ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2018, том 37, № 2, с. 59–75

DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-2-59-75 УДК 551.24:550.34

ЗАДАЧИ ПРОГНОЗА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ: ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

А.Н. Овсюченко[1], С.В. Трофименко[2,3] , С.С. Новиков[1], А.Н. Диденко[2,5], В.С. Имаев[4]

[1] *ФГБУН Институт Физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, ул. Б. Грузинская 10, стр. 1, г. Москва, 123242;* e-mail: ovs@ifz.ru

[2]*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул.Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;* e-mail: itig@itig.as.khb.ru

[3] *ФГАОУВО Северо-восточный федеральный университет, ул. Белинского 58, г. Якутск, 677000*

[4]*ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина 39, г. Якутск, 677007*

[5]*ФГБОУВО Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская 136, г. Хабаровск, 680035*

Поступила в редакцию 1 февраля 2017 г.

Рассматриваемый регион расположен на стыке Тихоокеанского и Центрально-Азиатского сейсмоактивных поясов. Макросейсмические сведения о землетрясениях данного региона имеются примерно для последних 150 лет, а инструментальные сейсмологические наблюдения начаты в середине XX столетия, тогда как повторяемость сильных землетрясений может достигать нескольких сотен и тысяч лет. В связи с этим многие районы Приамурья до недавнего времени считались практически асейсмичными, пока там не происходили землетрясения. Проведенные в последние годы палеосейсмологические исследования позволили оценить характер голоценовых смещений для некоторых основных структур региона. В итоге, до сих пор остаются неясными основные тенденции позднечетвертичного геологического развития, известны далеко не все потенциальные сейсмогенерирующие структуры. В этой связи задача по выявлению новых зон и периодов сейсмической активизации является актуальной для всего района Приамурья. Актуальность поставленной задачи связана не только со слабой изученностью региона современными методами активной тектоники и палеосейсмологии, но и интенсивным развитием инженерной инфраструктуры, становящейся все более уязвимой для внешних воздействий, и необходимостью разработки долгосрочного сейсмического прогноза.

В данной работе приведены результаты палеосейсмологических исследований активных разломов Приамурья. На основе новых данных о магнитудном потенциале сейсмогенерирующих структур, данных о магнитудах исторических и инструментально задокументированных землетрясений проведены оценки сейсмического воздействия сильных глубокофокусных землетрясений и коэффициентов затухания с расчетом радиусов первых трех изосейст коровых землетрясений. Методами статистического моделирования выделены периоды увеличения сейсмических воздействий от землетрясений в интервале магнитуд $2 \leq M \leq 6$. Показано, что при оценке сейсмической опасности необходимо учитывать динамику сейсмического режима, обусловленную изменением глубины очага землетрясения. Установлено, что в различных фазах изменения скорости вращения Земли в течение года эпицентры землетрясений с магнитудами $5 \leq M \leq 6$ образуют не пересекающиеся сейсмические области.

Ключевые слова: **землетрясения, модели сейсмичности, активные разломы, палеосейсмологические исследования, сейсмическая опасность, Приамурье, Дальний Восток.**

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы разработки моделей сейсмической опасности были и остаются актуальными задачами фундаментальной науки и определяют их практическую значимость для прогнозирования безопасной работы промышленных и гражданских сооружений на период их активной эксплуатации. Предлагаемые решения, разработанные методики анализа и рекомендации по обеспечению снижения сейсмических рисков направлены на длительный период, что приводит

к неоправданно большим затратам при строительстве новых промышленных предприятий и систем жизнеобеспечения. Несмотря на фундаментальность используемых методик оценки сейсмической опасности, в действительности технологические решения и научные прогнозы должны содержать комплекс мер и регламентов, направленных на прогноз сейсмической опасности на 50–100 лет активной эксплуатации промышленных и гражданских сооружений.

В мировой практике построения прогнозов сейсмической опасности активно развивается направление по детализации характеристик источников сейсмических воздействий, включая магнитуду и повторяемость разрушительных землетрясений [39]. При этом трудности в оценке сейсмических рисков увязываются с ограниченностью периода инструментальных сейсмологических наблюдений и недостатком палеосейсмологических исследований активных разломов.

Опыт проведения сейсмотектонических исследований Большого Кавказа [42], в Южной Якутии [15, 29, 31, 32, 41], Амурской области [33], на некоторых активных разломах Приамурья [30, 34] и в других сейсмоактивных регионах Дальнего Востока и Восточной Сибири [16, 18, 45] показывает, что развитие представлений об уровне сейсмической опасности – это решаемая задача при комплексировании геолого-геофизических, сейсмологических и тектонофизических методов исследования.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ ИССЛЕДОВАНИЙ

Известно, что Приамурье – сейсмоактивный регион, однако сейсмический режим этого региона изучен слабо. Макросейсмические сведения о землетрясениях Приамурья имеются примерно для последних 150 лет, а инструментальные сейсмологические наблюдения начаты в середине XX столетия, тогда как повторяемость сильных землетрясений может достигать нескольких сотен–тысяч лет. В связи с этим, многие районы Приамурья до недавнего времени считались практически асейсмичными, пока там не происходили землетрясения. Даже на современном этапе инструментальных наблюдений редкая сеть сейсмических станций недостаточна для определения основных параметров всех землетрясений Приамурья с магнитудами $M < 4.5$ [20].

Несмотря на отрывочный характер проведенных исследований, в познании природы сейсмичности Приамурья были достигнуты очевидные успехи [16, 26, 27, 38]. В то же время, исследования региональных геологических предпосылок возникновения сильных землетрясений все еще очень далеки от своего завершения. Остаются неясными основные черты позднечетвертичного тектонического развития региона, определяющие уровень сейсмической активности. Выявлены далеко не все потенциальные очаги сильных землетрясений, демонстрирующие следы сейсмотектонических деформаций в молодых отложениях и формах рельефа.

В связи с этим одной из основных задач современных геолого-геофизических (пасеосейсмологических) исследований Приамурья является выявление и всестороннее изучение конкретных геологических структур, ответственных за возникновение землетрясений разной силы. Пути к решению поставленной задачи были намечены еще в середине XX столетия, в связи с разработкой представлений о том, что активное развитие структур приводит к накоплению напряжений в крупных объемах земной коры, разрядка которых хотя и возможна в пределах активно развивающихся блоков, но обычно связана с подвижками по зонам активных разломов [47].

Интенсивность проявления землетрясений зависит от физических параметров геологической среды (коэффициентов затухания, ν) и параметров землетрясения (магнитуды M и глубины h), $J = f(M, \nu, h)$. Палеосейсмологический метод определяет магнитудный потенциал сейсмогенерирующих структур с датировкой времени сильного землетрясения. Для прогноза интенсивности сейсмических воздействий необходимо решение задач по оценке возможных интервалов глубин и затухания сейсмических волн от сильных землетрясений как функции времени методами статистического анализа ν, $h = \nu(t)$, $h(t)$.

Задачи палеосейсмологического исследования и сейсмического моделирования определяют пороговую среднюю величину эндогенной опасности изучаемого региона на временных интервалах в сотни и тысячи лет. Одной из задач уточнения прогнозных оценок сейсмических воздействий на короткопериодных временных интервалах является исследование динамики сейсмического процесса под действием внешних периодических возмущений с периодами T_i на геологическую среду ν, $h = \nu(T_i)$, $h(T_i)$, в частности – влияния неравномерного вращения Земли на сейсмический процесс [9, 10].

ОСНОВНЫЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

Имеющиеся сведения о неотектонике и современной геодинамике Приамурья весьма ограничены в отношении количественных характеристик молодых тектонических деформаций. Еще в середине 90-х гг. XX в., при подготовке карты Общего сейсмического

районирования ОСР-97 отмечалось, что изучение активных разломов здесь находится только на начальной стадии [48]. С тех пор мало что изменилось. Исследования, как правило, носили обзорный характер с изучением основных черт новейшего развития крупных структурных элементов и их глубинного строения [2, 3, 5, 7, 19, 24, 40, 54].

К структурным образованиям позднекайнозойской тектоно-магматической активизации относятся орогенные сооружения (Сихотэ-Алинское и Баджало-Буреинское), вулканические пояса (Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский), а также протяженные цепи впадин, объединяемые в Уссурийско-Охотскую систему (рис. 1). Впадины наложены на Сихотэ-Алинскую мезозойскую складчатую систему и Ханкайско-Буреинский кристаллический массив.

С сейсмотектонической точки зрения изучены лишь Баджало-Буреинское поднятие [27, 28], Сихотэ-Алинь в пределах Приморского края [36] и отчасти китайский отрезок Уссурийско-Охотской системы впадин [61, 62, 63]. Менее всего изучены новейшие и современные тектонические процессы в пределах Сихотэ-Алинского поднятия и Уссурийско-Охотской системы впадин.

Уссурийско-Охотская система впадин по особенностям внутреннего строения [4, 5, 26] может быть отнесена к рифтогенным образованиям. Крупнейшая из впадин – Среднеамурская – имеет сложное строение и представляет собой сочетание многочисленных грабенов, разделенных горстами, поднятиями и выступами [5], что определяет ее принципиальное сходство с хорошо изученными грабенами высокоактив-

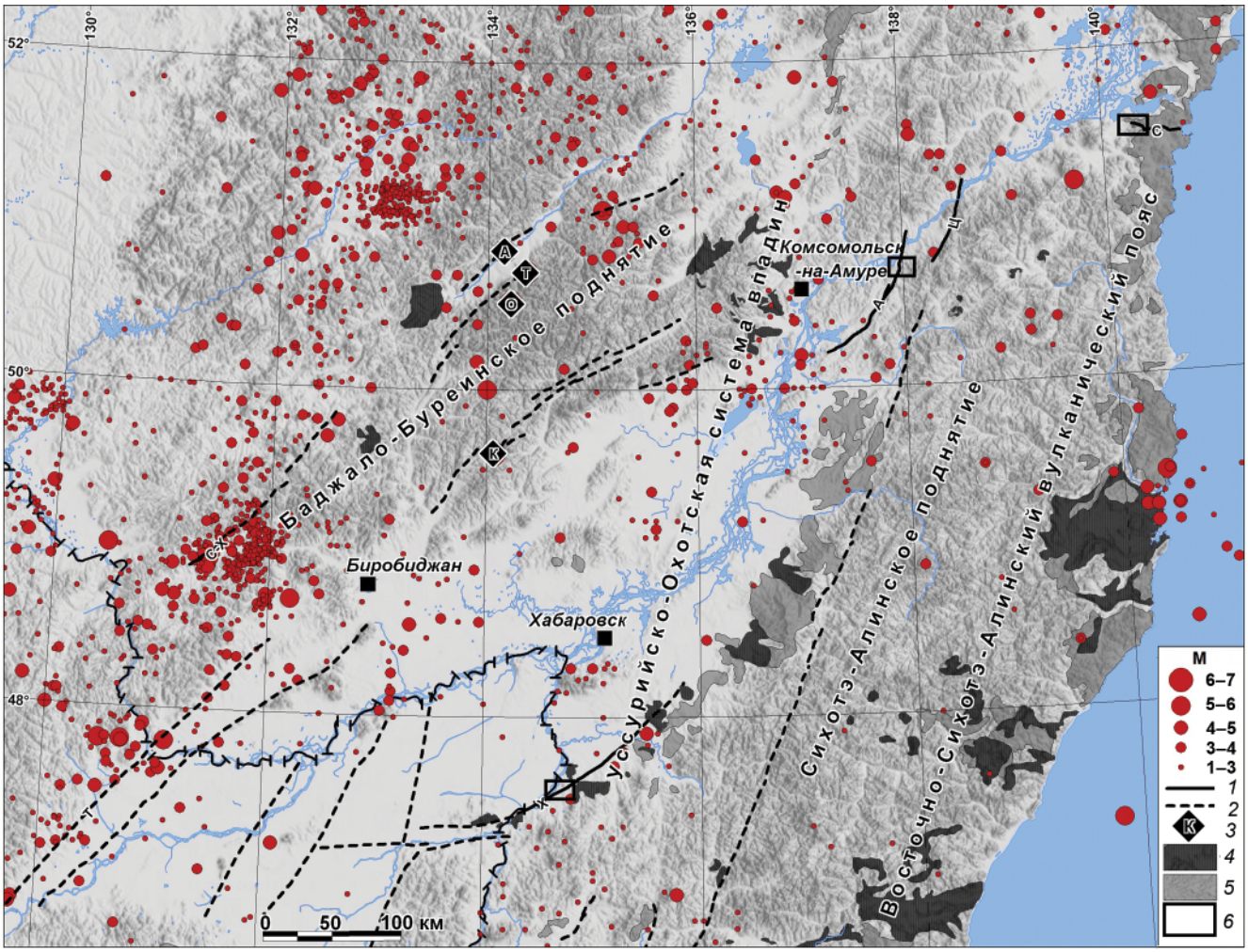

Рис. 1. Позднекайнозойские структуры и эпицентры землетрясений Приамурья.

1, 2 – активные разломы по дистанционным (1) и литературным [12] (2) данным С-Х – Сутарский сегмент Хинганского разлома, А – Амурский, Ц – Центрально-Сихотэ-Алинский; С – Сомонский, Х – Хорский; *3* – палеосейсмодислокации (А – Амгунь, Т – Талиджак, О – Омот, К – Кукан) [27]; 4, *5* – позднемиоцен-плиоценовые (*4*) и позднеплиоцен-четвертичные (*5*) вулканические поля [44]; *6* – участки палеосейсмологических исследований.

ной в сейсмическом отношении Восточно-Китайской рифтовой зоны [5, 65]. В механизмах четырех землетрясений с магнитудами M = 4.0–4.5, произошедших в 1986–1991 гг. в районе Удыль-Кизинской впадины, нодальные плоскости имеют северо-восточное простирание при близгоризонтальном растяжении и близвертикальном сжатии [14].

GPS-наблюдениями 2003–2006 гг. в пределах Среднеамурской впадины выявлена обстановка современного растяжения [49]. По данным высокоточного повторного нивелирования Среднеамурская впадина опускается со скоростью 1.1–4.0 мм/год [17]. Об интенсивном современном прогибании Среднеамурской и Удыль-Кизинской впадин свидетельствуют их геоморфологические особенности – широкое развитие заболоченных аккумулятивных равнин; расширение в пределах впадин поймы р. Амур с образованием большого количества проток и озер и др. [55].

Сихотэ-Алинское орогенное поднятие, расположенное к востоку и северо-востоку от Уссурийско-Охотской системы впадин, рассматривается как плечо (противоподнятие) сложной единой рифтовой системы Япономорской впадины и Татарского пролива [55]. Как новейшее поднятие Сихотэ-Алинский ороген оконтуривается субмеридиональным линейным ареалом вскрытых эрозией массивов олигоценовых гранитоидов и вулкано-тектоническими структурами неогенового возраста [43].

На инструментальном этапе наблюдений землетрясения происходили в основном в прибрежных районах Сихотэ-Алиня [21, 37]. Решение механизма очага имеется для Приморского землетрясения 13.11.1990 г. (φ=46.2N, λ=138.8E, M=6.5, h=16 км), произошедшего на границе Сихотэ-Алиня с впадиной Японского моря. Подвижка в очаге сопровождалась правосторонним сдвигом вдоль плоскости северо-восточного простирания, круто (под углом около 70°) падающей под материк.

Баджало-Буреинское орогенное поднятие включает ряд горных хребтов и узких впадин, выполненных континентальными кайнозойскими отложениями. На южной окраине Верхнеамгунской молодой тектонической впадины, в центральной части Баджало-Буреинского поднятия, произошло Баджальское землетрясение 29.08.1970 г. (φ = 51.1N, λ = 135.1E, M = 5.5, h = 20 км). Согласно решению механизма очага, обе нодальные плоскости имеют северо-восточную ориентировку и взбросо-сдвиговую кинематику смещений [27]. Сдвиговые смещения с компонентой взброса устанавливаются и по более поздним определениям механизмов очагов землетрясений в интервале магнитуд $4 \le M \le 5$ [59]. Южнее активные структуры Баджало-Буреинского поднятия объединяются в зону разлома Тан-Лу, которая по решениям механизмов очагов землетрясений является правосдвиговой [64].

ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Крупнейшие активные структуры региона – зона разломов Тан-Лу (с ее северо-восточным продолжением), Уссурийско-Охотская система впадин и зона Центрально-Сихотэ-Алинского разлома [12]. Они были в разной степени изучены с использованием палеосейсмологических приемов.

Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Данный дизъюнктив является крупнейшей разрывной структурой Дальнего Востока [12]. Основные горизонтальные перемещения величиной 60–200 км по разлому произошли в позднем мелу [13]. Последующие вертикальные смещения в сотни метров–первые километры фиксируются деформациями верхнемеловых–палеогеновых отложений [12]. По мнению Г.Ф. Уфимцева [54], на неотектоническом этапе смещения по разлому также имели левосдвиговую кинематику. GPS-наблюдения 2003–2006 гг. также показали левосторонние смещения со скоростью ~1.5 мм/год [49]. В то же время, по структурным связям для разлома предполагается правосдвиговая кинематика молодых смещений [18].

Палеосейсмологические исследования проводились на самом южном и северном флангах Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. На южном отрезке (долина р. Киевка) был обнаружен и обследован активизированный в голоцене сегмент протяженностью около 20 км [34]. На севере, в бассейне р. Гур, зона разлома расщепляется, образуя структуру типа «конского хвоста», характерную для замыканий крупных сдвигов. В долине р. Амур разлом сопровождается четким уступом на поверхности террас, внутреннее строение которого было изучено в долине небольшого правого притока р. Амур [30]. По данным радиоуглеродного датирования пойменных отложений и почвы, подвижка с вертикальной амплитудой 35–40 см, вероятнее всего, произошла примерно 800–900 лет назад. Согласно эмпирическим соотношениям [67] между магнитудой землетрясения и величиной подвижки по разрыву магнитуда землетрясения составила примерно M_w~ 6.5.

Система разломов Тан-Лу расщепляется в пределах рассматриваемого региона на серию субпараллельных разломов (Куканский, Курский, Амгунский, Хинганскийо), контролирующих местоположение небольших кайнозойских впадин [48]. Разломы образуют две основных системы – Курскую и Хинганско-Амгунскую.

Детально изучен Сутарский сегмент Амгунского разлома [34]. В районе пос. Известковый прослежен ярко выраженный уступ в разнородных и разновозрастных формах рельефа длиной около 12 км. Детальное изучение разреза в канаве, пройденной через уступ, показало, что он образовался в результате взбросовой подвижки амплитудой около 2 м, что примерно соответствует магнитуде землетрясения $M_w \sim 7.0$ [67].

Амурский разлом [5, 12] изучен на протяженном участке в долинах рр. Селихин (Нижняя Ховынь), Понгдан, Мачтовая и Амур (рис. 2). Разлом в рассматриваемом районе представляет собой соскладчатый взброс, с поднятым юго-восточным крылом.

В долине р. Мачтовой, выше устья р. Понгдан (рис. 2), на отдельных участках обоих бортов долины наблюдается хорошо выраженная 1-я надпойменная терраса, на поверхности которой прослеживается приразломный уступ. Уступ имеет извилистые очертания, вдаваясь в долины рек, что может указывать на вбросо-надвиговую кинематику смещений. Детальное изучение разреза в канаве, пройденной через уступ (рис. 3), показало, что уверенно восстанавливаются параметры только последней подвижки.

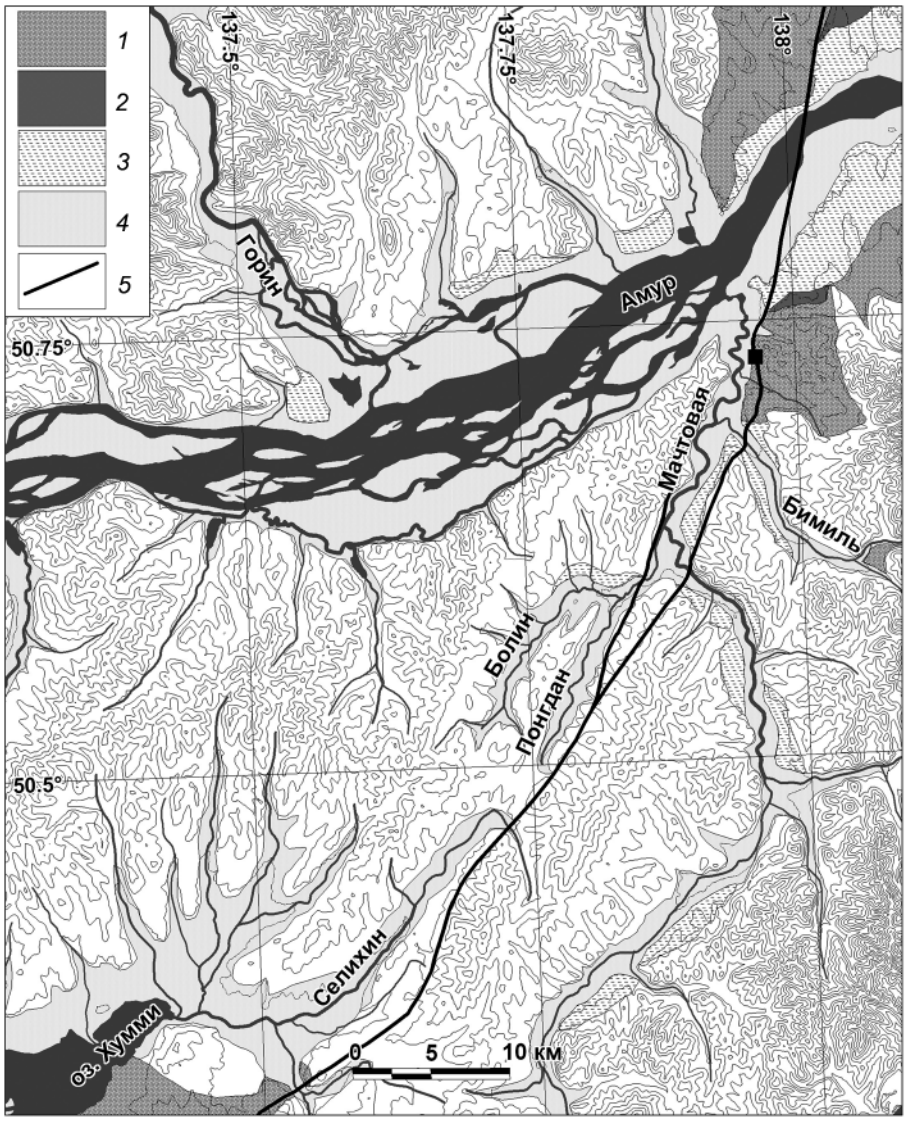

Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема района изучения Амурского разлома. Составлена с использованием данных: [8, 56]. Горизонтали рельефа проведены через 50 м.

1 – поверхности плейстоценовых пролювиально-делювиальных отложений (шлейфы, крупные конусы выноса и их фрагменты); *2* – поверхности высоких надпойменных террас (ранний–средний плейстоцен); *3* – поверхности низких надпойменных террас (1-2-ая, поздний плейстоцен–ранний голоцен)*; 4* – поверхности низкой и высокой пойм (средний–поздний голоцен); *5* – активные разломы. Черным квадратом показано место детального изучения.

При угле падения разрыва 30–40° она составляет порядка 0.8–1.1 м. Согласно эмпирическим соотношениям [67], магнитуда землетрясения могла составить M_w ~ 7.0–7.3. Возраст события оценить не удалось из-за недостатка органического материала, пригодного для датирования.

Сомонская разломная зона, расположенная в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (рис. 4), сформировалась в палеогене и повторно активизировалась в неоген-четвертичное время, уже после завершения вулканической деятельности [1]. На междуречье рек Пей-Хой и Сомон северное крыло разлома, сложенное базальтами кизинской свиты, опущено не менее чем на 300–400 м. В районе пос. Де-Кастри в зоне разлома развит молодой Сомонский грабен.

Наиболее детально изучен сегмент разлома в долине р. Пей-Хой. В левом борту долины этой реки была выявлена система извилистых уступов. Длина их составляет около 10 км. Такая морфология может указывать на взбросовый тип разлома.

Детальное изучение разреза в канаве, пройденной через уступ (рис. 5), показало, что величина двух последних подвижек составляет 40–45 см для верхнего горизонта (№ 5) и 35–40 см – для нижнего (№ 6), что отражает величину вертикальной подвижки. Горизонтальное смещение составляет 30–35 см и 60–65 см, соответственно. Согласно эмпирическим соотношениям между магнитудой землетрясения и величиной подвижки [67], магнитуда землетрясения могла составить M_w ~ 6.3–6.6.

Хорский разлом представляет собой западный сегмент крупного Западно-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 6). Сегмент ограничивает с юго-востока локальный кайнозойский грабен, в осевой части которого наблюдается максимальное погружение фундамента впадины [5, 25]. Поперечный профиль грабена резко асимметричен. Его юго-восточный, приразломный борт, приуроченный к зоне Хорского разлома, гораздо круче северного. По данным геофизических исследований, на юго-восточном крыле грабена развита серия ступенчатых сбросов, а суммарная амплитуда смещения за послеолигоценовое время достигает 700–1000 м, при этом один из разрывов выходит в самые молодые слои разреза [5].

Вдоль разлома вытянута цепочка пологих, овальных в плане поднятий, в пределах которых породы фундамента выведены на поверхность. ССВ ориен-

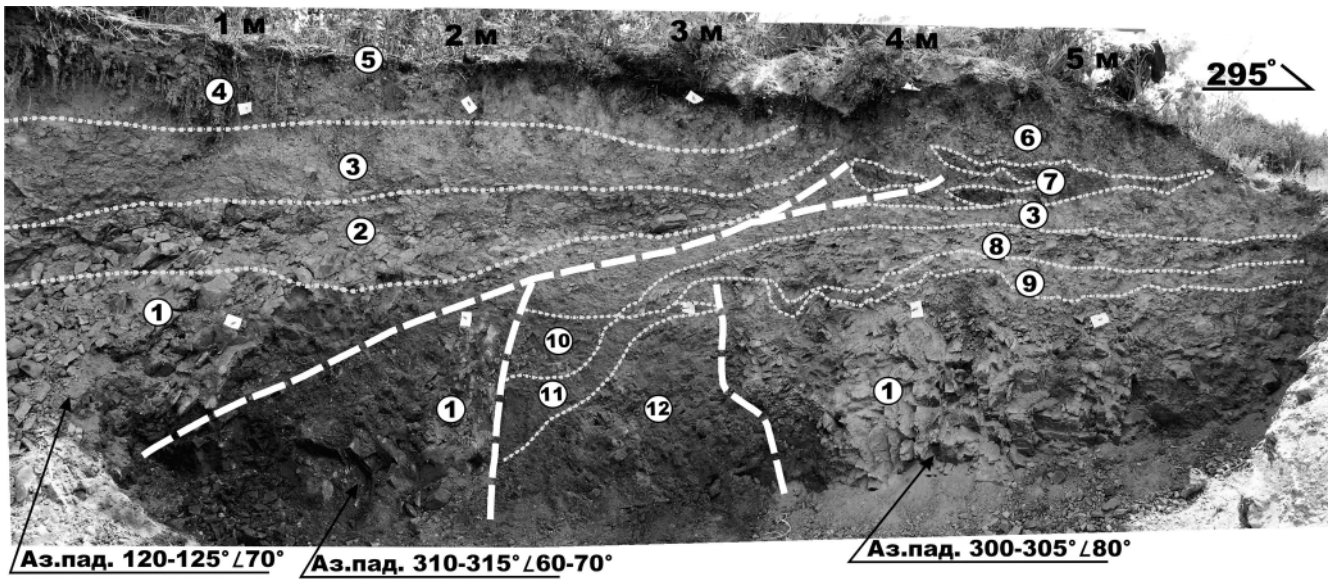

Рис. 3. Фото и интерпретация канавы в зоне Амурского разлома. Светло-серые мелкопунктирные линии – границы слоев; белые крупнопунктирные линии – тектонические разрывы.

Цифры в кружках: 1 – выветрелые коренные породы – тонкозернистые, тонкоплитчатые песчаники ларгасинской серии позднемелового возраста; 2 – обломочная кора выветривания, представленная обломками песчаников, в общих чертах сохраняющих ориентировку коренных пород; 3 – светло-серые пылеватые суглинки с щебнем и дресвой песчаников (склоновые отложения); 4 – светло-серые, чистые, пылеватые суглинки (нижний горизонт современной почвы); 5 – дерновый горизонт современной почвы; 6 – переотложенные светло-серые суглинки, засоренные несортированными обломками и почвенным гумусом; 7 – темно-коричневая палеопочва, сильно засоренная обломками и суглинками; 8 – переотложенный обломочный слой, сложенный щебнем и дресвой песчаников; 9 – пестрая палеопочва; 10 – обломки песчаников (щебень, дресва, глыбы) с бурым супесчаным заполнителем; 11 – бурые крупнозернистые пески с дресвой; 12 – бесструктурная обломочная масса с бурым супесчаным заполнителем.

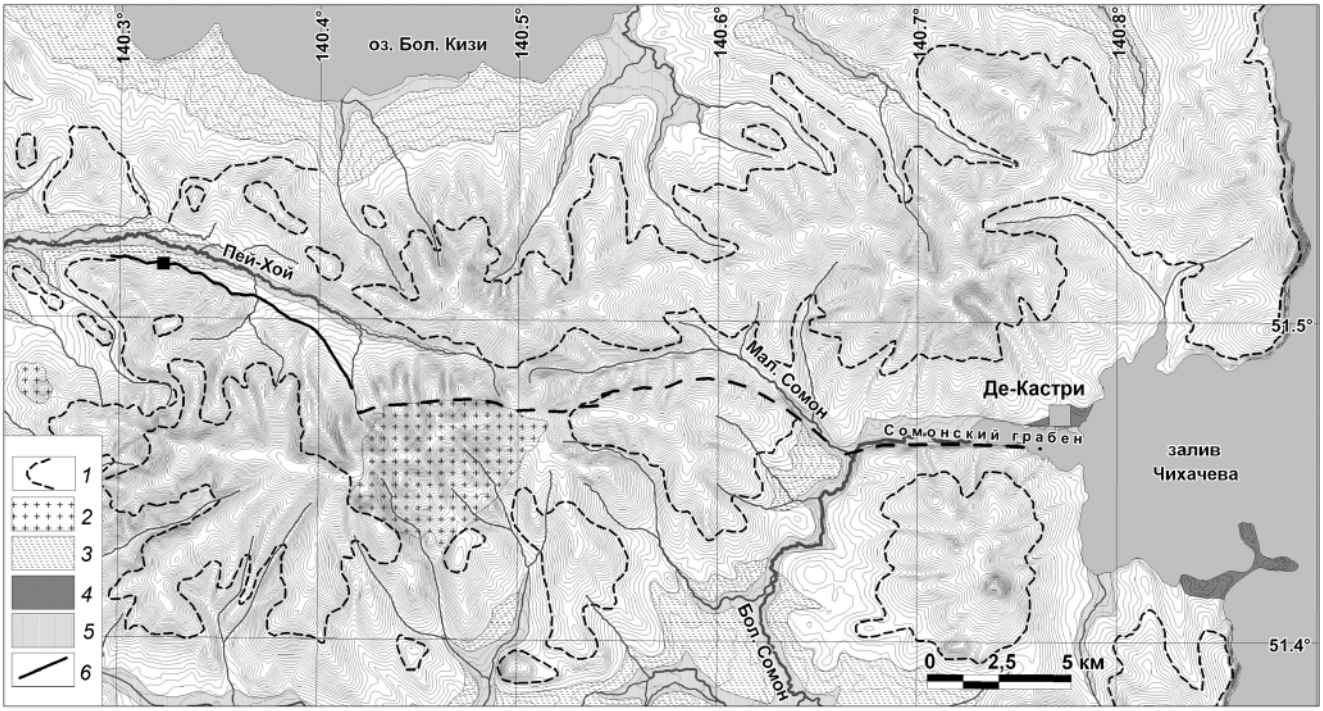

Рис. 4. Геолого-геоморфологическая схема района изучения Сомонского разлома. Составлена с использованием данных [1, 8]. Горизонтали рельефа проведены через 10 м.

1 – граница подсвит кизинской свиты олигоцен-миоценого возраста; *2* – палеогеновые интрузии кислого состава; *3* – поверхности позднеплейстоценовых озерно-аллювиальных террас; *4* – высокие позднеплейстоценовые морские террасы; *5* – поверхности низкой и высокой речных пойм (средний–поздний голоцен); *6* – активный разлом (квадратом показано место детального изучения), штриховой линией показаны предполагаемые активные разломы.

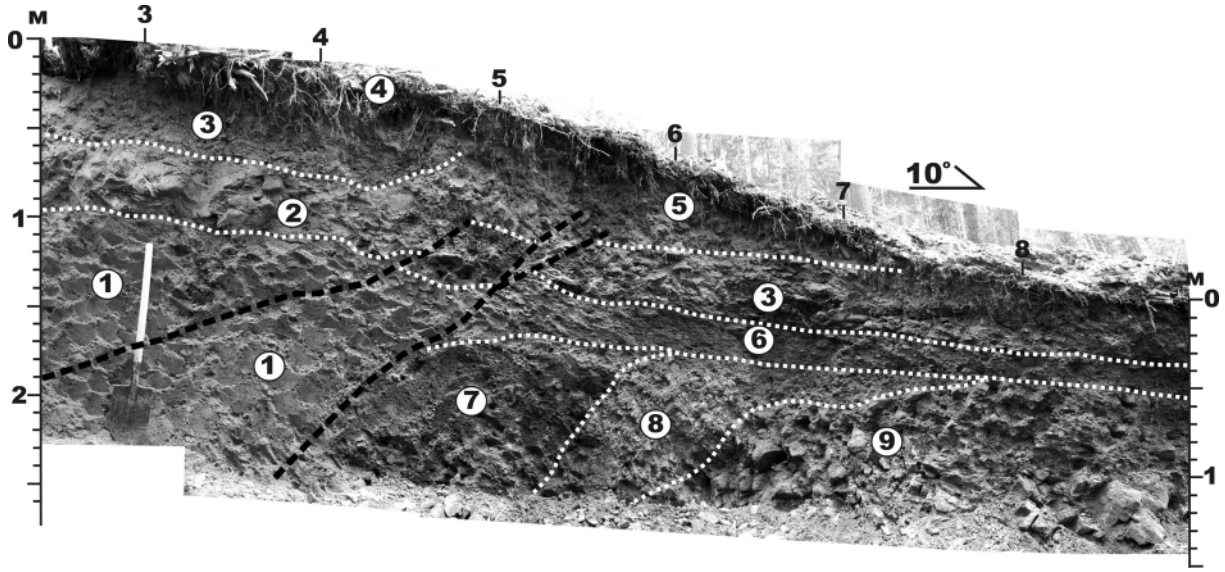

Рис. 5. Фото и интерпретация канавы в зоне Сомонского разлома. Белые пунктирные линии – границы слоев; черные штриховые линии – тектонические разрывы.

1 – буровато-коричневые суглинки с песком, дресвой и щебнем базальтовых лав (элювий); 2 – грубо окатанная, уплощенная, вытянутая галька, реже глыбы, с плотным темно-серым песчаным заполнителем (русловой аллювий); 3 – горизонтально слоистые супеси с тонкоплитчатой отдельностью в сухом виде и хорошо сортированной галькой и гравием (пойменный аллювий); 4 – дерновый горизонт современной почвы; 5 – галька и валуны без следов сортировки и структурирования с темно-серым рыхлым песчаным заполнителем (переотложенный горизонт); 6 – буровато-коричневые суглинки с включениями песка, гравием, дресвой и редкой галькой (переотложенный горизонт); 7 – зона дробления (песок, дресва, буровато-коричневые суглинки с редким щебнем и грубо окатанной галькой); 8 – грубо окатанные галька, гравий, реже валуны с буровато-коричневым супесчаным заполнителем; 9 – грубо окатанные валуны, галька, гравий с буровато-серым супесчаным заполнителем.

тировка этих поднятий, косая по отношению к генеральному северо-восточному простиранию разлома, указывает на наличие правосдвиговой компоненты смещений.

Внутреннее строение разломной зоны в молодых отложениях изучено в правом борту долины р. Вторая Седьмая. Вкрест простирания сместителя, выраженного валом в днище седловины, пройдена канава, в которой вскрыт разрез покровных отложений (рис. 7). Все слои разреза образуют ассиметричную антиклинальную структуру. В своде этой структуры верхние слои разреза (№ 2 и № 3) почти полностью выклиниваются. Северо-западное крыло антиклинали осложнено двумя параллельными взбросами с поднятым юго-восточным крылом, которые, скорее всего, объединяются в единую зону в коренных породах. Разрывы выражены тонкими (до 5 см) зонами дробления, в которых вмещающий материал измельчен до порошковидного состояния. В опущенном крыле разрывов на слое темно-коричневых суглинков (№ 6) залегает рассеянная суглинистая палеопочва с обломками слоя № 5, которая может свидетельствовать о быстром переотложении этих образований в результате импульсных подвижек по разрывам. В том же слое наблюдается мелкая линза коричневых суглинков с обломками, которые позволяют предполагать здесь наличие второй подвижки.

Простирание описанной структуры – (10–30)° под углом к разломной зоне, что может свидетельствовать о существенной правосдвиговой компоненте смещений по разлому. Задокументированные деформации не дают возможности составить уверенного представления об их сейсмогенном происхождении. В то же время, связь с разломом эпицентров нескольких

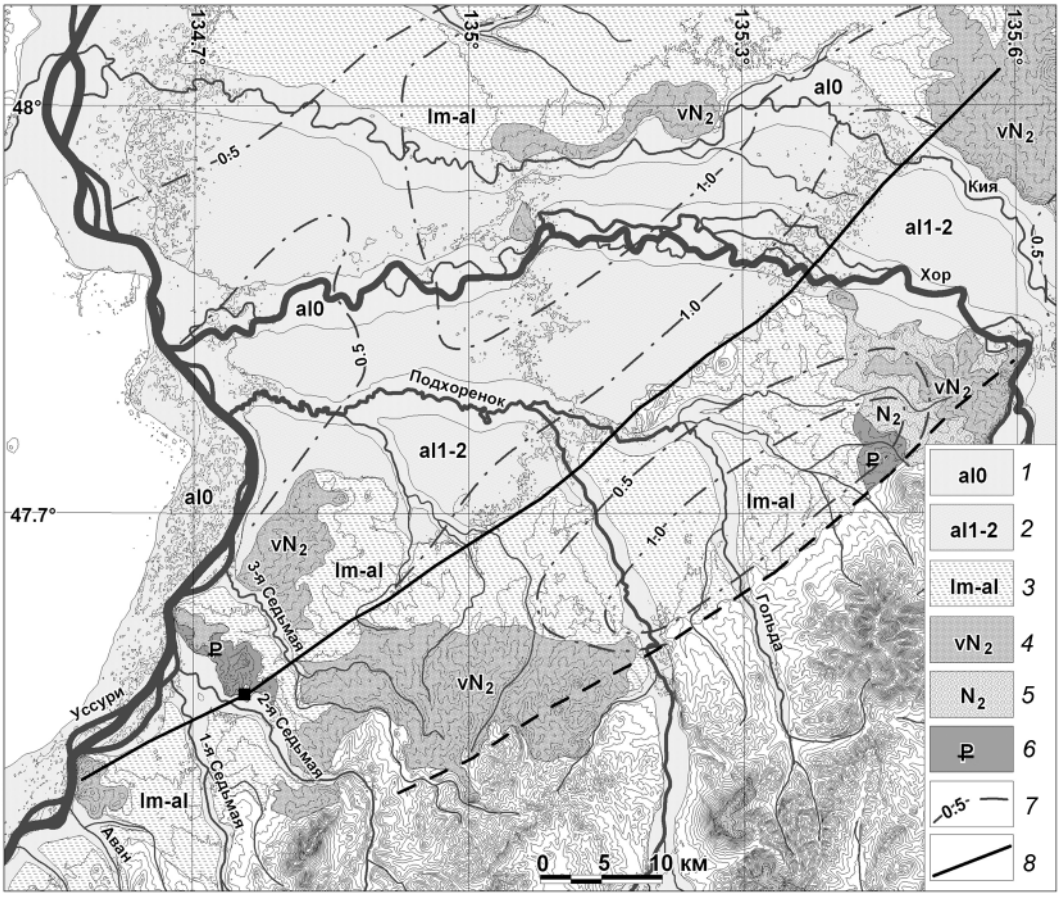

Рис. 6. Геолого-геоморфологическая схема района Хорского разлома. Горизонтали рельефа проведены через 20 м. Схема составлена с использованием данных [6, 25].

1 – низкая и высокая пойменные террасы; *2* – 1-я надпойменная терраса; *3* – средне-позднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения; *4* – вулканиты шуфанской свиты плиоцена (базальты, андезибазальты); *5* – осадочные образования суйфунской свит плиоцена (галечники, пески, глины); *6* – вулканогенно-осадочные палеогеновые образования; *7* – изолинии подошвы олигоцен-четвертичных отложений (км); *8* – активный разлом (квадратом показано место детального изучения), штриховой линией показан предполагаемый активный разлом.

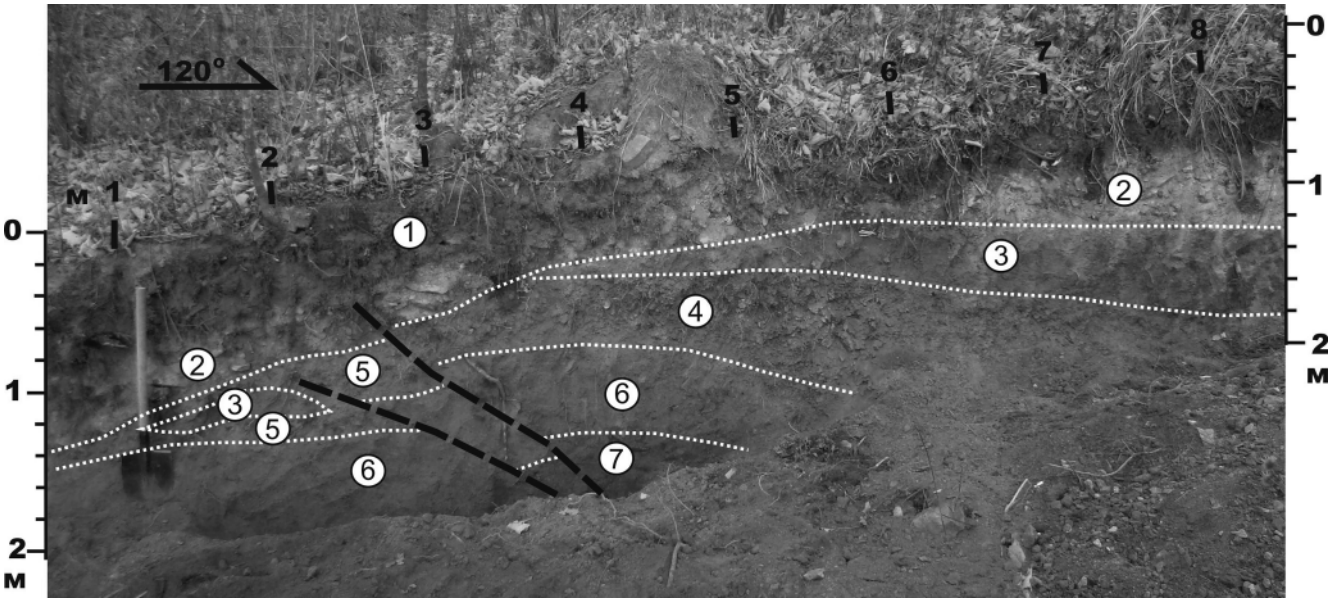

Рис. 7. Фото и интерпретация канавы, пройденной в зоне Хорского разлома.

Цифры в кружках: 1 – современная почва; 2 – обломочный горизонт (выветрелые риолиты); 3 – темно-коричневые суглинки с дресвой и щебнем; 4 – обломочный горизонт (выветрелые аргиллиты и алевролиты); 5 – суглинистая палеопочва с обломками выветрелых аргиллитов и алевролитов; 6 – темно-коричневые суглинки (элювий); 7 – дресва с суглинистым заполнителем (обломочный элювий по андезитам и дацитам). Белые пунктирные линии – границы слоев; черные штриховые линии – разрывы.

землетрясений M ≈ 2–4 позволяет считать его сейсмогенерирующим. Невыразительность деформаций в какой-то степени можно объяснить умеренным сейсмическим потенциалом – $M \sim 6.0–6.5$.

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА СОВРЕМЕННОЙ И ИСТОРИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИАМУРЬЯ

Современная сейсмичность Приамурья в значительной мере определяется активностью системы разломов Тан-Лу, которая на северо-востоке расщепляется на серию разломов (Курский, Амгунский, Хорский, Хинганский) северо-восточного простирания: [12]. Вдоль этих разломов расположены эпицентры крупнейших землетрясений района, выявлены следы древних землетрясений (палеосейсмодислокации) с магнитудами в интервале $6.1 \le M \le 6.8$, протягиваются отчетливо выраженные в рельефе тектонические уступы [27].

На территории Китая правосторонние движения по разломам системы Тан-Лу проявились в серии катастрофических землетрясений. Среди них следует отметить события 25.07.1668 г. ($M = 8.5$), 13.06.1888 г. ($M = 7.5$), 18.07.1969 г. ($M = 7.4$), 4.02.1975 г. ($M = 7.3$) [62]. В северной части Китая и в России к разломам системы приурочены землетрясения с магнитудами $5 \le M \le 6$. С Курским разломом связаны землетрясения 23.08.1888 г. ($M = 5.5$), 11.03.1924 г. ($M = 5.6$) и два очага в пограничном с Китаем районе: 04.10.1888 г. ($M = 5.0$) и 21.06.1963 г. ($M = 5.3$) [27]. На линиях Курского и Амгунского разломов выявлены 4 палеосейсмодислокации, а также грандиозные обвалы.

Сейсмотектонические нарушения были обнаружены в Баджальском хребте (палеосейсмодислокация Омот, $M = 6.5$), Верхне-Амгунском грабене (палеосейсмодислокации Амгунь и Талиджак, $M = 6.5$), Куканском поднятии (палеосейсмодислокация Кукан, $M = 6.5$) [27].

В зоне Хорского разлома произошло три землетрясения (1911.09.6, $M = 3.4$, $hx = 10$ км; 1959.06.7, $M = 4.3$, $h = 20$ км; 1982.10.15, $M = 3.2$, $h = 30$ км). По инструментальным данным большинство сейсмических событий в зоне разлома имели магнитуды $M \le 2.5$. Наиболее высокую сейсмическую активность за инструментальный этап наблюдений проявил Сутарский сегмент Хинганского разлома (рис. 1), к южному фрагменту которого относятся эпицентры землетрясений в диапазоне магнитуд $2 \le M \le 5.5$.

При проведении анализа сейсмичности использована База данных «Землетрясения России» (http://eqru.gsras.ru) и региональные каталоги ГС РАН (http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl).

Сейсмичность Приамурья имеет свои отличительные особенности. Все сейсмические события здесь подразделяются на две принципиально различные группы: глубокофокусные (с глубиной очага от 100 до 600 км) на юге и юго-востоке и мелкофокусные

(коровые) по всей территории [11, 20] (рис. 8). Эти две группы землетрясений отличаются друг от друга не только глубиной расположения очагов и природой породивших их тектонических сил, но и, что особенно важно, по-разному проявляются на земной поверхности. Глубокофокусные землетрясения происходят относительно часто, однако на земной поверхности они, в силу своей большой глубины, проявляются слабо. В таблице 1 представлены глубокофокусные землетрясения с магнитудами $M \geq 6.7$ с расчетной силой сотрясений в эпицентре I_0.

Расчеты интенсивности сотрясений проведены по уравнению макросейсмического поля [58]

$$I_i = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta_i^2} + h^2 + c, \quad (1)$$

при среднем значении коэффициентов b = 1.5, ν = 1.7–1.9, c = 3.0 и Δ_1 = 0. Значение коэффициента затухания в данном случае определено по разности интенсивностей сотрясений во Владивостоке (4 балла) и Николаевске-на-Амуре (2 балла) по четырем наиболее сильным землетрясениям: 1905 г. (M = 7.1), 1946 г. (M = 7.7), 1999 г. (M = 7.1), 2002 г. (M = 7.4) с интенсивностью в эпицентрах порядка 4–5 баллов. Расчет коэффициентов регрессии для более точного приближения необходимо проводить по методике [46]. Однако, по заключению авторов обзорно-аналитической работы [20], глубокофокусные землетрясения «не представляют большой опасности». Поэтому для оценки интенсивности сотрясений от глубокофокусных землетрясений в пределах исследуемой территории с точностью ±0.5 баллов данного приближения (ν = 1.7–1.9) вполне достаточно. Для переходной зоны глубин h = 70–100км рассчитать коэффициент затухания не представляется возможным в силу небольшого количества землетрясений в таком интервале глубин.

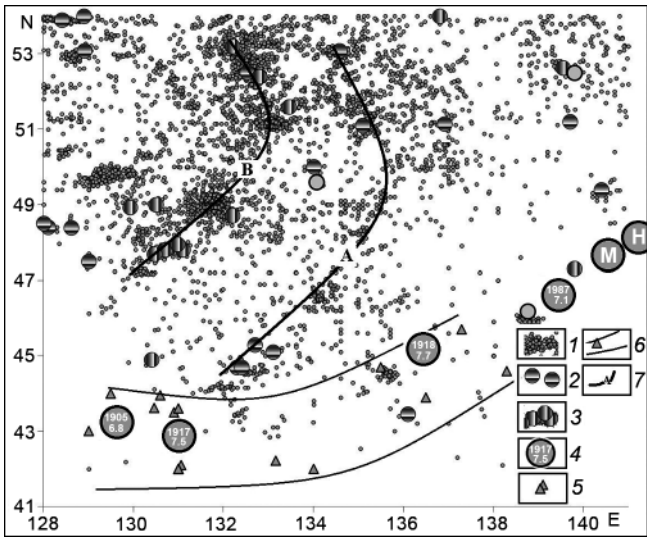

Рис. 8. Схема распределение эпицентров землетрясений Сихотэ-Алинского и Баджало-Буреинского орогенов и обрамляющих территорий.

1 – эпицентры землетрясений с магнитудой 2 < M < 5; *2* – эпицентры землетрясений в интервале магнитуд 5 ≤ M < 6 в фазе замедления вращения Земли в годовом цикле; *3* – эпицентры землетрясений в интервале магнитуд 5 ≤ M < 6 в фазе ускорения вращения Земли в годовом цикле; *4* – эпицентры землетрясений во всем интервале с магнитудами M ≥ 6, H – Невельское, 2007 г., M – Монеронское, 1971 г.; *5* – глубокофокусные землетрясения; *6* – область глубокофокусных землетрясений; *7* – сейсмолинеаменты: A – фазы замедления вращения Земли; B – фазы ускорения вращения Земли.

Землетрясения с глубиной гипоцентров менее 10 км (мелкофокусные) составляют около 10 % от общего количества событий. Однако именно эти (мелкофокусные) землетрясения представляют не только чисто научный интерес, но и непосредственную сейсмическую опасность для промышленно развитой инфраструктуры исследуемого региона.

Неглубокое (первые км) землетрясение, даже при небольшой магнитуде (M = 4–5), вызывает сильный макросейсмический эффект (до 7–8 баллов в эпицентре) на очень небольшой территории радиуса R_1. Это относится к Партизанским землетрясениям 1933 г. (магнитуда M = 4.5, интенсивность в эпицентре I_0 = 7–8 баллов, глубина h = 4 км), 1962 г. (M = 2.7, I_0 = 7, h = 1 км, принято h = 1.03 км) и 1971 г. (M = 4.1, I_0 = 7–8, h = 4 км); Лесозаводскому 15.08.1962 г. (M = 5.0, I_0 = 6–7, h = 10 км); Ханкайскому 15.08.1967 г. (M = 5.0, I_0 = 7–8, h = 10 км); Приморскому 14.09.1955 г. (M = 4.4, I_0 = 7, h = 6 км) и Покровскому 1976 г. (M = 3.1, I_0 = 7 баллов, h = 2–10 км) [21, 37, 35].

Мелкофокусные землетрясения Южного Приморья с магнитудами $4 \leq M < 5$ связаны, как правило, с ограничениями активных грабенов. В эпицентральной зоне Партизанских землетрясений обнаружена короткая, не более 1 км, система сейсмотектонических разрывов впечатляющих размеров. Амплитуда сбросов достигает 0.8 м, а глубина рвов – 3 м [35]. Надо отметить, что Партизанские землетрясения произошли в районе угольного разреза, т.е. могли быть техногенными. В то же время, это замечание не относится к другим мелкофокусным событиям.

Использование мелкофокусных сейсмических событий как калибровочных позволяет оценить среднее значение коэффициента затухания для интервала магнитуд $4 \leq M \leq 5$ равным $\nu = 3.45 \pm 0.51$. Это означает, что уменьшение интенсивности сотрясений на один балл для таких магнитуд и глубин, рассчитанное по формуле $\Delta_1 = R_1 = h\sqrt{10^{2/\nu} - 1}$, составляет в среднем $R_1 = 10 \pm 6$ км (2–6 км для Партизанских землетрясений и 16 км для Ханкайского землетрясения).

Таблица 1. Глубокофокусные землетрясения с магнитудой M≥6.7 южного и юго-восточного обрамления Сихотэ Алинского орогена.

Год, Г	Месяц, М	День, Д	Час, Ч	Минута, М	Долгота, λ	Широта, φ	Глубина, h	Магнитуда, М	Расчетный балл, I_0
1905	3	17	18	45	142.00	42.00	100	7.2	6.2–7.0
1905	8	25	9	46	129.00	43.00	470	6.8	3.0–4.1
1908	4	19	7	58	134.00	42.00	480	7.0	3.3–4.4
1915	3	17	18	45	142.00	42.00	100	7.2	6.2–7.0
1917	7	31	3	23	131.00	42.50	460	7.5	4.1–5.2
1918	1	30	21	18	136.50	45.40	350	7.7	4.9–5.9
1918	4	10	2	3	130.90	43.50	550	7.2	3.4–4.5
1931	2	20	5	33	135.50	44.70	350	7.3	4.3–5.3
1932	9	23	14	22	138.30	44.60	305	7.2	4.4–5.4
1932	11	13	4	46	136.50	43.90	310	7.3	4.5–5.5
1937	4	29	20	18	137.30	45.70	380	6.7	3.2–4.3
1940	7	10	5	49	131.00	43.60	580	7.3	3.4–4.6
1942	3	5	19	48	141.70	44.40	250	7.0	4.4–5.3
1946	1	11	1	1	129.50	44.00	580	7.2	3.3–4.4
1957	1	3	12	48	130.60	43.95	570	7.4	3.6–4.7
1959	10	29	14	30	131.06	42.86	535	6.7	2.7–3.8
1969	4	10	14	54	131.06	42.10	560	6.8	2.8–3.9
1973	9	29	0	44	131.00	42.00	600	7.2	3.2–4.4
1973	9	29	0	44	131.00	42.00	600	7.9	4.3–5.4
1973	9	29	0	44	131.00	42.00	600	6.7	2.5–3.6
1981	5	8	23	34	139.20	42.60	225	7.0	4.6–5.5
1981	11	27	17	21	131.00	43.10	500	6.9	3.1–4.2
1987	5	7	3	5	139.43	46.69	451	7.1	3.6–4.6
1994	7	21	18	36	133.16	42.22	495	6.8	3.0–4.0
1999	4	8	13	10	130.46	43.62	570	6.7	2.6–3.7

Примечание. Для двух событий с глубиной очага 100 км данные о величине интенсивности сотрясений завышены (пояснения в тексте).

В действительности, по данным [21], семибалльные сотрясения Ханкайского землетрясения проявились в радиусе $R_1 = 50$ км, что может свидетельствовать о более низком коэффициенте затухания. О возможности локального изменения коэффициента затухания свидетельствуют результаты расчетов, например, авторов работы [57], которые получили пониженный коэффициент затухания для Сковородинского землетрясения, отличающийся от среднего значения для всего северо-западного Приамурья в 1.5 раза.

Для расчета радиуса R_k k-той изосейсты без учета анизотропии среды из формулы

$$\Delta_k = R_k = h\sqrt{10^{2\cdot k/\nu} - 1} \qquad (2)$$

для радиуса 5-балльных эффектов при $k = 3$ Партизанского землетрясения 1933 г. получим $R_3 \approx 30$ км. Для Ханкайского события 15.08.1967 г. этот радиус равен $R_3 \approx 73$ км. Для рассчитанного коэффициента затухания данного землетрясения $\nu = 3$ радиус 5-ти балльных эффектов равен $R_3 \approx 99$ км, что находится в хорошем согласии с экспериментальными результатами [21].

Для оценки коэффициента затухания землетрясений в интервале магнитуд $5 \le M < 6$ используем систематизацию землетрясений по всей площади, представленной в работе авторов [20]. Макросейсмические эффекты определены для 15 землетрясений на площади исследований (табл. 2). Для остальных сейсмических событий, принятых к обработке, макросейсмические эффекты не определены. Для интервала магнитуд $5 \le M \le 6$ получим $\nu = 4.02 \pm 0.37$. То есть, по (2), эпицентральная область в среднем составляет $R_1 \approx (32 \pm 9)$ км (табл. 2).

На рис. 9 показано распределение гипоцентров землетрясений в 1920–2015 гг. За нулевой отчет условно принят январь 1970 г., начиная с которого сетью станций СФ ГС РАН на данной площади стали устойчиво регистрироваться 100–120 сейсмических событий в год [20]. Данная схема представляет собой проекцию всех сейсмических событий в области с координатами от $\varphi = 42°$N до $\varphi = 54°$N и от $\lambda = 128°$E до $\lambda = 142°$E на фазовую плоскость «время-глубина».

Обращает на себя внимание факт, что до 1970 г. гипоцентры землетрясений во всем диапазоне магнитуд по всей площади группируются в сейсмически активном слое $h = 15 \pm 5$км с отдельными событиями с $h < 10$ км после землетрясения 15.03.1924 ($M = 6.8$, $\varphi = 49.3°$N, $\lambda = 142.0°$E, $h = 18$). Начиная с 1971 г., после Монеронского землетрясения 05.09.1971 ($M = 7.5$, $\varphi = 46.5°$N, $\lambda = 141.1°$E, $h = 18$) [22] и ступенчатого изменения глубины на 15 км, выявляется тенденция уменьшения глубин гипоцентров с 30 до 5 км за 35 лет, то есть со средней скоростью $\upsilon_{midl} \approx$ -1км/год (вектор 1). На фоне такой тенденции гипоцентров 13.11.1990 г. происходит землетрясение (M=6.5, φ =46.2°N, λ =138.8°E, h=18) и в период с 1995 по 2000 гг. все землетрясения происходят на глубинах $0 \le h \le 10$ (км). С 2000 г. и по настоящее время наблюдается увеличение среднестатистической глубины гипоцентров со средней скоростью также $\upsilon_{midl} \approx$ 1км/год для интервала магнитуд $5 \le M <$6 (вектор 3), и $\upsilon_{midl} \approx$ 5км/год для интервала магнитуд $4 \le M < 5$ (вектор 2). На фоне увеличения глубины гипоцентров происходит Невельское землетрясение 02.07.2007г. ($M = 6.5$, $\varphi = 46.8°$N, $\lambda = 141.9°$E, $h = 11$) [23].

Можно констатировать, что в 50-летнем временном интервале инструментальных наблюдений за сейсмичностью данной территории выделяются три периода изменения глубины гипоцентров землетрясений. Причем ~15-летний период (1970–1985 гг., период 2, рис.9) выделения сейсмической энергии в верхнем сейсмоактивном слое земной коры можно охарактеризовать как период наибольшей сейсмической опасности. Это означает, что в задачах прогноза сейсмических воздействий от сильных землетрясений (табл. 1, 2.) необходимо учитывать параметр глубины землетрясений, точность определения которой существенно влияет на итоговые оценки (рис. 9). Наши построения показывают также, что на динамику сейсмического режима восточного Приамурья оказывают существенное влияние землетрясения, произошедшие в зонах Восточно-Сихотэ-Алинского и Западно-Сахалинского разломов [22, 23].

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПЕРИОДИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ

На рис. 8 показано пространственное распределение эпицентров землетрясений с магнитудами $5 \le M < 6$ в двух фазах: уменьшения скорости вращения Земли (растяжения земной коры) и увеличения скорости вращения Земли (сжатия земной коры). Расстояние между осевыми линиями этих зон (сейсмолинеаментов) $L_{seis} \approx (3.5–4)°$ сопоставимо с пространственными неоднородностями земной коры L_{geoph}, определенным по моделированию геофизических полей $L_{geoph} \approx L_{seis}$ [50, 53, 55, 60]. Ранее установлено, что области активизации землетрясений в данном интервале магнитуд зависят от фазы скорости вращения Земли

Таблица 2. Параметры затухания сейсмических волн для землетрясений и радиусы первых трех изосейст в интервале магнитуд $5 \le M < 6$.

Г	М	Д	ч	м	Период от 1970 г.	φ	λ	h	M	I_0	ν	R_1	R_2	R_3
1888	8	23	4	51	–81	50.00	134.00	20	5.5	6	4.04	33	73	147
1888	10	4	6	15	–81	47.80	131.10	10	5.0	6	4.50	17	37	73
1907	10	3	12	9	–62	48.70	132.20	22	5.2	6	3.58	37	81	161
1924	3	11	14	40	–46	51.20	139.70	20	5.6	6	4.15	33	73	147
1924	4	11	13	38	–46	49.70	141.90	13	5.5	6	4.71	22	48	95
1924	11	25	17	27	–45	53.40	141.30	15	5.3	6	4.21	25	55	110
1942	9	1	18	57	–27	48.40	128.10	20	5.7	6	4.27	33	73	147
1948	12	23	15	31	–21	44.90	130.40	15	5.2	6	4.08	25	55	110
1956	4	9	2	15	–14	49.00	130.50	20	5.0	6	3.46	33	73	147
1963	6	21	13	44	–6	47.80	130.70	20	5.5	6	4.04	33	73	147
1968	9	19	5	1	–1	49.40	140.40	22	5.1	5	4.21	37	81	161
1970	8	29	14	59	1	51.10	135.10	30	5.5	6	3.55	50	110	220
1975	6	29	12	24	6	53.20	132.20	25	5.3	6	3.54	42	92	183
1987	3	5	20	39	17	52.51	132.53	16	5.2	6	3.99	27	59	117
1993	10	1	22	40	24	47.68	130.46	12	5.0	5.5	4.63	20	44	88
Среднее значение											4.02	32	70	140
Стандартное отклонение											0.37	9	19	37

Примечание. Г, М, Д, ч, м – год, месяц, день, час и минута – время землетрясения; φ, λ, h, M –широта, долгота, глубина очага и магнитуда землетрясения; I_0, ν, R_1, R_2, R_3 – интенсивность в эпицентре, коэффициент затухания в формуле (1) и радиусы трех первых изосейст

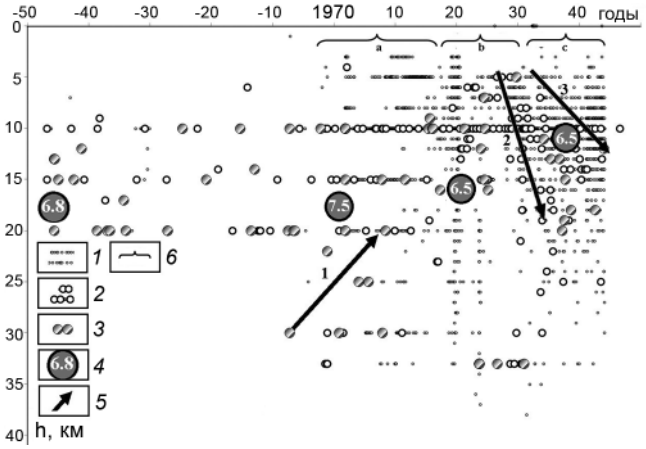

Рис. 9. Динамика распределения гипоцентров коровых землетрясений в интервале магнитуд 2 < M < 7 в области (42–54) °N и (128–141) °E.

1 – землетрясения с магнитудой 2 < M < 4; *2* – 4 ≤ M < 5; *3* – 5 ≤ M < 6; *4* – M ≥ 6; *5* – направление изменения среднестатистической глубины гипоцентров; *6* – периоды изменения сейсмической опасности: a – период повышения сейсмической опасности; b – период высокой сейсмической опасности; c – период уменьшения сейсмической опасности.

[9], фактически, от сжатия-расширения земной коры [10]. Группирование сейсмических событий в двух фазах вращения Земли позволило выделить пространственно чередующиеся вдоль широты сейсмические кластеры [51, 66] также протяженностью по широте $L \approx L_{geoph}$, на основании которых построена тектоническая модель сейсмичности северо-восточного сегмента Амурской плиты в двух фазах вращения Земли [52].

В период повышенной сейсмической опасности (период b, рис. 9) два из 10-ти землетрясений с магнитудами 5 ≤ M < 6 зарегистрировано в интервале глубин h < 10 км: 12.06.1985, (φ = 52.4°N, λ = 132.8°E) и 05.05.1994, (φ = 51.6°N, λ = 133.4°E) в фазе сжатия земной коры. Средняя глубина гипоцентров до 1980 г. в фазе сжатия земной коры составляла 18 км, после 1980 г. – 13 км. Для фазы расширения земной коры данные величины равны 17 км и 12 км, соответственно.

Это означает, что при долгосрочном прогнозировании сейсмической активизации области, фактически, прогнозирования изменения сейсмической опасности, следует учитывать вероятность сейсмической активизации кластеров в течение года (рис. 10). Для областей сжатия земной коры сейсмическая активность увеличивается в периоды увеличения скорости вращения Земли, для областей растяжения – увеличение сейсмической активности происходит в периоды замедления вращения Земли. При этом, эпицентры землетрясений группируются в устойчивые кластеры по месяцам года: январь-февраль-март-июль-август-сентябрь (рис. 10, южный кластер) и апрель-май-июнь-октябрь-декабрь (рис. 10, северный кластер), а также в более протяженные сейсмолинеаменты (A, B, рис. 8) и чередующиеся области сжатия-расширения [52]. За счет изменения глубины очагов землетрясений сейсмическая опасность возрастает в фазе расширения земной коры (замедления вращения Земли) (рис. 9). Качественный анализ показывает. что коэффициент затухания в данной фазе уменьшается. Это относится к Ханкайскому землетрясению (R_1 = 50 км) при средних значениях R_m = 10 ± 6 км и Сковородинскому, которое произошло 14.10.2011 г. в период смены фазы расширения на фазу сжатия земной коры, при этом коэффициент затухания по результатам работы [57] получен равным ν = 3.15 ± 0.17. По формуле (1) расчетное значение коэффициента равно 3.5. Для Ларбинского землетрясения 14.06.71 г., M = 5.9, произошедшего в фазе сжатия, ν = 4.49.

ВЫВОДЫ

Палеосейсмологическими исследованиями территории Нижнего Приамурья выделены три сейсмогенерирующие структуры с магнитудным потенциалом M ~ 6.5–7. Следы голоценовых сейсмотектонических подвижек установлены с разной степенью достоверности. Наиболее уверенно следы голоценовых землетрясений устанавливаются для Хинганского, Амурского и Сомонского разломов (рис. 1). Менее уверенно они устанавливаются для разломов Уссурийско-Охотской системы впадин и Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Очевидно, что известны далеко не все потенциальные очаги сильных землетрясений и остаются неясными основные тенденции позднечетвертичного геологического развития, ответственные за сейсмическую активность. То есть результаты данного исследования и работы предшественников за 50-летний период инструментальных и палеосейсмологических исследований позволяют оценить сейсмический потенциал только для некоторых основных структур региона. Для разработки сейсмического прогноза необходима надежная сейсмотектоническая основа, содержащая сведения о всех потенциальных очагах сильных землетрясений региона. При этом палеосейсмологические исследования проявлений сильных землетрясений Приамурья (рис. 10) являются базой для построения сейсмотектонических моделей.

Прогнозирование интенсивности сейсмического воздействия сильных землетрясений основано на статистических методах анализа сейсмичности за инструментальный период и на макросейсмических проявлениях сильных землетрясений. Наличие сейсмодислокаций (A – Амгунь, T – Талиджак, O – Омот,

К – Кукан, рис.1) свидетельствует о том, что сильные землетрясения магнитудой M ~ 6.5 могут происходить в верхнем сейсмоактивном слое земной коры с глубиной залегания очага h < 10 км. Для Амурского разлома определена магнитуда M ~ 7.0. Землетрясение такой магнитуды при средней глубине гипоцентров h = 15 км вызовет 7-балльные сотрясения, а при уменьшении глубины до 10 км – 8-балльные. Это означает, что для прогнозирования сейсмических воздействий от сейсмогенерирующих структур необходим контроль динамики распределения гипоцентров землетрясений. При уменьшении глубины гипоцентров (рис. 9) прогнозная интенсивность сотрясений может увеличиться на 1 балл.

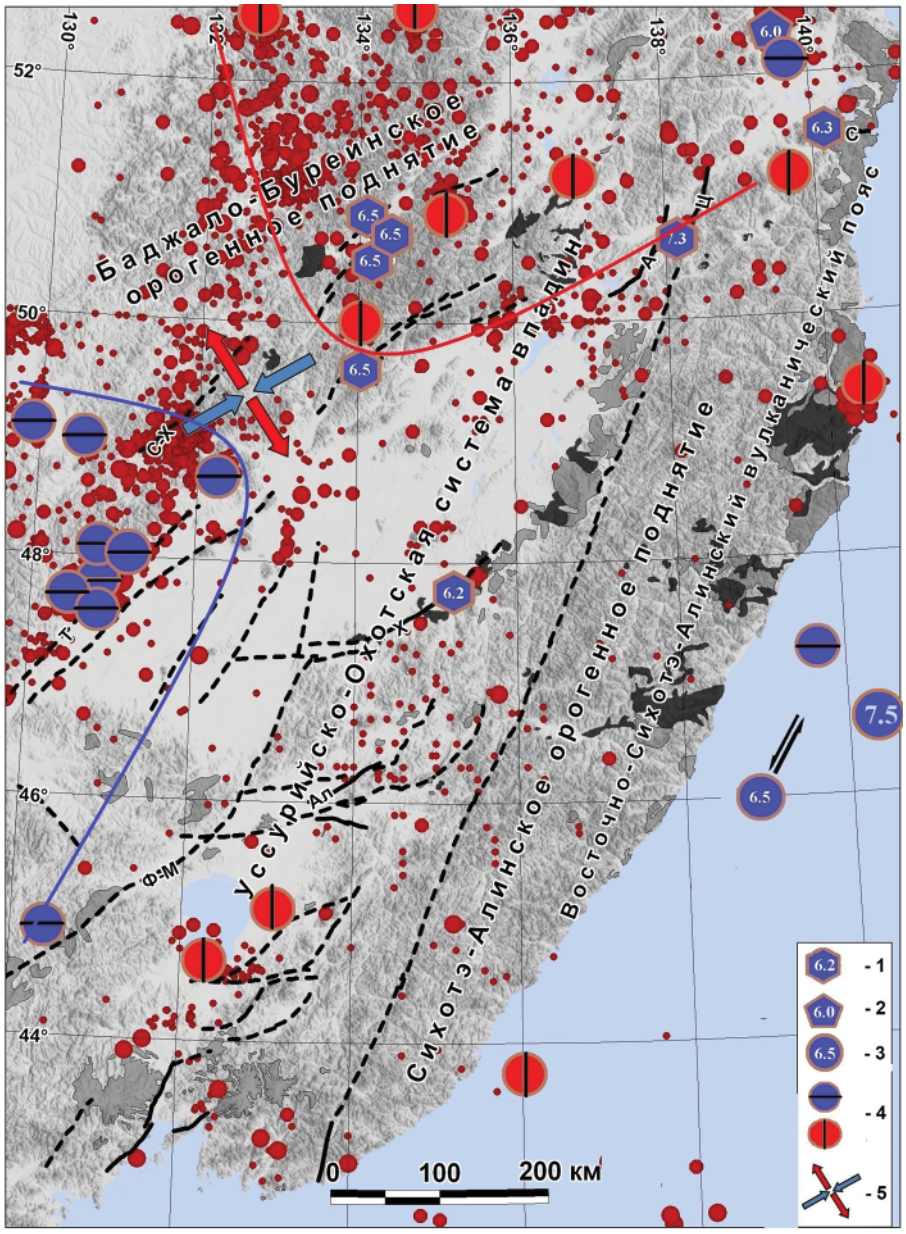

Рис. 10. Распределение очагов сильных землетрясений по палеосейсмологическим данным, историческим и инструментальным событиям.

1 – очаги палеоземлетрясений с прогнозной (ретроспективной) магнитудой; *2* – исторические (доинструментальные) землетрясения с магнитудой M ≥ 6; *3* – эпицентры инструментальных землетрясений M ≥ 6; *4* – эпицентры землетрясений в интервале магнитуд 5 ≤ M < 6: a – в фазе замедления вращения Земли; b – в фазе ускорения вращения Земли; *5* – направление векторов сжатия-расширения, по [59]; обозначение разломов соответствует рис. 1. Размер значков соответствует радиусу первой изосейсты (табл. 2).

Разрабатываемые пространственно-временные модели современной сейсмичности [11, 52] и полученные новые данные о параметрах сильнейших землетрясений прошлого системы разломов Тан-Лу и Приамурья [34] в целом будут способствовать уточнению имеющихся сведений о сейсмотектонике и реальной потенциальной сейсмической опасности Приамурья. В дополнение к динамике эндогенной опасности, вызванной изменением глубины гипоцентров, установлено, что в различных фазах изменения скорости вращения Земли в течение года эпицентры землетрясений с магнитудами $5 \leq M \leq 6$ образуют непересекающиеся сейсмические области (рис. 10), для отдельных сейсмических событий установлено уменьшение коэффициента затухания. Тем самым, при прогнозировании сейсмической опасности следует учитывать вероятность сейсмической активизации кластеров в течение года.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. А.И. Кожурину и д.г.-м.н. К.Г. Леви за внимательное прочтение рукописи и рекомендации по ее структуре. Работа выполнена по программе НИР ИТиГ ДВО РАН при финансовой поддержке грантов РФФИ (16-05-00097, РНФ (проекты №№ 16-17-00015, 15-17-20000) и по программе "Дальний Восток" (проект № 15-I-2-030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Овчининский В.Д., Столяров И.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Нижне-Амурская, лист М-54-III: Объясн. зап. ВГГУ, 1970.
2. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А., Лунева М.Н., Меркулова Т.В., Онухов Ф.С. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии // Изменение окружающей среды и климата. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 43–65.
3. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. М.: Наука, 1994. 207 с.
4. Врублевский А.А., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г., Чин Чунцзинь, Изосов Л.А., Дуань Жуй Янь, Хе Гоцу. Тектоническое районирование и глубинные неоднородности сопредельных территорий востока России и Китая // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 3. С.7–21.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под. ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 573 с.
6. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / Ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, И.А. Васильев, Ю. Пэн, Я. Сюй, И. Ван. СПб-Благовещенск-Харбин: ВСЕГЕИ, МГМР КНР, 1999.
7. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 61–68.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (новая серия). Лист M-(53), 54, (55) - Хабаровск: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 248 с.
9. Горькавый Н.Н., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 525–527.
10. Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.Н. и др. О корреляции графиков угловой скорости вращения Земли и модуля ее временной производной с частотой землетрясений в зависимости от их магнитуды // Физика Земли. 1994. № 10. С. 33–38.
11. Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В. Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий за последние 150 лет // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 58–69.
12. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
13. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 110 с.
14. Иващенко А.И., Поплавская Л.Н., Ким Ч.У., Нагорных Т.В. Напряженное состояние земной коры острова Сахалин в периоды подготовки, возникновения и развития очаговых зон сильных землетрясений // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 5–22.
15. Имаев В.С. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Стром А.Л. Сейсмотектонические деформации центральной части Алданского щита // Отеч. геология. 2010. № 5. С. 84–89.
16. Имаева Л.П., Имаев В.С., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н., Чипизубов. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири. Иркутск-Нерюнгри: ТИ (ф) СВФУ, 2015. 128 с.
17. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории СССР. 1:15 000 000. М.: ГУГК СССР, 1989.
18. Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов): Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 46 с.
19. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 174 с.
20. Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888–2008 гг. // Вестн. ДВО РАН. 2008. № 6. С. 16–22.
21. Леонов Н.Н., Берсенев И.И., Гришкян Р.И. и др. Сейсмическое районирование Приморья и Приамурья // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 143–155.
22. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Чун Ун. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.
23. Ломтев В.Л. Деформации Невельского (02.08.2007 г., M~6,1) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. 2010. № 2. С. 35–47.

24. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 18–27.
25. Масиброда Г.В., Никольский В.М., Варнавский В.Г., Позднякова А.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист M-53-XXXIV: Объясн. зап. Владивосток: ДВГТУ, 1980.
26. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 18–25.
27. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
28. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
29. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А., Имаев В.С., Никитин В.М., Гриб Н.Н. Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 55–74.
30. Овсюченко А.Н., Новиков С.С., Мараханов А.В. Новые данные об активных разломах нижнего Приамурья // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 183–185.
31. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии // Физика Земли. 2009. № 2. С. 15–33.
32. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Сейсмотектоника переходной области от Байкальской рифтовой зоны к орогенному поднятию Станового хребта // Геотектоника. 2010. № 1. С. 29–51.
33. Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Вакарчук Р.Н., Ларьков А.С., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Геологические и макросейсмические проявления землетрясения 16 октября 2011 г. в Сковородинском районе Амурской области // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39, № 4. С. 5–18.
34. Овсюченко А.Н., Калинина А.В., Аммосов С.М., Вакарчук Р.Н., Новиков С.С., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Использование сейсморазведки методом MASW в сейсмотектонических исследованиях (на примере Дальнего Востока России) // Инженерные изыскания. 2013. № 2. С. 38–48.
35. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
36. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 164 с.
37. Органова Н.М. Сейсмическое проявление современных движений юга Дальнего Востока и сопредельных территорий // Современные движения земной коры. М.: Радио и связь, 1982. С.103–108.
38. Оскорбин Л.С. Районирование юга Дальнего Востока по сейсмогенным зонам // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. VI. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 111–153.
39. Палеосейсмология. В 2-х т. / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. М.: Науч. мир, 2011.
40. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 58–74.
41. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С. Сейсмотектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта // Геофиз. исслед. 2007. № 8. С. 81–116.
42. Рогожин Е.А, Овсюченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
43. Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
44. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
45. Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В. Палеосейсмология Восточной Сибири (некоторый опыт практического применения). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 99 с.
46. Соломатин А.В. Построение уточненной модели уравнения макросейсмического поля землетрясений Курило-Камчатского региона. Интерполяционный и регрессионный подходы // Вестн. КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2013. № 1 (6). С. 30–42.
47. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
48. Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2–3. С. 387–407.
49. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С.39–49.
50. Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, №3. С. 64–77.
51. Трофименко С.В., Быков В.Г., Колодезников И.И. Пространственное распределение эпицентров землетрясений северо-восточного сегмента Амурской микроплиты в различных фазах вращения Земли // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 41–44.
52. Трофименко С.В. Тектоническая модель сейсмичности северо-восточного сегмента Амурской плиты в двух фазах вращения Земли // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 6. С. 38–45.
53. Трофименко С.В., Быков В.Г. Пространственно-временные распределения землетрясений северо-восточного сегмента Амурской плиты в двух фазах изменения модуля скорости вращения Земли // Вулканология и сейсмология. 2017. № 2. С. 62–73.

54. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984, 183 с.
55. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 81–93.
56. Фрейдин А.И., Лившиц Ю.Я. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская, лист М-54-VII: Объясн. зап. Владивосток: ДВГУ, 1959.
57. Ханчук А.И., Сафонов Д.А., Радзиминович Я.Б. и др. Сильнейшее современное землетрясение в Верхнем Приамурье 14 октября 2011 года: первые результаты комплексного исследования // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 3. С. 338–341.
58. Шебалин Н. В. Об оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С. 87–109.
59. Barth A., Wenzel F. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 160–169.
60. Bykov V.G., Trofimenko S.V. Slow strain waves in blocky geological media from GPS and seismological observations on the Amurian plate // Nonlin. Processes Geophys. 2016. V. 23, P. 467–475, doi:10.5194/npg-23-467-2016, doi:10.5194/npg-23-467-2016.
61. Deng Q., Zhang P., Ran Y. et al. Basic characteristics of active tectonics of China // Sci. in China. Series D.-Earth Sci. 2003. V. 46, N 4. P. 356–372.
62. Deng Q. Active tectonics map of China. Beijing: Earthquake Press, 2007. ISBN 978-7-5028-3051-9 (in Chinese).
63. Huang W., Gao W., Ding G. Neogene volcanism and Holocene earthquakes in the Tanlu fault zone, eastern China // Tectonophysics. 1996. V. 260. P. 259–270.
64. Liu M., Yang Y., Shen Zh. et al. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2007. V. 425. P. 299–318.
65. Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z. Late Mesozoic and Cenozoic rifting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
66. Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V. Space-time model for migration of weak earthquakes along the northern boundary of the Amurian microplate // J. Seismol. 2016. doi:10.1007/s10950-016-9600-x
67. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. V. 84, N 4. P. 974–1002.

Рекомендована к печати В.Г. Быковым

A.N. Ovsyuchenko, S.V. Trofimenko, S.S. Novikov, A.N. Didenko, V.S. Imaev

Seismic hazard forecasting problems in the Lower Amur region: paleoseismological and seismological aspects

The region under consideration is located at the junction of the Pacific and Central Asian belts that are seismically active. Macroseismic data are available on the earthquakes occurring approximately for the last 150 years in the region and instrumental monitoring of the region began in the mid-20th century, while large earthquakes can repeat once in hundreds and even thousands of years. Therefore, until recently, many areas in Priamurye were considered virtually aseismic until there occurred an earthquake. Paleoseismological studies carried out over the last few years have made it possible to assess the nature of Holocene movement for some of the major structures in the region. As a result, the main trends in the Late Quaternary geological development are still unclear and not all potentially seismogenic structures are located. In this regard, recognition of new zones of seismicity and periods of intense seismicity is of great importance for the entire Amur region. It is not only the low level of exploration in the region using up-to-date methods of active tectonics and paleoseismology that makes forecasting problems of current importance, but also intensive development of engineering infrastructure increasingly vulnerable to the impacts of hazards and the need to develop long-term seismicity-based earthquake forecast.
Findings of paleoseismological studies on active faults of the Amur region are reported in this paper. Strong deep-focus earthquakes' effects and attenuation coefficients were assessed and radii of the first three isoseists of crustal earthquakes were calculated using new data on the magnitude potential of seismogenic structures and the magnitude of historical and simulated earthquakes. Statistical modeling yielded periods of progressive increase in effects from earthquakes within the magnitude range $2 \le M \le 6$. Dynamics of a seismic regime dependent on the depth of the earthquake source is demonstrated to be considered in the seismic hazard assessment. Earthquake epicenters with magnitudes $5 \le M \le 6$ are found to form non-overlapping seismic regions in different phases of the change in rotational velocity of the Earth during the year.

Key words: **earthquakes, seismicity models, active faults, paleoseismological studies, seismic hazard, Priamurye, Far East.**