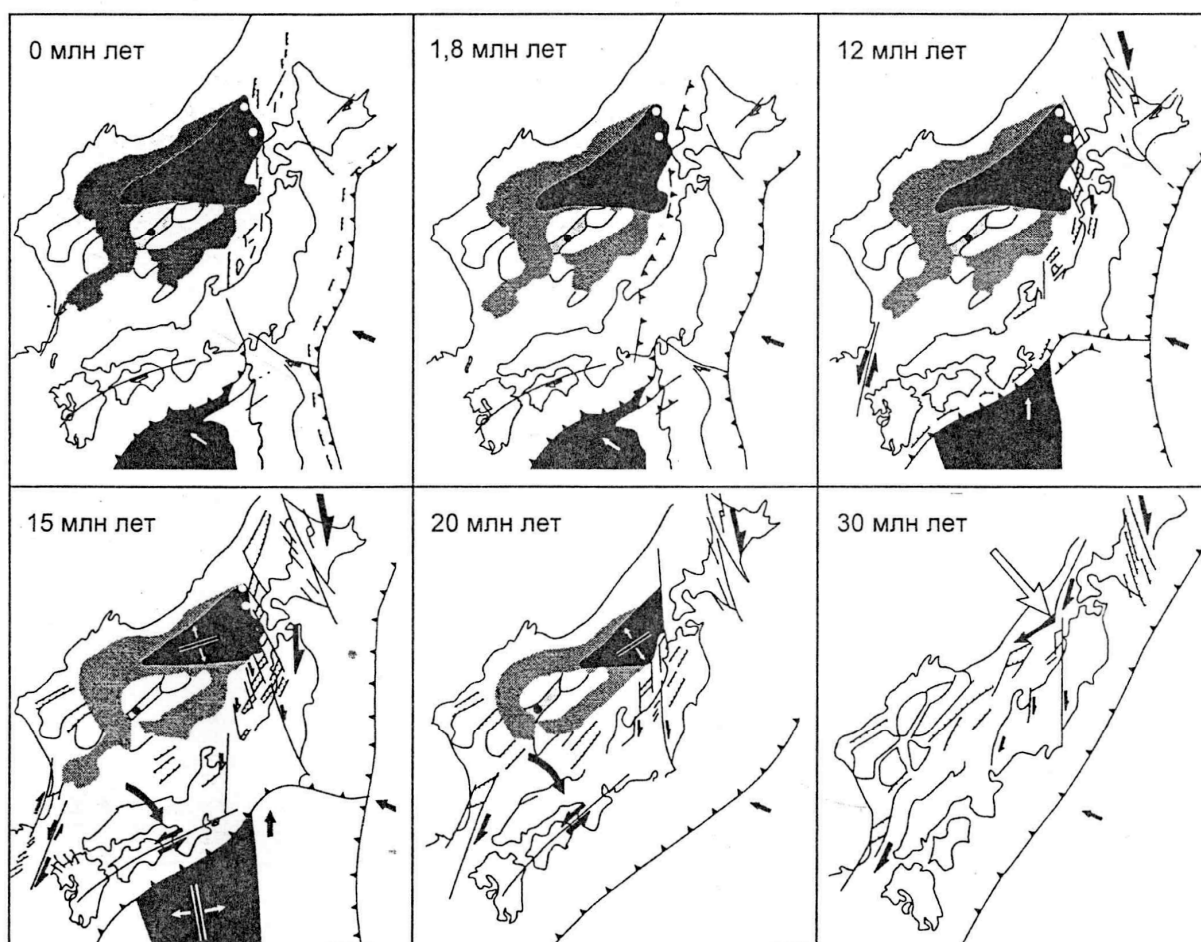


Рис.4. Реконструкция раскрытия глубоководной впадины Японского моря [8].

С северо-западной, континентальной стороны параллельно тропу Окинава простирается подводная гряда Тайвань-Синзи, представляющая собой складчатое поднятие, возникшее в конце миоцена, но испытавшее на юге последний импульс сжатия в конце плиоцена. Эта гряда расположена уже в пределах шельфовой части - Восточно-Китайского моря, а основной бассейн этого моря - Тайванский, находится между грядой Тайвань-Синзи и другой, опять же параллельной ей грядой Фуцзянь-Ренан, называемой еще Неокатазиатской. Эта последняя представляет погруженное звено Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса с отдельными островами, на которых обнажаются магматиты этого пояса. Гряда Фуцзянь-Ренан образует порог, отделяющий Восточно-Китайское море от Желтого моря. Основной бассейн Восточно-Китайского моря обязан своим образованием растяжению и рифтингу в конце мела - начале палеогена. Палеогеновые отложения были деформированы в олигоцене, затем последовало отложение неогеновых осадков, которые испытали деформации в конце плиоцена. В течение неогена проявлялся щелочно-базальтовый и толеитовый вулканизм. Мощность неогеново-четвертичного чехла достигает двух и более километров [8].

1.2. Общая геодинамическая характеристика.

Область субдукции японского типа обладает всеми теми элементами, которые включает в себя активная окраина островодужного (или западно-тихоокеанского) типа (Рис.5). Это собственно континентальная окраина, мало чем отличающаяся от пассивных окраин, но более узкая; глубоководная котловина окраинного моря, располагающаяся между островной дугой и континентом; вулканическая дуга энсиалического типа, т.е. образовавшаяся на континентальной коре, отторгнутой от континента рифтингом и спредингом; глубоководный желоб, имеющий в поперечном сечении заметно асимметричную форму (внутренний склон более крутой и высокий, чем внешний); краевой вал океана, представляющий собой пограничное поднятие между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутое параллельно желобу [7].

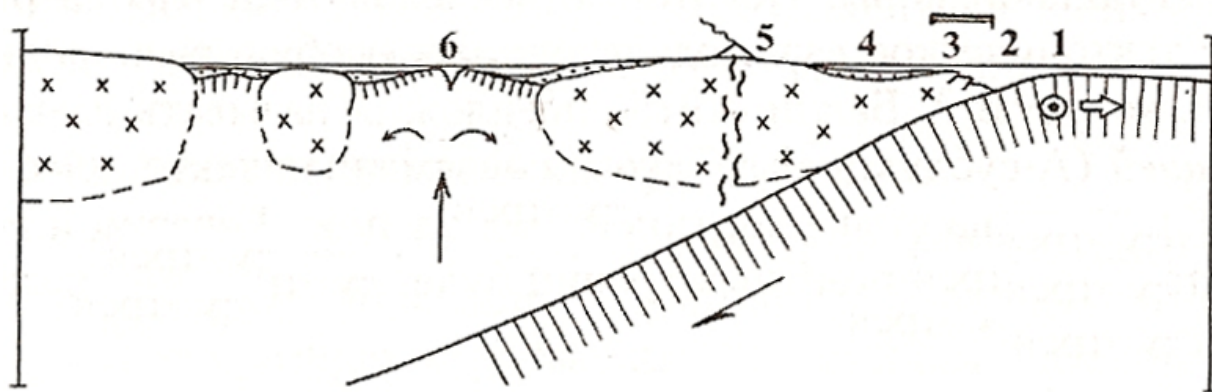


Рис.5. Японский тип зоны субдукции [7].

1 – краевой вал; 2 – глубоководный желоб; 3 – подводная терраса; 4 – преддуговой прогиб; 5 – энсиалическая вулканическая островная дуга; 6 – задуговой бассейн.

Япония является геодинамически чрезвычайно сложной областью, т.к. ее тектоника определяется взаимодействием четырех литосферных плит: Евразийской, Североамериканской, Филиппинской и Тихоокеанской [10]. При этом две из них океанические - Тихоокеанская и Филиппинская, и две континентальные - Евразийская и Охотская (Северо-Американская). Эти четыре плиты разделены тремя зонами субдукции, одной коллизионной зоной и одним тройным сочленением (Рис.6). Все они характеризуются значительной сейсмичностью и тремя активными вулканическими поясами [11].

Филиппинская плита субдуцирует под Евразийскую в северо-северо-западном направлении, что находит свое отражение в увеличении глубины ее поверхности к северо-западу от 20-30 км до 90 км [10] и приводит к формированию огромного аккреционного клина. Субдукция Тихоокеанской плиты под плиту Филиппинского моря наращивает коровый материал в Идзу-Бонинской дуге, хотя аккреция в желобе незаметна [11]. Увеличе-

ние глубины поверхности Тихоокеанской плиты в западном направлении от 50-80 км до 400 км указывает на наличие субдукции под Евразийскую плиту в японском желобе [10]. Эта субдукция разрушает ранее существовавшую аккреционную призму за счет тектонической эрозии [11].

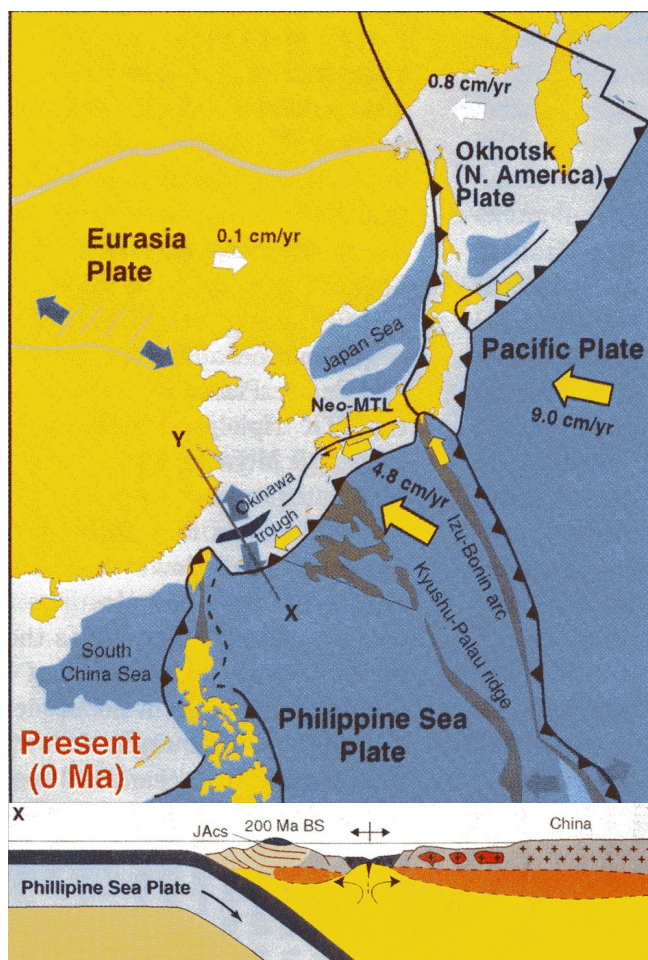


Рис.6. Тектоническая карта современных Японских островов [11].

Япония на данный момент расположена на четырех отдельных плитах: Евразийской, Охотской (Северо-Американской), Филиппинской и Тихоокеанской. Три активных субдукционных зоны развиты в Юго-Западной Японии, Северо-Восточной Японии и Идзу-Бонинской дуге.

Таким образом, Япония делится на две тектонически различные области - Юго-Западную и Северо-Восточную, разделенные проходящей по острову Хонсю в меридиональном направлении границей между Евразийской и Североамериканской плитами. Между этими двумя частями имеются значительные различия не только в тектонике, а также в геологических и сейсмических особенностях, тепловом режиме и т.д.

При более тщательном рассмотрении, северо-восток и юго-запад Хонсю вообще можно представить как совокупность множества блоков (с характерной протяженностью ~ 100-200 км), разделяемых тектоническими линиями и очень различных по их геолого-геофизическим характеристикам [10].

1.3. Общая характеристика сейсмичности.

Япония является крайне высокосейсмичным районом. По данным каталога JMA9199 на территории этого региона зарегистрировано следующее количество землетрясений:

- 1) в 1991 г. – 11295;
- 2) в 1992 г. – 15412;
- 3) в 1993 г. – 24322;
- 4) в 1994 г. – 27970;
- 5) в 1995 г. – 52574;
- 6) в 1996 г. – 43984;
- 7) в 1997 г. – 53391;
- 8) в 1998 г. – 79036.

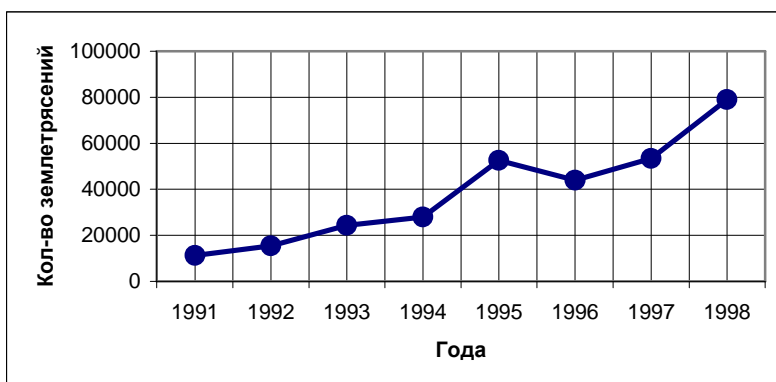


Рис.7. Распределение землетрясений по годам.

Таким образом, в среднем за год в Японии фиксируется 38498 землетрясений, а их общее количество в указанном каталоге за период времени с 1991 по 1998 гг. составляет 307984, из которых с магнитудой:

- 1) > 7,0 - 11;
- 2) > 6,0 - 118;
- 3) > 5,0 - 774;
- 4) > 4,0 - 4690;
- 5) > 3,0 - 40173;
- 6) > 2,0 - 169146;
- 7) > 1,0 - 252519.

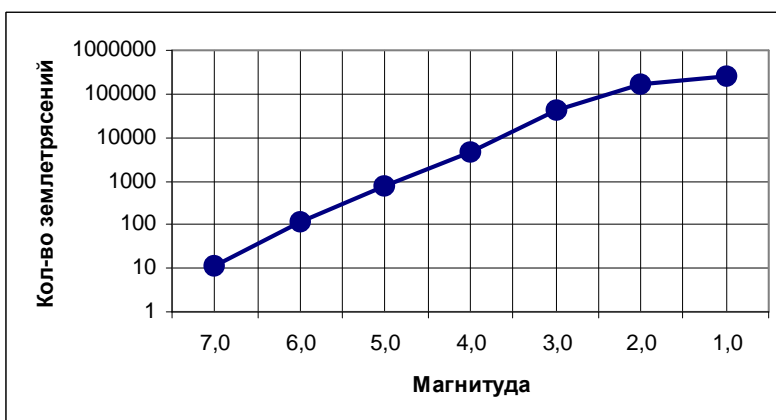


Рис.8. Распределение землетрясений по магнитудам.

Приведенная статистика еще раз показывает резкое преобладание количества мелких сейсмических событий над крупными.

Количественное распределение землетрясений по глубинам носит следующий характер:

- 1) от 0 до 100 км – 291040;
- 2) от 100 до 200 км – 12676;
- 3) от 200 до 300 км – 1684;
- 4) от 300 до 400 км – 1704;
- 5) от 400 до 500 км – 784;
- 6) от 500 до 600 км – 96;
- 7) от 600 до 700 км – 0.

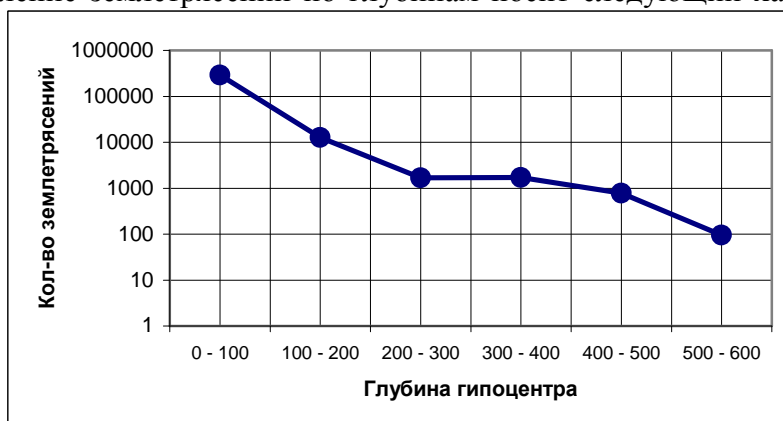


Рис.9. Распределение землетрясений по глубинам.

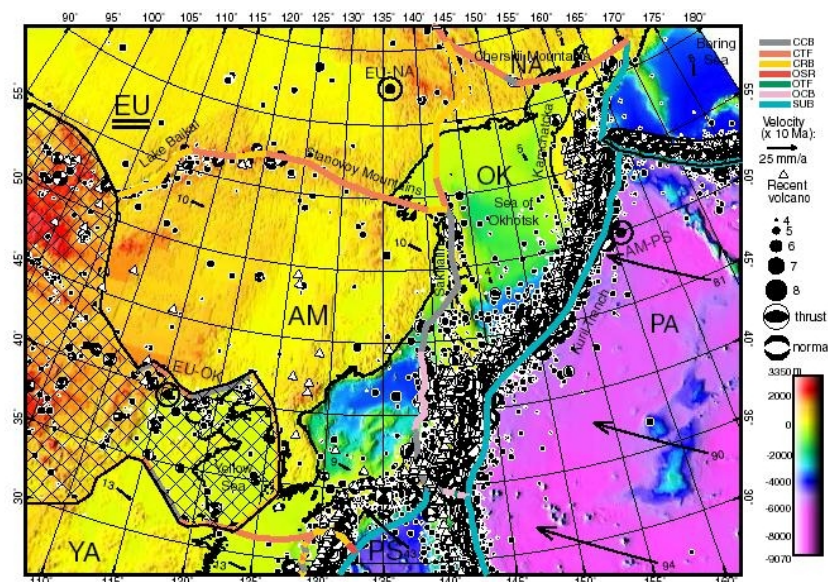


Рис.10. Землетрясения, зафиксированные на территории Японии и прилегающих областей по данным каталога ISC6491 [9].

Тектонические плиты: ОК – Охотская, АМ – Амурская, ЕУ - Евразийская, РА - Тихоокеанская, НА - Северо-Американская, PS - Филиппинская, ЯА - Янцзы. Типы границ плит: ССВ – континентальная конвергентная граница, СТФ – континентальный трансформный разлом, СРВ – континентальная рифтовая граница, ОСР – океаническая спрединговая граница, ОТФ – океанический трансформный разлом, ОСВ - океаническая конвергентная граница, SUB – зона субдукции. Цветом показана топография (по данным ЕТОР05). Сейсмофокальные механизмы приведены по данным каталога Harvard СТМ. Размеры кружков, обозначающих землетрясения, определяются их магнитудой. Черные стрелки - скорость (в мм/год) относительных движений плит, черные кружки - положение полюсов Эйлера, относительно которых происходит это вращение. Белые треугольники - действующие вулканы.

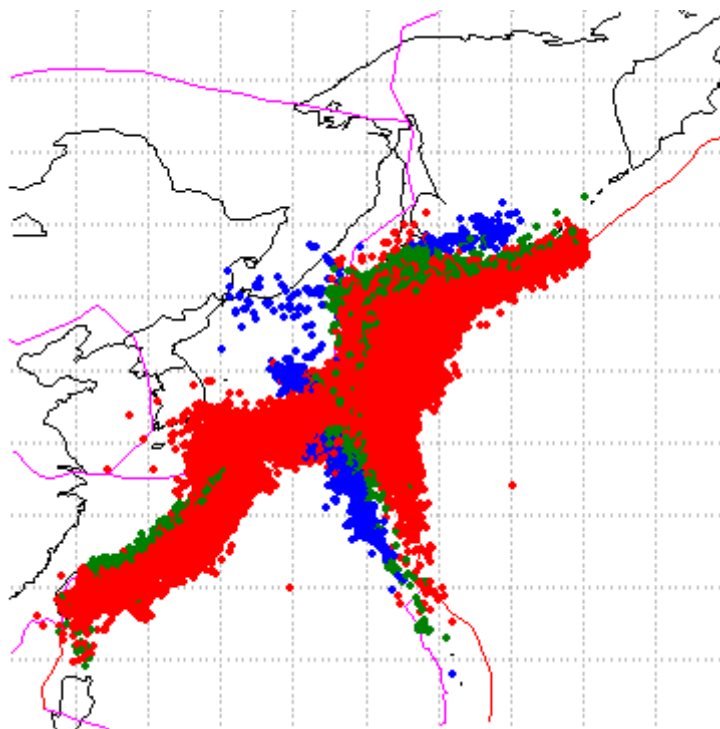


Рис.11. Землетрясения, зафиксированные на территории Японии по данным каталога JMA9199 за период времени с 1991 по 1998 гг.

Черные линии – береговые очертания и границы государств, розовые линии – несубдукционные сегменты границ плит, красные линии - субдукционные сегменты границ плит; красные кружки – землетрясения с гипоцентром глубиной <150 км, зеленые – от 150 до 350 км, синие - >350 км.

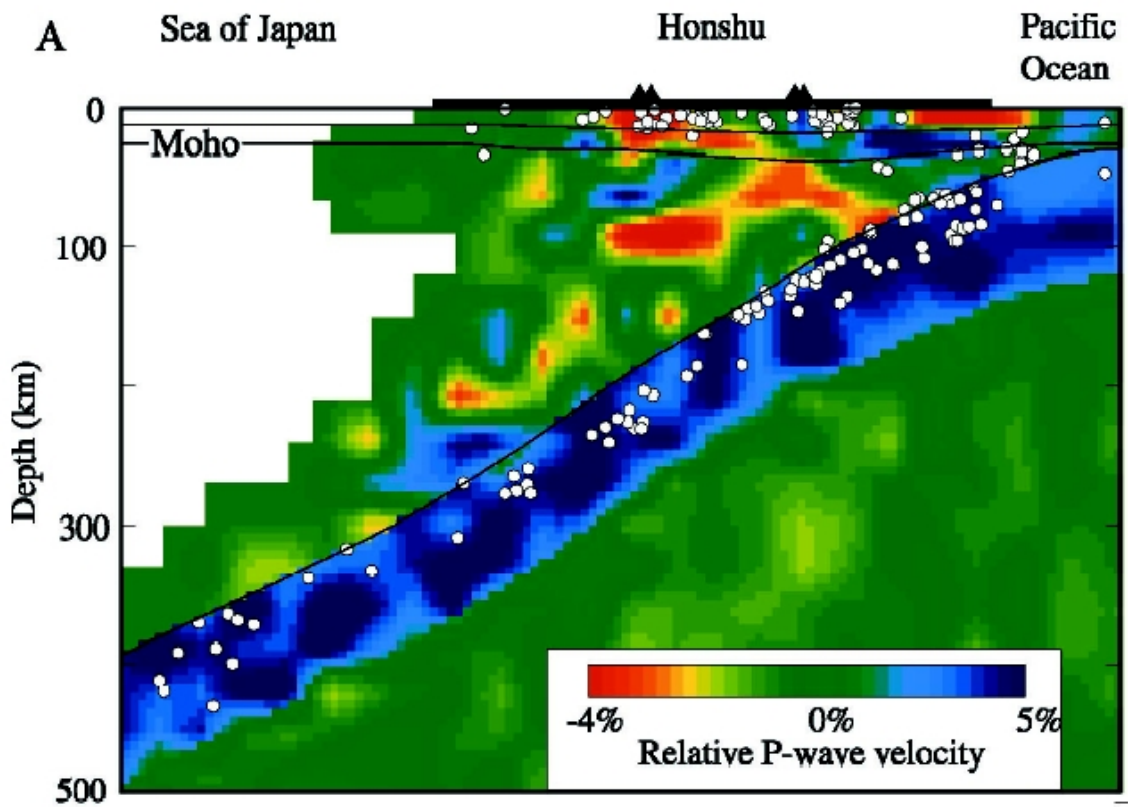


Рис.12. Субширотный разрез через остров Хонсю [13].
Градация цветов - данные сейсмической томографии, белые кружки - гипоцентры землетрясений.

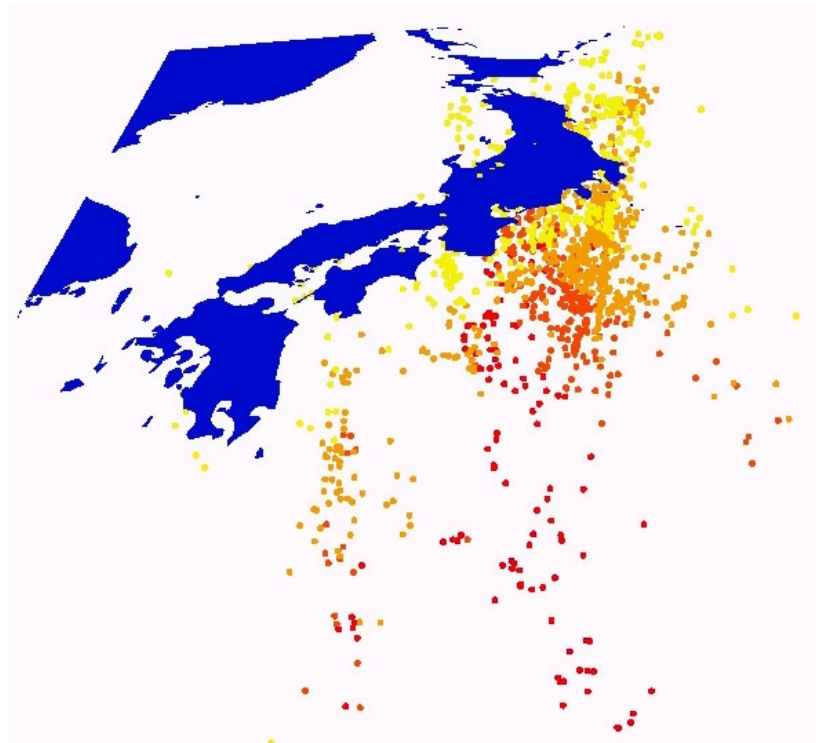


Рис.13. Трехмерное представление пространственного распространения землетрясений на территории Японии по данным каталога JMA9199 за период времени с 1 января по 1 марта 1992 г. (градация цветов - глубина гипоцентров землетрясений)

Пространственное распределение землетрясений региона, приведенное на Рис.10 и Рис.11, хорошо согласуется с изложенными выше представлениями о наличии на данной территории областей, соответствующих границам между литосферными плитами, так как именно к этим районам приурочено наибольшее количество эпицентров землетрясений, в то время как число внутриплитных событий резко ограничено. Помимо этого, четко фиксируются, особенно при переходе к разрезу (Рис.12) или трехмерному представлению (Рис.13), сейсмофокальные зоны Заварицкого-Вадати-Беньофа, маркирующие гипотетические зоны субдукции Тихоокеанской и Филиппинской океанических плит под континентальную окраину Евразии.

Глава 2. Исследуемые характеристики и методика их вычисления.

Для понимания процессов, контролирующих сейсмический режим, необходимо определить какими особенностями обладает сейсмичность исследуемого района. Определение этих особенностей может быть произведено путем анализа количественных значений динамических характеристик пространственно-временного распределения землетрясений.

В настоящей работе были получены и проанализированы следующие характеристики:

- 1) коэффициент пространственного окружения;
- 2) коэффициенты сортировки и асимметрии - количественные параметры кумулятивной кривой распределения землетрясений по времени;
- 3) коэффициент корреляции R распределения землетрясений по времени с зависимостью $Ig(N)=-c*t+d$ (закон Омори);
- 4) параметр b в зависимости $Ig(N)=-b*M+a$ (закон Гутенберга-Рихтера), а также коэффициент корреляции R распределения землетрясений по магнитуде с этой зависимостью.

2.1. Коэффициент пространственного окружения.

Крупное сейсмическое событие, как представляется, может оказывать влияние на пространственное распределение более мелких землетрясений. Это должно выражаться в изменении количественных соотношений между землетрясениями, происходящими в области, близкой к гипоцентру главного события, и землетрясениями, от него далекими. Причем это изменение целесообразно ожидать в пространственном распределении землетрясений за некоторый период времени, включающий рассматриваемое крупное землетрясение.

Количественной характеристикой, с помощью которой можно проводить адекватный анализ такого рода влияния, является **коэффициент пространственного окружения**, который определяется следующим образом:

- 1) вокруг эпицентра крупного события определяется некоторая область квадратной (трапециевидной) формы, т.е. ее границы задаются путем прибавления и вычитания к долготе и широте эпицентра исследуемого землетрясения некоторого целого числа градусов;
- 2) задается еще одна область, представляющая собой сферу с радиусом, составляющим некоторое целое число километров, и центром, совпадающим с гипоцентром крупного события. Радиус сферы и размеры квадрата (трапеции) выбираются таким образом, чтобы квадратная область была заведомо больше;

3) подсчитывается отношение числа землетрясений, попадающих во вторую, сферическую область, к общему количеству землетрясений в рассматриваемом квадратном (трапециевидном) районе, которое и является коэффициентом пространственного окружения.

Предполагается двоякая реализация механизма влияния крупного события на пространственное распределение землетрясений:

1) крупное землетрясение сопровождается большим количеством более мелких землетрясений в области, непосредственно прилегающей к его гипоцентру и во временном промежутке, включающем это событие. В этом случае оно рассматривается как некоторая деструктивная, порождающая мелкие землетрясения сила. При этом, при равных размерах сферических и квадратных областей для различных событий, следует ожидать более высокие значения коэффициента пространственного окружения при более высоких значениях магнитуды соответствующего ему землетрясения;

2) крупное землетрясение, наоборот, выполняет функцию снятия нагрузки в некоторой области. Т.е. некоторое напряженное состояние может реализоваться двумя путями – большим количеством мелких или одним крупным землетрясением. В этом случае логично предположить, что чем более крупное произошло землетрясение (чем больше значение его магнитуды), тем более эффективно оно будет снимать напряжение и, соответственно, более низкие значения коэффициента пространственного окружения ему будут соответствовать.

Одной из главных задач настоящей работы является определение зависимости коэффициента пространственного окружения от магнитуды землетрясений, для которых он рассчитывается. Решение этой задачи позволит приблизиться к пониманию природы возникновения крупных событий и их воздействия на сейсмический режим исследуемого региона.

2.2. Коэффициенты сортировки и асимметрии.

Для получения количественных параметров кумулятивной кривой распределения землетрясений по времени - **коэффициентов сортировки и асимметрии** – необходимо выполнить следующую последовательность действий:

1) для некоторого исследуемого района и на некотором временном интервале построить распределение землетрясений по времени, т.е. подсчитать количество землетрясений, приходящееся на определенный диапазон времен в пределах рассматриваемого интервала;

2) перейти от частотного распределения к кумулятивному; при построении кумулятивного графика получается в целом возрастающая кривая, т.к. по оси ординат откладывается не количество землетрясений, соответствующее текущему временному диапазону (как в случае частотного распределения), а сумма событий, приходящихся на текущий и все предшествующие ему диапазоны;

3) подсчитать значения параметров Q_1 , Q_2 и Q_3 , смысл которых состоит в следующем:

- общее количество землетрясений, произошедшее за рассматриваемый временной интервал, принимается за 100%;

- определяются диапазоны времен, при которых количество землетрясений, произошедших за текущий диапазон и все предшествующие, составляет соответственно 25%, 50% и 75% от общего числа землетрясений;

- порядковые номера этих диапазонов и будут значениями параметров Q_1 , Q_2 и Q_3 ;

4) подсчитать значения **коэффициента сортировки**: $S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$ и **коэффициентом асимметрии**: $S_a = (Q_3 * Q_1 / Q_2^2)$.

Коэффициенты сортировки и асимметрии количественно характеризуют **кумулятивную кривую** рассматриваемого распределения землетрясений по времени (Рис.14).

Коэффициент сортировки характеризует степень равномерности распределения, причем существуют два предельных случая:

1) при абсолютно равномерном распределении, т.е. при одинаковом количестве землетрясений на каждом временном диапазоне, кумулятивная кривая представляет собой прямую и, соответственно, коэффициент сортировки будет иметь максимальное значение (3);

2) при абсолютно неравномерном распределении, когда все землетрясения приходятся на один временной диапазон, коэффициент сортировки будет равен 1.

Коэффициент асимметрии показывает, в какой части временного интервала наибольшее количество землетрясений – в начальной (в этом случае коэффициент асимметрии >1) или в конечной (<1).

Рассмотренные количественные параметры могут характеризовать распределения землетрясений не только по времени, но и по магнитуде и глубине. В данной работе подробно рассмотрено распределение по времени, т.к. характеристики именно этого распределения позволяют сделать выводы о количественных соотношениях форшоков и афтершоков (коэффициент асимметрии) и временной приуроченности к крупному событию множества мелких (коэффициент сортировки) в дополнение к рассмотренной в предыдущем разделе пространственной.

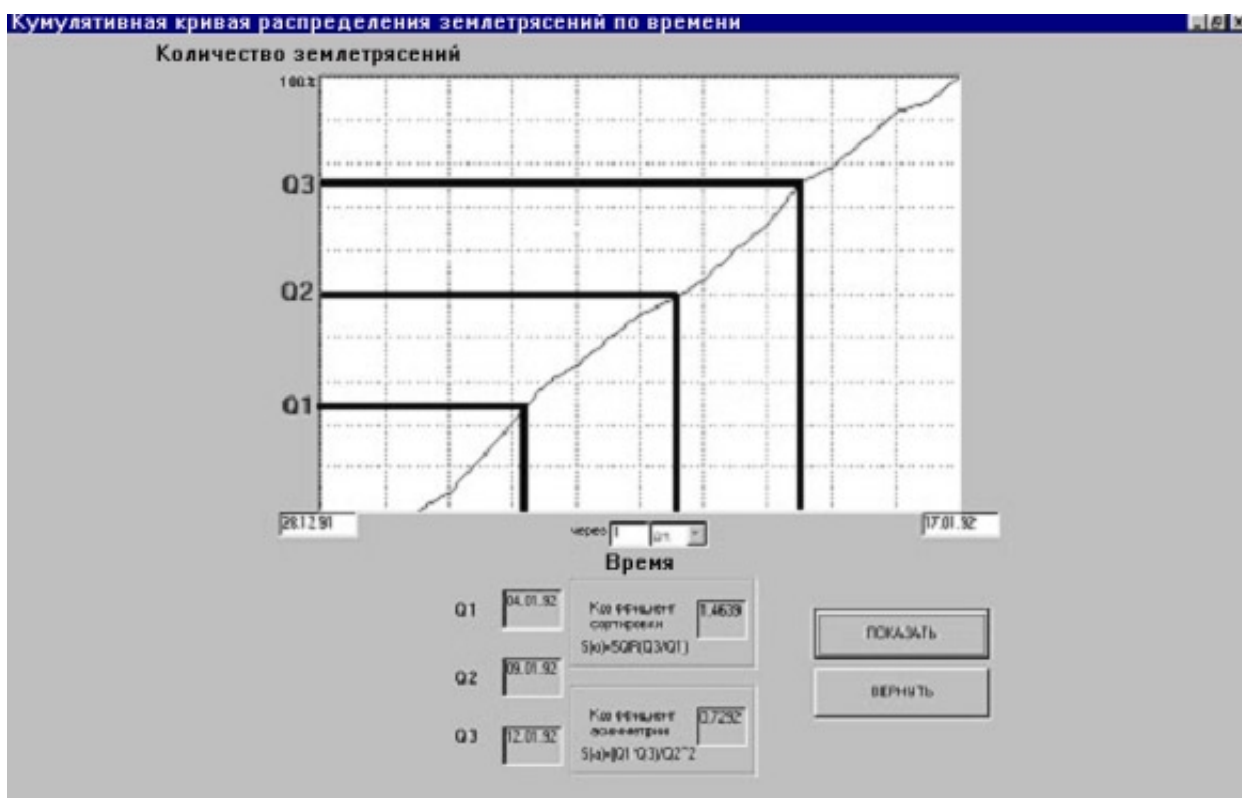


Рис.14. Кумулятивная кривая распределения землетрясений по времени и ее количественные параметры (по горизонтальной оси - время, по вертикальной – нормированное количество землетрясений в пересчете на 100%).

2.3. Коэффициент корреляции временного распределения с законом Омори.

Если из некоторых соображений о поведении распределения землетрясений после крупного события предположить, что количество землетрясений убывает со временем по экспоненциальному закону ($N = \beta * e^{-\alpha * t}$), то данная зависимость может быть представлена как $\lg(N) = -c * t + d$ (зеленая линия на Рис.15). Поэтому для получения параметров этого распределения помимо распределения землетрясений по времени (зависимости количества землетрясений, произошедших за интервал времени $t \pm \Delta t$, от порядкового номера этого интервала (N от t , черные линии на Рис.15)), строится зависимость десятичного логарифма количества землетрясений от времени ($\lg N$ от t , красные кружки на Рис.15). Линейной регрессией по методу наименьших квадратов (МНК) определяются такие значения c и d этой зависимости, чтобы, чтобы реально полученное распределение было максимально к ней близко. Коэффициент корреляции R – количественная мера этой близости.

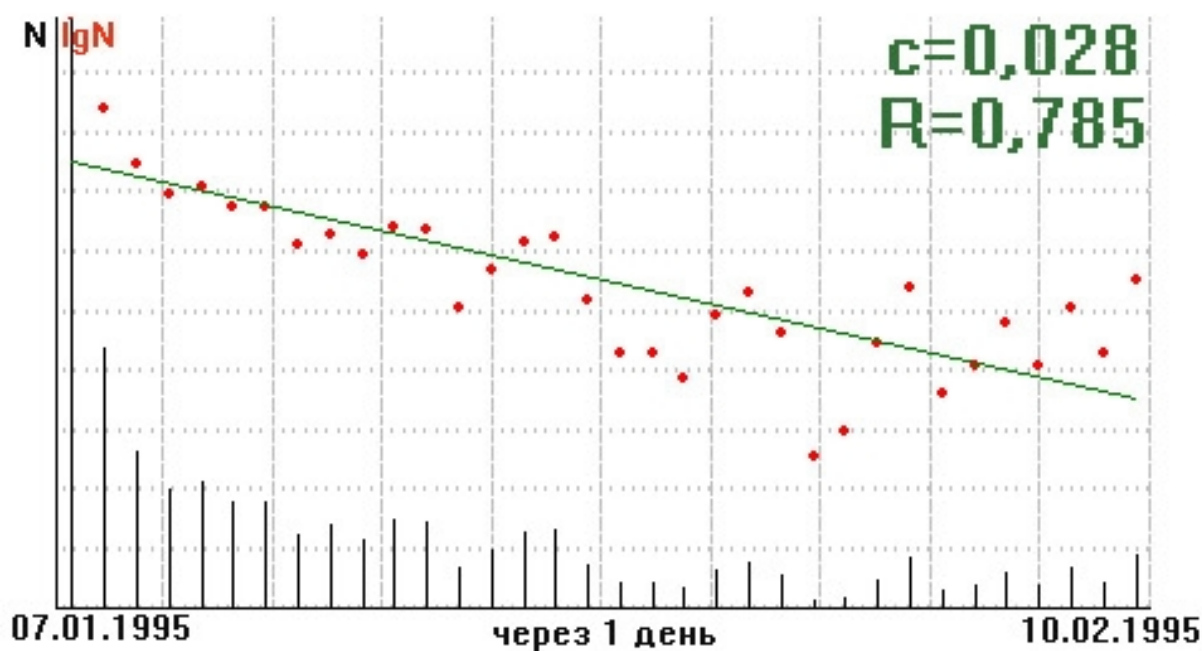


Рис.15. Зависимость количества землетрясений от времени (черные линии), зависимость логарифма количества землетрясений от времени (красные кружки) и линейная регрессия по МНК $\lg N = c \cdot t + d$ (зеленая линия).

Значимость коэффициента корреляции R для настоящей работы состоит в том, что экспоненциальный спад в распределении землетрясений по времени есть ни что иное, как закон Омори, описывающий поведение афтершоков крупного землетрясения. Согласно этому закону афтершоками имеют право называться не все землетрясения, следующие во времени за крупным на неопределенном временном интервале и проявившиеся в неопределенной области, а только те, чье распределение по времени соответствует формуле $\lg(N) = -c \cdot t + d$. Таким образом, имеется количественная характеристика того, с какой степенью обоснованности рассматриваемый набор землетрясений можно называть афтершоками, что открывает возможность определения площадей и времен проявления афтершоков путем выбора таких пространственных и временных границ участвующих в расчетах землетрясений, чтобы коэффициент корреляции R был максимально близок к 1.

Определение площадей проявления афтершоков крупных землетрясений позволит сопоставить результаты, полученные по данным новейших каталогов, с результатами предшественников.

В частности, в 80-х гг. прошлого века были исследованы землетрясения у побережья полуострова Босо (о. Хонсю, Япония, 1953, $M=7,5$) и на полуострове Ога (о. Хонсю, Япония, 1939, $M=7,0$). Для события на Рис.16,б ($M=7,0$) афтершоки расположены в ограниченной области вокруг эпицентра, тогда как при событии, показанном на Рис.16,а

($M=7,5$), они занимают значительно более обширную площадь. В количественном отношении размеры афтершоковых областей равны приблизительно 10000 км^2 (Рис.16,а) и 500 км^2 (Рис.16,б). Т. Уцу и А. Сэки изучили наибольшие землетрясения в Японии и построили для них график зависимости афтершоковой области A от магнитуды M (Рис. 17). Для зависимости между A и M они вывели эмпирическую формулу $\lg A = 1,02M + 6,0$, где A измерено в квадратных сантиметрах [2].

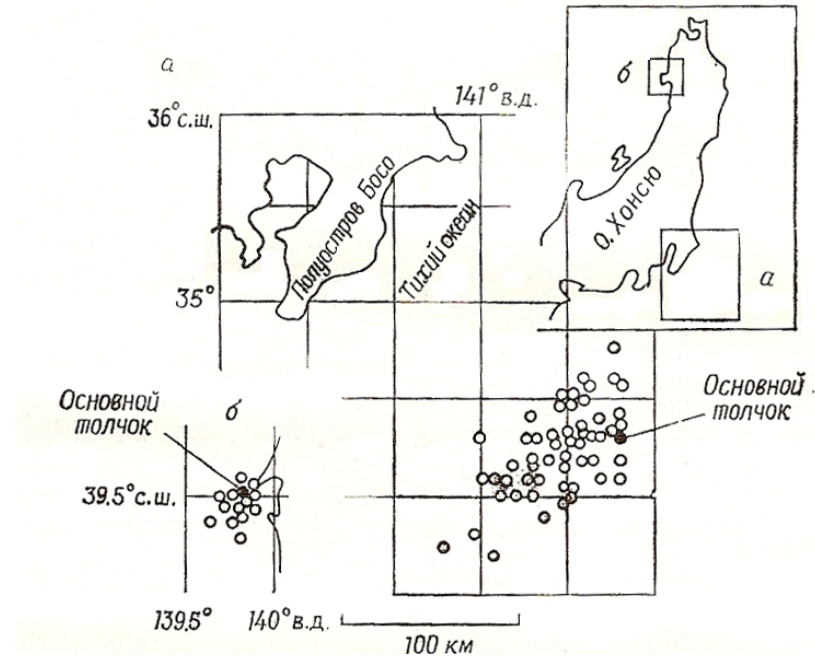


Рис.16. Области афтершоков для землетрясений с различными магнитудами:
 а – у побережья полуострова Босо (о. Хонсю, Япония, 1953, $M=7,5$);
 б – на полуострове Ога (о. Хонсю, Япония, 1939, $M=7,0$) [2].

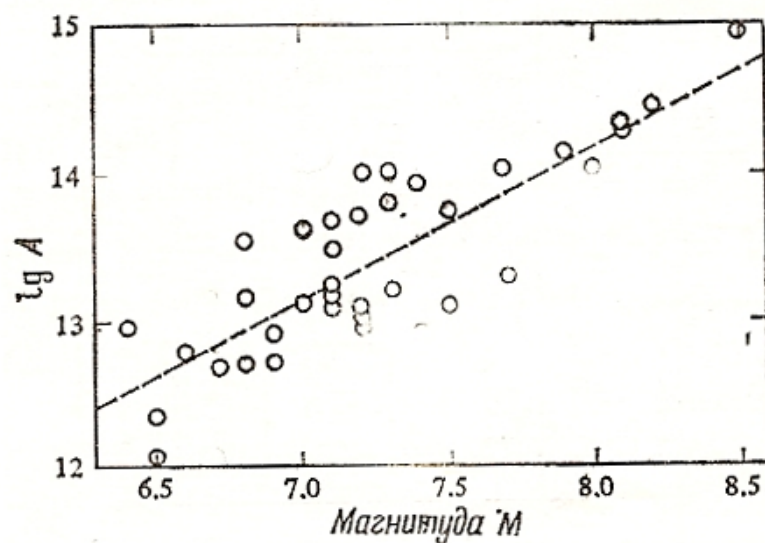


Рис. 17. Зависимость логарифма площади области афтершоков A (см^2) от магнитуды M главного толчка [2].

2.4. Параметр b в законе Гутенберга-Рихтера.

Согласно закону Гутенберга-Рихтера зависимость количества землетрясений от их магнитуды описывается формулой $\lg(N) = -b \cdot M + a$, где a и b – эмпирические константы, N – количество землетрясений с магнитудой больше, чем M , в определенном регионе. Это соотношение выполняется не для всего возможного диапазона магнитуд, а только для области спадания графика $N(M)$, т.е. при $M_{\max} < M < 9$, где M_{\max} – магнитуда, которой соответствует наибольшее число землетрясений. По мере улучшения качества каталогов величина M_{\max} снижается (для используемого в данной работе каталога землетрясений JMA9199 она составляет 2,2).

Соответственно, для определения параметра b в законе Гутенберга-Рихтера необходимо, как и в предыдущем случае, перейти от зависимости количества землетрясений к зависимости десятичного логарифма этого количества, но не от времени (как в случае с законом Омори), а от магнитуды. Далее возможны два направления действий:

1) построение на интервале магнитуд $M_{\max} < M < 9$ кумулятивного графика таким образом, что по оси ординат откладывается не количество землетрясений, соответствующее текущему диапазону магнитуд (обычная частотная зависимость N от M), и не логарифм этого количества (частотная зависимость $\lg N$ от M), а логарифм суммы количества землетрясений, обладающих магнитудой большей, чем магнитуда текущего диапазона. Далее линейной регрессией по МНК на основании полученного кумулятивного распределения определяются значения a и b в формуле $\lg(N) = -b \cdot M + a$ (закон Гутенберга-Рихтера), а также коэффициент корреляции R с этим законом (Рис.18).

2) проведение линейной регрессии по МНК, но на этот раз исходными данными для него становится частотное, а не кумулятивное как в предыдущем случае, распределение логарифмов количества землетрясений по магнитудам (зависимость $\lg N$ от M) на том же интервале $M_{\max} < M < 9$.

При внимательном рассмотрении закона Гутенберга-Рихтера (см. выше) становится понятно, что первый путь является более правильным, так как более точно отвечает указанным в законе условиям (в формуле $\lg(N) = -b \cdot M + a$ « N – количество землетрясений с магнитудой *больше*, чем M »). Однако в настоящей работе расчеты проводились по обоим описанным выше методам, что было вызвано двумя причинами:

1) задачей подтвердить на практике теоретические представления о том, что коэффициент корреляции должен давать более высокие значения при линейной регрессии по кумулятивному распределению, вследствие большей ее гладкости;

2) надеждой увидеть в количественных параметрах, полученных из частотного распределения те закономерности, которые не проявляются на кумулятивном.

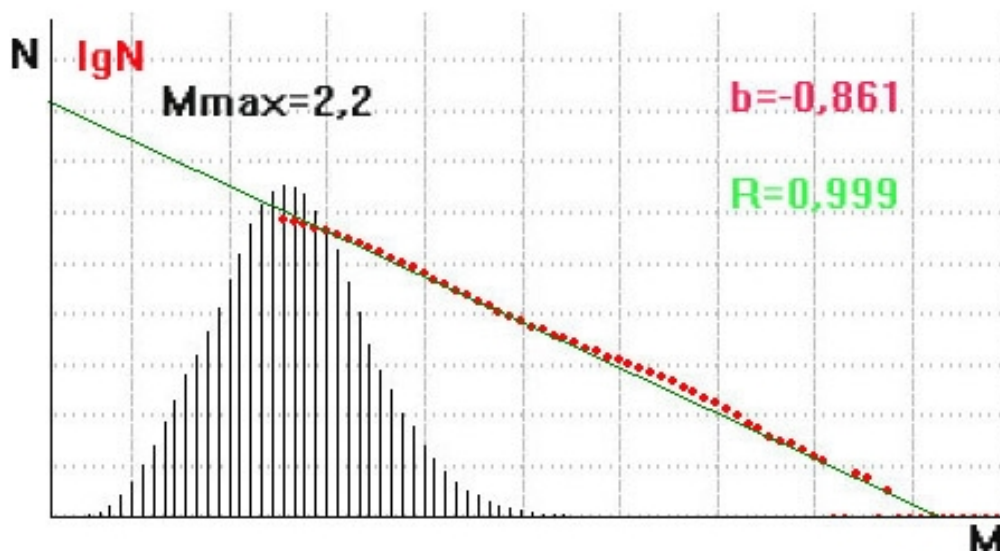


Рис.18. Распределение по магнитудам, построенное в линейном и логарифмическом масштабах (в линейном масштабе – график частотный, в логарифмическом – кумулятивный).

Параметр b (наклон прямой полученной по МНК) дает представление о сейсмическом режиме исследуемого набора землетрясений. Его высокие значения (крутой наклон прямой) говорят об относительно малой доле в распределении крупных землетрясений, из чего следует пониженное количество выделенной энергии (т.к. основная доля сейсмической энергии приходится на крупные события). Низкие же значения параметра b (пологий наклон) прямой свидетельствует об относительно большом количестве крупных землетрясений (при том, что их количество как и в первом случае убывает по экспоненциальному (или очень близкому к таковому) закону).

Исследование параметра b в законе Гутенберга-Рихтера ведется довольно давно. По данным начала 80-х гг. если связать магнитуду и среднегодовое число ударов соотношением $\lg N = a + b(8 - M)$, для землетрясений с магнитудой ≥ 6 (табл.1) значения a и b дадут значения, равные $-0,48$ и $0,9$ соответственно. Исследования для различных групп землетрясений подтвердили, что это весьма общая закономерность, широко применимая к сейсмической активности, хотя в каждой группе константа a своя, зависящая от числа событий в этой группе. Константа b в большинстве случаев принимает значения около $0,9$ ($0.7-1.2$) [2].

Таблица 1. Средняя годовая частота землетрясений на всем земном шаре [2].

Магнитуда M	≥ 8	7.9–7	6.9–6	5.9–5	4.9–4	3.9–3
Частота N	1	13	108	800	6200	49 000
Энергия (10^{23} эрг)	13.7	12.0	1.1	0.8	0.2	0.05
Часть полной энергии, высвободившейся в течение года, %	49	43	4	3	1	—

В начале XXI века (2001 г.) Осами Нишизава и др. проводили исследования, направленные на определении связей между параметром b и соотношением размеров деформаций в активных разломных сетях [12].

Едва ли не главной задачей настоящей работы было определение наличия или отсутствия какой-либо значимой разницы между параметрами b в законе Гутенберга-Рихтера, посчитанными для афтер- и форшоков крупных землетрясений. По К. Касахара величина b для форшоков, как правило, принимает более низкое значение, чем обычная его величина (0,8-1,0) [2].

Глава 3. Описание работы программ.

В рамках данной работы была разработана пакет компьютерных программ на языках программирования Visual Basic и C++ для анализа пространственно-временного распределения землетрясений.

С помощью этих программ производилась обработка исходных данных – каталогов землетрясений JMA9296 и JMA9199, содержащих информацию о дате, времени, координатах, глубине и магнитуде землетрясений, зарегистрированных на территории Японии за периоды времени с 1 января 1992 года по 30 сентября 1999 года и с 1 января 1991 года по 30 июня 1999 года соответственно.

В процессе начального считывания данных производятся следующие действия:

1) отображение в соответствующем окне очертаний береговой линии и границ государств выбранного района (выбор района производится путем ввода в соответствующие поля географических координат);

2) отображение в том же окне эпицентров землетрясений, попадающих в выбранный район и произошедших в промежуток времени, задаваемый в соответствующих полях ввода (границы временного интервала устанавливаются с точностью до секунды);

3) построение графика распределения землетрясений по магнитудам путем подсчета количества землетрясений, приходящихся на тот или иной диапазон магнитуд, и отображения линий, длины которых пропорциональны этому количеству;

4) построение аналогичным образом графиков распределения землетрясений по глубинам и времени;

5) отбор землетрясений, имеющих магнитуду, большую, чем заданная (информация о параметрах отобранных землетрясений заносится в список, отображаемый по окончании расчета).

При этом стоит отметить следующие моменты:

1) имеется возможность задавать вертикальный масштаб и дискретность графиков в соответствующих полях ввода;

2) в расчетах для построения графиков участвуют только те землетрясения, чье пространственное и временное положение удовлетворяет выбранным ранее условиям (попадание в заданный район и временной интервал);

3) землетрясения с неопределенными значениями глубины и магнитуды исключаются из расчетов для соответствующих графиков.

4) цвет точек отображает глубину гипоцентров землетрясений (Рис.19).

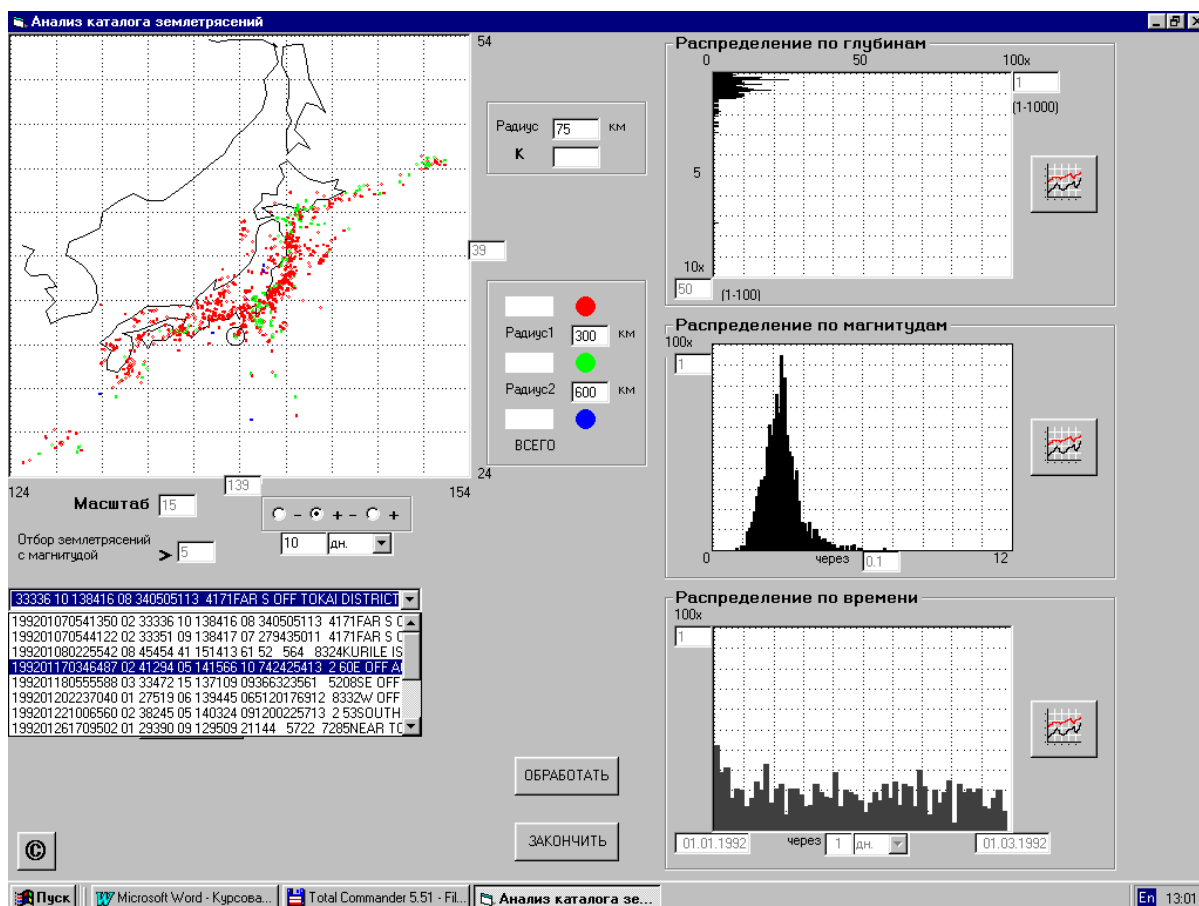


Рис.19. Рабочее окно программы.

По окончании первоначального считывания данных программа вычисляет значения динамических характеристик, рассмотренных в методической главе (Глава 2):

- 1) коэффициента пространственного окружения;
- 2) количественных параметров кумулятивных кривых распределения землетрясений по магнитудам, глубинам и времени - коэффициентов сортировки и асимметрии (отображение кумулятивной кривой с ее параметрами для того или иного распределения производится по нажатию соответствующей кнопки в рабочем окне программы);
- 3) коэффициента корреляции R полученного распределения по времени с зависимостью $\lg(N) = -c \cdot t + d$, а также параметров (c, d) этой зависимости;
- 4) параметр b в зависимости $\lg(N) = -b \cdot M + a$, а также коэффициент корреляции R распределения землетрясений по магнитуде с этой зависимостью.

Все перечисленные характеристики определяются из формируемых в процессе первичной обработки графиков и соответствуют конкретному набору отобранных по пространственно-временному признаку землетрясений.

Глава 4. Исследование особенностей коэффициента пространственного окружения и коэффициента сортировки.

Данная глава посвящена методике решения одной из задач работы, а также полученным в результате ее решения результатам. Данная задача сводилась к расчету для ряда крупных землетрясений коэффициента пространственного окружения и коэффициентов сортировки и асимметрии распределения землетрясений по времени, а также определению зависимости этих параметров от магнитуды событий, для которых они были рассчитаны. Для этого использовались компьютерные программы, описание работы которых приведено в предыдущей главе.

4.1. Методика решения задачи.

В рамках данного исследования были рассмотрены четыре района в пределах центральной Японии (первый район – 36-40 с.ш., 138-142 в.д.; второй район – 36-40 с.ш., 140-144 в.д.; третий район – 34-38 с.ш., 138-142 в.д.; четвертый район – 34-38 с.ш., 140-144 в.д.). В первых двух случаях тектоника района определяется главным образом субдукцией Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, а в двух других – некоторую роль начинает играть также Филиппинская плита (Рис.20).

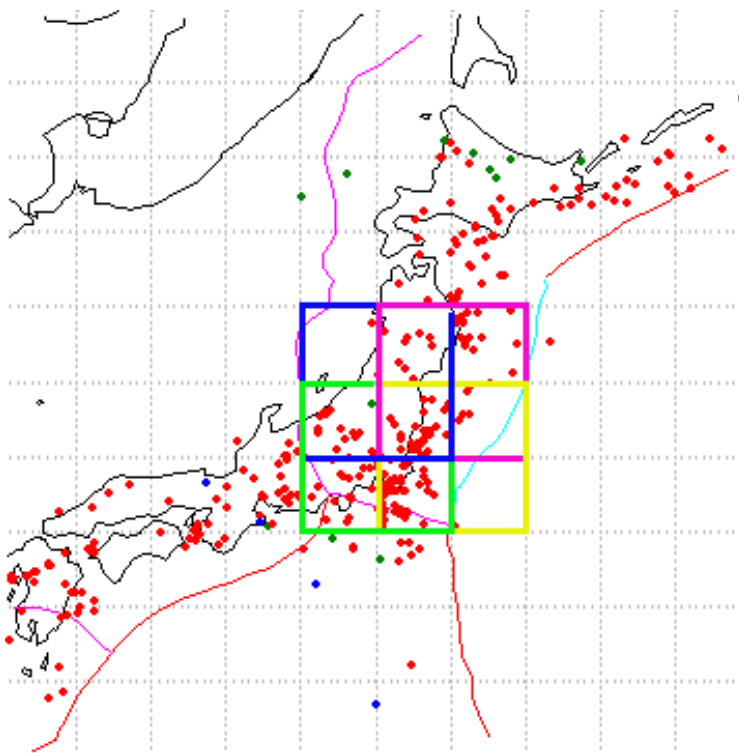






Рис.20. Исследуемые районы.

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Первый район (36-40 с.ш., 138-142 в.д.) |  | Третий район (34-38 с.ш., 138-142 в.д.) |
|  | Второй район (36-40 с.ш., 140-144 в.д.) |  | Четвертый район (34-38 с.ш., 140-144 в.д.) |

В каждом из районов по данным каталога JMA9296 отбирались землетрясения с магнитудой 5.0 и выше, произошедшие в течение одного года (последовательно рассматривались 1992, 1993, 1994 и 1995 годы). Наборы землетрясений, произошедшие на временном интервале ± 10 суток от даты каждого крупного землетрясения, последовательным образом становились исходной информацией для компьютерной обработки, называемой в предыдущей главе «процессом первоначального считывания данных». То есть производилась обычная первичная обработка, но в качестве пространственных границ выступала исследуемая область, а временных – интервал ± 10 суток от фиксированного крупного события.

В качестве выходных динамических характеристик на данном этапе исследования выступали:

1) коэффициент пространственного окружения - отношение числа землетрясений, попадающих в сферу с центром, совпадающим с гипоцентром рассматриваемого события, и радиусом 50 км, к общему количеству землетрясений в рассматриваемом районе;

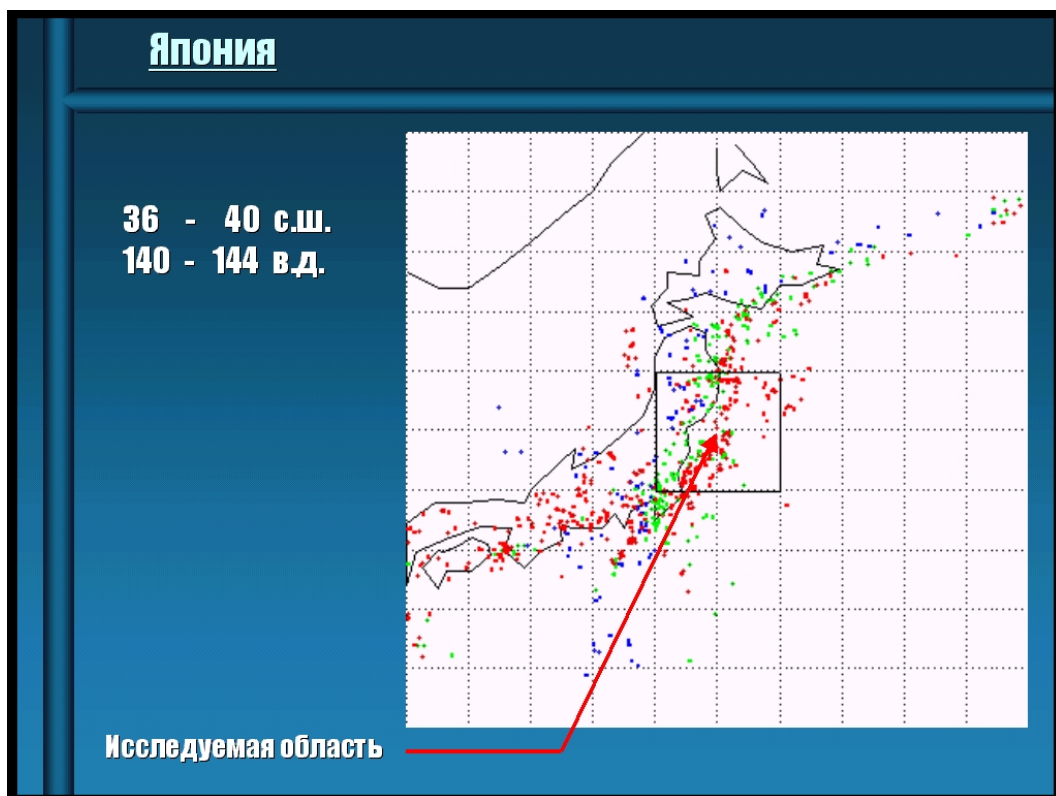
2) коэффициенты сортировки и асимметрии распределения землетрясений по времени, получаемые на основании анализа соответствующей кумулятивной кривой.

В итоге были построены графики зависимости рассматриваемых динамических характеристик от магнитуды землетрясений, для которых они были рассчитаны. Таким образом, для каждого из исследуемых районов должно было быть построено по 4 серии таких графиков – для крупных землетрясений 1992, 1993, 1994 и 1995 годов (1996 год не рассматривался, так как в используемом каталоге имелись данные только до октября этого года). На самом деле таких серий получено меньше – вследствие отсутствия достаточного количества крупных землетрясений в том или ином районе за тот или иной год.

4.2. Результаты и их обсуждение.

В результате проделанной работы были установлены следующие закономерности:

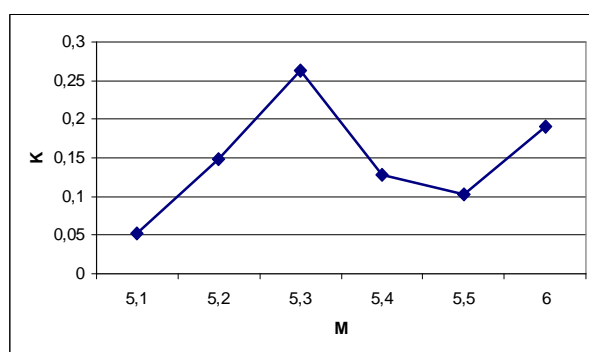
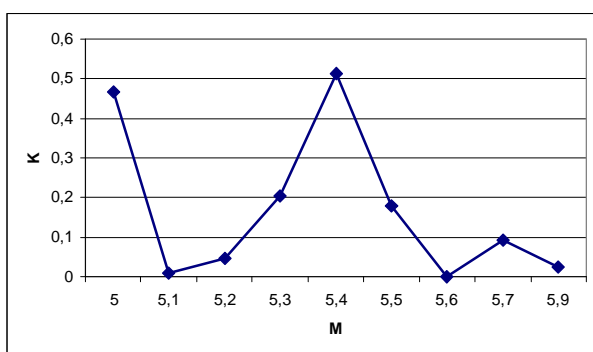
1) для зависимости коэффициента пространственного окружения от магнитуды. При значениях магнитуды от 5.1 до 5.3-5.4 для коэффициента пространственного окружения наблюдается некоторая тенденция к росту, а при значениях от 5.3-5.4 до 6 и более наблюдается его спад (Рис.21). Это позволяет сделать вывод о том, что ни один из предложенных в методической главе механизмов не выполняется – на всем интервале магнитуд крупных землетрясений не наблюдается ни увеличения коэффициента пространственного окружения, ни его уменьшения. Полученная картина говорит о том, что на разных диапазонах магнитуд мы, по всей видимости, имеем реализацию разных механизмов:



1993 г.

1994 г.

а)



б)

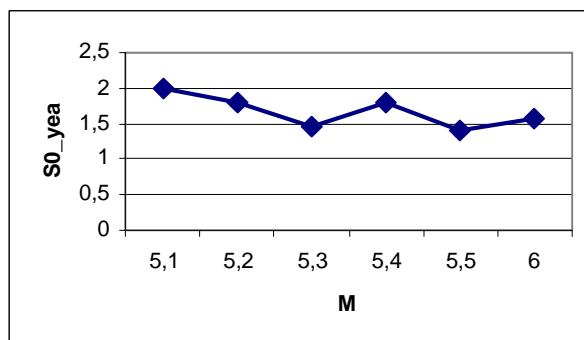
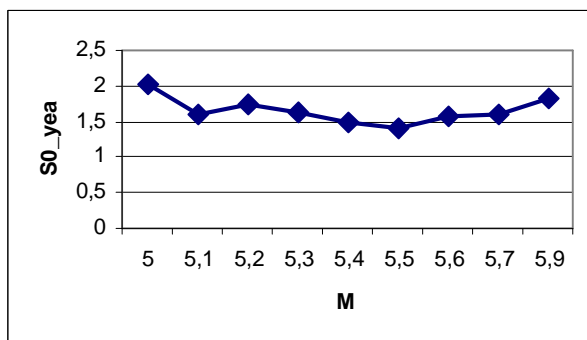


Рис.21. Иллюстрация закономерности в зависимости коэффициента пространственного окружения (а) и коэффициента сортировки распределения по времени (б) от магнитуды на примере графиков за 1993 и 1994 гг. для второго района.

- на интервале до 5,3-5,4 работает понимание крупного события, как некоторой деструктивной силы, порождающей мелкие землетрясения и «стягивающей» их к себе;

- для землетрясений с магнитудой, большей, чем 5.3-5,4, выполняется механизм снятия нагрузки и напряжения в тектонически активизированном участке земной коры, когда крупные события не порождают сейсмическую активность в области своего пространственного нахождения, а наоборот понижают ее, причем делают это тем лучше, чем выше значение их магнитуды.

2) для зависимости коэффициента сортировки распределения по времени от магнитуды. Наблюдается повышение сортировки (т.е. уменьшение ее коэффициента) распределения по времени (приближение его к 1) при тех же значениях магнитуды 5.3-5.4 (Рис.21). Как следует из методической части, это говорит о том, что к землетрясениям с такой (5.3-5.4) магнитудой приурочено максимальное число событий не только в пространстве, но и во времени.

Значения коэффициента асимметрии для распределения землетрясений практически во всех случаях для всех магнитуд < 1 , что говорит о том, что в общем случае землетрясений, произошедших после рассматриваемого события, больше, чем произошедших до него, что в лишний раз подтверждает сложность прогноза землетрясений из-за малого числа предвестников.

Стоит также отметить, что параметры кумулятивных кривых определялись не только для распределения по времени, но и по магнитудам и глубинам. Однако видимая закономерность была установлена только для временных распределений.

С полным перечнем полученных при исследованиях в рамках решения рассматриваемой задачи результатов можно ознакомиться в Приложении №1.

Глава 5. Исследование особенностей проявления законов Гутенберга-Рихтера и Омори в пространственно-временном распределении форшоков и афтершоков.

В качестве теоретической основы этой, наиболее важной части работы, были приняты описанные в методической главе законы Гутенберга-Рихтера и Омори. Изучение особенностей их проявления производилось по данным каталога JMA9199 с помощью того же программного обеспечения, что использовалось в предыдущей задаче.

5.1. Методика решения задачи.

Из всего каталога были отобраны землетрясения с магнитудой, превышающей 7,0 баллов.

Первым этапом исследования было определение для каждого крупного землетрясения области и времени проявления его афтершоков.

Землетрясения, произошедшие сразу после зафиксированного события, подвергались применявшейся в предыдущей задаче обработке, но в данном случае рассматриваемой динамической характеристикой являлся коэффициент корреляции R полученного распределения по времени (с шагом 1 час или 1 день) с зависимостью $\lg(N)=-c*t+d$. Путем последовательных изменений пространственных и временных границ выделялись такие области и временные диапазоны, чтобы распределение по времени участвующих в расчетах землетрясений имело максимально близкое к 1 значение величины R , т.е. наилучшим образом отвечало закону Омори.

Вторым этапом исследования было определение параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для афтершоков и форшоков отобранных землетрясений.

Форшоками считались землетрясения, произошедшие до крупного события в районе, принятом за область афтершоков. Время форшоков выбиралось таким образом, чтобы в этот интервал попадало достаточное количество землетрясений для построения логарифмических графиков и усредняющей прямой.

5.2. Результаты и их обсуждение.

5.2.1. Выявление областей афтершоков на основании закона Омори.

В результате проведенного отбора крупных землетрясений из каталога JMA9199 было отобрано двенадцать землетрясений, у которых магнитуда больше 7,0. Области афтершоков были выявлены для восьми из двенадцати отобранных землетрясений (Рис.22). Землетрясения, для которых не удалось установить области афтершоков, характеризовались большой глубиной гипоцентра и расположением в относительно малосейсмичных районах.

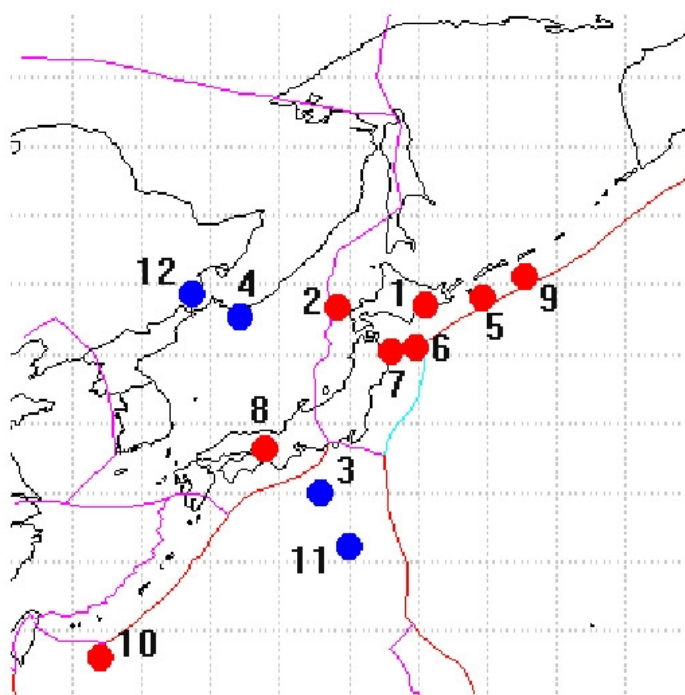


Рис.22. Землетрясения с магнитудой $> 7,0$ в период времени с 01.01.1991 по 30.06.1999 (по данным каталога JMA9199).

Красным цветом показаны землетрясения, для которых удалось установить области афтершоков, синим – для которых не удалось.

Области афтершоков, полученные на основании анализа распределений по времени с шагом 1 час (часовой масштаб рассмотрения) в целом совпадают с областями, определенными по распределениям с шагом 1 день (суточный масштаб рассмотрения). Площадь этих районов изменялась в пределах от 5 до 40 тысяч квадратных километров, причем никакой зависимости между магнитудой главного события и площадью области его афтершоков установлено не было (Рис.23). Если сравнивать эти данные с результатами предшественников (см. методическую главу), то сами по себе площади проявления афтершоков оказываются сопоставимы (у Т.Уцу и А.Сэки они получались порядка 500-10000 км²), а вот наличие какой-либо связи между размерами этих областей и магнитудой главного события полностью опровергается.

Из восьми землетрясений, для которых были определены области афтершоков, для трех времена проявления афтершоков, полученные на разных масштабах рассмотрения, оказались сопоставимы и изменялись в пределах от 3-4 до 10-11 суток. В остальных случаях на часовом масштабе время афтершоков составляло первые сутки (от 23 часов до 13 суток), а на суточном – первые месяцы (от одного до четырех). Стоит также отметить, что наиболее высокие значения R (более 0,9) фиксировались на суточном масштабе и именно в тех трех случаях, когда на разных масштабах рассмотрения были близки интервалы афтершоков (Таблица 2).

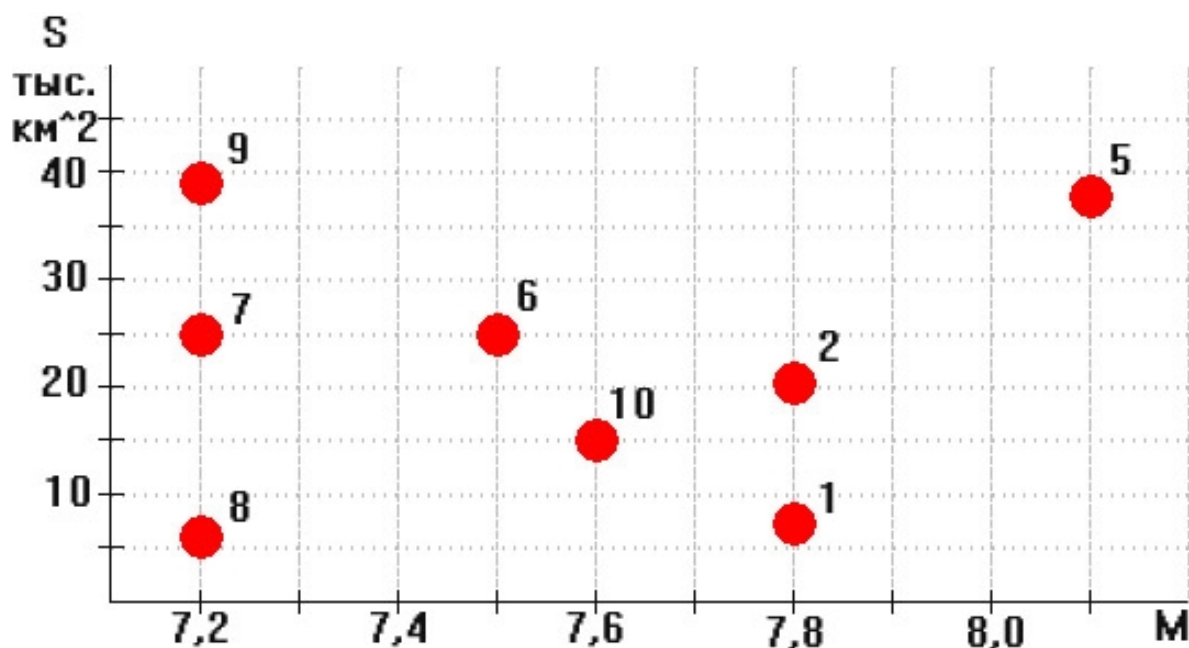


Рис.23. Соотношение между площадью афтершоков и магнитудой землетрясения.

Таблица 2. Выявленные времена проявления афтершоков.

№ п/п	Распределение по времени							
	Часовой масштаб				Суточный масштаб			
	Промежуток времени	Количество землетрясений	c	R	Промежуток времени	Количество землетрясений	c	R
1	38 часов	180	-0,034	0,926	1,5 месяца	781	-0,015	0,663
2	75 часов	1012	-0,008	0,689	4 месяца	4124	-0,013	0,888
5	332 часа	3185	-0,003	0,786	2,5 месяца	5769	-0,014	0,859
6	204 часа	989	-0,005	0,769	1 месяц	1871	-0,035	0,874
7	23 часа	228	-0,057	0,83	1 месяц	946	-0,028	0,785
8	192 часа	2350	-0,006	0,827	11 дней	2540	-0,107	0,98
9	76 часов	194	-0,012	0,77	6 дней	242	-0,187	0,901
10	61 час	87	-0,01	0,727	4 дня	93	-0,332	0,972

5.2.2. Изучение особенностей параметра b в законе Гутенберга-Рихтера.

Последним этапом настоящей работы было определение значений параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для форшоков и афтершоков отобранных крупных землетрясений и их сопоставление. В данном случае для расчетов отбирались только те землетрясения, которые попадали в область афтершоков анализируемого события, так что пространственные границы были заданы однозначно. Точно также однозначно были определены и временные границы для вычисления параметра b афтершоков – они совпадали со временем их проявления (полученного на суточном или часовом масштабе). Наиболее сложным моментом был выбор интервала времени до главного события, который можно считать за время форшоков, т.к. для последних нет такого четкого, дающего определение закона, как для афтершоков. При поисках этого диапазона выполнялось жесткое следование двум принципам:

- 1) чтобы в выбранный временной интервал попадало достаточное для построения логарифмических графиков и усредняющей прямой количество землетрясений;
- 2) чтобы при незначительных изменениях выбранного диапазона (в большую или меньшую сторону) не происходило резких колебаний в значениях b , т.е. выбранное время форшоков должно характеризоваться устойчивостью этого параметра (насколько вообще можно говорить об устойчивости применительно к таким вещам).

В итоге, форшоки были определены для семи из восьми рассматриваемых крупных землетрясений (землетрясения без афтершоков в рассмотрении не участвовали), при чем в шести случаях распределения форшоков по магнитудам дали резко повышенные значения параметра b (>1 при средних значениях 0,5-0,7) (Рис.24).

В половине случаев параметр b достигал максимальных значений при включении в расчеты землетрясений, произошедших за сутки до главного события, причем чаще всего повышенное значение оказывалось крайне неустойчивым (при изменении интервала на 1-2 часа величина параметра b опускалось ниже 1). Но при этом, при исключении из рассмотрения нескольких часов (от 5 до 8) до главного события, повышенное значение b сохранялось.

Для трех других землетрясений параметр b начинал принимать повышенные значения с интервалов от 25 дней до года до главного события. В двух случаях повышенные значения сохраняются даже при включении в интервал всех землетрясений рассматриваемого района с начала используемого каталога, а в одном - при расширении интервала до 2 месяцев. Во всех этих случаях исключение из рассмотрения довольно больших временных промежутков до главного события (от 5-10 дней до нескольких лет) не приводит к понижению параметра b .

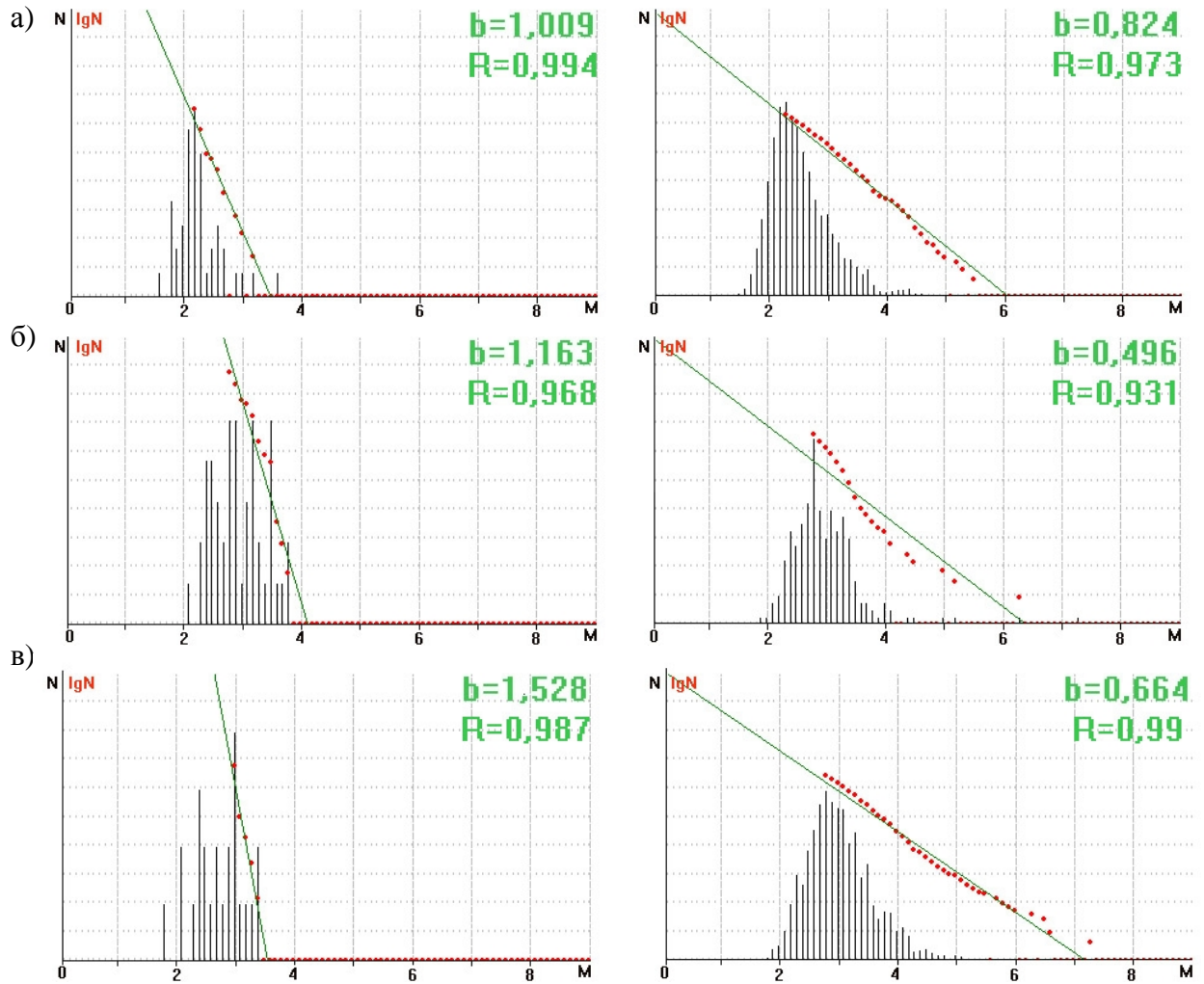


Рис.24. Иллюстрация более высоких значений параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для форшоков (слева), чем для афтершоков (справа) для землетрясений:
 а - №8 в нумерации приведенной на Рис.22 (дата главного события - 17.01.1995, масштаб рассмотрения при выявлении времени афтершоков - суточный),
 б - №7 (07.01.1995, часовой), в - №6 (28.12.1994, суточный).

Наиболее интересным моментом является тот факт, что включение в рассматриваемый интервал хотя бы одного часа после главного события всегда приводило к резкому понижению значений фиксируемого параметра (Рис.25).

Стоит также отметить, что все перечисленные выше закономерности установлены для кумулятивного распределения логарифмов количества землетрясений по магнитудам. Каких либо особенностей поведения частотного распределения, кроме того, что оно, отражая в целом те же тенденции, что и кумулятивное, стабильно дает более низкие значения коэффициента корреляции R , обнаружено не было.

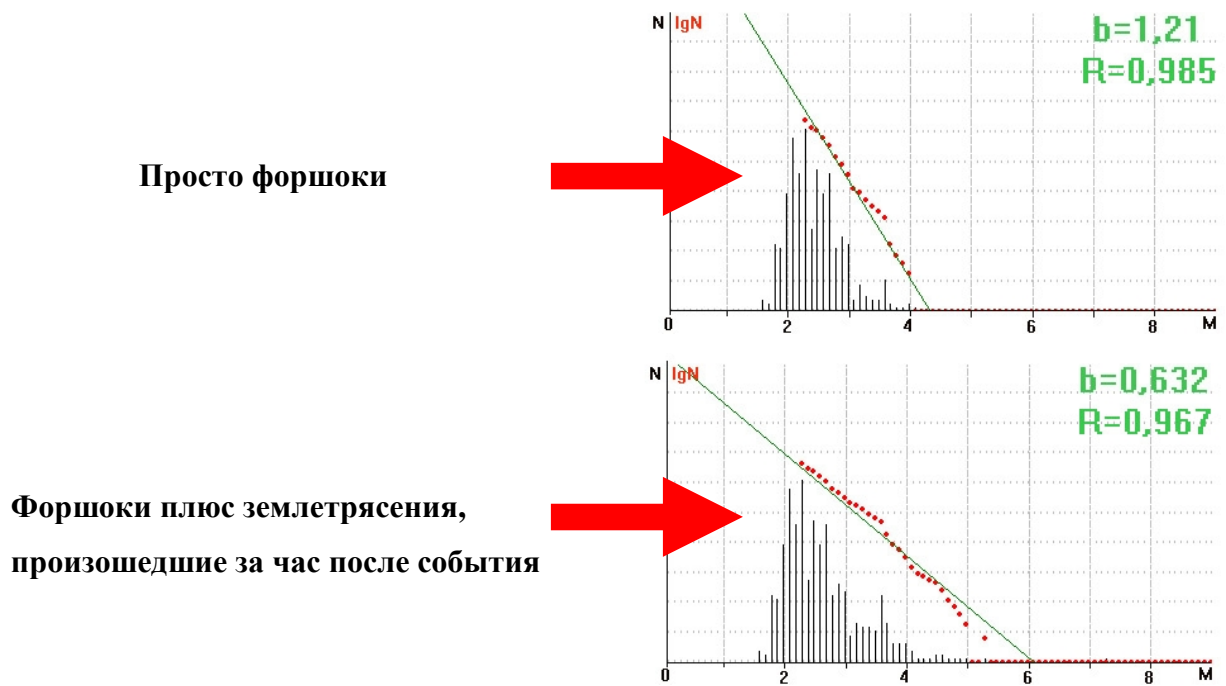


Рис.25. Включение в рассмотрение 1 часа после события.

Главным результатом является выявление более высоких значений параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для распределений форшоков, чем для распределения афтершоков. Иными словами, перед крупным землетрясением в некоторой области, где оно должно произойти, устанавливается такой сейсмический режим, в распределении землетрясений которого относительная доля крупных событий мала, т.е. выделяется пониженное количество сейсмической энергии. Это может быть проинтерпретировано как накопление напряжений, которые снимаются после главного события, что отражается в резком уменьшении величины параметра b .

Полный перечень полученных результатов приведен в Приложении №2.

Заключение.

В рамках настоящей работы был проведен анализ ряда динамических характеристик пространственно-временного распределения землетрясений по данным каталогов на территории Японии. В результате этих исследований было определено следующее:

1) особенность поведения зависимости коэффициента пространственного окружения от магнитуды сводится к тому, что этот коэффициент растет при значениях магнитуды от 5.1 до 5.3 - 5.4 и спадает при значениях от 5.3 - 5.4 до 6;

2) зависимость коэффициента сортировки распределения по времени от магнитуды ведет себя схожим образом, так что к землетрясениям магнитудой 5.3 - 5.4 приурочено максимальное число событий не только в пространстве, но и во времени;

3) значения коэффициента асимметрии для распределения землетрясений по времени практически во всех случаях для всех магнитуд < 1 (количество землетрясений, произошедших после рассматриваемого события, больше, чем произошедших до него);

4) площади областей афтершоков, определяемые на основании закона Омори, изменяются в пределах от 5 до 40 тысяч квадратных километров, причем никакой зависимости между магнитудой главного события и площадью области его афтершоков получено не было;

5) расчеты параметра b в законе Гутенберга-Рихтера для распределения форшоков дают резко повышенные значения (>1 при средних значениях 0,5 - 0,7).

На основании полученных результатов удалось прийти к пониманию крупного землетрясения как некоторого события, снимающего напряжение в тектонически активизировавшемся участке земной коры. Это следует из выводов по результатам работы:

1) сейсмическая активность, окружающая крупное событие (магнитудой $> 5,3 - 5,4$) в пространстве (коэффициент пространственного окружения) и времени (коэффициент сортировки распределения по времени), понижается с ростом магнитуды последнего;

2) перед крупным событием ($> 7,0$) выделяется пониженное количество сейсмической энергии по сравнению с энергией, выделяющейся после (параметр b в законе Гутенберга-Рихтера для форшоков и афтершоков).

Таким образом, проделана определенная работа по созданию инструмента и опробованию методики, позволяющей получать и подвергать анализу динамические характеристики пространственно-временного распределения землетрясений. Результаты, полученные в настоящей работе, должны быть подвергнуты тщательной проверке и анализу, они могут сыграть положительную роль в решении задачи прогноза землетрясений.

Список литературы.

1. Глушаков С.В., Сурядный А.С. Программирование на Visual Basic 6.0.- М:Фолио,2003.-512с.
2. Касахара К. Механика землетрясений.-М:Мир,1985.-264с.
3. Керниган Б., Ритчи Д. Язык программирования Си.-Спб:Невский Диалект,2004.- 352с.
4. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии).- М:Московский Университет,1996.-448с.
5. Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть 3. Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса. Заключение.-М:Московский Университет,1991.-272с.
6. Романовская Л.М., Русс Т.В., Свитковский С.Г. Программирование в среде Си для ПЭВМ ЕС.-М:Финансы и статистика,1992.-352.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. -М:Московский Университет,2005.-560с.
8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000).-М:Научный мир,2001.- 606с.
9. Bird P. An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001 GC000252.
10. Bodri B., Iizuka S. Earthquake cutoff depth as a possible geothermometer – applications to central Japan. *Tectonophysics*, 1993, 225, pp. 63-78.
11. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Island: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *The Island Arc*, 1997, 6, pp.121-142.
12. Oncel A. O., Wilson T.H., Nishizawa O. Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values. *Journal of geophysical research*, 2001, vol. 106, No.B10, pp. 21,827-21,841.
13. Stern R.J. Subduction zone. *Rev: Geophys.*, 2002, 40(4), 1012, doi:10.1029/2001 RG000108.

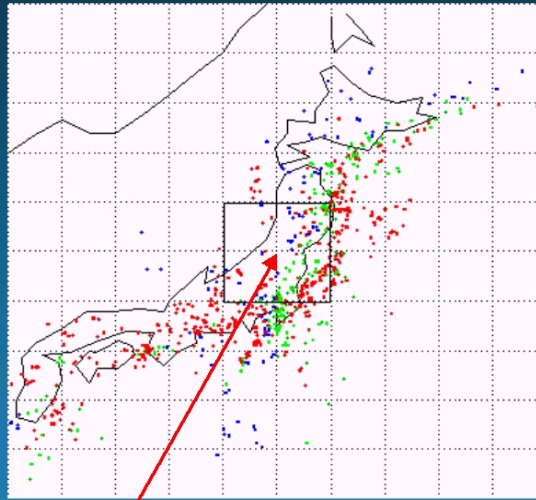
Приложение №1.

В настоящем приложении приведены графики, полученные в результате обработки каталога землетрясений JMA9296 по четырем районам Центральной Японии в рамках решения задачи об определении зависимости коэффициента пространственного окружения и коэффициента сортировки распределения землетрясений по времени от магнитуды.

В приведенных ниже графиках были использованы следующие условные обозначения: M - магнитуда, K – коэффициент пространственного окружения, $S0_dep$ - коэффициент сортировки распределения по глубинам, Sa_dep - коэффициент асимметрии распределения по глубинам, $S0_mag$ - коэффициент сортировки распределения по магнитудам, Sa_mag - коэффициент асимметрии распределения по магнитудам, $S0_yea$ - коэффициент сортировки распределения по времени, Sa_yea - коэффициент асимметрии распределения по времени.

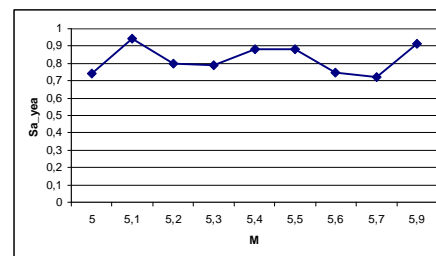
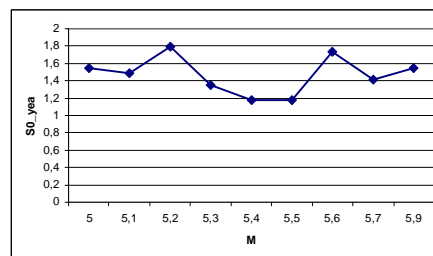
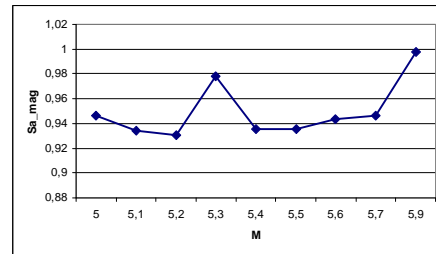
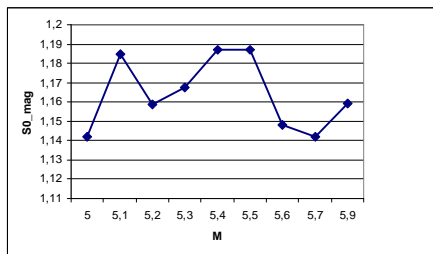
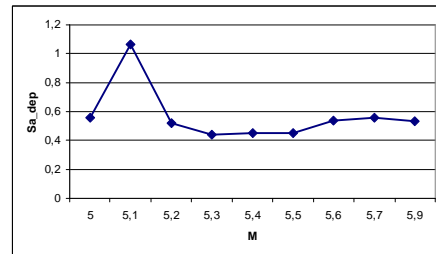
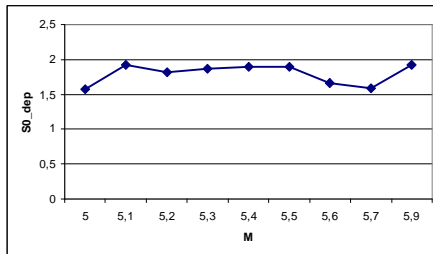
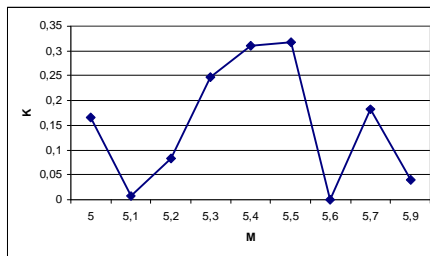
Япония

36 - 40 с.ш.
138 - 142 в.д.



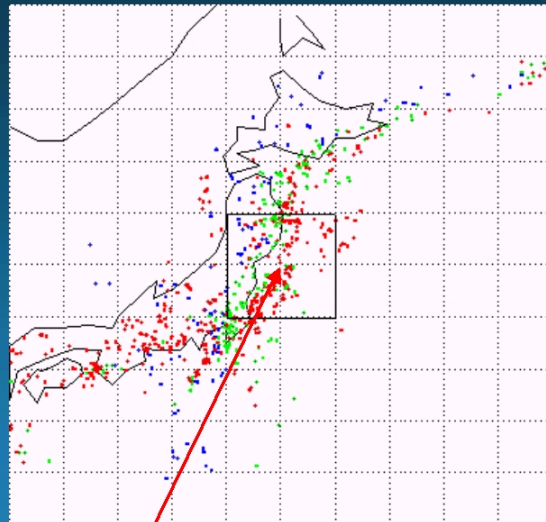
Исследуемая область

1993 год



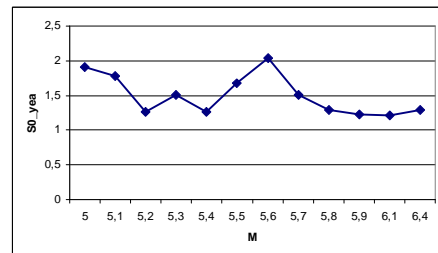
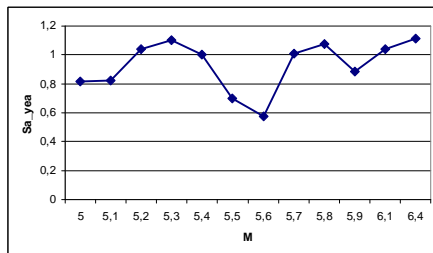
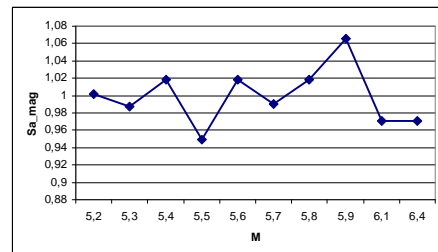
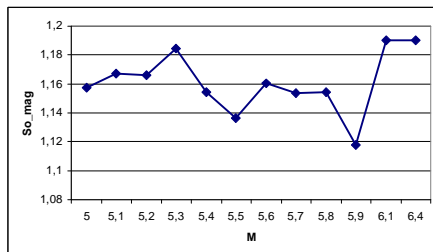
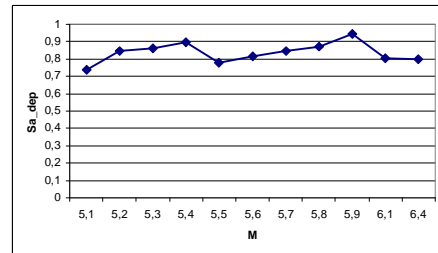
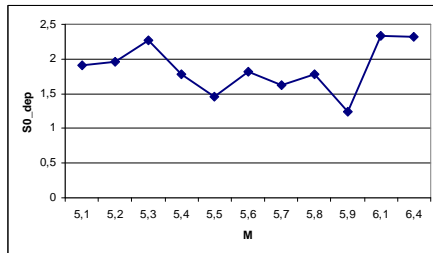
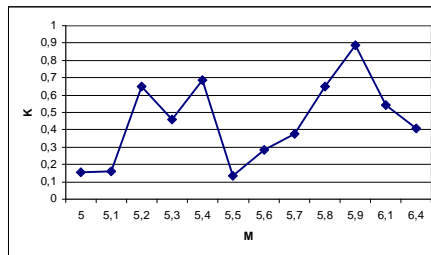
Япония

36 - 40 с.ш.
140 - 144 в.д.

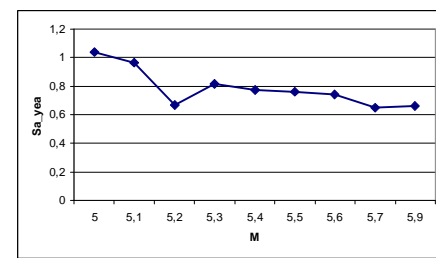
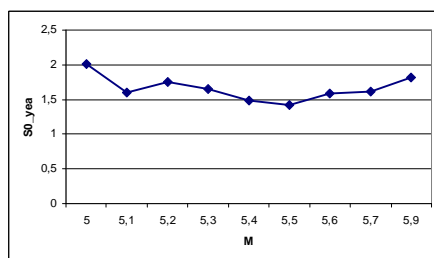
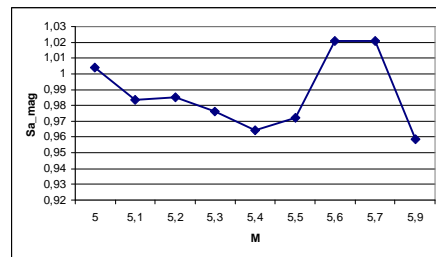
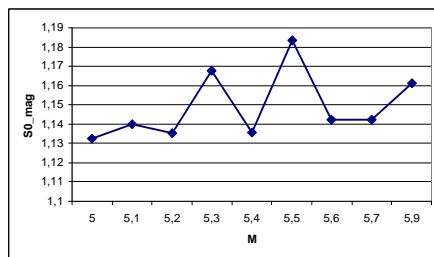
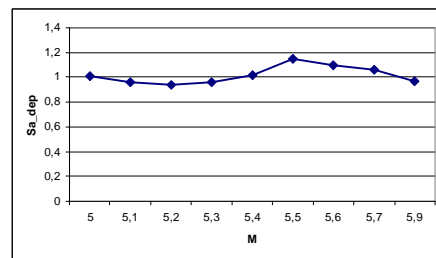
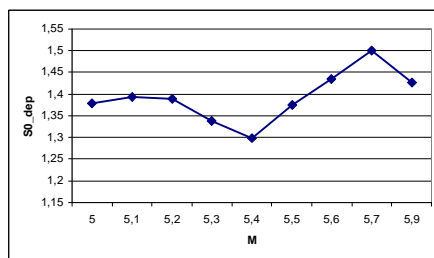
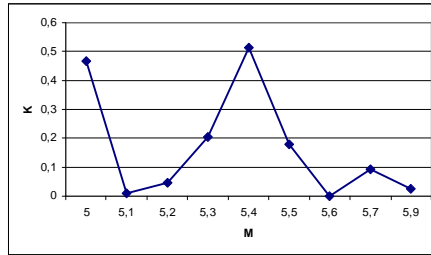


Исследуемая область

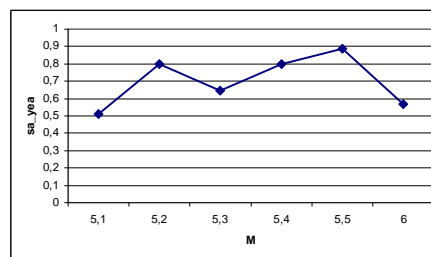
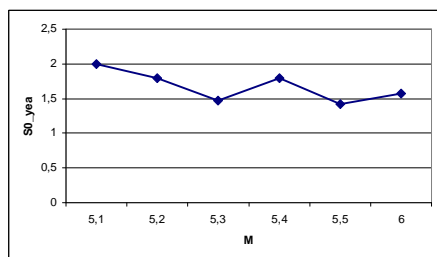
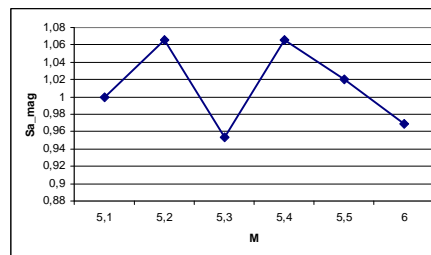
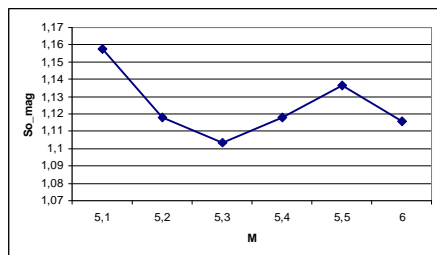
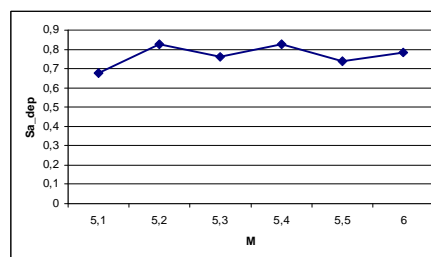
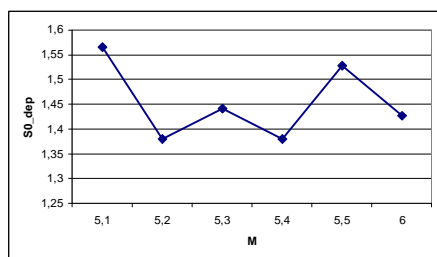
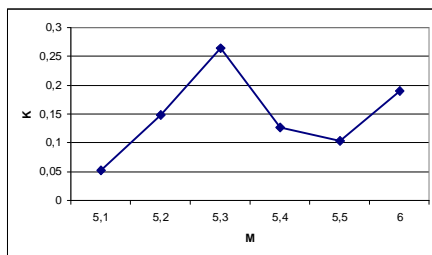
1992 год



1993 год

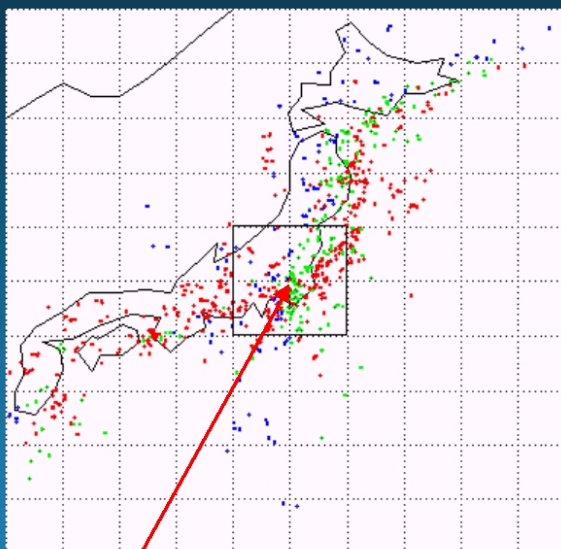


1994 год



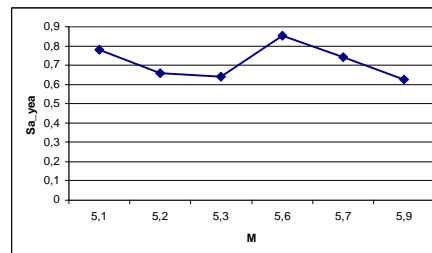
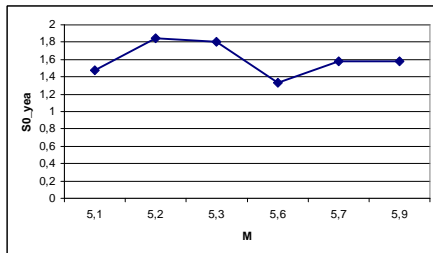
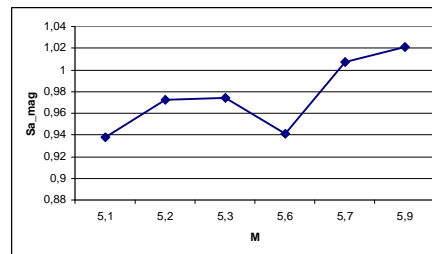
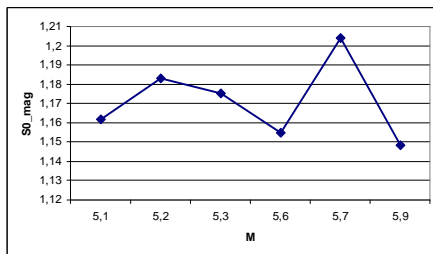
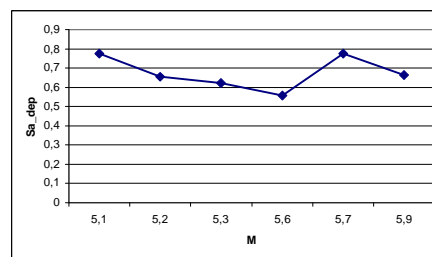
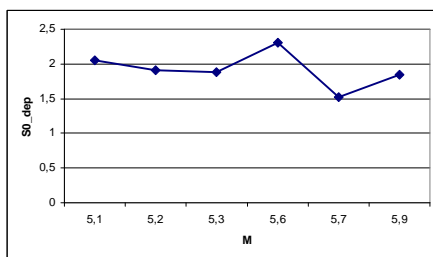
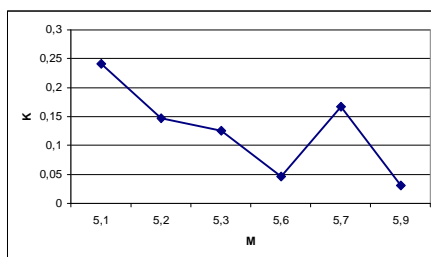
Япония

34 - 38 с.ш.
138 - 142 в.д.

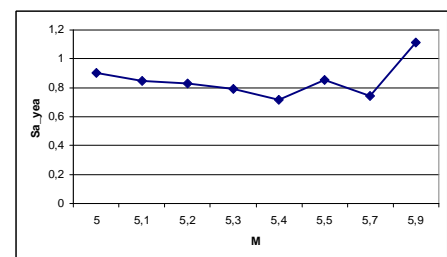
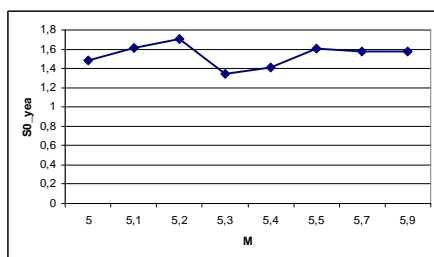
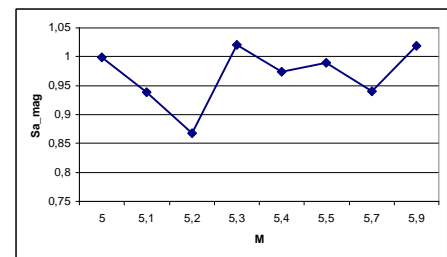
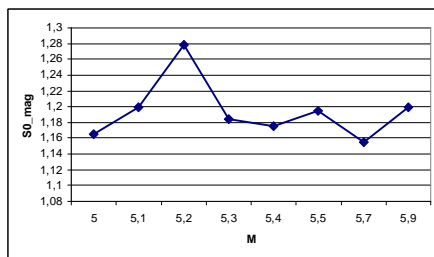
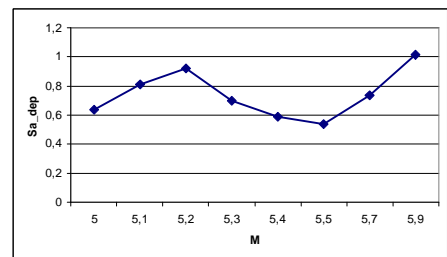
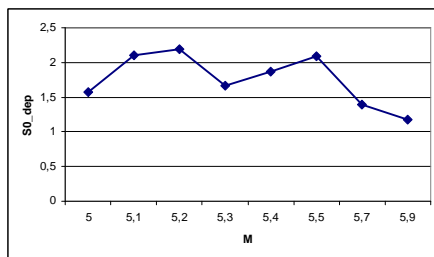
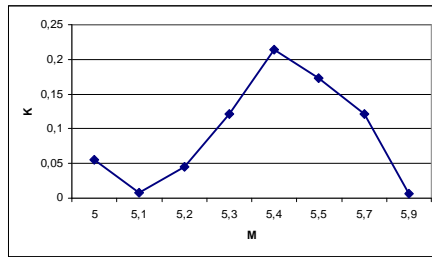


Исследуемая область

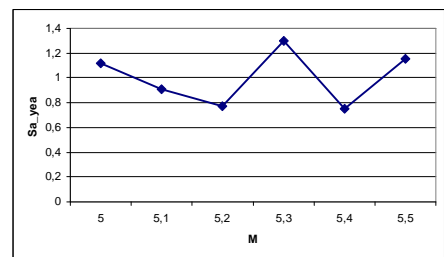
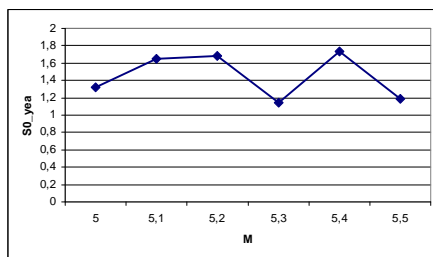
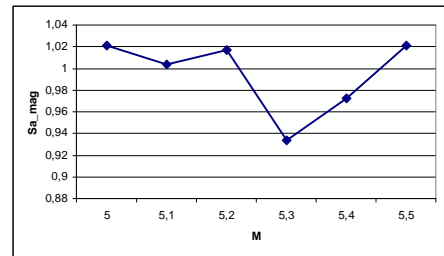
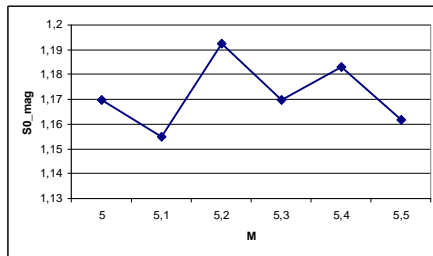
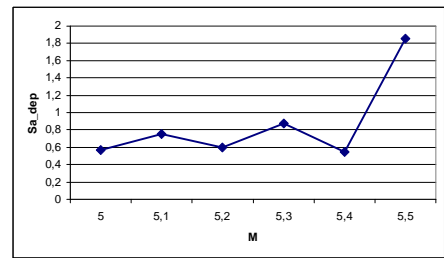
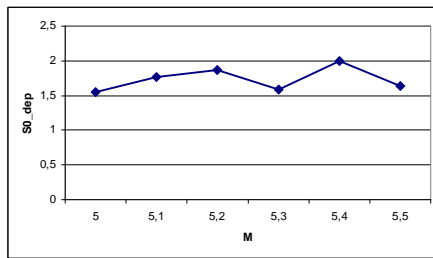
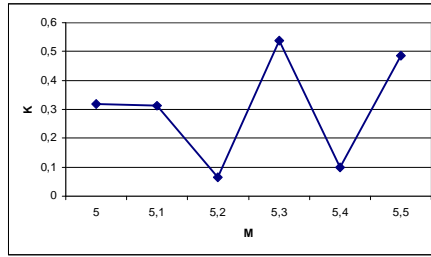
1992 год



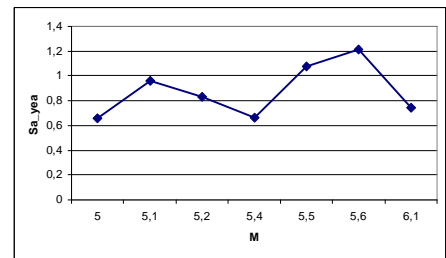
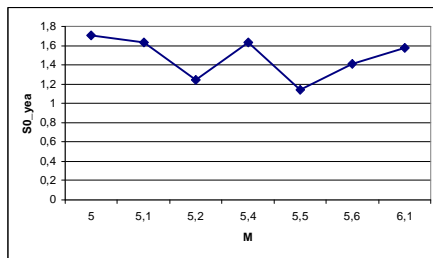
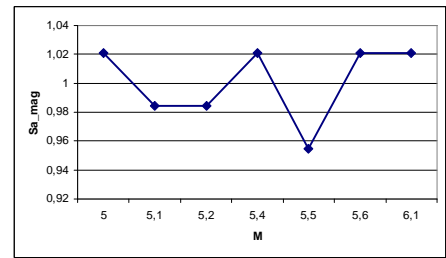
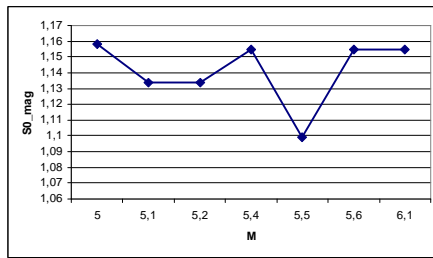
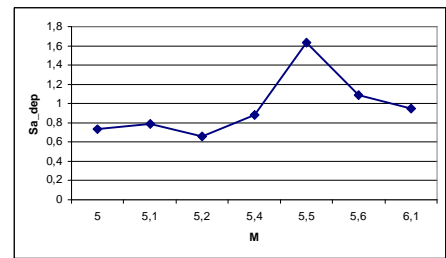
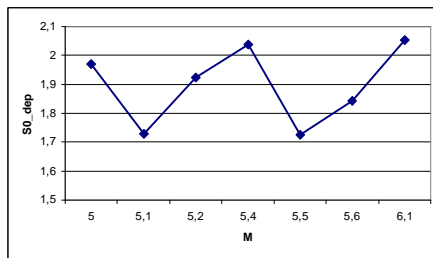
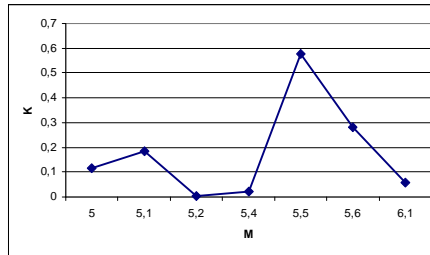
1993 год



1994 год

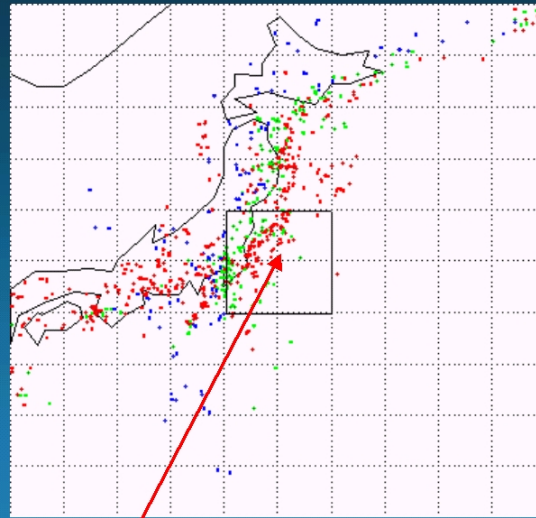


1995 год



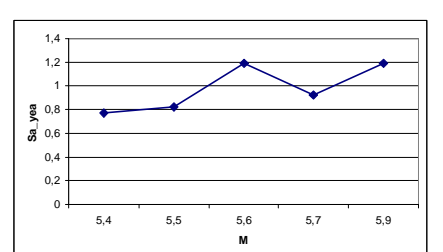
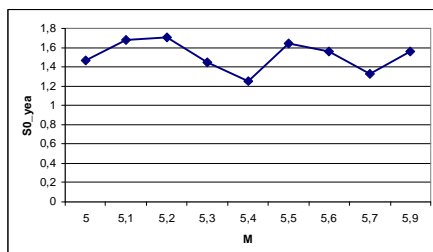
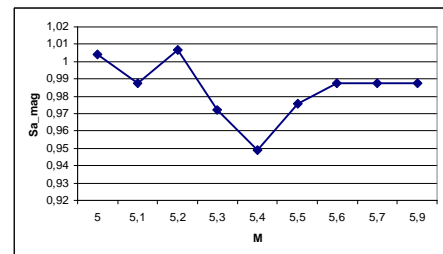
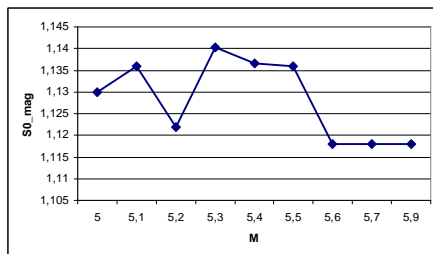
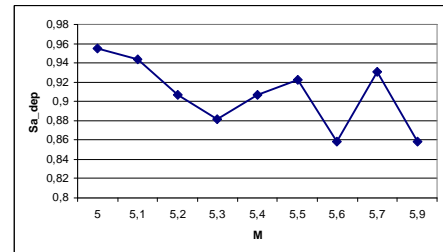
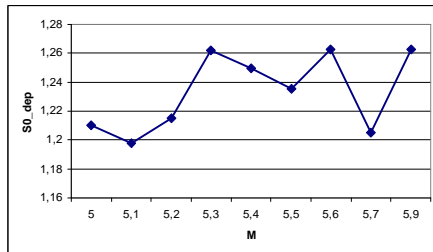
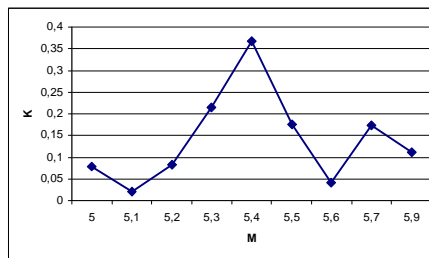
Япония

34 - 38 с.ш.
140 - 144 в.д.

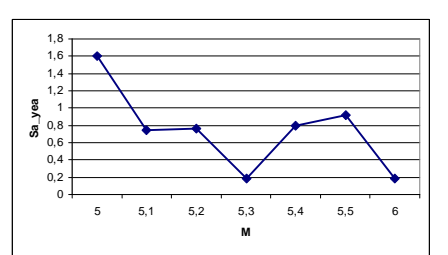
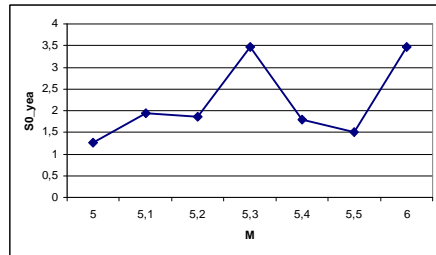
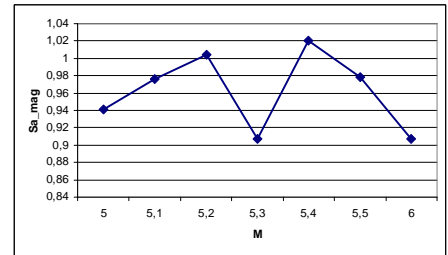
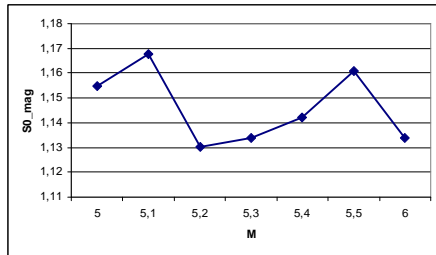
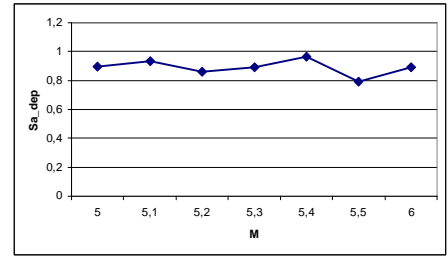
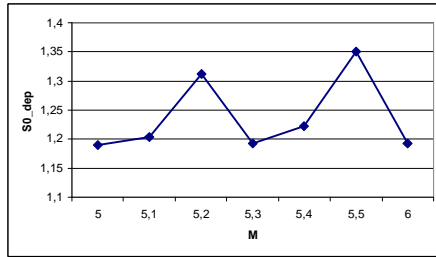
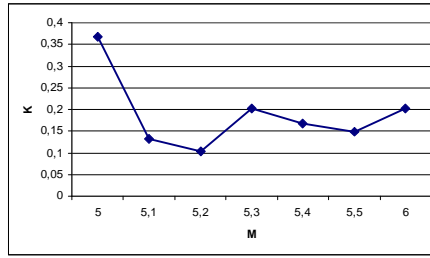


Исследуемая область

1993 год



1994 год



Приложение №2.

В настоящем приложении приведены результаты обработки 12 крупных (>7.0 баллов) землетрясений Японии по данным каталога JMA9199 в рамках решения задачи изучения особенностей проявления законов Гутенберга-Рихтера и Омори в пространственно-временном распределении форшоков и афтершоков крупных землетрясений.

Для каждого крупного события указаны:

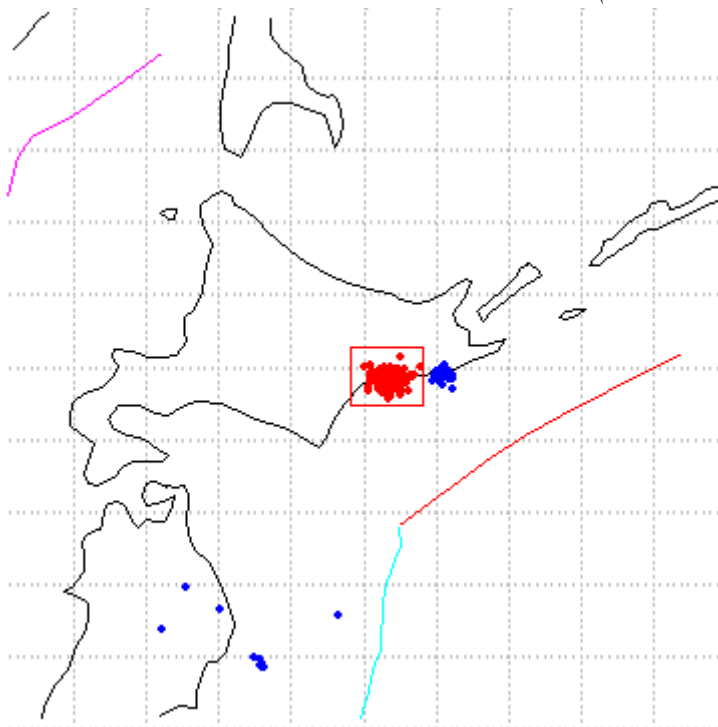
- 1) дата, время, координаты, глубина гипоцентра и магнитуда самого крупного землетрясения;
- 2) координаты области афтершоков;
- 3) время распространения афтершоков при часовом масштабе рассмотрения, количество зафиксированных в этом распределении землетрясений, наклон усредняющей распределение по времени прямой и коэффициент корреляции этого усреднения;
- 4) то же, при суточном масштабе;
- 5) время распространения форшоков, количество зафиксированных в этом распределении землетрясений, наклон усредняющей распределение по времени прямой и коэффициент корреляции этого усреднения (для частотных и кумулятивных графиков);
- 6) то же, для афтершоков.

- 1) Дата: 15.01.1993
Время: 20:06:07
Координаты: 144,356667 з.д., 42,916667 с.ш.
Глубина: 100 км
Магнитуда: 7,8

Район 143,8-144,8 з.д.; 42,5-43,3 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
15.01.1993 20:06:06 – 17.01.1993 9:06:06 (38 часов).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 169;
 $a=-0,033$, $R=0,902$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
15.01.1993 20:06:06 – 24.02.1993 20:06:06 (полтора месяца).
Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 337;
 $a=-0,029$, $R=0,744$.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

на промежутке времени

15.01.1992 20:06:06 – 15.01.1993 20:06:06 (1 год назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 65;

Частотное распределение: $a=-0,153$, $R=0,504$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,464$, $R=0,938$.

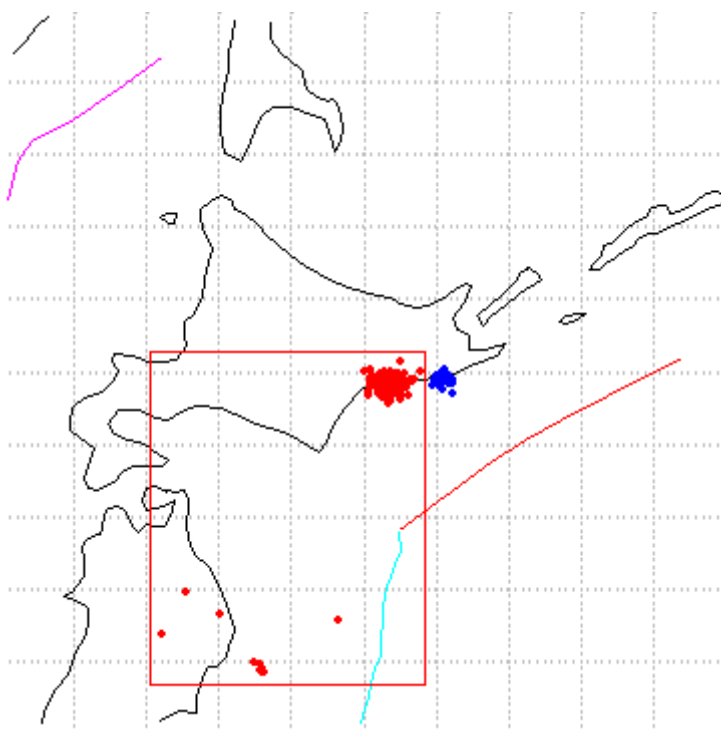
б) Афтершоки

На интервале в 2 месяца и более – недостаточно землетрясений для определения a .
(хотя землетрясений за 2 месяца – 374)

Район 141,0-144,8 з.д.; 38,7-43,3 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
15.01.1993 20:06:06 – 17.01.1993 9:06:06 (38 часов).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 180;
 $a=-0,034$, $R=0,926$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
15.01.1993 20:06:06 – 24.02.1993 20:06:06 (полтора месяца).
Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 781;
 $a=-0,015$, $R=0,663$.

2) Распределение по магнитудам

а) *Форшоки*

1) на промежутке времени

15.08.1992 20:06:06 – 15.01.1993 20:06:06 (5 месяцев назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 1934;

Частотное распределение: $a=-0,769$, $R=0,932$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,837$, $R=0,994$.

2) на промежутке времени

14.01.1993 20:06:06 – 15.01.1993 20:06:06 (сутки назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 24;

Частотное распределение: $a=-0,778$, $R=0,724$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,308$, $R=0,921$.

Примечание: при изменении интервала параметры меняются сильно и резко.

б) *Афтершоки*

1) на промежутке времени

15.01.1993 20:06:06 – 24.02.1993 20:06:06 (полтора месяца вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 781;

Частотное распределение: $a=-0,375$, $R=0,768$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,534$, $R=0,931$.

3) на промежутке времени

15.01.1993 20:06:06 – 17.01.1993 9:06:06 (38 часов вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 180;

Частотное распределение: $a=-0,035$, $R=0,414$;

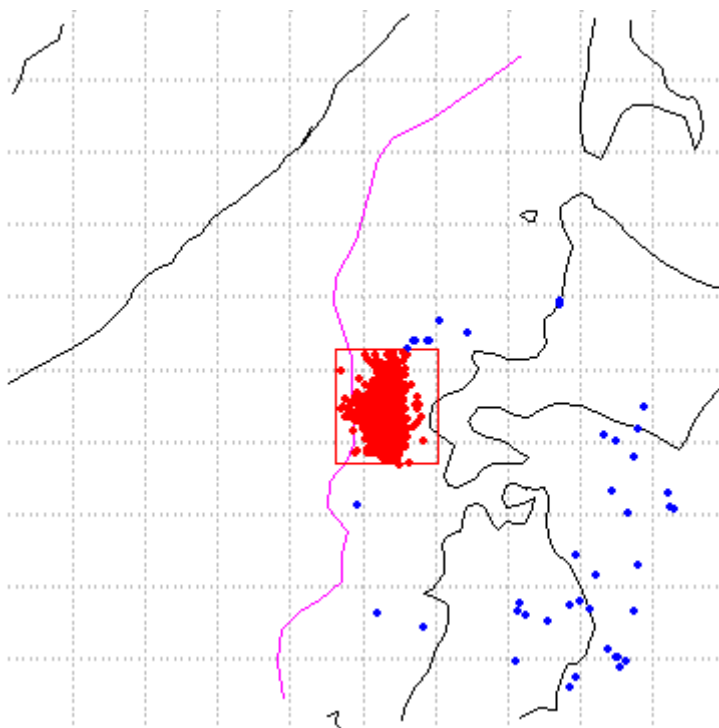
Кумулятивное распределение: $a=-0,16$, $R=0,851$.

- 2) Дата: 12.07.1993
Время: 22:17:11
Координаты: 139,183333 з.д., 42,78 с.ш.
Глубина: 35 км
Магнитуда: 7,8

Район 138,6-140,0 з.д.; 41,7-43,3 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
12.07.1993 22:17:10 – 16.07.1993 1:17:10 (75 часов).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 1012;
 $a=-0,008$, $R=0,689$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
12.07.1993 22:17:10 – 12.11.1993 22:17:10 (4 месяца).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 4124;
 $a=-0,013$, $R=0,888$.

2) Распределение по магнитудам

а) *Форшоки*

на промежутке времени

12.07.1993 22:17:10 – 12.11.1993 22:17:10 (1 год назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 26;

Частотное распределение: $a=-0,252$, $R=0,226$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,219$, $R=0,992$.

Примечание: (на меньших интервалах – невозможно построение усредняющей прямой, на больших (+3 месяца) – схожие значения).

б) *Афтершоки*

1) на промежутке времени

12.07.1993 22:17:10 – 12.11.1993 22:17:10 (4 месяца вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 4124;

Частотное распределение: $a=-0,793$, $R=0,904$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,901$, $R=0,96$.

2) на промежутке времени

12.07.1993 22:17:10 – 16.07.1993 1:17:10 (75 часов вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 1012;

Частотное распределение: $a=-0,647$, $R=0,855$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,777$, $R=0,942$.

- 3) Дата: 12.10.1993
Время: 0:54:20
Координаты: 138,243333 з.д., 32,025 с.ш.
Глубина: 390 км
Магнитуда: 7,1

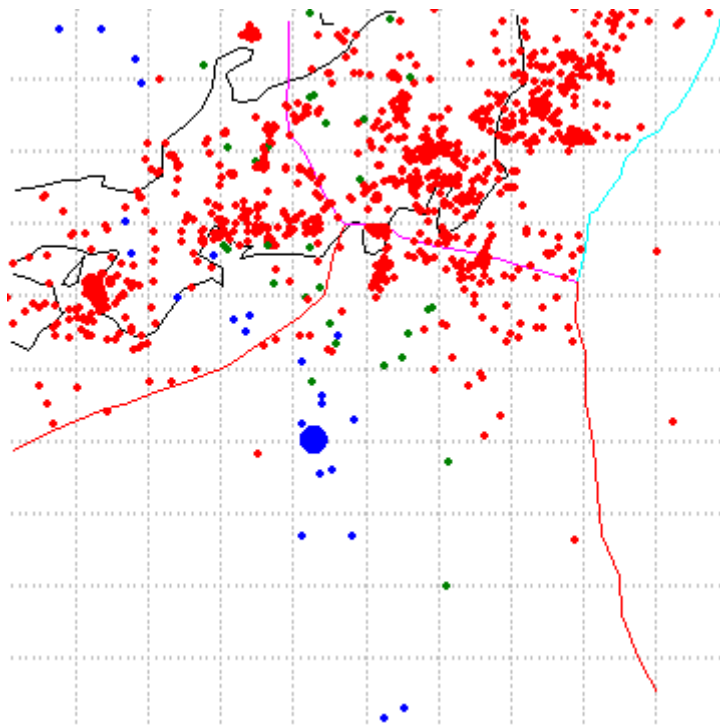


Рисунок – через 2 месяца после события (1280 землетрясений).
Область афтершоков не выявлена.

- 4) Дата: 22.07.1994
Время: 03:36:31
Координаты: 133.55 з.д., 42.276667 с.ш.
Глубина: 551 км
Магнитуда: 7,6

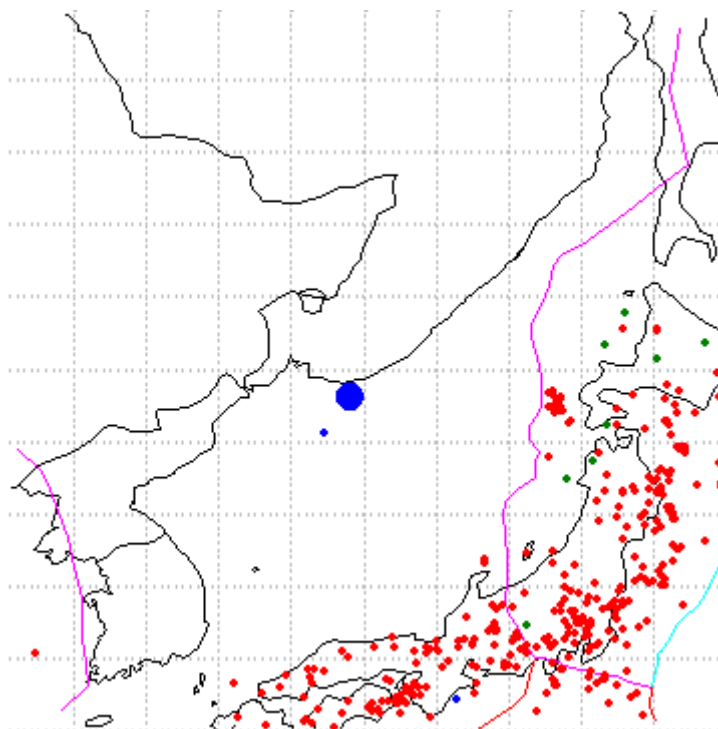


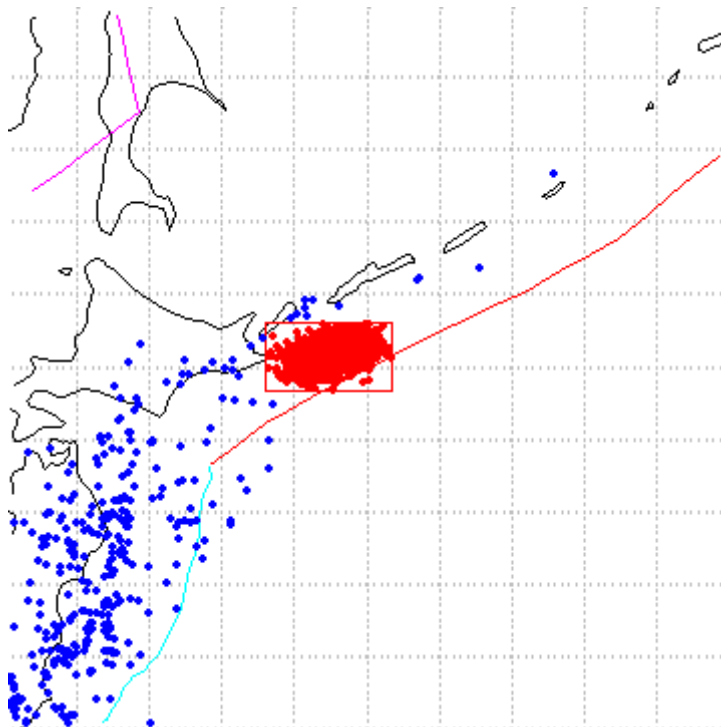
Рисунок – через 10 дней после события (383 землетрясений).
Область афтершоков не выявлена.

- 5) Дата: 04.10.1994
Время: 22:22:56
Координаты: 147,708333 з.д., 43,371667 с.ш.
Глубина: 23 км
Магнитуда: 8,1

Район 145,7-148,5 з.д.; 42,5-44,0 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
04.10.1994 22:22:55 – 18.10.1994 17:22:55 (332 часа).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 3185;
 $a=-0,003$, $R=0,786$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени

04.10.1994 22:22:55 – 23.12.1994 22:22:55 (2,5 месяца).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 5769;
 $a=-0,014$, $R=0,859$.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

на промежутке времени

04.04.1994 22:22:55 – 04.10.1994 22:22:55 (полгода назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 170;

Частотное распределение: $a=-0,245$, $R=0,724$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,548$, $R=0,987$.

б) *Афтершоки*

1) на промежутке времени

04.10.1994 22:22:55 – 23.12.1994 22:22:55 (2,5 месяца вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 5769;

Частотное распределение: $a=-0,746$, $R=0,952$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,85$, $R=0,988$.

2) на промежутке времени

04.10.1994 22:22:55 – 18.10.1994 17:22:55 (332 часа вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 3185;

Частотное распределение: $a=-0,668$, $R=0,938$;

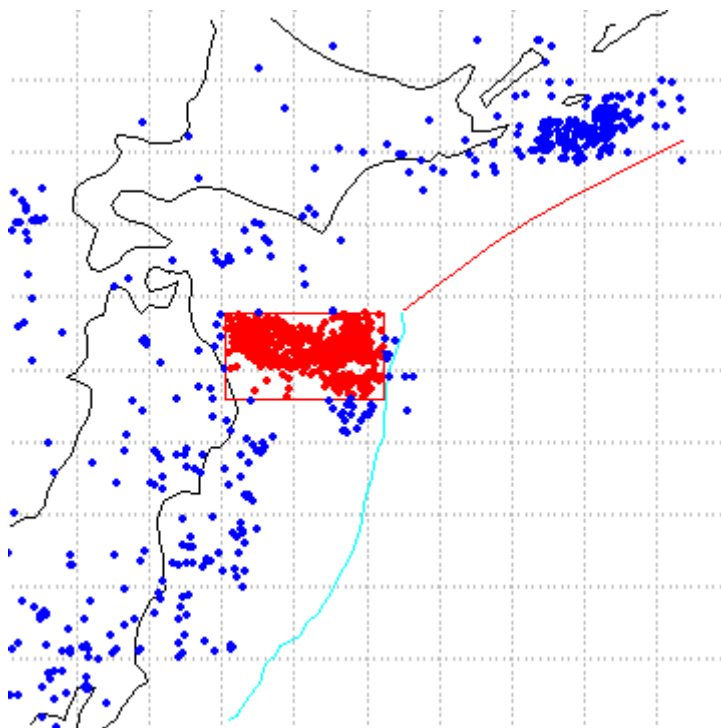
Кумулятивное распределение: $a=-0,799$, $R=0,988$.

- б) Дата: 28.12.1994
Время: 21:19:20
Координаты: 143.748333 з.д., 40.426667 с.ш.
Глубина: 7,5 км
Магнитуда: 7,5

Район 142,0-144,2 з.д.; 39,6-40,8 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
28.12.1994 21:19:19 – 06.01.1995 09:19:19 (204 часа).

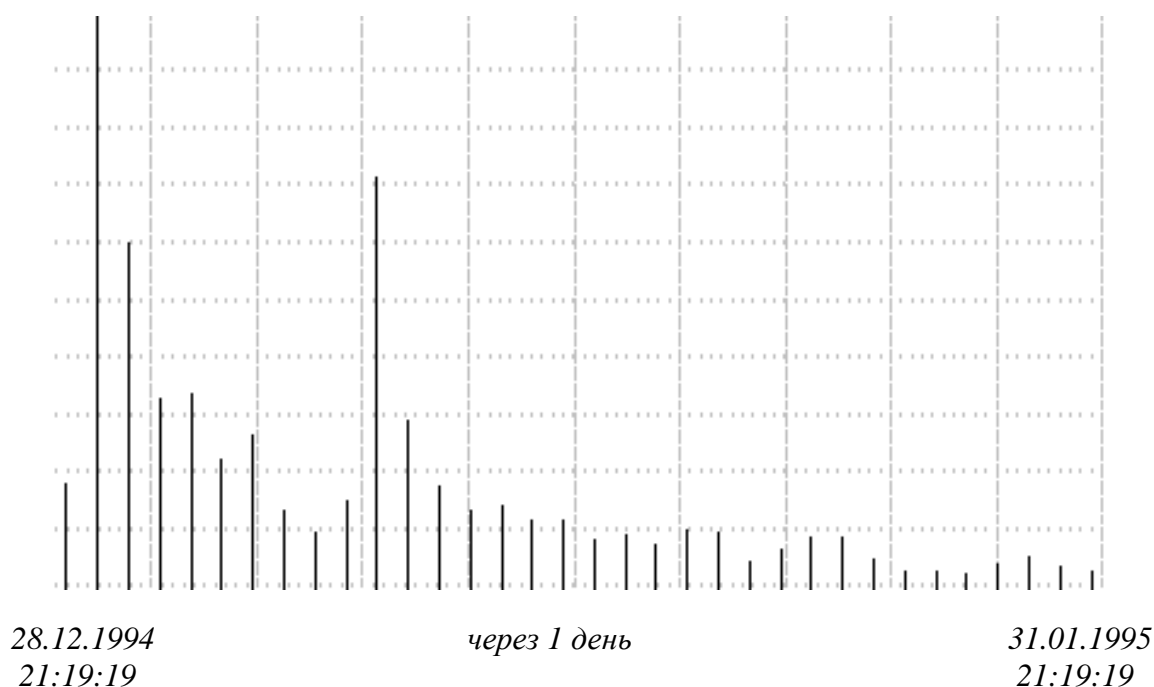


Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 989;
 $a=-0,005$, $R=0,769$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
28.12.1994 21:19:19 – 31.01.1995 21:19:19 (месяц).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 1871;
 $a=-0,035$, $R=0,874$.

Примечание:



Распределение по времени, где виден второй пик, соответствующий 07.01.1995 (интервал 28.12.1994 21:19:19 – 06.01.1995 09:19:19 выбран за время распространения автершоков на почасовом уровне). 07.01.1995 – дата следующего крупного землетрясения.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

на промежутке времени

28.08.1994 21:19:19 – 28.12.1994 21:19:19 (4 месяца назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 203;

Частотное распределение: $a=-0,662$, $R=0,838$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,025$, $R=0,985$.

б) Афтершоки

1) на промежутке времени

28.12.1994 21:19:19 – 31.01.1995 21:19:19 (месяц вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 1871;

Частотное распределение: $a=-0,588$, $R=0,927$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,664$, $R=0,99$.

2) на промежутке времени

28.12.1994 21:19:19 – 06.01.1995 09:19:19 (204 часа вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 989;

Частотное распределение: $a=-0,56$, $R=0,908$;

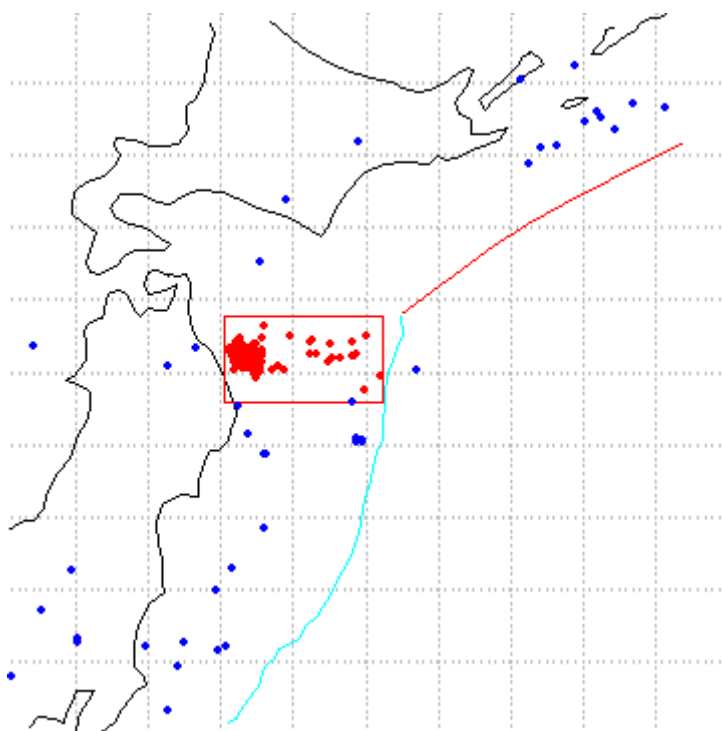
Кумулятивное распределение: $a=-0,66$, $R=0,991$.

- 7) Дата: 07.01.1995
Время: 07:37:37
Координаты: 142,308333 з.д., 40,22 с.ш.
Глубина: 47 км
Магнитуда: 7,2

Район 142,0-144,2 з.д.; 39,6-40,8 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
07.01.1995 07:37:36 – 08.01.1995 06:37:36 (23 часа).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 228;
 $a=-0,057$, $R=0,83$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
07.01.1995 07:37:36 – 11.02.1995 07:37:36 (месяц).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 946;
 $a=-0,028$, $R=0,785$.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

1) на промежутке времени

28.12.1995 07:37:36 – 07.01.1995 07:37:36 (до предыдущего землетрясения).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 827;

Частотное распределение: $a=-0,627$, $R=0,92$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,726$, $R=0,985$.

2) на промежутке времени

06.01.1994 07:37:36 – 07.01.1994 07:37:36 (сутки назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 47;

Частотное распределение: $a=-0,458$, $R=0,481$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,163$, $R=0,968$.

б) *Афтершоки*

1) на промежутке времени

07.01.1995 07:37:36 – 11.02.1995 07:37:36 (месяц вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 946;

Частотное распределение: $a=-0,569$, $R=0,887$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,688$, $R=0,962$.

2) на промежутке времени

07.01.1995 07:37:36 – 08.01.1995 06:37:36 (23 часа вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 228;

Частотное распределение: $a=-0,347$, $R=0,77$;

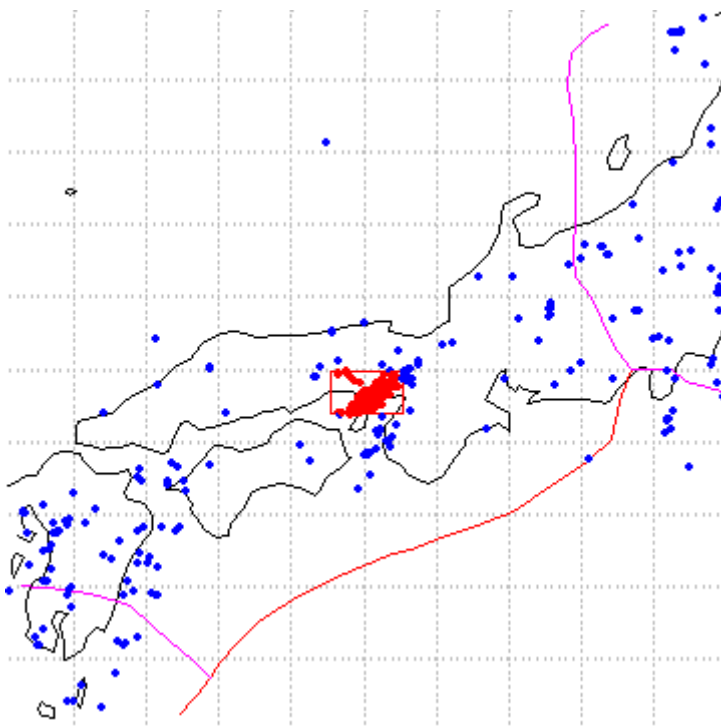
Кумулятивное распределение: $a=-0,496$, $R=0,931$.

- 8) Дата: 17.01.1995
Время: 05:46:51
Координаты: 135.035 з.д., 34.593333 с.ш.
Глубина: 17 км
Магнитуда: 7,2

Район 134,5-135,5 з.д.; 34,4-35,0 с.ш.

1) Распределение по времени

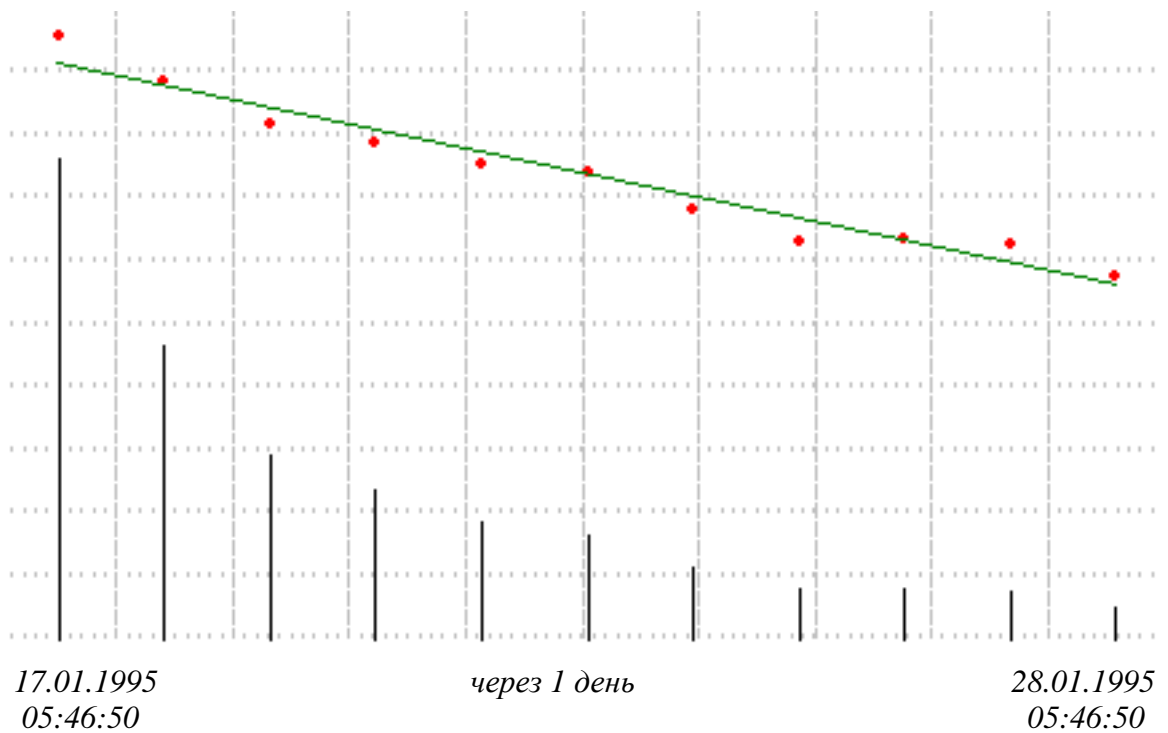
а) с шагом 1 час на промежутке времени
17.01.1995 05:46:50 – 25.01.1995 05:46:50 (192 часа).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 2350;
 $a=-0,006$, $R=0,827$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
17.01.1995 05:46:50 – 28.01.1995 05:46:50 (11 дней).
Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 2540;
 $a=-0,107$, $R=0,98$.

Примечание: максимальных значений параметр R достигает на почасовом и посуточном уровнях практически на одном интервале.



Лучший пример выполнения закона Омори ($R=0,98$).

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

на промежутке времени

17.11.1994 05:46:50 - 17.01.1995 05:46:50 (2 месяца назад).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 89;

Частотное распределение: $a=-0,717$, $R=0,757$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,038$, $R=0,995$.

б) Афтершоки

1) на промежутке времени

17.01.1995 05:46:50 – 28.01.1995 05:46:50 (11 дней вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 2540;

Частотное распределение: $a=-0,708$, $R=0,927$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,824$, $R=0,973$.

2) на промежутке времени

17.01.1995 05:46:50 – 25.01.1995 05:46:50 (192 часа).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 2350;

Частотное распределение: $a=-0,688$, $R=0,924$;

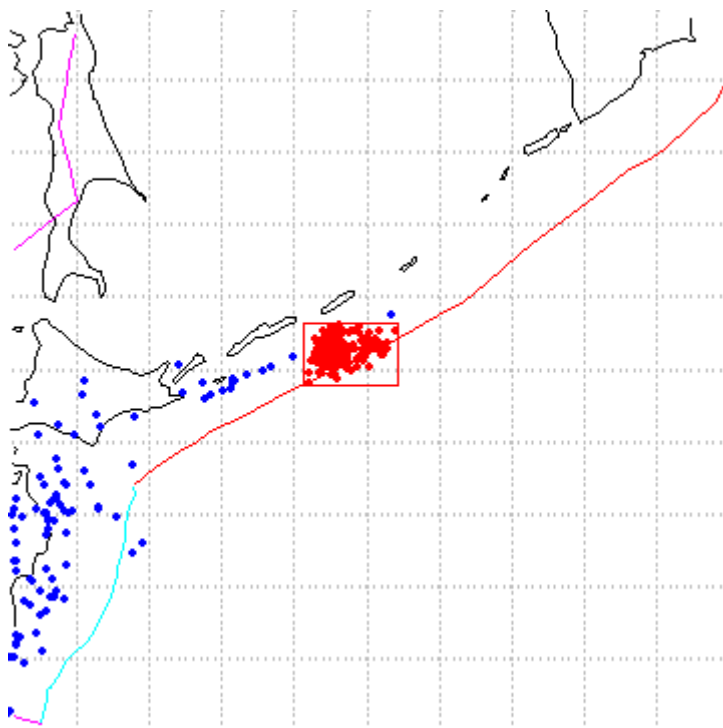
Кумулятивное распределение: $a=-0,817$, $R=0,97$.

- 9) Дата: 04.12.1995
Время: 03:01:04
Координаты: 150.133333 з.д., 44.556667 с.ш.
Глубина: 57 км
Магнитуда: 7,2

Район 149,2-151,8 з.д.; 43,6-45,3 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
04.12.1995 03:01:03 – 07.12.1995 07:01:03 (76 часов).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 194;
 $a=-0,012$, $R=0,77$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
04.12.1995 03:01:03 – 10.12.1995 07:01:03 (6 дней).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 242;
 $a=-0,187$, $R=0,901$.

Примечание: максимальных значений параметр R достигает на почасовом и посуточном уровнях практически на одном интервале.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

1) на промежутке времени

03.12.1995 03:01:03 - 04.12.1995 03:01:03 (*сутки назад*).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 35;

Частотное распределение: $a=-0,513$, $R=0,601$;

Кумулятивное распределение: $a=-1,08$, $R=0,997$.

Примечание: параметр крайне неустойчив – резко падает при изменении интервала
+- 1 час.

2) на промежутке времени

04.11.1995 03:01:03 - 04.12.1995 03:01:03 (*месяц назад*).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 66;

Частотное распределение: $a=-0,289$, $R=0,779$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,528$, $R=0,966$.

б) Афтершоки

1) на промежутке времени

04.12.1995 03:01:03 – 10.12.1995 07:01:03 (*6 дней вперед*).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 242;

Частотное распределение: $a=-0,549$, $R=0,871$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,723$, $R=0,984$.

2) на промежутке времени

04.12.1995 03:01:03 – 07.12.1995 07:01:03 (*76 часов вперед*).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 194;

Частотное распределение: $a=-0,505$, $R=0,852$;

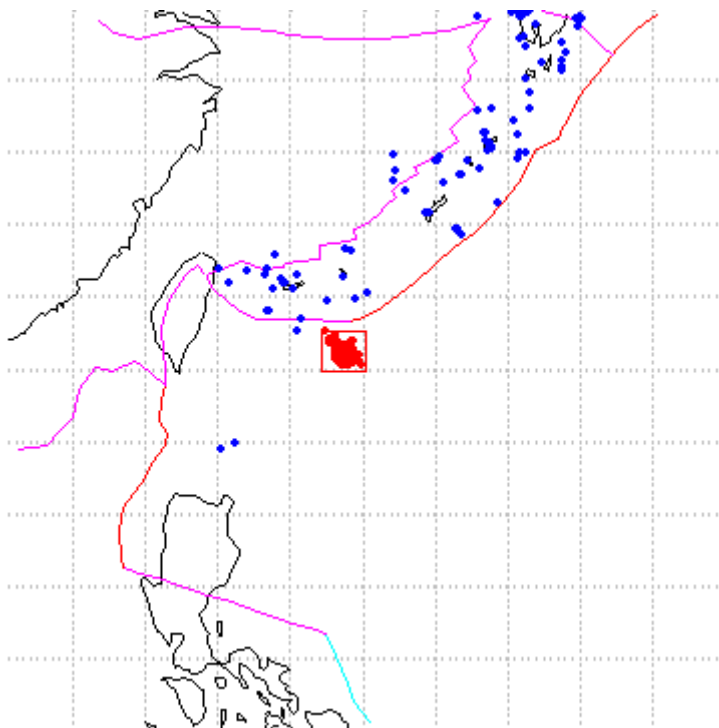
Кумулятивное распределение: $a=-0,696$, $R=0,963$.

10) Дата: 04.05.1998
Время: 08:30:18
Координаты: 125,416667 з.д., 33 с.ш.
Глубина: 33 км
Магнитуда: 7,6

Район 124,8-126,0 з.д.; 22,0-23,1 с.ш.

1) Распределение по времени

а) с шагом 1 час на промежутке времени
04.05.1998 08:30:17 – 06.05.1998 21:30:17 (61 час).



Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 87;
 $a=-0,01$, $R=0,727$.

б) с шагом 1 день на промежутке времени
04.05.1998 08:30:17 – 08.05.1998 08:30:17 (4 дня).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 93;
 $a=-0,332$, $R=0,972$.

2) Распределение по магнитудам

а) Форшоки

За год до главного события произошло всего одно землетрясение...

б) Афтершоки

1) на промежутке времени

04.05.1998 08:30:17 – 08.05.1998 08:30:17 (4 дня вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 93;

Частотное распределение: $a=-0,235$, $R=0,609$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,382$, $R=0,864$.

2) на промежутке времени

04.05.1998 08:30:17 – 06.05.1998 21:30:17 (61 час вперед).

Количество землетрясений в рассматриваемом районе – 87;

Частотное распределение: $a=-0,207$, $R=0,531$;

Кумулятивное распределение: $a=-0,346$, $R=0,826$.

11) Дата: 20.08.1998
Время: 15:40:54
Координаты: 139,886667 з.д., 28,903333 с.ш.
Глубина: 457 км
Магнитуда: 7,1

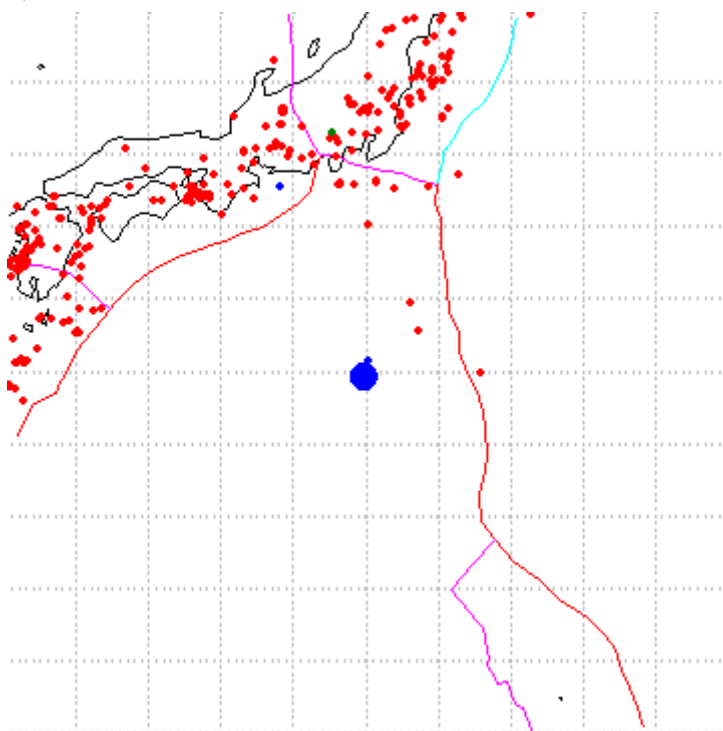


Рисунок – через 2 месяца после события (637 землетрясений).
Область афтершоков не выявлена.

12) Дата: 08.04.1999
Время: 22:10:34
Координаты: 130.806667 з.д., 43.595 с.ш.
Глубина: 598 км
Магнитуда: 7.2

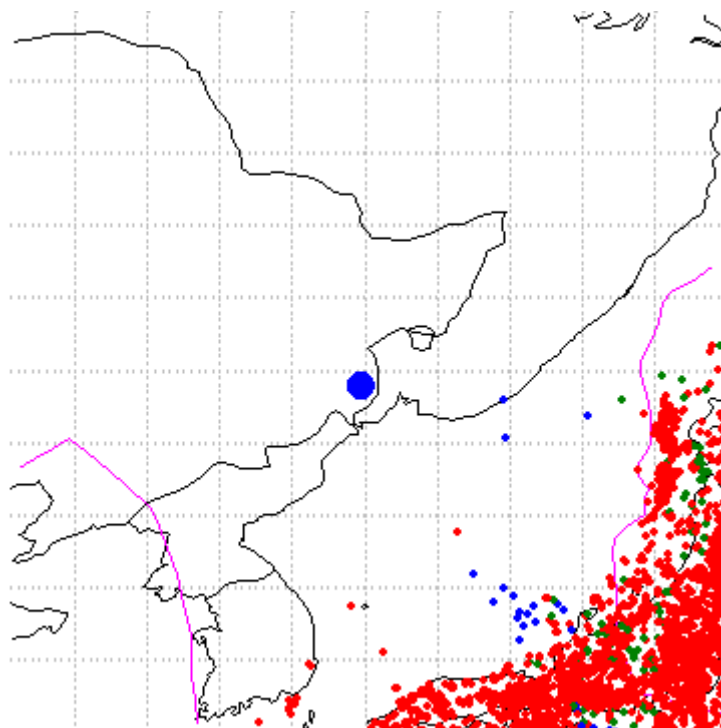


Рисунок – через 2 месяца после события (5525 землетрясений).
Область афтершоков не выявлена.