В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ЯКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. М.К.АММОСОВА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук Г.С.Гусев

> Москва ГЕОС 2000

УДК 551.24:550:34(571.56) И 50 ББК 26.3

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с. ISBN 5-89118-166-5

Монография посвящена вопросам сейсмотектонического анализа территории Якутии, которая составляет 1/3 всей сейсмоопасной площади Российской Федерации. На основе подробных сведений по сейсмичности, неотектонике, разрывным нарушениям и позднекайнозойским деформациям выделены и прослежены два крупных сейсмических пояса – Байкало-Становой и Арктико-Азиатский, соединяющих собой проявления сейсмичностя Байкальской рифтовой зоны и Охотского моря, и в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

Байкало-Становой сейсмический пояс, протягивающийся от оз.Байкал к Охотскому морю, включает собственно Байкальскую рифтовую систему и расположенную восточнее Олёкмо-Становую сейсмическую зону.

Арктико-Азиатский сеймический пояс по особенностям напряженного состояния земной коры и характеру разрывных нарушений подразделяется на Лаптевоморскую, Хараулахскую сейсмотектонические зоны и зону горной системы Черского. Рассмотрены морфокинематические характеристики активных разломов в сопоставлении с фокальными механизмами местных землетрясений. Исследованы области динамического влияния генеральных разрывов и, по данным тектонической трещиноватости, развитой в них, реконструировано позднекайнозойское поле тектонических напряжений. Установлена латеральная зональность в строении полей тектонических напряжений. Изучены сейсмогеологические связи между плотностями разломов, амплитудами неотектонических движений, градиентами вертикальных неотектонических движений, проявлениями гранитоидного магматизма, тепловым потоком, полем силы тяжести и проявлениями землетрясений. Описаны сейсмодислокации, развитые в установленных сейсмических поясах.

По комплексу геолого-геофизических данных рассмотрены сейсмотектонические особенности, прослежена модель современной геодинамики и оценена сейсмическая опасность структур и блоков, выделенных в пределах отдельных сейсмотектонических зон.

Монография рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами сейсмогеологии, неотеконики и тектонофизики и может быть использована в качестве учебного пособия при подготовке студентов геологических дисциплин вузов, специализирующихся в области сейсмологии и геодинамики.

Табл. 15. Ил. 138. Библ. 496 назв.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-78173).

Рецензенты:

д.г.-м.н. К.И.Микуленко, д.г.-м.н. И.И.Колодезников

На 1-й странице обложски: сеймогенные трещины растяжения района Булунских землетрясений 1928 г. с М>7.0.

На 4-й странице обложки: карта эпицентров землетрясений Якутии (кружки красного цвета с размерами соответствующими величине магнитуд), черно-белые кружки – фокальные механизмы очагов землетрясений с черными секторами – квадрантами растяжения, и белыми секторами – квадрантами сжатия. Желтые линии – предполагаемые границы литосферных плит – EU – Евразиатской плиты, NA – Северо-Американской плиты, АМ – Амурской плиты, BE – Беринговоморского блока, зеленые стрелки – направления векторов смещения плит.

ББК 26.3 ISBN 5-89118-166-5 © В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, 2000 © ГЕОС, 2000

Глава 5

Сейсмогеологические связи и зоны ВОЗ сейсмических поясов Якутии

Природа геологических и сейсмических явлений, оценка их достоверности и значимости – наиболее важный и актуальный вопрос в современных исследованиях по сейсмотектонике активных областей. В последнее время многими исследователями были предприняты неоднократные попытки определить важнейшие геологические условия, при которых возникают и реализуются землетрясения разной силы [Губин, 1976; Гзовский, 1975].

Известный сейсмолог А.П.Орлов [1887] еще в конце прошлого века считал: "Не может быть никаких сомнений в том, что та загадочная подземная деятельность, которая время от времени нарушает обычный покой поверхностных слоев земной коры судорожными потрясениями, находится в тесных и непосредственных соотношениях прежде всего с характером наружной конфигурации поверхности земной коры, с направлением главнейших поднятий, с разрывами и переломами верхних напластований и проч." [1987, с. 112].

Сейчас уже никто не сомневается, что такие геологические признаки сейсмичности существуют, но понадобился не один десяток лет их изучения, чтобы установить подобные сейсмогеологические связи. При этом, наибольшее распространение получили представления о зависимости проявлений сейсмичности от новейших, интенсивных, контрастных тектонических движений, вызывающих деформации земной коры [Борисов и др., 1975]. Последние фиксируются методами геологии, геоморфологии, геодезии, геофизики и другими направлениями исследований. Как результат таких работ, были сформулированы представления о чрезвычайной сложности взаимосвязей геологических и сейсмических явлений по широкому спектру возможных геологических критериев сейсмичности Горшков, 1949; Петрушевский, 1966; Гзовский, 1975; Сейсмическое районирование..., 1977; Рейснер, 1980; Николаев, 1980; Леви, 1991]. Несмотря на определенные успехи в области сейсмологического прогноза за последние десятилетия, проблема оценки корректности приведенных критериев остается до сих пор остро дискуссионной и актуальной. По мнению В.И.Бунэ, при современном состоянии сейсмогеологии и настоящем уровне изученности сейсмического режима, нет достаточных оснований для уверенной оценки удельной значи-

мости того или иного геологического критерия сейсмической опасности и, следовательно, для чрезмерно дробной дифференциации зон возникновения землетрясений [Бунэ и др., 1971]. По мнению же П.Н.Николаева [1980], такие суждения возникли в результате детерменистического подхода к поиску сейсмогеологических связей, желания найти прямые и однозначные геологические признаки высокой сейсмичности. "...Поэтому - пишет он, в настоящее время наиболее распространен способ выявления этих связей путем наложения друг на друга сейсмогеологических и различных геологических схем. При этом те или иные особенности геологического строения участков, в которых были зафиксированы землетрясения, рассматриваются как геологические критерии сейсмичности, что может быть не всегда оправданно..." (с. 52).

Вместе с тем, хорошо известно, что геологические процессы необычайно сложны и зависят от многих факторов, а действие даже одного из них в разных местах (структурах) проявляется весьма различно и сопровождается дополнительными явлениями. Следовательно, наблюдаемые причинноследственные связи в сейсмологии могут быть значительно более трудно понимаемыми и расшифровываемыми без применения аппарата математической статистики. При чисто качественном сравнении выбранных геологических признаков или особенностей геологического строения территории с ее сейсмическим потенциалом, весьма трудно избежать субъективной оценки роли этих признаков в сейсмической жизни региона. Поэтому одними исследователями те или иные особенности геологического строения территории считаются бесспорно связанными с ее высокой сейсмичностью и утверждаются в качестве главных (например, градиент новейших вертикальных тектонических движений в работах М.В.Гзовского [1975]), другими исследователями категорически отвергаются или ставятся под сомнение [Сейсмическое районирование...., 1977].

В связи с этим, в последнее время в сейсмогеологии широко используется один из перспективных методов исследования структуры связей элементов, обусловливающих сейсмичность, который основан на детальном изучении матрицы парных коэффициентов корреляции этих элементов. В отличие от обычного корреляционного анализа, который описывает суммарную взаимную изменчивость содержаний двух оцениваемых элементов, например, сейсмичности и какого-нибудь геологического критерия, факторный анализ, являющийся многомерно-статистическим методом, выделяет вклады, составляющие общую сейсмогеологическую композицию. Нулевой парный коэффициент корреляции может означать отсутствие связей между двумя элементами или же положительную связь их в одном из процессов, имевших место в формировании высокой сейсмичности данного объекта, и отрицательную – в другом.

В результате применения этого метода, вместо исходных взаимозависимых переменных (связи сейсмичности и некоторых сейсмогеологических признаков) получаются некоторые новые элементы (факторы), которые характеризуются собственными значениями (факторный вес или дисперсия фактора), дающие понятия о роли каждого признакафактора в общей изменчивости системы. Кроме того, каждой переменной сообщаются нагрузки, представляющие собой коэффициенты корреляции между факторами и признаками (элементами). Каждому наблюдению, точке отбора присваивается значение данного фактора.

При интерпретации результатов факторного анализа нами использовались следующие традиционные приемы.

1. Непосредственное рассмотрение элементных ассоциаций с учетом свойств признаков, либо объединяющих, либо дифференцирующих их.

 Исследование распределения наблюдений на диаграмме значений факторов (в факторном пространстве) с целью выделения однородных в геологическом отношении групп признаков.

Весьма существенно каким образом (способом) установлены сейсмологические связи и как оценена их достоверность. Выяснить взаимоотношения между геологическими факторами (критериями или признаками) и сейсмической жизнью региона, а также оценить степень их участия в формировании современной сейсмогенной структуры позволяет аппарат факторного анализа [Иереског и др., 1980].

Составной частью привлекаемой нами программы STATGRAF является корреляционный анализ, который позволил оценить степень связи между выбранными нами (учтенными или "организованными") параметрами (критериями) сейсмичности Олёкмо-Становой сейсмической зоны и Арктико-Азиатского сейсмического пояса.

Для этого нами принимались во внимание следующие параметры: уровень сейсмичности, приведенный в единицы плотности эпицентров землетрясений на квадратный километр (S); градиенты новейших вертикальных тектонических движений (grad V); геофизические данные, соответствующие единицам поля силы тяжести (G); плотность актив-

ных разломов (АР); амплитуда новейших тектонических движений (А), а также величина теплового потока (Т). Для Арктико-Азиатского сейсмического пояса нами учитывался дополнительный критерий – плотность гранитоидных интрузий (g).

Наличие полновесной и объективной информации в виде построенных карт сейсмической активности, новейшей тектоники, градиента новейших вертикальных тектонических движений, поля силы тяжести, теплового потока и карты активизированных разломов в одном и том же масштабе, а потому легко взаимносравниваемых, обусловило их использование в качестве геологических критериев.

При получении (считывании) значений на схемах данных параметров нами использовался способ, предложенный П.Н.Николаевым [1980]. Сущность его заключается в том, в каждом из контуров с данным значением сравниваемого параметра (в нашем случае, например, плотность землетрясений) по корректно выбранной сетке отбирают и выписывают все значения геологического критерия (например, амплитуда новейших тектонических движений или градиент новейших вертикальных тектонических движений), которые попадают в этот контур.

На основе полученных данных составляются так называемые вариационные ряды значений геологического критерия сейсмичности – их упорядоченный список, который в дальнейшем используется для корреляционного анализа. При этом для исследуемых районов оказалось возможным получить в каждом случае значения различных геологогеофизических параметров и при помощи машинной обработки на персональном компьютере провести корреляционный анализ по принципу первоначального сравнения исследуемых признаков, а затем и оценить связь между учтенными (организованными) критериями сейсмичности между собой.

Следует отметить, что в Якутии установлением сейсмогеологических связей на чисто качественном уровне впервые стал заниматься В.М.Кочетков [1966], который высказал предположение что "... Зона дифференцированных и высококонтрастных движений, тяготеющая к системе хребта Черского, представляет собой одну из наиболее сейсмоактивных зон на Северо-Востоке Союза. Неотектонические процессы нашли здесь свое отражение не только в общем поднятии территории, но также в широком развитии разрывных нарушений, основные из которых протягиваются на несколько сот километров. В результате этого зона оказалась разбитой на многочисленные блоки, испытавшие разнонаправленные самостоятельные движения. Конфигурация и движения блоков контролируются разломами..." (с. 62). В дальнейшем, это направление работ находит свое отражение в исследованиях К.Б.Мокшанцева и др. [1975], которые к самым тектонически и сейсмически активным относит те районы Якутии, в которых наблюдается совмещение линейных складчатых зон, позднемезозойских и особенно кайнозойских наложенных впадин и наиболее четко выраженных систем глубинных разломов.

Появление в последнее время новых геологоструктурных и сейсмотектонических данных позволило начать изучение других нетрадиционных сейсмогеологических связей для территорий сейсмических поясов Якутии.

До недавнего времени анализ степени активности геологических структур проводился по материалам общих тектонических схем и мелкомасштабных геологических карт без проведения специальных сейсмогеологических исследований и базировался прежде всего на теории геосинклинального анализа. Вместе с тем, сейчас появился ряд тектонофизических методов, дополняющих сейсмогеологические изыскания, которые позволяют выполнить этот анализ на новой количественной основе, опираясь при этом на современную теорию тектоники литосферных плит. Исследования такого рода, проведенные для других сейсмоактивных районов СССР, показали высокую эффективность применения тектонофизических приемов анализа для территорий с разным геологическим режимом и позволили лучше уяснить взаимосвязи разломов с эпицентрами землетрясений.

Дальнейшее развитие тектонофизических методов анализа и, в частности, введение понятия "область динамического влияния разломов" [Шерман и др., 1983; Лобацкая, 1987] помогли объяснить причины пространственного несовпадения проявлений сейсмичности с трассой конкретного разрывного нарушения. Область динамического влияния разломов при этом рассматривалась как некий объем массива горных пород, в котором после возникновения магистрального разрыва продолжают развиваться сопутствующие пластические и упругие деформации, затрагивающие весь указанный объем. Можно предположить, что другие динамические явления, сопровождающие формирование главного разрыва (в том числе и сейсмичность), не обязательно должны происходить по его основной трассе, а скорее всего могут возникнуть в любом месте деформируемого субстрата. Область динамического влияния разломов в плане представляет собой плотность разломов (их количество на единицу площади).

На возможность применения такого количественного показателя для выявления зон возможных очагов сильных землетрясений указывает в своих исследованиях С.И.Шерман [1975]. Он нашел, что количество эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой зоне прямо пропорционально плотности разломов. В.В.Ружич с соавторами [1985] ввел для этой же территории другой показатель уровня сейсмической активности, так называемый концентрационный критерий (К-критерий), который также базируется на величине плотности разломов.

5.1. Арктико-Азиатский сейсмический пояс

Несмотря на довольно высокую степень изученности разломной тектоники исследуемой территории [Гусев, 1979], подобные карты плотности разломов не составлялись, за исключением области Охотского массива и Южного Верхоянья [Чиков, 1970], а также зоны разлома Улахан в системе хребта Черского [Семинский, 1990]. Учитывая наследованность мезозойского тектонического плана современным, рассмотрим сначала взаимосвязь сейсмичности с плотностью разломов мезозойского возраста.

В качестве исходных данных использовалась Карта разломов Якутской АССР, построенная в масштабе 1:1 000 000 на основе сведений среднемасштабной геологической съемки, а также дополнительные данные специальных тематических исследований. Плотность разломов рассчитывалась по правилам математической статистики [Миллер, Кан, 1965; Ружич и др., 1985]. Общее количество учтенных разрывов для Северо-Восточной Якутии составило 1692.

На схеме плотности разломов, или тектонической нарушенности земной коры Северо-Восточной Якутии (рис. 5.1), достаточно отчетливо выявляется ряд максимумов и минимумов, которые образуют несколько изометричных групп. Значения плотности выявленных разломов изменяются в широких пределах от минимальных (0-30) по переферии карты до максимальных (>110-115) в ее центре. В целом, изолинии оконтуривают главные структурные элементы Верхояно-Колымской складчатой области мезозоид. Наибольшие значения плотности разломов при этом фиксируются в пределах Западно-Верхоянского мегантиклинория (>115). При этом, Верхоянский максимум (I) не совпадает с простиранием названного антиклинория, а несколько смещен к востоку и имеет северо-восточную ориентировку. Его влияние распространяется даже на Куларское складчато-глыбовое поднятие.

Второй значительный максимум в нижней части карты (II), пространственно тяготеет к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию. Он линейно вытянут с юга на север в виде узкой полосы и на северо-западе соединяется с Верхоянским максимумом. Два других максимума плотности имеют субдолготное простирание и приурочены к Улахан-Тасскому (III) и Приколымскому (IV) горстантиклинориям.

В центре территории располагается область минимальных значений плотности разломов, которая вытянута в направлении север-юг, пересекая среднее течение р.Индигирка. При этом, часть минимумов пространственно совпадает с кайнозойскими впадинами. Так, например, минимум на левобережье р.Индигирка за Момским хребтом приуро-



Рис. 5.1. Схема плотности разрывных нарушений Восточной Якутии 1 – изолинии плотности с соответствующими им величинами плотности разрывов; 2 – изолинии сейсмической активности А₁₀ (по Б.М.Козьмину [1984]). Пояснение I–IV см. в тексте

чен к Абыйской низменности, а минимум в устье р.Мома – к Кыринской впадине (система Мома-Селенняхских депрессий).

На схему тектонической нарушенности земной коры Северо-Восточной Якутии для удобства сравнения были нанесены также значения сейсмической активности A₁₀ (число сейсмических событий) представительного энергетического класса, отнесенные к единице площади в единицу времени [Козьмин, 1984].

При выполнении корреляционного анализа была проведена условная градуировка сравниваемых признаков для определения их значимости и веса в отношении друг к другу [Борисов и др., 1975]. В соответствии с этой шкалой сейсмическая активность и плотность разломов оценивались четырьмя градациями с номерами от 0 до 3, при этом их номера распределялись для каждого из этих параметров следующим образом: Р – плотность разломов (количество разломов, приходящихся на единицу условной площади) = 0 – 0; от 1 до 30 – 1; от 30 до 60 - 2; свыше 60 - 3. A_{10} – сейсмическая активность = 0 - 0; от 0,01 до 0,003 – 1; от 0,03 до 0,1 – 2; от 0,1 и выше – 3.

Количество сравниваемых значений каждого из параметров составило 423. Корреляционный ана-

лиз между плотностью разломов и сейсмической активностью, выполненный по методическим указаниям [Крамбейн и др., 1973], показал наличие четкой отрицательной связи между ними. При этом обнаружилось, что максимумы сейсмической активности (>0,1) совпадают с областями минимальных значений плотности разломов (P<30). Коэффициент корреляции r = 0,75, а уравнение регрессии имеет следующий вид: y = 2,494 – 0,016 х.

Результаты корреляции свидетельствуют о том, что вероятность обнаружения повышенного уровня сейсмической активности в областях пониженной плотности разломов достаточно высока и составляет 75%. Следует отметить, что при проведении сопоставления плотности разломов и сейсмической активности нами использовались данные в большей степени по мезозойским разломам, в силу чего, по-видимому, получен результат обратной зависимости между ними.

При проведении сейсмотектонических исследований в Северо-Восточной Якутии нами впервые рассматривался дополнительный критерий: связь плотности эпицентров землетрясений с областями развития гранитоидных интрузий (их плотность – количество интрузий на единицу площади). Возможность использования этого количественного показателя для распознавания районов с повышенной сейсмичностью показана В.И.Кнауфом и др. [1984], которые обнаружили прямую зависимость числа эпицентров землетрясений от количества гранитоидных интрузий на Тянь-Шане. По их мнению "....гранитоидные тела как бы спаивают и ужесточают всю складчато-разрывную конструкцию подслоя, уменьшают степень дискретности всей среды.

Вязкость гранитов высокая, модуль упругости их около 600 кг/мм², поэтому гранитный слой в целом отличается высокими прочностными свойствами..." [Кнауф и др., 1984, с. 31]. Это, по-видимому, позволяет ему (слою) накапливать тектонические напряжения, достаточные для возникновения крупного сейсмического события. В качестве исходных данных для построения схемы плотности распространения гранитоидов использовались сведения о пространственном размещении гранитоидных тел на территории Северо-Восточной Якутии, выявленных в результате среднемасштабной геологической съемки. В пределах рассматриваемой территории позднемезозойские интрузивные образования группируются в протяженный главный батолитовый пояс северо-западного простирания [Матвеенко, Шаталов, 1958]. В его пределах выделяется ряд комплексов разнообразных гранитоидов, где наиболее широко представлены биотитовые и двуслюдянные граниты верхнеюрского-нижнемелового возраста [Тектоника Якутии, 1975]. Все последующие операции построения названной схемы сводились к уже известным методическим приемам, использованным при составлении схемы плотности разломов мезозойского возраста.

Для расчетов плотности распространения гранитоидов предварительно была упорядочена выборка исходных материалов. Она заключалась в следующем. Вначале выбиралось интрузивное тело "типовых" размеров, наиболее часто встречаемое в массиве данных, которое принималась за одно событие. Затем интрузии больших размеров считались за два и более "типовых" тел, в зависимости от того, во сколько раз их размер превосходил типовой. Тела-гиганты оценивались в пять стандартных тел. Таким образом, общее число учтенных гранитоидных образований составило 402.

На схеме плотности распространения гранитоидных интрузий, где показаны также участки повышенной плотности эпицентров землетрясений, наглядно выявляется крестообразная форма внешнего контура изолиний плотности (рис. 5.2). При этом, внутри этого изометрического контура расположились четыре максимума. Значения плотности распространения выявленных батолитов изменяются в широких пределах от минимальных (3-5) по периферии до максимальных (15-20) в центре территории. В целом, изолинии подчеркивают основные структурно-тектонические элементы Верхояно-Колымской складчатой системы.

Наиболее крупный максимум плотности (более 20) приурочен к междуречью рек Адыча и Индигирка, протягиваясь с северо-запада на юго-восток в виде эллипса. Его большая ось совпадает по простиранию с главным батолитовым поясом. Другой максимум со значениями плотности более 20 отмечен в Северном Приохотье, но имеет широтную ориентацию. Еще один максимум плотности (более 12) выявлен в Южном Верхоянье. Он вытянут в долготном направлении. Кроме указанных участков повышенного значения плотности распространения гранитоидов, на территории сейсмической зоны Черского обнаруживается ряд небольших по величине максимумов, такие, как в районе хребта Улахан-Тас (более 5), участок вблизи Алазейского плоскогорья (более 8) и др.

Корреляционный анализ между плотностью распространения гранитоидных тел и плотностью эпицентров землетрясений выполнен на основе методических указаний [Крамбейн и др., 1973]. Результаты корреляции показали наличие четкой положительной связи между двумя этими явлениями. При этом оказалось, что максимумы плотности землетрясений больше совпадают с областями максимальных значений плотности распространения гранитоидов (более 10). Коэффициент корреляции составил r = 0,699, а уравнение регрессии имело вид: у = 4,230 + 0,955 х. Количество сравниваемых значений каждого из параметров соответствовало 176. В результате этих исследований выявилась устойчивая взаимосвязь проявлений сейсмичности с интрузивными массивами, которую, вероятно, нужно будет учитывать при сейсмическом районировании территории.

Рис. 5.2. Схема плотности мезозойских гранитоидных тел Восточной Якутии

 изолинии плотности гранитоидных тел; 2 – изолинии плотности эпицентров землетрясений; 3 – значения плотности эпицентров землетрясений: а>9, б>7, в>5, г>4

Механизм такой связи пока не однозначен. Среди наиболее вероятных остановимся на предположении, данном америисследоватеканскими лями [Зобак М.Д., Зобак М.Л., 1984]. Приуроченность землетрясений к распространения зонам интрузий происходит, по их мнению, потому, что тектонические напряжения механически лучше концентрируются в интрузивных породах, или вблизи них из-за различий в модулях упругости этих пород и вмещающей среды.

Сведения о прямых измерениях теплового потока в пределах Якутии весьма ограничены [Каталог..., 1985]. Существующие данные указывают на высокий уровень

теплового потока в хребте Черского (66–88 мВт/м²) и в хребте Сунтар-Хаята (до 100 мВт/м²), сопоставимый с таковым в Байкальской рифтовой зоне. Косвенным доказательством этого служат также проявления четвертичного вулканизма (вулкан Балаган-Тас) и наличие минерализованных источников подземных вод с температурой до +20°С, известных в системе Момо-Селенняхских впадин [Дучков и др., 1982].

В пределах сейсмотектонической зоны системы хребта Черского ежегодно формируется множество мелких и свыше 900 средних и крупных наледей, которые занимают территорию примерно в 2,3 тыс. км², среди них одна из самых крупных на северовостоке – Улахан-Тарын площадью 80 км² [Толстихин, 1974].

На основе "Карты мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири" [1984] построена схема плотности наледей (количество наледей на единицу площади). На схеме (рис. 5.3) выявился ряд максимумов плотности (со значениями более 6) в центре и на юге Верхоянского



хребта, а также в районе горной системы Черского. Наибольшие значения плотности (более 8) имеют место в хребте Сунтар-Хаята.

На схему вынесены также изолинии сейсмической активности [Козьмин, 1984] и величина измеренного в скважинах теплового потока [Каталог..., 1985]. Сопоставление плотности наледей и сейсмической активности показывает, что территория наледообразования совпадает с проявлениями сейсмической активности, ограниченными изолинией $A_{10} = 0,01$. За пределами этой границы наледные проявления практически отсутствуют. Внутри территории распространения наледей каждому максимуму их плотности (6 и более) соответствует, как правило, максимум сейсмической активности ($A_{10} = 0,05$), хотя они несколько и смещены в пространстве относительно друг друга.

Совпадение наледных и сейсмоактивных районов, по-видимому, не случайно, так как и те и другие тяготеют к зонам влияния генеральных и региональных активных разломов. Современные движения по ним, нарушая целостность криолито-



Рис. 5.3. Схема плотности наледей Восточной Якутии

изолинии плотностей наледей, относительные единицы (количество наледей на единицу площади); 2 – изолинии сейсмической активности А₁₀ (по Б.М.Козьмину [1984]); 3 – точечные измерения теплового потока, мВт/м² (по: [Каталог..., 1985])

зоны, способствуют, вероятно, подтоку внутреннего тепла к поверхности, вызывая формирования таликов и развитие наледей. Приведенные данные по тепловому потоку и наледным процессам свидетельствуют о существовании их значимой связи с сейсмичностью, что может служить косвенным дополнительным критерием оценки сейсмической опасности таких районов при отсутствии инструментальных сейсмологических наблюдений. Зоны динамического влияния разломов. С целью более детального изучения строения зон влияния систем активных кайнозойских разломов и выяснения их возможных связей с сейсмичностью, воспользуемся, как и в случае анализа мезозойских разломов, показателем – плотность активных разломов (в трехмерном измерении – зона их динамического влияния).

Исходя из природы разлома не только как гра-

ницы между блоками земной коры, но и как специфического геологического тела с определенной структурно-вещественной организацией, его понятие отождествляется с объемом земной коры, имеющим аномальное строение, возникшее в результате линейной деструкции (раздробленности) коры [Лобацкая, 1987].

Под областью динамического влияния разлома понимают часть земной коры, окружающую разлом во всех трех измерениях пространства, в котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему [Шерман и др., 1983].

Зона динамического влияния разлома (ЗДВР) определяется характером формирования разлома и движениями по нему. В пределах этой зоны горные породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, рассланцевание, формирование разрывов оперения), реологическим (изменение физических свойств с глубиной или в связи с длительностью развития разлома), петрографическим (метаморфизм ранних стадий), структурным (сгущение разрывов оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям. Границы зоны динамического влияния могут выражаться падением плотности сопутствующих разрывов, снижением интенсивности приразломных деформаций. Основными структурными элементами ЗДВР являются: осевая зона, магистральный разлом, крылья с системой определенным образом организованных сопутствующих разрывов в виде дискретных деструктивных полей. Перечисленные структурные элементы определяют латеральную и дистальную зональности разломов. Зона динамического влияния разломов по простиранию распадается на деструктивные поля. В поперечном строении эта зона включает в себя магистральный разлом, осевую зону и крылья.

Осевая зона представляет собой область максимального проявления всех приразломных изменений. Геологически это выражается по-разному и определяется условиями формирования, составом разрушающихся пород, масштабом проявления процессов разрывообразования и глубиной эрозионного среза. Магистральный разлом представляет собой центральную часть осевой зоны, отвечающую максимальной дифференциации структурных и вещественных характеристик. Геологически он может совпадать с наиболее крупным сопутствующим разломом, либо с узкой областью экстремального проявления динамометаморфизма, либо с повышенной плотностью сопутствующих разрывов и складок.

Крылья разломов — области с неконтрастными приразломными изменениями, заключенные в пределах зоны динамического влияния разлома между границами последней и осевой зоной. Геологически они выражаются аномальным сгущением крупных разрывов оперения, локализующихся в виде отдельных дискретных максимумов, деструктивных полей.

Несмотря на значительные различия внутреннего строения, обусловленные средой, историей геологического развития, характером напряженного состояния земной коры, зоны динамического влияния разломов имеют одну общую черту организации: в одних участках они представлены плотностными минимумами, совпадающими с магистральным разрывом, в других – плотностными максимумами, отражающими положение деструктивных полей.

Процесс формирования зон динамического влияния разломов [Финкель, 1987] имеет следующую последовательность: зарождение деструктивных полей (предшествующая деформация), появление разрывов внутри полей и начало роста магистрального разрыва (сопутствующая деформация), осложнение структуры деструктивных полей и слияние наиболее крупных участков магистрального разрыва (сопутствующая деформация и деформация вскрывшихся полостей), повторные подвижки по магистральному разрыву и дальнейшее разрастание магистрального разрыва и деструктивных полей с одновременным усложнением структуры зоны разлома в целом (деформации вскрывшихся полостей). Рассмотренный вариант развития разломных зон в земной коре не является единственным.

Например, при сейсмодислокациях образуется, как правило, единая морфологически выраженная магистральная трещина, не сопровождающаяся зрелыми деструктивными полями. В эту же схему не укладываются разрывные нарушения другого типа, зоны смятия, повышенной трещиноватости, проницаемости и шовные зоны. Резким ускорением разрывов при импульсном нагружении, повидимому, объясняется формирование магистрального разрыва, лишенного деструктивных полей (полей раздробленности коры), или его аномально длинных участков. Это явление может служить критерием при рассмотрении истории формирования разлома и оценки активности тектонических движений в его зоне.

В процессе криппа формируются структуры зоны влияния, лишенные магистрального разлома. В этом случае, при формировании зоны динамического влияния, происходит переход из межрангового состояния одного структурного уровня к межранговому деструктивному состоянию другого структурного уровня. Деструктивные поля медленно сливаются по площади и формируют зону динамического влияния, лишенную магистрального разлома (рис. 5.4).

Таким образом, в земной коре в результате различных условий напряженно-деформированного состояния могут формироваться, в зависимости от способа внутренней организации, три типа разрывных структур зоны динамического влияния: 1) выполненные чередующимися деструктивными по-



Рис. 5.4. Схематические диаграммы, показывающие развитие зон сдвигов и сопутствующих деформаций на разных стадиях развития сдвига

Стадии: А – начальная; Б – ранняя; В – средняя; Г – конечная. 1 – потенциальные антиклинальные ловушки; 2 – относительное движения блоков; 3 – граница бассейна осадконакопления; 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – надвиги и взбросы (по: [Harding, Lowell, 1979])

лями, 2) объединенные магистральным разломом, 3) лишенные магистрального разлома, отвечающего по рангу деструктивным полям (зоны криппа). В реальных геологических условиях встречаются структуры, представляющие собой различные сочетания и комбинации этих трех типов зон динамического влияния разломов.

В целом, общий структурный рисунок зон динамического влияния разломов зависит от кинематики разлома. Так, сдвиги дают системы эшелонированных деструктивных полей (структуры типа "конского хвоста", системы клиновидных полей). Деструктивные поля надвигов, как правило, смешены в сторону аллохтона, ориентированы параллельно магистральному разлому и имеют более упорядоченное расположение разрывов, слагающих сами поля. Сбросы чаще всего дают цепочки деструктивных полей, создающие клавишное строение зон влияния. Близкое к ним строение имеют зоны раздвигов. Все типы разломных зон чаще всего являются результатом смешанных движений (сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги и т.д.), отсюда большое разнообразие сочетаний деструктивных полей. Поэтому перечисленные особенности внутреннего строения ЗДВР различного кинематического типа были использованы также для подтверждения кинематики активизированных разломов и возможности выявления конкретных участков их активизации.

Зоны динамического влияния разломов определялись согласно изложенных представлений, исходя из выявленной сетки рактивных разрывных нарушений. На этой основе методом скользящего окна с помощью палетки оценивалась величина плотности разломов. При подсчете количества разрывных нарушений, попавших внутрь палетки, учитывалась их ранговость, а именно: принимались во внимание не только генеральные разломы, но и оперяющие их региональные и локальные дизъюнктивы. Таким разломам присваивались индексы: 1 – локальный; 2 – региональный; 3 – генеральный.

Размер палетки зависел от величины единичного объема области ЗДВР, который определялся с учетом средней глубины очагов местных сильных землетрясений. В нашем случае средняя глубина сильных землетрясений составляла 25 км. Она и



Рис. 5.5. Зоны динамического влияния разломов (ЗДВР) центральной части сейсмического пояса Черского 1 – кайнозойские впадины; 2 – генеральные сдвиги; 3 – генеральные надвиги; 4 – изолинии плотности разломов; 5 – эпицентры землетрясений разных энергетических классов. Буквами на схеме обозначены следующие генеральные разломы: А-Тр – Адыча-Тарынский; О – Омолойский; И-Д – Инъяли-Дебинский; Ч-Ю – Чай-Юреинский; Д – Дарпирский; Д(Ч) – Догдинский (Чибагалахский); Ч – Чемалгинский; И-Т – Илин-Тасский; А-Т – Арга-Тасский; М – Мятисский; У – Улахан

определила размеры палетки – квадрат со сторонами (25 x 25) км. При этом размер палетки, найденный по законам математической статистики, совпал с параметрами палетки, рассчитанными с учетом глубины возникновения очагов землетрясений. При составлении схемы одинаковые значения плотности разломов соединялись единой изолинией. При этом изолинии низких значений (2–4), оконтуривающие внешнюю границу ЗДВ генеральных и региональных разломов, проводились на ранговом уровне локальных разрывов с учетом их простирания.

На рис. 5.5 показана схема зон динамического влияния генеральных разломов сейсмотектонической зоны системы хребта Черского, куда также вынесены эпицентры всех представительных землетрясений с К > 9. Это дает возможность выявить конкретные места активизации зон динамического влияния этих разломов.

Илинь-Тасский разлом относится к северозападному участку сдвиговой зоны Момского хребта. Ширина зоны его динамического влияния 80 км при длине 300 км. В ее пределах отмечаются два деструктивных поля, имеющих размеры, соответственно, (150 х 60) км и (45 х 50) км. Первое деструктивное поле симметрично вытянуто вдоль трассы разлома и объединяет два максимума. Современной активизации подвергнут его юговосточный фланг, где отмечены семь эпицентров землетрясений, два толчка зафиксированы на южной границе деструктивного поля. Второе деструктивное поле имеет компактное прямоугольное строение со смещением его центра к югу, в сторону Верхнемомской впадины, где и имеет место слабая активизация сейсмического процесса.

Магистральный разлом, соединяющий эти два деструктивных поля, активен в северо-западной и южной частях, где наблюдается миграция сейсмического процесса к бортам системы Момо-Селенняхских впадин.

Арга-Тасский разлом расположен в юговосточной части сдвиговой зоны Момского хребта. Длина зоны его динамического влияния составляет 600 км, ширина варьирует от 60 до 100 км. В ее пределах с северо-запада на юго-восток отмечаются шесть деструктивных полей с размерами: (130 x 60) км; (50 x 60); (40 x 30); (70 x 20); (90 x 50); (50 x 40) км.

Самое обширное из них находится в зоне сочленения Илинь-Тасского и Арга-Тасского разломов. Поле имеет асимметричное строение, со смещением в юго-восточном направлении, в сторону Нижнемомской впадины, борт которой сейсмически активен.

Другие деструктивные поля Арга-Тасской зоны динамического влияния имеют примерно одинаковую площадь и симметричное строение по отношению к трассе разлома. Сейсмической активизации подвергнуты как северные, так и южные края этих деструктивных полей, вплоть до крайней юговосточной части ЗДВ данного разлома. Отличительной чертой Арга-Тасской зоны динамического влияния является группирование эпицентров землетрясений в зонах перехода отдельных деструктивных полей, что является свидетельством их разрастания.

Разлом Улахан вытянут с северо-запада на юговосток вдоль юго-западного борта системы Момо-Селенняхских впадин. Его структурными элементами на северо-западе являются разломы Догдинский (Чемалгинский) и Чибагалахский, на северовостоке - Дарпир и Улахан. В центральной части ширина зоны динамического влияния разлома строго выдержана и составляет примерно 60-70 км. На обеих концах зоны, где фиксируются структуры типа "конского хвоста", ширина зоны динамического влияния увеличивается до 1000-1200 км. Общая длина ЗДВ разлома Улахан 1500 км. Для деструктивных полей характерны следующие закономерности: на концах сдвиговой зоны фиксируются ряд деструктивных полей с размерами (30 х 40) км, в местах слияния разломов образуются обширные овалообразные области (100 х 60) км, в центральной части присутствуют вытянутые по простиранию разлома поля со стабильными размерами (100 х 50) км.

Вся зона динамического влияния разлома Улахан на всем протяжении сейсмически активна. Максимумы сейсмической активности отмечаются в Догдинском деструктивном поле, в местах сочленения разломов (разломных узлах) Догдинского (Чемалгинского) и Чибагалахского, Улахана и Дарпира. Эпицентры землетрясений трассируются вдоль разлома Улахан. При этом наблюдается смещение эпицентров землетрясений от центральной части разлома к системе поднятий, окаймляющих Момо-Селенняхские впадины.

Инъяли-Дебинский разлом занимает центральное положение в горной системе хребта Черского, протягиваясь с северо-запада на юго-восток на расстояние более 1000 км при ширине зоны динамического влияния 60–70 км.

В северо-западной его части наблюдается взаимодействие его деструктивных полей с полями Чибагалахской ветви разлома Улахан. Здесь располагается протяженное деструктивное поле – (300 х 70) км, пока не нашедшее отражение в эпицентральном поле. В районе, прилегающем к р.Индигирка, и далее на юго-восток фиксируется ряд мелких изометричных очертаний деструктивных полей размером (50 х 40) км, к которым приурочены многочисленные эпицентры землетрясений различных энергетических классов.

Чай-Юреинский разлом при общей протяженности около 700 км имеет зону динамического влияния шириной 50–70 км, которая находит максимальное для всей рассматриваемой территории Северо-Восточной Якутии отражение в эпицентральном поле. Наибольшее скопление эпицентров землетрясений наблюдается между двумя деструктивными полями, приуроченными, соответственно, к Верхненерской и Агаяканской впадинам. От этого района (Артыкское эпицентральное поле), имеющего наибольшую величину сейсмической активности ($A_{10} > 0,1$), эпицентры землетрясений в виде полосы шириной 50–100 км распространяются на север, вплоть до трассы разлома Улахан, и на юг, сливаясь с эпицентральной зоной Кетандино-Ульбейской системы разломов. Это находит свое отражение в рисунке деструктивных полей и может свидетельствовать, по-видимому, о присутствии здесь крупной неоднородности в пределах земной коры.

Адыча-Тарынский надвиг имеет, в отличие от уже рассмотренных сдвиговых зон динамического влияния разломов, свои особенности. Ширина ЗДВР его центральной части 100 км, которая на флангах зоны выклинивается до 40 км (в местах перехода надвигов в сдвиги). Разлом представлен единым деструктивным полем размером (300 х 100) км, включающим три компактных максимума – (30 х 40) км. Последние смещены от основных трасс надвига, тем самым подтверждая кинематику Адыча-Тарынского разлома (надвиг). Эпицентры землетрясений приурочены здесь как к максимумам деструктивных полей, так и к магистральным линиям разлома.

Сравнительный анализ местоположения зон динамического влияния генеральных разломов сейсмотектонической зоны системы хребта Черского и эпицентральных зон землетрясений позволил сделать следующие выводы:

 рисунок изолиний зон динамического влияния подтверждает кинематику генеральных разрывов, установленную другими методами;

- максимальная концентрация эпицентров землетрясений в зонах сдвигов наблюдается на концах магистральных разрывов или их кулис, на участках пониженных значений плотности разломов (междеструктивного пространства) и на разломных узлах (структуры типа "конский хвост");

- в зонах надвигов таких закономерностей не наблюдается (например, в зоне Адыча-Тарынского надвига);

 представленная схема зон динамического влияния генеральных разломов может служить исходным материалом для выделения зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ).

Результаты факторного анализа. Анализ геолого-геофизических признаков, систематизированных нами для сейсмических поясов Якутии, показывает наличие устойчивых связей между выбранными параметрами и сейсмичностью (табл. 5.1, 5.2). Полученные значения корреляции между анализируемыми параметрами особенно велики у следующих пар:

 плотности активных разломов и сейсмичность (коэффициент корреляции г =0,84);

- плотности гранитоидных тел и сейсмичность (r = 0,66).



Рис. 5.6. Графики уравнений корреляции связи геолого-геофизических параметров и сейсмичности сейсмического пояса Черского

АР – активные разломы; У – гранитоидные интрузии; А – амплитуда новейших тектонических движений; G – значения поля силы тяжести; V – градиент новейших вертикальных тектонических движений; Т – тепловой поток; Р – мезозойские разломы; S – сейсмическая активность

Таблица 5.1. Результаты статистической обработки семи переменных по 1700 событиям. Матрица коэффициентов корреляции сейсмоактивных блоков СЗЧ

	S	Y	Р	Т	AP	Α	V
S	1,000	0,6693	-0,7521	0,3137	0,8475	0,4432	0,5438
Y	0,6693	1,000	0,4411	0,3610	0,3231	0,6631	0,0981
P	-0,7521	0,4411	1,000	0,1863	0,3923	0,1146	0,1312
Т	0,3137	0,3610	0,1863	1,000	0,4622	0,2321	0,3863
AP	0,8475	0,3231	0,3923	0,4622	1,000	0,5213	0,5602
A	0,4432	0,6631	0,1146	0,2321	0,5213	1,000	0,4891
V	0,5438	0,0981	0,1312	0,3863	0,5602	0,4891	1,000

Примечание. В таблицах 5.1-5.4: S – сейсмическая активность; Y – гранитоидные интрузии; P – мезозойские разломы; T – тепловой поток; AP – активные разломы; A – амплитуда новейших тектонических движений; V – градиент новейших вертикальных тектонических движений; G – значения поля силы тяжести.

Меньшие значения связи имеют между собой следующие сравниваемые пары (рис. 5.6): – градиенты новейших вертикальных тектонических движений и сейсмичность ($\mathbf{r} = 0,54$); – амплитуда новейших тектонических движений и сейсмичность ($\mathbf{r} = 0,44$); – величина теплового потока и сейсмичность ($\mathbf{r} = 0,33$). Несмотря на сравнительно неболышие значения коэффициентов корреляции, все они вполне достоверны, так как при объеме выборки n > 300 для 95%-ного уровня значимости, любой коэффициент становится значимым при его величине > 0,113 [Смирнов, 1981].

Изучение матрицы факторов (см. табл. 5.2) позволило обнаружить степень "тесноты" связи между перечисленными выше параметрами в определенных комбинациях. При этом матрица факторов выражает здесь состав факторов через исходные переменные и содержит 6 строк и 3 столбца. Столбцы соответствуют факторам. Каждое из чисел, расположенных в фиксированном столбце означает вклад определенной переменной в состав данного фактора. Можно считать, что каждый столбец представляет собой факторное уравнение, в котором нагрузки являются коэффициентами при

Переменная	Степень общности	Фактор	Процент	Совместный процент	Фактор			Степень
					1	2	3	общности
AP	0,5846	1	39,1	39,1	0,88186	0,49273	0,81203	0,86032
S	0,59269	2	23,7	62,7	0,87086	0,27365	-0,21857	0,87363
Y	0,59961	3	19,6	82,3	0,89037	0,15412	-0,25701	0,88106
Α	0,12884	4	13,1	95,4	-0,39442	0,73806	0,04365	0,6345
Т	0,1064	5	3,6	99,0	0,40940	-0,54547	0,55161	0,4567
v	0.0906	6	1.0	100,0	0,41357	-0,2937	0.31465	0,3987

Таблица 5.2. Матрица шести переменных и степень общности факторной нагрузки сейсмоактивных блоков СЗЧ (начало)

соответствующих исходных переменных. Анализ матрицы факторов показал, что при достаточно высоких вероятностных значениях степени связи, все же наиболее устойчивы (связаны) между собой ассоциации следующих элементов: активные разломы (степень общности 0,585), сейсмичность (0,593), гранитоидные интрузии (0,599). Три других элемента связаны в меньшей степени: амплитуда новейших движений (степень общности 0,129), градиент новейших вертикальных движений (0,091) и тепловой поток (0,106).

Другой результат, следующий из рассмотрения матрицы факторов, состоит в том, что выбранные нами признаки, "работающие" на сейсмичность, весомы и представительны. Так, первый, второй и третий факторы в сумме составляют более 80% в образованной системе (см. табл. 5.2). Вместе с тем, распределение геолого-геофизических признаков, взаимосвязанных с сейсмичностью, в факторном пространстве (изображение переменных в плоскости факторных осей) в координатах первого, второго и третьего факторов (рис. 5.7), показывает, что все эти переменные образуют между собой устойчивое "облако" ассоциаций. Наибольший вес имеет первый фактор, где более всего с сейсмичностью связаны первая и третья переменные: - плотность активных разломов (r = 0,88) и плотность гранитоидных тел (r = 0,88).

При рассмотрении распределения этих элементов в пространстве обращает на себя внимание тесная сгруппированность всех ассоциаций в координатах 1, 2 и 3 факторов, что указывает на их тесную связь друг с другом.

Одной из форм записи полученных значений сравниваемых параметров служат так называемые факторные уравнения, представляющие собой произведение множителей, расположенных в последовательном порядке по мере уменьшения соответствующего коэффициента корреляции. При отрицательных значениях некоторых групп признаков факторное уравнение приобретает вид дроби: группа признаков с положительными значениями располагается в числителе, а с отрицательными значениями – в знаменателе.

Таким образом, уравнение первого фактора в

СЗЧ может быть записано так:

 $F_1 = Y_{0,8903} AP_{0,881} S_{0,8708} V_{0,6434} T_{0,409} A_{0,394}$,

где Y – плотность гранитоидных тел; АР – плотность активных разломов; S – плотность эпицентров землетрясений; V – градиент новейших тектонических движений; T – величина теплового потока; A – амплитуда неотектонических движений.

Он (этот фактор) составляет 39,1% влияния в исследуемой системе. Все параметры в этом уравнении устойчиво связаны между собой и характеризуют в целом тектонические процессы, вызывающие сейсмичность в СЗЧ. Этот фактор может быть условно назван сейсмотектоническим. Местоположение первых двух переменных Y и AP в уравнении указывает на их преобладающую (главенствующую) роль в этом процессе.

Второе факторное уравнение имеет следующий вид:

$$F_2 = A_{0,738} T_{0,545} AP_{0,492} V_{0,416} S_{0,273} Y_{0,154}$$

Второй фактор составляет 23,7% влияния. Для этого случая характерна более высокая степень связи между собой, которую испытывают элементы, ответственные за формирование морфоструктуры СЗЧ. Этот фактор может быть назван неотектоническим.

Третий фактор также характеризуется следующей формой записи:

Этот фактор имеет небольшой вес и составляет 19,6%. Следует отметить что полученные закономерности в большой степени зависят от выбранного масштаба исследований, но, вместе с тем, они остаются выдержанными и сохраняющими свои тенденции на макро- и микроуровне, что недавно продемонстрировали в своих работах К.Г.Леви [1991] и Л.П.Имаева [1984].

Стоит обратить внимание на то, что при увеличении масштабности исследований эти закономерности усложняются и приобретают индивидуальный характер для каждой из отдельных сейсмогенных структур [Имаева, 1986]. Рис. 5.7. Распределение переменных в факторном пространстве сейсмического пояса Черского

Условные обозначения к рис. 5.7 и 5.10

S – сейсмическая активность; АР – активные разломы; А – амплитуда новейших тектонических движений; V – градиент новейших вертикальных тектонических движений; Т – тепловой поток; Y – гранитоидные интрузии; G – значения поля силы тяжести

Сейсмотектоника и зоны ВОЗ. На основе имеющегося комплекса геолого-геофизических данных нами была составлена схема сейсмотектоники и зон возможных очагов землетрясений континентальной части Арктико-Азиатского сейсмического пояса масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 5.8), где показаны линии активных генеральных разломов, эпицентры сильных землетрясений с М> 5,0, сейсмодислокации, сведения по тепловому потоку, кайнозойские впадины и другие морфоструктурные особенности.

Уровень сейсмической опасности той или иной зоны ВОЗ оценивался с учетом всего набора геолого-геофизических признаков, принадлежащих этой зоне. Критерием для оценки максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений служили инструментальные данные и сведения по сейсмодислокациям. Границы зон ВОЗ проводились главным образом с учетом зон динамического влияния (плотности) активных разломов и плотности эпицентров землетрясений, уточнялись также особенностями проявления геофизических полей.

В результате было выделено четыре класса зон ВОЗ с градацией их по степени убывания сейсмической опасности: максимальная – M = 6,6-7,1; высокая – M = 6,1-6,5; средняя – M = 5,1-6,0 и низкая – M < 5,0. В общем плане на схеме изолиниями оконтуриваются две крупные сейсмогенные области: Хараулахская зона ВОЗ (1) и зона ВОЗ Черского (2). Внутри каждой из них выявляются зоны ВОЗ с разным уровнем потенциальной сейсмичности.

Хараулахская зона ВОЗ ВОЗ (1) субдолготного простирания расположена на северо-западном фланге Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Максимальным сейсмическим потенциалом (6,6-7,1) здесь наделен неотектонический блок, находящийся в центральной части Верхоянского антиклинория. Орографически он представляет собой южные и юго-западные отроги Хараулахских гор, но, в отличие от общего северо-западного простирания антиклинория, вытянут к северо-востоку. Территориально блок совпадает с зоной максимального градиента изостатических аномалий. В его пределах находится узел взаимопересекающихся глубинных разломов двух простираний: доминирующего субдолготного и подчиненного северозападного. Максимальная амплитуда новейших тектонических движений достигает здесь 1000-1200 м.



В сейсмическом отношении названная структура характеризуется высокой степенью сейсмической активности (A₁₀ > 0,1) и средними значениями плотности эпицентров землетрясений (>3). В 1927– 1928 гг. мировой сетью сейсмических станций в этом месте было зарегистрировано пять сильных землетрясений с магнитудами 5,6–6,8.

В результате дешифрирования среднемасштабных аэрофотоснимков в рассматриваемом районе установлено и в дальнейшем при полевых работах заверено около 20 сейсмопроявлений и дислокаций, относящихся к этим крупным сейсмическим событиям, что также подтверждает максимальный сейсмический потенциал рассматриваемого блока.

Изолинии зон ВОЗ других значений потенциальной сейсмичности (6,0-6,5; 5,0-5,9 и < 6,1), огибающие данный блок, проводились с учетом зон динамического влияния субдолготных активизированных сдвигов и плотности эпицентров землетрясений (1-3).

Зона ВОЗ Черского (2) занимает территорию, ограниченную изолиниями потенциальной сейсмичности северо-западного простирания, что пол-



Рис. 5.8. Схема сейсмотектоники и зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) сейсмического пояса Черского

1 – активные разломы – сдвиги, надвиги и сбросы, соответственно (буквы – названия разломов, см. рис. 3.2; 2 – кайнозойские впадины; 3 – сейсмодислокации; 4 – тепловой поток, мВт/м²; 5 – эпицентры землетрясений с М = 4,8–6,0 и >6,1; 6 – наледь Улахан-Тарын и вулкан Балаган-Тас; 7 – зоны ВОЗ с магнитудой, соответственно: 6,6–7,5; 6,0–6,5; 5,0–5,9; < 5,0. Цифрами обозначены зоны ВОЗ: 1 – Хараулахская; 2 – Черского (2а– 2е – сейсмоактивные участки: 2а – Артыкский, 2б – Иргичанский, 2в – Верхнеадычанский, 2г – Чибагалахский, 2д – Индигирский, 2е – Ямский)

ностью отражает новейший структурный план и основывается на зонах динамического влияния активизированных разломов, играющих определяющую роль в формировании морфоструктур различного ранга.

Наивысшим сейсмическим потенциалом (М = 6,6-7,1) здесь обладает Артыкский участок (2а) в

западной части Нерского плоскогорья, где отмечены максимумы сейсмической активности (A₁₀ = 0,5) и плотности эпицентров землетрясений (>9), а также максимумы плотности северо-западного окончания зоны динамического влияния Чай-Юреинского разлома. В данном районе зарегистрировано три сильных землетрясения: в 1913 г. с М = 6,2, в 1970 г. с М = 5,6 и в 1971 г. с М = 7,1. К последнему тяготеет область наибольших поверхностных деформаций, отмеченная на площади 18 км² в бассейне р.Артык, притока р.Нера. В структурнотектоническом плане эта локальная зона ВОЗ охватывает сопряженные части складчато-глыбовых сооружений Иньяли-Дебинского синклинория и Нера-Омчугского антиклинория, с наложенной на них системой кайнозойских межгорных впадин (Верхненерской, Аян-Юряхской, Аркагалинской и др.).

В поле изостатических аномалий данной зоне отвечает резко выраженный горизонтальный градиент, а по неотектоническим данным она располагается в области умеренных (1200–1400 м) дифференцированных движений. Здесь также отмечен повышенный уровень теплового потока (66–88 мВт/м²).

В пределах зоны ВОЗ Черского фиксируются также пять участков с высокой степенью (М = 6,1-6,5) потенциальной сейсмичности: Иргичанский (26), Верхнеадычанский (2в), Чибагалахский (2г), Индигирский (2д) и Ямский (2е).

Иргичанский участок (2б) занимает северозападный фланг горной системы хребта Черского и пространственно приурочен к одноименной впадине с включением сюда северных окончаний Иргичанского и Селенняхского хребтов. В пределах этой небольшой четвертичной впадины, ограниченной двумя разломами, которые трассируются по выходам меловых интрузий и отражены полем силы тяжести, произошло сильное землетрясение 1962 г. с М = 6,2. Его макропроявления наблюдались на площади 80 тыс. км² [Кочетков, 1966]. Сюда также тяготеет максимум сейсмической активности с $A_{10} = 0,05$. Амплитуда неотектонических движений здесь невелика и составляет 600–800 м.

Верхнеадычанский участок (2в) выявлен в пределах поперечных к генеральному простиранию СЗЧ структур Яно-Оймяконского нагорья, относящихся к Адычанскому антиклинорию. Здесь в 1951 г. произошло сильное землетрясение с M = 6,5 и отмечен ряд подземных толчков с М = 4,5-5,0. На этом участке имеет место максимум сейсмической активности A₁₀ = 0,05 и плотности эпицентров землетрясений (3-5). Подтверждает высокий сейсмический потенциал участка обнаружение двух сейсмодислокаций (Средняя и Верхняя Адыча). Рассматриваемая зона ВОЗ охватывает западную переферию зоны динамического влияния Адыча-Тарынского надвига. Активизация тектонических процессов здесь обусловлена движениями по субширотным левым сдвигам в Молтырканском хребте, разделяющем Верхнеадычанскую и Дербекинскую впадины.

Чибагалахский участок (2г) территориально приурочен к бассейну р.Чибагалах (левый приток р.Индигирка). Он выделен по совокупности геолого-геофизических признаков, свидетельствующих о высоком уровне сейсмической опасности. Структурный план данной зоны ВОЗ представлен высокоамплитудными (до 2000 м) альпинотипными хребтами Чемалгинским и Чибагалахским, а также присдвиговыми Чаркынской и Табандинской впадинами. В месте сочленения Догдинского (Чемалгинского) и Чибагалахского разломов в 1968 г. зарегистрировано землетрясение с М = 5,0. К разрывным нарушениям, которым в геофизических полях отвечают цепочка магнитных аномалий и резкий горизонтальный градиент поля силы тяжести, приурочены максимумы плотности разломов и эпицентров землетрясений (>5). Здесь же обнаружена сейсмодислокация "Селенняхская".

Индигирский участок (2д), также характеризуемый высокой степенью (M = 6,1-6,5) потенциальной сейсмичности, оконтуривает находящуюся внутри него Артыкскую зону ВОЗ с максимальным уровнем сейсмической опасности. В его площадь включены на юго-западе Тас-Кыстабытский хребет, с северо-востока – Нерское плоскогорье. Границы этой зоны ВОЗ проведены по изолиниям плотности эпицентров землетрясений со значениями 5-7 с учетом зон динамического влияния разломов Улахан, Иньяли-Дебинского и Чай-Юреинского. В ее пределах задокументирована дислокация "Тирехтях".

Ямский участок (2е) расположен на юго-восточном фланге сейсмической зоны системы хребта Черского (Северное Приохотье). Высокий уровень его потенциальной сейсмичности подтверждает сильное землетрясение 1851 г. с М = 6,5. Здесь располагаются крупные максимумы сейсмической активности (А10 = 0,3) и плотности эпицентров землетрясений (5-9), которые территориально совпадают с зоной влияния Челомджа-Ямского разлома. Он отражен в магнитном поле пережимами магнитных аномалий, а в поле силы тяжести - горизонтальным градиентом. Вдоль названного разлома протягивается цепочка неогеновых и четвертичных наложенных впадин, что наряду с сейсмологическими данными свидетельствует о его высокой активности.

Рассмотренные шесть участков с максимальным и высоким уровнем потенциальной сейсмичности составляют ВОЗ горной системы Черскоог со средней степенью сейсмической опасности (М = 5,1-6,0). Она выделена по внешним изолиниям зон динамического влияния генеральных разломов СЗЧ, ограничивающих зону взаимодействия Евразиатской и Северо-Американской плит. Отсюда была исключена лишь зона влияния Мятисского надвига, где отмечено всего несколько слабых землетрясений. Средний потенциал этой зоны уверенно подтверждается сейсмологическими данными. Здесь локализован ряд землетрясений в интервале магнитуд 4,9-5,8. К ним, например, относятся: землетрясение 1974 г. с М = 4,9 в зоне разлома Улахан, к нему же приурочены эпицентры двух подземных толчков 1979 г. в бассейне р.Буюнда (правый приток р.Колыма) с М = 5,0-5,2. В зоне динамического влияния Иньяли-Дебинского разлома произошло землетрясение 1979 г. с М = 5,0. В пределах Яно-Колымской зоны ВОЗ выявлено также около десяти различных современных и позднекайнозойских остаточных сейсмопроявлений.

И, наконец, зона ВОЗ Черского, включающая в себя все локальные зоны ВОЗ с максимальным, высоким и средним уровнем сейсмической опасности, по существу, является структурно-тектонической зоной взаимодействия Евразиатской и Северо-Американской плит и оконтурена изолинией низкого уровня (M<5,0) потенциальной сейсмичности.

В целом, взаимодействие названных плит вызывает подвижки по системам активных разломов СЗЧ, которые, по-видимому, разбивают всю эту территорию на отдельные разномасштабные блоки. Последние, сталкиваясь между собой, способствуют накоплению тектонических напряжений и, в конечном итоге, вызывают местные землетрясения. При этом, максимальный уровень сейсмичности реализуется в центральных частях данной зоны.

Перемен- ная	Степень общности	Фактор	Процент	Совместный процент	Фактор			Степень
					1	2	3	общности
AP	0,3407	1	35,0	35,0	- 0,1214	0,8593	0,3889	0,8898
S	0,1909	2	18,3	53,3	- 0,6660	0,069	-0,1015	0,4586
A	0,3708	3	14,9	68,2	- 0,8147	0,0375	-0,1243	0,6804
v	0,2531	4	12,8	81,0	- 0,4169	-0,3309	0,8216	0,9568
T	0,2891	5	11,5	92,5	- 0,7087	0,3489	-0,2051	0,6661
G	0,1282	6	7,5	100,0	0,5644	0,3461	0,0588	0,4418

Таблица 5.4. Матрица переменных ОСЗ

5.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона

Результаты факторного анализа. Анализ изученных геолого-геофизических признаков, систематизированных нами для Олёкмо-Становой сейсмической зоны (ОСЗ) показывает также наличие устойчивых связей между выбранными параметрами и сейсмичностью (табл. 5.3, 5.4).

Таблица 5.3. Результаты статистической обработки шести переменных по 800 событиям. Матрица коэффициентов корреляции сейсмоактивных блоков ОСЗ

Пер.	S	V	A	AP	G	T
S	1,000	0,642	0,428	0,710	0,389	0,454
V	0,642	1,000	0,281	0,376	0,114	0,107
A	0,428	0,281	1,000	0,411	0,231	0,365
AP	0,710	0,376	0,411	1,000	0,231	0,323
G	0,389	0,114	0,231	0,434	1,000	0,256
T	0,454	0,107	0,365	0,323	0,256	1.000

Для ОСЗ наиболее значимые связи устанавли-
ваются для плотности активных разломов и сейс-
мичности (r=0,71), градиентов новейших верти-
кальных тектонических движений и сейсмичности
(r=0,62). Более низкие коэффициенты корреляции
устанавливаются для амплитуды неотектонических
движений и сейсмичности (r=0,42), теплового по-
тока и сейсмичности (r=0,45) (рис. 5.9).

Изучение матрицы факторов (см. табл. 5.4), позволило обнаружить степень "тесноты" связи между перечисленными выше параметрами в определенных комбинациях.

При рассмотрении распределения этих элементов в пространстве обращает на себя внимание тесная сгруппированность всех ассоциаций в координатах 1, 2, 3 факторов, что указывает на их тесную связь друг с другом (рис. 5.10). Для ОСЗ характерно распределение этих параметров в секторе отрицательных значений. При этом их тесное взаимоотношение несколько нарушается при вынесении этих элементов в пространстве I и II факторов. Здесь неожиданно обособляются градиенты новейших вертикальных тектонических движений, что, возможно, указывает на неоднозначность их связи с другими параметрами и прежде всего с сейсмичностью. Такие же выводы были сделаны в 1977 г. В.П.Солоненко.

Для Олёкмо-Становой сейсмической зоны получены следующие закономерности в распределении факторных нагрузок:

 $F_1 = AP_{-0.812} A_{-0.814} T_{-0.708} S_{-0.666} G_{-0.564} V_{-0.416}$

Это составляет 35% веса влияния в системе. В данном случае более тесно связана между собой ассоциация: активные разломы – амплитуда неотектонических движений – тепловой поток и сейсмичность. Геофизические данные и градиент новейших тектонических движений связаны с сейсмичностью в меньшей степени.

Уравнение второго фактора имеет следующий вид:

F2=AP0,859 S0,698 T0,348 G0,346 V0,330 A0,235

Второй фактор составляет 18,3%.

Третий фактор характеризуется уравнением такого вида:

F3=V-0,820 AP-0,388 T-0,205 A-0,124 S-0,100 G-0,04

Он соответствует примерно 14,9%. В этом факторе наибольшую зависимость между собой имеют признаки, так или иначе связанные с неотектони-



Рис. 5.9. Графики уравнений корреляции связи геолого-геофизических параметров и сейсмичности Олёкмо-Становой сейсмической зоны

АР – активные разломы; V – градиент новейших вертикальных тектонических движений; G – значения поля силы тяжести; T – тепловой поток; A – амплитуда новейших тектонических движений; S – сейсмическая активность

кой, и поэтому он может условно называться неотектоническим.

Анализ рассчитанных коэффициентов корреляции свидетельствует о том, что все вышеперечисленные признаки действительно тесно связаны с сейсмичностью, хотя степень их связи между собой, как это показывают результаты факторного анализа, варьируют в широких пределах по мере перехода от одной морфоструктуры к другой. Это показывает сложность и неоднозначность полученных результатов, что должно учитываться при изучении сейсмотектоники.

Помимо отдельных геолого-геофизических признаков сейсмичности и результатов факторного анализа при выделений зон ВОЗ Олёкмо-Становой сейсмической зоны была использована схема зон динамического влияния разломов (ЗДВР).

Зоны динамического влияния разломов. На рис. 5.11 показаны области динамического влияния (плотности) разломов, куда вынесены также линии генеральных разрывов и изолинии максимальных и высоких значений плотности эпицентров с энергетическим классом K > 10.

Простирание изолиний, оконтуривающих зоны динамического влияния активных разломов хорошо отражает общий план основных структурнотектонических элементов и динамических районов исследуемой территории. Сгущением изолиний низких значений по зонам надвигов - Южно-Якутского на западе и Южно-Токинского на востоке - разграничиваются Алданский блок и расположенный от него к югу Становой. В центральной части территории линия контакта менее отчетлива и проходит по участкам деструктивных полей со значениями плотности разломов 6-10. Рассмотрим ЗДВР наиболее значимых в сейсмотектоническом отношении разломов, определяющих геодинамику рассматриваемого региона, с которыми также связаны основные эпицентральные поля.

Южно-Якутский разлом характеризуется надвиговой кинематикой и его ЗДВ является производной от региональной сдвиговой зоны Верхнеалданского разлома, расположенного в центральной части кряжа Зверева. Изолиния плотности разломов со значением 8 является объединяющей для зон динамического влияния этой динамопары. Рис. 5.10. Распределение переменных в факторном пространстве Олекмо-Становой сейсмической зоны

АР – активные разломы; V – градиент новейших вертикальных тектонических движений; G – значения поля силы тяжести; T – тепловой поток; А – амплитуда новейших тектонических движений; S – сейсмическая активность.

ЗДВ Южно-Якутского разлома при общей длине 300 км и варьирующей ширине от 15 до 50 км имеет характерный для всех надвиговых зон сложный фестончатый рисунок. В ее пределах отмечаются два деструктивных поля одинаковых размеров - (20 х 15) км. Изолиния плотности разломов со значениями 10 объединяет их и образует общее деструктивное поле площадью 2600 км², где расположен максимум сейсмической активности (величина плотности эпицентров землетрясений равна 12). В восточной части рассматриваемого деструктивного поля в 1989 г. произошло Южно-Якутское землетрясение с магнитудой 6.6.

Субмеридиональная рисовка изолиний сейсмической активности со значениями 8 и 6 указывает на активизацию зоны динамического влияния Усмунского разлома от линии контакта с Южно-Якутским надвигом на север, включая Чульманскую впадину. Второй, аналогичный по значению и рисовке изолиний максимум плотности эпицентров землетрясений оконтуривает восточную часть надвиговой зоны. Он занимает большую площадь, ориен-

тирован в северо-западном направлении и, возможно, отражает структурно-тектоническую границу, разделяющую Чульманскую впадину на области с различным сейсмическим потенциалом.

Верхнеалданский разлом является наиболее ярко выраженной разрывной структурой западного фланга Становой сдвиговой зоны. Его зона динамического влияния площадью (240 х 40) км четко обозначена субширотной изолинией плотности разломов со значением 10. В ее пределах с запада на восток фиксируются три деструктивных поля разной степени зрелости, которые различаются своими размерами: (35 х 25) км; (10 х 15) км; (110 х 20) км. Крайние из них (западное и восточное) обладают сложной внутренней структурой и относятся к ЗДВ Верхнеалданского разлома и сопряженных локальных разрывов. В сейсмическом отношении эти поля наиболее активизированы. Здесь отмечены максимумы плотности эпицентров землетрясений (Олёкминский и Ларбинский). Центральное - зарождающееся деструктивное поле, по-



видимому, трассирует зону влияния субмеридионального Усмунского разлома в южном направлении.

Тимптоно-Гонамский разлом представляет региональный разрыв в обширной сдвиговой зоне северо-восточного простирания, расположенной в центральной насти исследуемой территории в междуречье рек Тимптон и Гонам. Он имеет общую ЗДВ с другими разрывами этого направления -Верхнетимптонским и Верхнегонамским разломами, а также с Суннагинским надвигом субширотного простирания. Длина зоны составляет 450 км при средней ширине 60 км. В ее пределах выделяются многочисленные деструктивные поля, образованные в местах пересечения региональных (Тимптоно-Гонамского, Тыркандинского, Верхнетимтонского, Верхнегонамского, Суннагинского) разрывов с локальными разломами. Поля имеют примерно одинаковую степень зрелости, идентичные размеры (20 х 20) км и представлены в виде мозаичных фигур, вытянутых с юго-запада на северо-восток. Иную структурную позицию занимает



Рис. 5.11. Зоны динамического влияния разломов (ЗДВР) Олёкмо-Становой сейсмической зоны 1 – разломы: генеральные сдвиги, надвиги, локальные надвиги, неустановленной кинематики, соответственно; 2 – изолинии плотности разломов; 3 – мезозойско-кайнозойские впадины; 4 – проявления кайнозойского вулканизма; 5 – эпицентры землетрясений с К >12 и К>10–12, соответственно. Буквами обозначены следующие генеральные разломы: Ю-Я – Южно-Якутский, В-А – Верхнеалданский, Ю-Т – Южно-Токинский, Т-Г – Тимптоно-Гонамский, Тр – Тыркандинский, А-М – Авгенкуро-Майский, Сн – Суннагинский

деструктивное поле, образованное в месте пересечения рассматриваемой зоны с ЗДВ Тыркандинского разлома. Оно имеет размеры (95 х 20) км и ориентировано на северо-запад вкрест простирания сдвиговой зоны Тимптоно-Гонамского разлома.

Сейсмической активизации подвергнуты практически все деструктивные поля ЗДВ этого разлома, что подтверждается расположением максимумов плотности эпицентров землетрясений средних значений (6–8). В направлении северо-восточного фланга названной сдвиговой зоны уровень сейсмической активности убывает. Здесь наблюдаются разрозненные поля плотности эпицентров землетрясений низких и средних величин (4–6).

Южно-Токинский разлом занимает структурно-тектоническую позицию, подобную Южно-Якутскому разрыву. Его надвиговые перемещения являются производными от сдвиговой зоны Авгенкуро-Майского разлома, расположенного в центре горного массива Токинского Становика. Зона динамического влияния Южно-Токинского разлома практически не имеет зрелых или зарождающихся деструктивных полей. Исключение составляет район Токинской впадины, где закартирован клиппен. Здесь отмечен максимум плотности разломов. Сейсмической активизацией (величина плотности эпицентров землетрясений 10–12) охвачен западный участок ЗДВ Южно-Токинского разлома, где проходит зона сочленения его со структурой Авгенкуро-Майского сдвига. Другой небольшой максимум средних значений фиксируется в центральной части зоны.

Авгенкуро-Майский разлом является региональной тектонической структурой юго-восточной части исследуемой территории. Он характеризуется сложно построенной зоной динамического влияния с деструктивными полями высоких плотностных значений (12). Длина зоны составляет 400 км при средней ширине 40 км. Изолинией плотности эпицентров землетрясений со значением 6 оконтурены наиболее активные в сейсмическом отношении области ЗДВР. В нее входят: восточный фланг северной ветви разлома, диагональная перемычка, западная и центральная части южной структуры. Максимум имеет общее северо-западное простирание и, возможно, продолжается в юго-восточном направлении, которое не показано на данной схеме из-за низкой степени представительности исходных сейсмологических данных. Наибольшее плотностное значение эпицентров землетрясений



Рис. 5.12. Схема сейсмотектоники и зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Южной Якутии 1 – амплитуды новейших тектонических движений, м; 2 – активные разломы – сдвиги и надвиги, соответственно; 3 – мезозойско-кайнозойские впадины; 4 – сейсмодислокации; 5 – эпицентры землетрясений с К >15,>13,>12, соответственно; 6 – линии зон ВОЗ с магнитудами вероятных землетрясений; 7 – измеренное значение теплового потока, мВт/м²; 8 – поле четвертичных базальтов.

(12) отмечается в центральной части структуры, в области проявления четвертичного магматизма.

Из других региональных разрывных структур, располагающихся в восточной части территории, сейсмическая активизация наблюдается в Идюмской, Луриканской и Уянской зонах. Здесь отмечены площадные и локальные максимумы плотности землетрясений средних значений (6–8).

Совместный анализ областей динамического влияния (плотности) разломов и плотности эпицентров землетрясений показывает, что максимальным уровнем сейсмической активности характеризуются зрелые деструктивные поля ЗДВ региональных разломов. Именно эти области земной коры в Южной Якутии следует наделять высоким сейсмическим потенциалом.

Сейсмотектоника и зоны ВОЗ. Синтез структурно-геологических, неотектонических, геофизических, сейсмологических и палеосейсмогеологических данных послужил основой для создания схемы сейсмотектоники и зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) для территории Южной Якутии масштаба 1 : 1 000 000. Она построена на основе схемы вершинной поверхности, отражающей суммарные амплитуды новейших тектонических движений за неотектонический этап. Сюда же нанесены системы активных разрывных нарушений, эпицентры землетрясений, зарегистрированные за период инструментальных наблюдений, а также палеосейсмодислокации. На этой схеме показаны неотектонические и сейсмогенные структуры территории с выделением зон различной потенциальной сейсмичности (рис. 5.12). Для оценки сейсмического потенциала выделенных зон ВОЗ принималась во внимание максимальная магнитуда зарегистрированных землетрясений или использовались дополнительные сейсмотектонические данные (палеосейсмодислокации). При этом принималось, что максимальная магнитуда ожидаемых в данной зоне землетрясений не может быть меныше, чем магнитуда подземных толчков, зафиксированных инструментально или предполагаемых по другим сведениям.

Для определения границ зон ВОЗ дополнительно были составлены схемы плотности эпицентров землетрясений и зон динамического влияния (плотности) активных разломов. Их взаимное наложение корректировало контуры изолиний зон ВОЗ. В результате на схеме сейсмотектоники и зон ВОЗ приведены зоны возникновения очагов землетрясений с градацией их по степени убывания сейсмической опасности: максимальная (M = 7,0–7,5), высокая (M = 6,5–7,0; 6,0–6,5), средняя (M = 5,0–6,0), низкая (M = 4,0–5,0), минимальная (M = 3,5–4,0).

Зона ВОЗ с максимальным уровнем сейсмической опасности (М = 7,0-7,5) приурочена к Олёкминскому эпицентральному полю. В структурно-тектоническом отношении территория является областью взаимодействия зон с различным геодинамическим режимом (Байкальские рифтовые и Становые складчатые структуры). В геофизическом поле (аномалии поля силы тяжести) наблюдается резкая градиентная ступень от Имангрского максимума на севере к минимумам Станового неотектонического поднятия на юге. Установленная закономерность нашла отражение и в величинах градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений. Здесь наблюдается резкий переход от максимальных (3 х 10 год 1) до средних (1 x 10⁻⁹ год⁻¹) значений. На схеме плотностных показателей активных разломов и эпицентров землетрясений в центре Олёкминской зоны отмечаются максимумы с предельными величинами, соответственно, > 14 и > 12.

Значительный уровень современной сейсмической активности подтвержден тремя сейсмическими событиями – Олёкминским, Нюкжинским и Тас-Юряхским землетрясениями с М = 6,4; 6,5; 7,0. Сейсмодислокации в Олёкминской зоне не обнаружены, здесь при полевых исследованиях установлены многочисленные сейсмотектонические и сейсмогравитационные проявления.

Зоны ВОЗ с высоким уровнем потенциальной сейсмичности (M = 6,5-7,0; 6,0-6,5) расположены на противоположных флангах рассматриваемой территории и представлены Олёкминским и Токинским эпицентральными полями. Западный участок локализован на левобережье р.Олёкма. С севера изолиния зоны ВОЗ оконтуривает Тас-Миелинское эпицентральное поле с учетом субмеридионального простирания Темулякитского активизированного разлома. Изолинии аномалий поля силы тяжести также повторяют долготное простирание современной неотектонической структуры, где к северу от Ханинского минимума наблюдается смена знака геофизических полей. Рисунок распределения градиентов новейших вертикальных тектонических движений повторяет простирание рассматриваемых зон, где фиксируется, в основном, поле их высоких значений (от 1-2х10" до 3х10" год"). Сейсмическая активность Тас-Миелинского участка подтверждается наличием палеосейсмогенных структур сбросо-сдвигового типа, обнаруженных при дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков верховий рек Чаруодакан, Тас-Миеле, Олдонгсо. Предположительно, возникновение палеосейсмодислокаций связано с землетрясениями, магнитуда которых составляла не менее 6,0-7,0.

Восточнее зона высокой потенциальной сейсмичности (М = 6,5-7,0) включает западную часть Чульманской впадины, где проявились максимальные эффекты Южно-Якутского землетрясения 1989 г., произошедшего с магнитудой 6,6. Восточное замыкание зоны проходит вдоль субмеридионального отрезка верховьев р.Алдан, а на юге граница проведена предположительно, с учетом расположения максимумов плотности эпицентров землетрясений (>12) и разломов (>10).

Изолиния, оконтуривающая область с высокой потенциальной сейсмичностью (М = 6,0-6,5), проведена условно по геолого-геофизическим данным. На юго-востоке в эту зону включено Ларбинское эпицентральное поле, где отмечен толчок с магнитудой, равной 5,9. В этом районе установлены сейсмотектонические проявления, по-видимому относящиеся к данному землетрясению.

Зона ВОЗ со средним уровнем сейсмической активности (М = 5,0-6,0) ограничивает внешнюю структурно-тектоническую границу Олёкминского эпицентрального поля. При проведении этой границы учитывались в равной степени геолого-геофизические данные и количественные сейсмологические показатели.

Центральная часть Токинского эпицентрального поля, которое расположено на восточном фланге исследуемой территории, также представлена зоной ВОЗ с высокой степенью потенциальной сейсмичности (M = 6,0-6,5). Область включает тектонические структуры наиболее активизированной ветви Авгенкуро-Майского разлома и западного фланга Южно-Токинского надвига. Здесь зарегистрированы крупные сейсмические события с магнитудами, равными 5,5-6,0. В зону включены районы проявления сейсмотектонических и сейсмогравитационных деформаций, обнаруженные в области среднего течения р.Туксани, а также поле проявления четвертичного магматизма (южное окончание диагональной перемычки). В геофизических полях это область высоких значений аномалий поля силы тяжести (Алгаминский максимум), что нашло обратное отражение в величинах градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений (от 0,65x10⁻⁹ до 1x10⁻¹). Это может быть объяснено преобладанием в данном районе горизонтальных движений.

Изолиния зоны ВОЗ со средней степенью потенциальной сейсичности (M = 5,0-6,0) оконтуривает условно внешнюю границу Токинского эпицентрального поля.

В районе приустьевой части междуречья рек Алгама и Гонам предположительно выделена зона ВОЗ высокого сейсмического потенциала (M = 6,0-6,5). Единственным основанием для ее обозначения послужило обнаружение крупной сейсмогенной структуры, обязанной своим происхождением землетрясению с предположительной магнитудой, равной 6,0-6,5. Зона не нашла отражения в плотностных характеристиках эпицентров землетрясений и областей динамического влияния активных разломов. Здесь отмечены их минимальные и нулевые показатели.

Гонамское эпицентральное поле, расположенное в центральной части восточного фланга ОСЗ, включает локальные максимумы плотности эпицентров землетрясений, находящихся в районах Ытымджинской впадины, Нингамского горного массива (зона динамического влияния Тыркандинского разлома) и Луриканского хребта. Оно наделено средним уровнем потенциальной сейсмичности (M = 5,0-6,0).

Зоны ВОЗ с низкой (M = 4,0-5,0) и минимальной (M = 3,5-4,0) степенью потенциальной сейсмичности объединяют в субширотном направлении Олёкминское и Токинское эпицентральные поля, с включением в их пределы наиболее активизированной части Тимптоно-Гонамского междуречья.

Суннагинский горный массив оконтурен изолинией зоны ВОЗ с магнитудами 4,5–5,0. С севера граница проходит по области динамического влияния одноименного надвига. Южное замыкание зоны выполнено с учетом распространения изолиний плотности эпицентров землетрясений со значением 8 и положения ЗДВ Тыркандинского разлома, который разделяет Суннагинскую и Тимптоно-Гонамскую неотектонические области.

Таким образом, результаты сейсмотектониче-

ских исследований и выделения на их основе зон ВОЗ в Южной Якутии позволяют сделать следующие обобщения.

Максимальным и высоким сейсмическим потенциалом (М =7,0-7,5; 6,5-7,0; 6,0-6,5) характеризуются области динамического влияния субширотных генеральных сдвиговых систем (Верхнеалданский и Авгенкуро-Майский), принадлежащие к зоне Станового краевого шва.

Изолинии потенциальной сейсмичности с магнитудами 5,0-6,0 оконтуривают внешнюю границу эпицентральных полей (Олёкминского – на западе и Токинского – на востоке), генетически обязанных своим происхождением названным тектоническим структурам, включая их динамопары и оперяющие региональные и локальные разрывы.

Зоны потенциальной сейсмичности с низким (М = 4,0-5,0) и минимальным (М = 3,5-4,0) уровнями являются объединяющими. На их фоне условно выделены Алгаминская (М = 5,0-6,0) и Суннагинская (М = 4,5-5,0) области с более высоким сейсмическим потенциалом.

Введение	
Глава 1. Лаптевоморская сейсмотекто-	
ннческая зона7	
Глава 2. Хараулахская сейсмотектони-	
ческая зона12	
2.1. Геолого-структурный очерк	
2.2. Неотектоника16	
2.3. Сейсмичность	
2.4. Активные разломы и палеосейсмодис-	
локации	
2.5. Поле тектонических напряжений	
Глава 3. Сейсмотектоническая зона гор-	
ной системы Черского42	
3.1. Геолого-структурный очерк	
3.2. Неотектоника	
3.3. Сейсмичность	
3.4. Активные разломы и палеосейсмодис-	
локации	
3.5. Поле тектонических напряжений	

Оглавл	тение
3	Глава 4. Сейсмотектоника Олёкмо-
D#	Становой зоны
	4.1. Геолого-структурный очерк
I-	4.2. Неотектоника
12	4.3. Сейсмичность
	4.4. Активные разломы и палеосейсмодис-
16	локацин
21	4.5. Поле тектонических напряжений
C-	Глава 5. Сейсмогеологические связи и
	зоны ВОЗ сейсмических поясов Якутин .160
	5.1. Арктико-Азиатский сейсмический пояс .162
op-	5.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона176
	Глава 6. Природа сейсмичности и геоди-
42	намика сейсмических поясов Якутии
46	6.1. Арктико-Азнатский сейсмический пояс .183
	6.2. Олёкмо-Становая сейсмическая зона 198
IC-	X
	Заключение
	Литература

Научное издание

Валерий Сулейманович Имаев, Людмила Петровна Имаева, Борис Михайлович Козьмин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЯКУТИИ

Художник О.В.Кураленко Редактор И.М.Ерофеева

Подписано к печати 28.10.2000 Формат 60х90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0. Тираж 500 экз. Тип. зак. № 159С, Москва

Издательство ГЕОС Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Тел.: (095) 230-80-92 Факс: (095) 951-04-43