

Высокопроизводительные вычисления в моделировании динамики и сейсмичности систем тектонических плит*

В.Л. Розенберг, Л.А. Мельникова

Институт математики и механики УрО РАН, Екатеринбург

Представлено краткое описание разработанной авторами сферической блоковой модели динамики и сейсмичности литосферы. Приводятся новые результаты моделирования на МВС, полученные для аппроксимации глобальной системы тектонических плит посредством модификации, учитывающей неоднородность земной коры. В частности, реализованы возможности определения механизма модельного землетрясения и учета случайных факторов, влияющих на параметры модели. Предполагается, что результаты вычислительных экспериментов могут использоваться в экспертных системах мониторинга регионального и глобального сейсмического риска.

1. Введение

Изучение сейсмичности и особенно ее вариаций во времени на основе каталогов зарегистрированных землетрясений затруднено крайне короткой историей инструментальных наблюдений (период порядка 100 лет), по сравнению со временем действия тектонических факторов, обуславливающих сейсмичность в том или ином регионе. Явления, обнаруженные в таком каталоге землетрясений, могут быть единичными и не повторяться в будущем. Искусственные же каталоги, полученные путем численного моделирования, могут покрывать длительные интервалы времени, что позволяет анализировать статистическую значимость исследуемых свойств реального сейсмического потока, в частности, выявлять/подтверждать закономерности, предшествующие сильным толчкам (так называемые «предвестники»). Таким образом, результаты вычислительных экспериментов могут быть востребованы в экспертных системах мониторинга регионального и глобального сейсмического риска [1, 2]. Отметим, что основным результатом моделирования сейсмичности литосферы является искусственный каталог землетрясений, в котором каждое событие характеризуется моментом времени, координатами эпицентра, глубиной, магнитудой и, в некоторых моделях, учитывающих геологическое строение региона, интенсивностью. Моделирование динамики земной коры предполагает получение поля скоростей движения точек на разных глубинах, действующих сил, обусловленных ими смещений, а также характера взаимодействия структурных элементов.

До сих пор не существует адекватной теории сейсмотектонического процесса, но на основе имеющихся данных можно предположить, что различные свойства литосферы (пространственная неоднородность, иерархическая блоковая структура, типы нелинейной реологии, гравитационные и термодинамические процессы, коррозия под напряжением и др.) соотносятся со свойствами последовательностей землетрясений. Устойчивость этих свойств на количественном уровне в различных регионах позволяет сделать вывод, что литосферу можно моделировать как большую диссипативную систему, поведение которой не зависит существенно от частных деталей конкретных процессов, протекающих в геологической системе. Среди различных подходов к моделированию литосферных процессов (см., например, работу [1] и библиографию к ней) можно выделить два основных направления. Первое, традиционное, направление опирается на детальное исследование одного специфического тектонического разлома или, нередко, одного конкретного сильного землетрясения с целью воспроизведения определенных пре- и/или пост-сейсмических явлений, характерных для данного разлома или события. Модели второго направления, предложенные относительно недавно, трактуют сейсмотектонический

* Работа выполнена в рамках Программы научно-исследовательских работ Президиума РАН № 15 «Информационные, управляющие и интеллектуальные технологии и системы» при поддержке УрО РАН (проект 12-П-1-1023) и Программы государственной поддержки ведущих научных школ (проект НШ-6512.2012.1).

процесс гораздо более абстрактно; основной задачей моделирования является получение универсальных свойств сейсмичности, обнаруженных эмпирическим путем (прежде всего, степенного закона распределения «размера» событий, именно, закона повторяемости Гутенберга–Рихтера, кластеризации, миграции событий, сейсмического цикла и т. д.). Представляется, однако, что адекватная модель, разрабатываемая в рамках второго направления, должна не только отражать некоторые общие свойства нелинейных динамических систем, но и учитывать геометрию взаимодействующих тектонических разломов. Блочные модели динамики и сейсмичности литосферы [2, 3] разрабатывались с учетом обоих требований. Подход к моделированию опирается на концепцию иерархической блоковой структуры литосферы [4]. Тектонические плиты представляются в виде системы абсолютно жестких блоков, находящейся в состоянии квазистатического равновесия; при этом модельное событие представляет собой резкий сброс напряжений, возникающих на разломах, разделяющих блоки, под действием внешних сил. Два главных механизма, включенных в сеймотектонический процесс, именно, тектоническое нагружение с характеристической скоростью в несколько см/год и перераспределение упругого напряжения с характеристической скоростью в несколько км/сек, рассматриваются в модели в стандартной временной шкале как, соответственно, равномерное движение и мгновенный сброс напряжения. Плоская блоковая модель [2, 3], в которой структура ограничена двумя горизонтальными плоскостями, является наиболее изученной; на ее основе построены аппроксимации реальных сейсмических регионов. Однако, при попытке моделирования динамики глобальных тектонических плит обнаруживаются существенные неточности, для преодоления которых введена сферическая геометрия. Компьютерная реализация сферического варианта требует гораздо больше памяти и времени работы процессора, чем плоская блоковая модель. Поэтому для работы со сферической модификацией используются многопроцессорные машины и параллельные вычислительные технологии. Настоящая работа фактически является продолжением исследований [5–8]; ее новизна состоит в описании новых возможностей математической модели и в презентации результатов новых вычислительных экспериментов.

2. Сферическая блоковая модель: краткое описание

Подробное описание всех модификаций сферической блоковой модели динамики и сейсмичности литосферы приведено в [5]. В данной работе ограничимся изложением основных понятий и принципов, при этом особое внимание уделим нововведениям в модели, касающимся определения модельного землетрясения. Блоковая структура является ограниченной и односвязной частью шарового слоя глубиной H , заключенного между двумя концентрическими сферами, одна из которых (внешняя) интерпретируется как поверхность Земли, другая (внутренняя) — как нижняя граница упругой литосферы (см. Рис. 1). Разделение структуры на блоки определяется пересекающимися этот слой бесконечно тонкими разломами, каждый из которых представляет собой коническую поверхность, наклоненную под определенным углом к внешней сфере. Общие точки двух разломов на внешней и внутренней сферах называются вершинами. Участки разломов, ограниченные соответствующими парами соседних вершин, называются сегментами. Пересечения блока с ограничивающими сферами представляют собой сферические многоугольники, при этом пересечение с нижней (для блока) сферой называется подошвой. Предполагается, что вне блоковой структуры могут находиться граничные блоки, примыкающие к внешним сегментам. Другая возможность состоит в рассмотрении блоковой структуры, замкнутой на сфере. Блоки считаются абсолютно жесткими, все их смещения — бесконечно малы по сравнению с линейными размерами, поэтому геометрия блоковой структуры не меняется в процессе моделирования, и структура не движется как единое целое. Гравитационными силами можно пренебречь, так как они слабо зависят от смещений блоков и блоковая структура в начальный момент времени находится в состоянии квазистатического равновесия. Блоки (в том числе и граничные) имеют шесть степеней свободы. Смещение каждого блока состоит из поступательной и вращательной компонент. Предполагается, что законы движения граничных блоков и подстилающей среды известны, при этом движение описывается как вращение на сфере, т.е. задаются положение оси вращения и угловая скорость.

Разработано несколько модификаций модели, зависящих от способа трактовки глубины сферического слоя. В первой модификации модели (без глубины), считалось, что все характе-

ристики точек структуры определяются только их координатами и не зависят от глубины сферического слоя, поскольку данная глубина значительно меньше линейных размеров блоков. Главное преимущество модификации состоит в значительной экономии времени счета при моделировании, что может быть существенно при большом количестве запусков в эксперименте по вариации того или иного параметра; основной недостаток — формальный учет углов наклона разломов, фактически определяющих характер сейсмичности. Появившаяся позже модификация с постоянной глубиной использовала предположение об однородности литосферы по глубине (все блоки имели одну и ту же глубину H , а свойства всех частей блока (разлома) были одинаковыми). Модификация, разрабатываемая в настоящее время, предусматривает возможность задания различных глубин (в пределах H) для разных блоков и учета зависимости вязкоупругих свойств разлома от его глубины. Отметим, что по существу это является первой попыткой учета неоднородности литосферы (например, различий в строении континентальной и океанической коры и уменьшения вязкости коры с глубиной) в блоковых моделях.

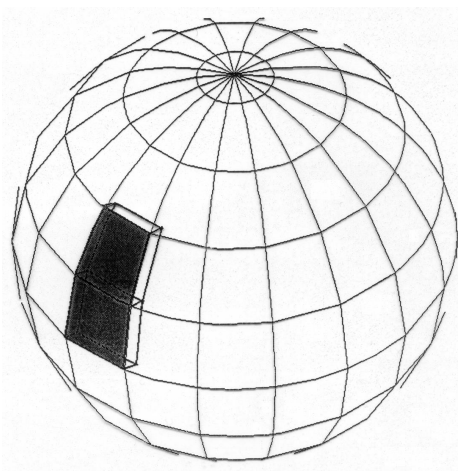


Рис. 1. Пример блоковой структуры на сфере

Поскольку блоки являются абсолютно жесткими, все деформации имеют место на разломах и подошвах блоков; силы возникают на подошвах из-за смещения блоков относительно подстилающей среды и на поверхностях ограничивающих их разломов из-за смещений соседних блоков или их подстилающей среды. Приведем формулы для определения упругой силы (f_t, f_l, f_n) , действующей на единицу площади разлома:

$$f_t = K_t(\Delta_t - \delta_t), \quad f_l = K_l(\Delta_l - \delta_l), \quad f_n = K_n(\Delta_n - \delta_n). \quad (1)$$

Здесь (t, l, n) — система координат, связанная с точкой приложения силы (оси t, l лежат в плоскости, касательной к поверхности разлома, ось n ей перпендикулярна, см. Рис. 2); $\Delta_t, \Delta_l, \Delta_n$ — компоненты относительного смещения в системе (t, l, n) (а) соседних блоков в случае, если точка принадлежит части разлома, разделяющей блоки, и (б) блока и подстилающей среды соседнего блока в случае, если точка принадлежит части разлома, отделяющей блок от подстилающей среды соседнего блока; $\delta_t, \delta_l, \delta_n$ — соответствующие неупругие смещения, зависимость от времени которых описывается уравнениями

$$\frac{d\delta_t}{dt} = W_t f_t, \quad \frac{d\delta_l}{dt} = W_l f_l, \quad \frac{d\delta_n}{dt} = W_n f_n. \quad (2)$$

Коэффициенты K_t, K_l, K_n (1), характеризующие упругие свойства разлома, и коэффициенты W_t, W_l, W_n (2), характеризующие вязкие свойства разлома, могут быть различными для разных разломов и, кроме того, могут изменяться в зависимости от глубины.

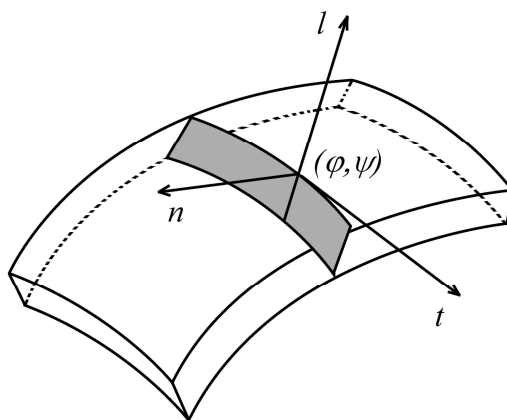


Рис. 2. Локальная система координат, связанная с точкой разлома (φ, ψ)

Аналогично выглядят формулы для вычисления сил и неупругих смещений на подошвах блоков. Смещения любого внутреннего блока и углы его поворотов находятся из условия равенства нулю суммы всех сил, действующих на блок, и суммарного момента этих сил. Это условие обеспечивает состояние квазистатического равновесия системы и одновременно является условием минимума энергии. Поскольку в рассматриваемой модели зависимость сил от смещений и поворотов блоков является линейной (явные формулы опущены ввиду их громоздкости, см. [5]), то система уравнений для определения этих величин также линейна и имеет вид

$$Aw = b. \quad (3)$$

Компонентами неизвестного вектора $w = (w_1, w_2, \dots, w_{6n})$ являются смещения и углы поворота внутренних блоков (n — число таких блоков). Элементы матрицы A (размерности $6n \times 6n$) не зависят от времени и могут быть вычислены один раз в начале процесса. Для подсчета различных криволинейных интегралов выполняется дискретизация (разбиение на ячейки) сферической поверхности подошв блоков и сегментов разломов, при этом предполагается, что значения сил и неупругих смещений совпадают для всех точек ячейки. Система (3) решается в дискретные моменты времени t_i .

В каждый момент t_i при вычислении компонент силы, действующей на разломе, определяется безразмерная величина κ , трактуемая как модельное напряжение:

$$\kappa = \frac{\sqrt{f_t^2 + f_l^2}}{P - f_n}. \quad (4)$$

Здесь P — одинаковый для всех разломов параметр, который может интерпретироваться как разность между литостатическим и гидростатическим давлением. Таким образом, фактически величина κ является отношением модуля силы, стремящейся сдвинуть блоки вдоль разлома, к модулю силы, прижимающей блоки друг к другу. Для каждого разлома задаются значения трех порогов прочности, вообще говоря, зависящие от времени:

$$B > H_f \geq H_s, \\ B = B(t_i) = B_0(t_i) + \sigma X(t_i), \quad H_f = H_f(t_i) = aB(t_i), \quad H_s = H_s(t_i) = bH_f(t_i). \quad (5)$$

Для всех i выполняется: $0 < B_0(t_i) < 1$, $0 < \sigma \ll 1$, $X(t_i)$ — случайная величина, распределенная по стандартному нормальному закону $N(0; 1)$, $0 < a < 1$, $0 < b \leq 1$. Предполагается, что начальные условия таковы, что неравенство $\kappa < B$ имеет место во всех ячейках структуры.

Взаимодействие между блоками (между блоком и соседней подстилающей средой) полагается вязкоупругим (нормальное состояние) до тех пор, пока величина κ (4) на части разлома, разделяющего элементы структуры, не достигает заданного порога B . Такая ситуация интерпретируется как землетрясение. В ячейках, попавших в «критическое» состояние, в соответствии с законом сухого трения, происходит резкий сброс напряжения посредством изменения значений неупругих смещений δ_t , δ_l , δ_n по формулам:

$$\delta_t^e = \delta_t + \gamma^e \xi_t f_t, \quad \delta_l^e = \delta_l + \gamma^e f_l, \quad \delta_n^e = \delta_n + \gamma^e \xi_n f_n, \quad (6)$$

где $\delta_t, f_t, \delta_l, f_l, \delta_n, f_n$ — значения неупругих смещений и компонент вектора силы непосредственно перед землетрясением. Коэффициенты $\xi_t = K_l / K_t$ ($\xi_t = 0$ при $K_t = 0$) и $\xi_n = K_l / K_n$ ($\xi_n = 0$ при $K_n = 0$) отражают предположение о неоднородности смещений в разных направлениях в том смысле, что одно и то же значение упругой силы приводит к различным скоростям изменения различных неупругих смещений. Коэффициент γ^e задается формулой:

$$\gamma^e = \frac{\sqrt{f_t^2 + f_l^2} - H_f (P - f_n)}{K_l (\sqrt{f_t^2 + f_l^2} + H_f f_n)}, \quad (7)$$

при этом для нового значения модельного напряжения κ справедливо равенство $\kappa = H_f$, что следует из (1), (4)–(7). После описанных выше пересчетов находится правая часть системы (3), затем определяются векторы сдвига и углы поворота блоков. Если вновь в какой-либо ячейке $\kappa \geq B$, то вся процедура повторяется. Когда во всех ячейках на разломах $\kappa < B$, вычисления продолжаются по обычной схеме. Считается, что ячейки, в которых произошли землетрясения, находятся в состоянии крипа. Это означает, что для них в уравнениях (2) для вычисления значений неупругих смещений используются параметры W_t^s ($W_t^s \gg W_t$), W_l^s ($W_l^s \gg W_l$) и W_n^s ($W_n^s \gg W_n$), обеспечивающие значительно более быстрый, по сравнению с нормальным состоянием, рост неупругих смещений и, следовательно, уменьшение значений сил и напряжений. Состояние крипа продолжается до тех пор, пока $\kappa > H_s$, после чего ячейка возвращается в нормальное состояние с использованием при расчетах W_t , W_l и W_n . Качественный характер зависимости величины κ от времени в случае постоянных значений порогов B, H_f, H_s показан на Рис. 3.

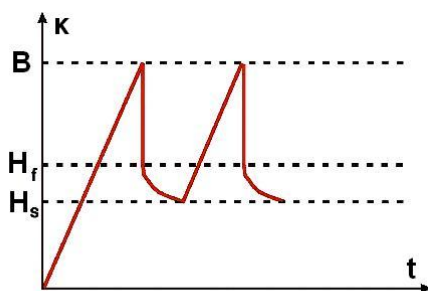


Рис. 3. Зависимость величины κ от времени

Основным результатом процесса моделирования является искусственный каталог землетрясений. Принадлежащие одному разлому ячейки, в которых произошло землетрясение в момент времени t_i , объединяются в одно событие. Географические координаты его эпицентра и глубина вычисляются как взвешенные суммы координат и глубин ячеек (вес ячейки определяется как отношение ее площади к сумме площадей всех ячеек, вовлеченных в землетрясение). Взвешенная сумма векторов $(\gamma^e \xi_i f_i, \gamma^e f_i)$ добавок к неупругим смещениям в ячейках δ_i и δ_i при пересчете по формулам (6) аппроксимирует случившуюся подвижку блоков вдоль разлома, и позволяет определить механизм модельного события. Механизм землетрясения — важная его характеристика, информирующая о процессе распространения различных сейсмических волн от очага. В зависимости от направления подвижки и угла наклона разлома принято выделять следующие основные механизмы: сдвиг, сброс и взброс [9]. В новой версии модели магнитуда землетрясения вычисляется в зависимости от его механизма с использованием известных в сейсмологии эмпирических формул [10]

$$M = D \lg S + E, \quad (8)$$

где S — сумма площадей ячеек (в км²), $D = 1.02$, $E = 3.98$ для сдвига, $D = 1.02$, $E = 3.93$ для сброса, $D = 0.90$, $E = 4.33$ для взброса.

Отметим, что в каждый момент времени модель дополнительно позволяет получить картину мгновенной кинематики блоков и информацию о характере их взаимодействия вдоль границ.

3. Результаты вычислительных экспериментов

Сферическая блоковая модель активно применялась к исследованию динамики и сейсмичности глобальной системы крупнейших тектонических плит, покрывающих всю поверхность Земли [5–8]. Рассматриваемая структура включала 15 плит (это Наска, Южноамериканская, Кокос, Карибская, Североамериканская, Тихоокеанская, Африканская, Антарктическая, Евразийская, Аравийская, Индийская, Сомалийская, Филиппинская, Австралийская, Хуан де Фука) и 199 разломов. Движение подстилающей среды определялось как вращение на сфере согласно модели HS3-NUVEL1 [11]. Модельные глубины плит выбирались с учетом распределения по глубине реальных землетрясений, углы наклоны разломов были приближены к реальным [8].

В данной работе представлены результаты новых вычислительных экспериментов с указанной блоковой структурой. Анализ проводился по двум основным направлениям: во-первых, исследование механизмов модельных событий и использование новой схемы подсчета магнитуды (8), а, во-вторых, введение случайных значений для порогов прочности (см. (5)), что отражает изменения свойств среды, неподдающиеся аналитическому описанию, и изучение чувствительности модели к неточностям в задании ключевых параметров.

В качестве основных параметров, определяющих качество моделирования, рассматриваются пространственное распределение сильных событий и параметры закона Гутенберга–Рихтера, характеризующего распределение землетрясений по магнитуде. Был проведен сравнительный анализ искусственных каталогов землетрясений, которые создавались с использованием формул (8), и реального, извлеченного из глобального каталога NEIC [12] и включающего события за период времени с 01.01.1900 по 31.12.2010 без ограничений по глубине и местоположению, см. Рис. 4. Полученные искусственные каталоги землетрясений (на Рис. 5, 6 приведены данные для «лучшего» из них в смысле соответствия реальному) обнаружили ряд черт, присущих наблюдаемой сейсмичности, например: (а) наличие двух основных сейсмических поясов, Тихоокеанского и Средиземноморско-Трансазиатского, где происходит большая часть сильных событий; (б) увеличение сейсмической активности вблизи точек, где сходятся три и более плит. Установлено соответствие сейсмически активных (границы Кокос/Карибы, Индия/Евразия, Наска/Южная Америка, район Калифорнии, Аравия/Евразия, юго-восток, восток, северо-восток и особенно север Австралийской плиты, вокруг Филиппин) и «спокойных» (юг Тихоокеанской плиты, Наска/Тихий Океан, восток и юго-запад Африки, Индия/Австралия, Северная Америка/Евразия) регионов реальным [13], что следует считать позитивным фактом.

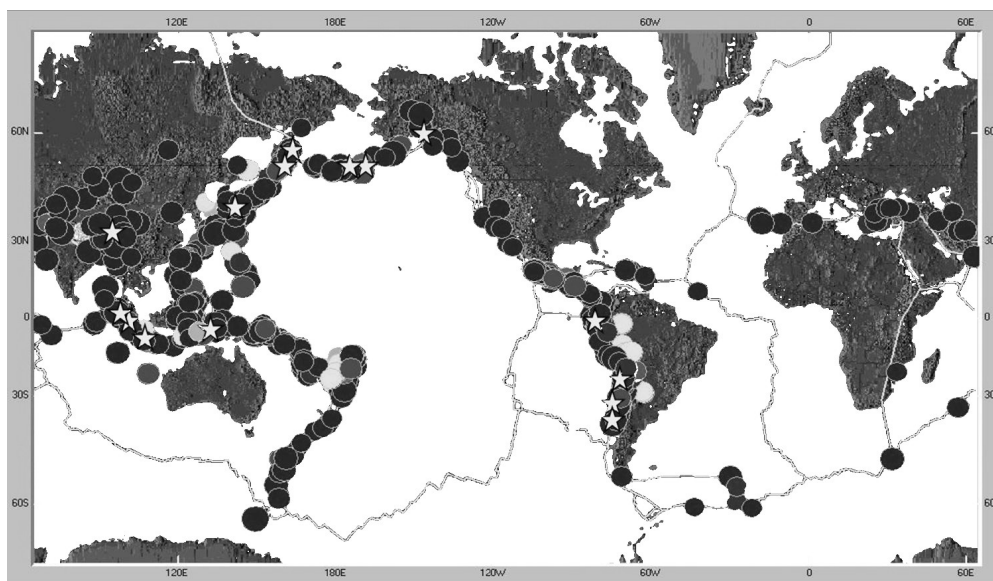


Рис. 4. Зарегистрированная сейсмичность: эпицентры сильных землетрясений с магнитудой не менее 7.5, каталог NEIC, период 01.01.1900–31.12.2010. Звездочками обозначены 15 сильнейших событий

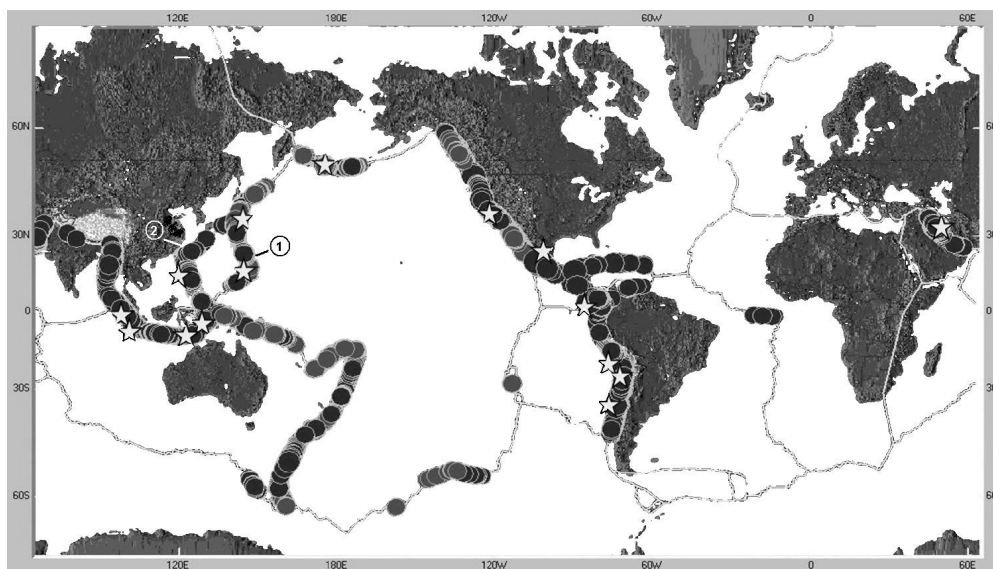


Рис. 5. Модельная сейсмичность: эпицентры сильных землетрясений с магнитудой не менее 7.0 за 100 единиц безразмерного времени. Звездочками обозначены 15 сильнейших событий

Более того, учет механизмов землетрясений в модели позволил получить удовлетворительное соответствие сильнейших модельных событий реальным (Рис. 4, 5) и близость углов наклона графиков повторяемости для реального и модельного каталогов на достаточно большом магнитудном интервале (Рис. 6), чего не удавалось на предыдущем этапе [6, 8]. В то же время, сравнение механизмов конкретных реальных и модельных событий выявило неудовлетворительные результаты, что стимулирует изучение влияния параметров модели на тип механизма события. Некоторые результаты в этом направлении приведены в таблице 1. Отметим, что для большинства землетрясений, зарегистрированных на разломах 1 и 2 (Рис. 5), механизм является «сбросом» [14]. Из таблицы следует, что одинаковые изменения коэффициентов на разных разломах (хотя и очень похожих) приводят к различной динамике механизмов, что, с одной стороны, соответствует представлениям о неустойчивости механизмов событий, а, с другой стороны, предполагает планирование более сложных вычислительных экспериментов.

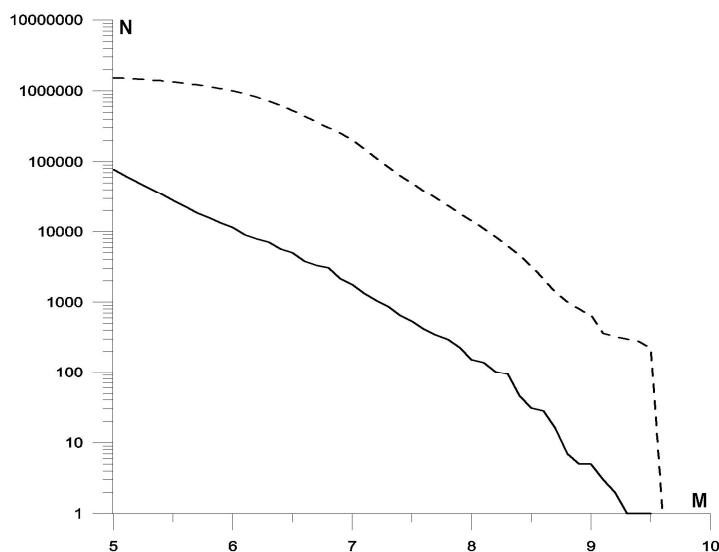


Рис. 6. Графики повторяемости, построенные по реальному (NEIC, события с магнитудой не менее 5.0, период 01.01.1900–31.12.2010, сплошная линия) и модельному (события с магнитудой не менее 5.0, 100 единиц безразмерного времени, штриховая линия) каталогам; N — аккумулярованное число землетрясений, M — магнитуда

Таблица 1. Зависимость механизмов модельных событий от коэффициентов из формулы (1) (все остальные параметры фиксированы) для разломов 1 и 2 (см. Рис. 5)

Разлом	Коэффициенты на разломе	Общее количество событий на разломе (15 ед. безразм. вр.) и доля событий со сдвигом M_1 , со сбросом M_2 , с взбросом M_3
1	$K_t = 15, K_l = 5, K_n = 10$	1771: $M_3 - 100\%$
2	$K_t = 30, K_l = 10, K_n = 20$	2364: $M_1 - 80.63\%, M_2 - 13.03\%, M_3 - 6.34\%$
1	$K_t = 30, K_l = 10, K_n = 20$	2790: $M_3 - 100\%$
2	$K_t = 15, K_l = 5, K_n = 10$	2903: $M_1 - 70.58\%, M_2 - 6.24\%, M_3 - 23.18\%$
1	$K_t = 5, K_l = 15, K_n = 10$	3595: $M_3 - 100\%$
2	$K_t = 5, K_l = 15, K_n = 10$	2961: $M_3 - 100\%$
1	$K_t = 15, K_l = 5, K_n = 10$	2599: $M_3 - 100\%$
2	$K_t = 15, K_l = 5, K_n = 10$	3705: $M_1 - 73.36\%, M_3 - 26.64\%$

Опишем один из экспериментов по использованию случайных значений для порогов прочности (5). Были выбраны разломы, окружающие Филиппинскую плиту (всего их 10), и для них рассмотрены различные способы изменения параметров (5). Моделирование проводилось до 100 единиц модельного времени с шагом дискретизации $1/365$. Посчитаны три варианта (во всех $a = 0.85, b = 0.7$): (1) $B(t_i) = 0.1$ для всех t_i ; (2) $B(t_i)$ для каждого t_i есть значение нормально распределенной случайной величины $N(0.1; 0.005/3)$, причем, с учетом «правила 3σ », взятое из отрезка $[0.095; 0.105]$; (3) $B(t_i)$ выбирается как в варианте (2), но через 0.5 единиц модельного времени. Оказалось, что каталог (1) содержит 152142 события, каталог (2) — 14361, каталог (3) — 110105. Однако, детальный анализ показал, что общее число ячеек в критическом состоянии, формирующих модельные землетрясения, приблизительно совпадает, что свидетельствует об их перераспределении между соседними моментами дискретного времени. Кроме того, близость графиков повторяемости в диапазоне информативных магнитуд (Рис. 7) говорит об идентичности распределения землетрясений по магнитуде.

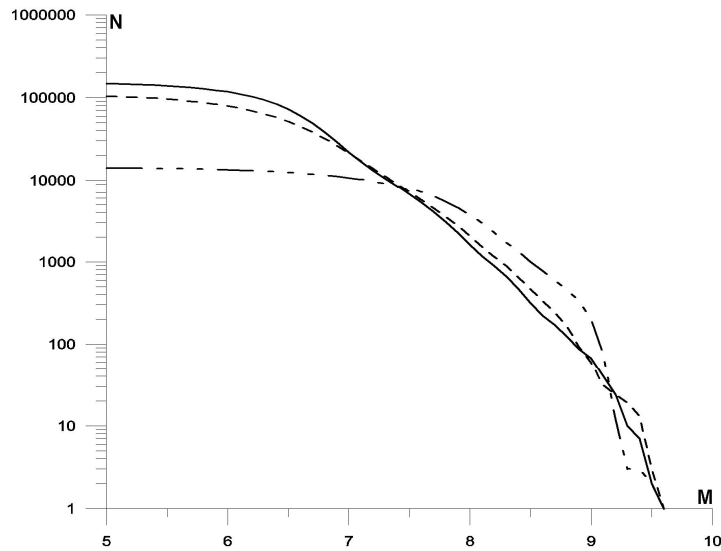


Рис. 7. Графики повторяемости, построенные по каталогам из вариантов (1) — сплошная линия, (2) — пунктирная линия и (3) — штриховая линия; N — аккумулярованное число землетрясений, M — магнитуда

4. Некоторые аспекты распараллеливания

Вычислительные эксперименты показали, что сферическая блоковая модель является достаточно ресурсоемкой при расчетах на последовательных машинах, однако допускает эффективное применение параллельных технологий. Для распараллеливания алгоритма, реализующего блоковую модель, используется стандартная схема «мастер-рабочий» [5, 6, 15] с единым загрузочным MPI-модулем, почти равномерным распределением вычислительной нагрузки по всем процессорам и отсутствием обменов между рабочими процессорами. Поскольку подробное описание параллельного алгоритма и некоторых его характеристик (ускорения, эффективности и масштабируемости) приведено в [6], ограничимся кратким изложением основных аспектов. Блок-схема главной вычислительной процедуры представлена на Рис. 8. В начале своей работы программа назначает один из процессоров мастером. Затем загружается информация о блоковой структуре, выполняются предварительные вычисления (например, считается матрица A системы (3)). На каждом шаге дискретного времени наиболее трудоемкой процедурой является определение значений сил и неупругих смещений во всех ячейках структуры (так, в расчетном типовом варианте имеем около 200 000 ячеек на подошвах 15 блоков и около 3 500 000 — на сегментах 199 разломов). Поскольку эти вычисления могут быть проведены независимо друг от друга, их необходимо равномерно разделить между процессорами. Именно распределение ячеек на равные порции по процессорам и оптимальная организация межпроцессорных коммуникаций являются ключевыми моментами описываемого алгоритма распараллеливания. Обмен информацией реализован по схеме, отраженной на Рис. 8, где операции, выполняемые только мастером, помечены символом «M», только рабочими — символом «W» (остальные операции выполняются на всех процессорах). На каждом шаге мастер вычисляет новые значения смещений блоков, граничных блоков и подстилающей среды (что требует незначительного времени из-за малой размерности системы (3)), после чего рассылает их на рабочие процессоры. Пересчитанные значения сил, неупругих смещений и вектора b возвращаются мастеру, происходит переход к следующему шагу. Отметим, что при реализации межпроцессорных пересылок используются как коллективные обмены (например, при рассылке мастером решения системы (3)), так и обмены типа «точка-точка» (например, при передаче мастеру информации о модельных событиях).

При обработке ситуации, трактуемой как землетрясение, схема несколько усложняется, поскольку в этом случае мастер опрашивает все рабочие процессоры до тех пор, пока существуют ячейки сегментов, находящиеся в критическом состоянии; после чего мастер получает инфор-

мацию о произошедших событиях и записывает ее в файл специальной структуры. При такой организации время вычислительной работы на каждом рабочем процессоре оказывается значительно больше времени обмена данными с мастером, и за счет этого достигается довольно высокая полезная загрузка отдельного процессора.

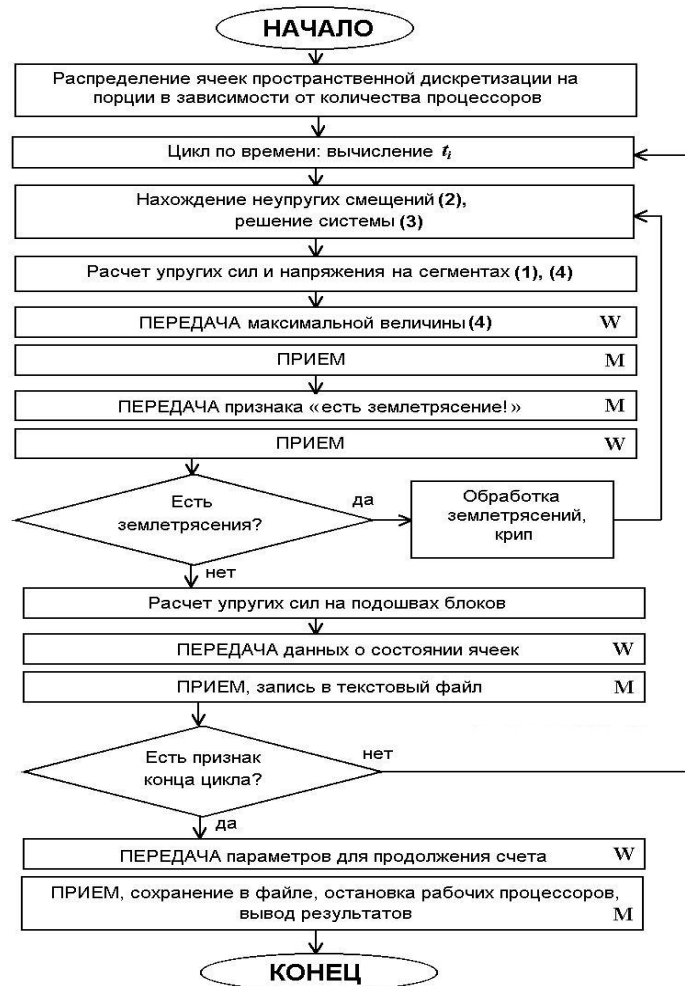


Рис. 8. Схема основной вычислительной процедуры

Однако, остаются две причины, негативно влияющие на качество распараллеливания: во-первых, равные порции ячеек обеспечивают равные объемы вычислений только при отсутствии землетрясений (а их местоположение непредсказуемо) и, во-вторых, мастер, поддерживая коммуникации и выполняя некоторые специфические операции, всегда работает дольше рабочих.

Для новой версии модели был проведен эксперимент по изучению качества распараллеливания в следующем смысле: анализировалось соотношение реального ускорения и максимального теоретически достижимого значения. Для вычисления последнего использовался известный закон Амдала [16]:

$$S_p^* = \frac{1}{\alpha + \frac{1-\alpha}{p}}, \quad (9)$$

где S_p^* — максимальное теоретически достижимое ускорение на p процессорах, α — доля от общего объема вычислений, которая может быть реализована только последовательно, т.е.

$\alpha = \frac{\tau}{\tau + \pi}$, τ — время работы последовательной части программы, π — время работы параллельной части программы, причем распараллеливание полагается идеальным. Оценки времен τ и π можно получить исходя из замеров времен работы отдельных участков программы, запущенной на одном процессоре.

Для эксперимента был выбран наиболее «времяемкий» вариант из просчитанных (с большим числом модельных землетрясений) и рассмотрена 1 единица безразмерного времени с шагом дискретизации 1/365 (типовой расчетный вариант содержит 36500 или 73000 шагов, количество ячеек указано выше). Моделирование проводилось на введенном в 2010-м году в эксплуатацию в Институте математики и механики УрО РАН (г. Екатеринбург) гибридном вычислителе кластерного типа «Уран» (состоит из 208 вычислительных узлов, каждый из которых оснащен двумя четырехъядерными процессорами Intel Xeon, работающими на частоте 3.0 ГГц, и 16–32 Гб оперативной памяти; имеет пиковую производительность порядка 20 Тфлопс). Результаты тестирования представлены в таблице 2. Здесь T_p — время выполнения программы на многопроцессорной машине для p процессоров, T_1 — время работы последовательного алгоритма, $S_p = T_1/T_p$ и $E_p = S_p/p$ — полученные ускорение и эффективность, S_p^* (см. (9)) и $E_p^* = S_p^*/p$ — максимальные теоретически достижимые величины. Для выбранного модельного варианта доля α оценивается величиной 0.006.

Таблица 2. Время счета, ускорение, эффективность и их оценки сверху для разного числа процессоров

p	T_p (сек)	S_p	S_p^*	E_p	E_p^*
1	8588.94	—	—	—	—
2	4337.48	1.98	1.99	0.990	0.995
4	2278.15	3.77	3.93	0.943	0.983
8	1427.74	6.02	7.68	0.753	0.96
16	697.45	12.31	14.68	0.769	0.918
32	379.58	22.63	26.98	0.707	0.843
64	195.98	43.82	46.44	0.685	0.726
96	141.71	60.61	61.15	0.631	0.637

Из таблицы следует, что эффективность распараллеливания достаточно высока, причем она, уменьшаясь с ростом числа задействованных процессоров, не падает ниже разумного уровня. Более того, при увеличении числа процессоров отклонение полученной эффективности от теоретически возможной уменьшается. Представляется, что резервом для улучшения качества распараллеливания является оптимизации передачи/записи информации о модельных землетрясениях.

5. Заключительные замечания

На данном этапе тщательный количественный анализ распределений реальных и модельных землетрясений представляется преждевременным, поскольку, во-первых, зарегистрированная сейсмичность мала на многих границах плит (ввиду недостаточной длины интервала наблюдения), а во-вторых, диапазон изменения модельной магнитуды не вполне соответствует реальному. Задача приведения магнитудных интервалов в соответствие требует дополнительного анализа в том числе и потому, что такое соответствие может зависеть от конкретного сейсмического региона. Введение в модель возможностей определения механизма события и учета случайных факторов призвано облегчить решение этой задачи. Поскольку проведенный анализ (в частности, результаты, представленные в настоящей статье) свидетельствует о достаточной степени адекватности модели в смысле воспроизведения важных закономерностей, обнаруженных в зарегистрированной сейсмичности эмпирическим путем, то результаты модели-

рования могут быть использованы для исследования характера сейсмического потока как на глобальном уровне, так и в конкретных регионах (например, с целью мониторинга глобального и регионального сейсмического риска). Отметим, что речь идет не о краткосрочном или среднесрочном прогнозировании отдельных землетрясений, а об изучении тенденций развития сейсмического процесса.

Литература

1. Gabrielov A.M., Newman W.I. Seismicity Modeling and Earthquake Prediction: a Review // *Geophysical Monograph* 83, IUGG. 1994. Vol. 18. P. 7-13.
2. Keilis-Borok V.I., Soloviev A.A. (Eds.) *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer, 2003. 337 p.
3. Габриэлов А.М., Кейлис-Борок В.И., Левшина Т.А., Шапошников В.А. Блоковая модель динамики литосферы // *Математические методы в сейсмологии и геодинамике: Выч. Сейсмология*. Вып. 19. М.: Наука, 1986. С. 168-178.
4. Алексеевская М.А. [и др.] Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам // *Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии: Выч. Сейсмология*. Вып. 10. М.: Наука, 1977. С. 33-49.
5. Мельникова Л.А., Розенберг В.Л. Сферическая блоковая модель динамики и сейсмичности литосферы: различные модификации и вычислительные эксперименты // *Труды ИММ УрО РАН*. 2007. Т. 13. №3. С. 95-120.
6. Розенберг В.Л., Мельникова Л.А. Применение параллельных технологий к моделированию глобальной сейсмичности // *Параллельные вычислительные технологии (ПаВТ-2010): Тр. междунар. конф.* Челябинск, 2010. ISBN 978-5-696-03987-9. С. 311-321.
7. Rozenberg V.L., Sobolev P.O., Soloviev A.A., and Melnikova L.A. The Spherical Block Model: Dynamics of the Global System of Tectonic Plates and Seismicity // *Pure Appl. Geophys.* 2005. No. 162. P. 145-164.
8. Rozenberg V.L., Melnikova L.A., and Soloviev A.A. Spherical Block-and-Fault Model: Basic Principles, Different Modifications, and Simulation of Global Seismicity // *Advanced School on Understanding and Prediction of Earthquakes and other Extreme Events in Complex Systems*, Trieste, Italy, 26 September - 8 October, 2011. SMR.2265-05. 42 p.
9. Аки К., Ричардс П. *Количественная сейсмология: теория и методы*. М.: Мир, 1983. Т. 1-2. 880 с.
10. Wells D.L., Coppersmith K.L. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // *Bull. Seism. Soc. of America*. 1994. Vol. 84, No. 4. P. 974-1002.
11. Gripp A.E., Gordon R.G. Young Tracks of Hotspots and Current Plate Velocities // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 150. P. 321-361.
12. Global Hypocenters Data Base, NEIC/USGS. Denver, CO. URL: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/> (дата обращения: 12.09.2011).
13. Mutter J.C. Seismic Images of Plate Boundaries // *Scient. American*. 1986. Vol. 254. P. 66-75.
14. World Stress Map Project. Potsdam, Germany. URL: <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/> (дата обращения: 12.09.2011).
15. Digas B.V., Melnikova L.A., and Rozenberg V.L. Application of Parallel Technologies to Modeling Lithosphere Dynamics and Seismicity // *Lecture Notes in Computer Science* 6068. Volume on Parallel Processing and Applied Mathematics. Berlin-Heidelberg, Springer, 2010. P. 340-349.
16. Гергель В.П. *Теория и практика параллельных вычислений*. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2007. 424 с.