

УДК 550.334

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА. II. ЗАПАДНЫЕ ГИМАЛАИ

© 2009 г. Г.А. Соболев¹, Б. Арора³, В.Б. Смирнов^{1,2}, А.Д. Завьялов¹,
А.В. Пономарев¹, Н. Кумар³, С.К. Чабак³, П.Р. Байдия⁴

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия;

²МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия;

³Институт геологии Гималаев им. Вадия, г. Дерадун, Индия;

⁴Индийское метеорологическое Агентство, г. Дели, Индия

Данная статья является второй частью работы “Прогностические аномалии сейсмического режима”. В ней представлены первые результаты применения методов и алгоритмов выделения прогностических изменений в сейсмическом режиме перед рядом сильных землетрясений в районе Западных Гималаев. Делается вывод о необходимости создания однородного и представительного каталога землетрясений района исследований с использованием данных всех доступных источников.

Ключевые слова: землетрясение, каталог землетрясений, представительная магнитуда, наклон графика повторяемости, *RTL*-параметры, аномалии.

Введение

Различают три основных вида прогноза землетрясений – долгосрочный (десяtkи лет), среднесрочный (месяцы–годы) и краткосрочный (часы–дни). Долгосрочный прогноз основан, прежде всего, на установленных циклах повторяемости сильных землетрясений в одних и тех же местах. Длительность этих циклов исчисляется первыми сотнями лет. По мере того, как напряжения в области будущего землетрясения приближаются к пределу длительной прочности горных пород, с нарастающей скоростью развивается процесс трещинообразования. При этом нарушается долговременный режим слабой сейсмичности, происходит деформация земной поверхности. В магнитном, электрическом и гравитационном полях Земли появляются аномалии, изменяются уровень, давление и химический состав подземных вод. Иногда эти изменения удается отделить от фоновых колебаний и, определив место и размер аномальной области, интерпретировать их как предвестники землетрясения, что создает основу для среднесрочного прогноза. Линейные размеры ареала распространения предвестников на порядок выше длины разрыва в очаге и составляют для разрушительных землетрясений сотни километров.

Наибольший опыт по выявлению сейсмологических предвестников накоплен для тех из них, которые выражаются в аномальных изменениях параметров сейсмического режима. Это, в первую очередь, обусловлено разрешающей способностью сейсмических сетей (т.е. точностью локации гипоцентров землетрясений), которая значительно выше пространственной плотности пунктов геофизических наблюдений. Фактически только сейсмические каталоги плотно покрывают области подготовки будущих землетрясений. Геофизические наблюдения несколькими станциями попадают в зону подготовки землетрясений гораздо реже, в основном, на специальных прогностических полигонах. Это обстоятельство является объективной причиной превалирующей роли сейсмологических предвестников в комплексе методов прогноза землетрясений.

Лабораторные эксперименты на образцах показали, что процесс формирования макроразрыва, моделирующего очаг землетрясения, включает следующие стадии: сейсмическое затишье, локализация гипоцентров и увеличение сейсмической активности в зоне очага, кластеризация сейсмических событий. Названные стадии неразрывно связаны с соответствующими этапами образования разрывов – переходом от объемного распределения трещин к локализованному, их укрупнением и кластеризацией, формированием эшелонированных систем разрывов.

Длительность этих стадий (T), отражающих неустойчивость очага при одной и той же скорости относительной деформации порядка 10^{-7} 1/с, увеличивается в зависимости от размера формирующихся разрывов (L). Так, для разрывов в доли миллиметров T составляет секунды, в несколько миллиметров – минуты, для разрывов в десятки метров – дни. Допуская линейную зависимость $\lg T$ от $\lg L$ и учитывая разницу в скорости деформации в лабораторных и естественных условиях, можно полагать, что для землетрясений с разрывами в десятки километров длительность интервала неустойчивости очага будет составлять месяцы и годы.

Корректная количественная оценка параметров сейсмического режима принципиально важна для понимания того, какие из возможных физических механизмов разрушения определяют сейсмический процесс на его различных стадиях. Выяснение зависимости параметров физической модели от масштаба разрушения дает, в частности, ответ на вопрос о количественной мере физического самоподобия процесса разрушения.

Известно, что наклон графика повторяемости (*b-value*) характеризует соотношение между количеством энергетически сильных и слабых сейсмических событий, а его вариации являются одним из признаков приближающегося макроразрушения в соответствующем масштабе: величина *b-value* сначала аномально возрастает, а затем начинает уменьшаться вплоть до момента возникновения макроразрыва (горного удара, землетрясения). Таким образом, поведение *b-value* отражает стадийность процесса подготовки сильного землетрясения.

Принципиально важно, что исследование стадий сейсмического режима дает возможность выявить очаг и следить за его развитием. Для этих целей авторами были разработаны алгоритмы и макет программного обеспечения, позволяющие выявлять разные стадии сейсмического режима на основе анализа слабой сейсмичности.

Источники и формирование базы данных

В работе использованы данные каталога землетрясений по региону Западных Гималаев (координаты 26° – 35° с.ш., 74° – 82° в.д.), предоставленные Индийским метеорологическим Агентством (*IMD*), а также данные Международного сейсмологического центра (*ISC*) для того же района.

Создание базы данных. При создании базы данных исследуемого региона использовались специально разработанный для этих целей шаблон и программное обеспечение для первичного анализа данных. Были созданы две базы данных – *IMD* и *ISC*. Следует отметить, что в каталог *ISC* попадают данные, поступающие в Международный сейсмологический центр от национальных агентств (в данном случае таким агентством выступает Индийское метеорологическое Агентство). При формировании баз данных были выполнены обязательная проверка формата каждой записи и поиск записей-дублей. При обнаружении ошибок данные подвергались дополнительной проверке и корректировке; при установлении дублированных записей в окончательную таблицу базы попадала только одна из них. Критерием идентификации записей-дублей была пространственно-временная близость (а иногда и полное совпадение) двух сейсмических событий. Записи считались совпадающими, если разница во времени возникнове-

ния события была менее 1.1 с, в координатах – менее 0.02° , в глубине очага – менее 20 км, в значениях магнитуд – менее 1 усл.ед. В обоих каталогах была проведена идентификация афтершоков сильных землетрясений заданных магнитуд – к числу афтершоков было отнесено около 15.3% всех толчков из каталога *IMD* и 12.9% из каталога *ISC*.

Шкала магнитуд

Данные каталогов *IMD* и *ISC* были сопоставлены между собой. К рассмотрению принимались только пары событий с одинаковым временем возникновения, расстояние между эпицентрами которых было менее 1 км. Как правило, Индийское метеорологическое Агентство представляет в каталог *ISC* магнитуды двух типов – магнитуду M_d , определяемую по длительности записи (первый тип), и локальную магнитуду M_L (второй тип). Оказалось, что большая часть событий из каталога *IMD* имеет магнитуды в точности соответствующие магнитудам этих двух типов, и только у нескольких событий магнитуда равна величине магнитуды m_b . Это означает, что магнитудная характеристика землетрясений в исходном каталоге *IMD* не является однородной. Отсутствие информации о типе магнитуды содержащихся в нем событий не позволяет унифицировать их магнитудную классификацию.

Было получено соотношение между магнитудой m_b событий из каталога *ISC* и локальной магнитудой M_L для каталога *IMD*. Для этого из каталога *ISC* отбирались события, для которых имелись записи как Международного сейсмологического центра с магнитудой m_b , так и Индийского метеорологического Агентства с магнитудой M_L . Затем для набора пар (m_b, M_L) строилась модель ортогональной регрессии. В результате искомое соотношение имеет вид

$$m_b = (0.6 \pm 0.3)M_L + (1.7 \pm 1.2). \quad (1)$$

Соотношение между магнитудой m_b и размером очага для мирового каталога *ISC* можно получить, найдя соотношение между m_b и сейсмическим моментом. Для этого землетрясения из каталога *ISC* сопоставлялись с землетрясениями из Гарвардского каталога тензоров центроид-моментов [Harvard ..., 2002], в котором, в частности, приведены данные о скалярном сейсмическом моменте землетрясений. Из каталога *ISC* были выбраны все представительные для него землетрясения с $m_b \geq 4.5$, а из Гарвардского – соответствующие им события. Соответствие между событиями из двух каталогов устанавливалось формально посредством задания максимально допустимых различий в координатах эпицентров и временах возникновения землетрясений. События считались соответствующими друг другу, если их координаты по широте и долготе различались не более, чем на 1° , а времена – не более, чем на 10 с. Всего в период 1964–1997 гг. было обнаружено 11114 таких пар событий; пять из них оказались ложными, поскольку одному событию из первого каталога соответствовали два события из второго. Среднее значение модуля разности магнитуд m_b для выделенных пар событий составляет 0.09 ± 0.09 , что вполне объясняется точностью оценки магнитуды разными агентствами (в Гарвардском каталоге большинство магнитуд приведено по данным *NEIC*). Среднее расстояние между эпицентрами составляет $(0.08 \pm 0.09)^\circ$, а средняя разница глубин – (9 ± 10) км. Эти величины подтверждают корректность формализованного выделения пар землетрясений в сопоставляемых каталогах.

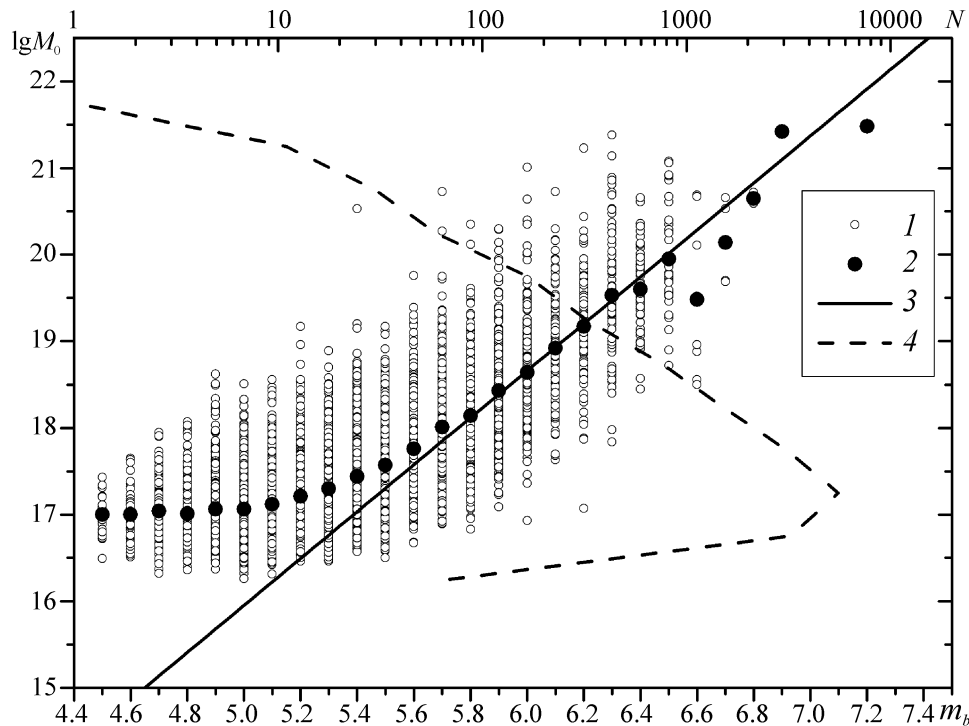


Рис. 1. Диаграмма рассеяния магнитуд m_b событий из каталога *ISC* и логарифма сейсмического момента M_0 по данным Гарвардского каталога:

1 – исходные данные, 2 – средние значения для каждой магнитуды, 3 – линия ортогональной регрессии в диапазоне $M_0 \geq 3 \cdot 10^{17}$ Н·м и $m_b \geq 5.5$, 4 – распределение количества землетрясений N из Гарвардского каталога по логарифму сейсмического момента (график повторяемости)

Диаграмма рассеяния магнитуд m_b и логарифмов сейсмических моментов M_0 представлена на рис. 1. Видно, что в области $M_0 \geq 3 \cdot 10^{17}$ Н·м соотношение между m_b и $\lg M_0$ близко к линейному. На том же рисунке приведено распределение землетрясений из Гарвардского каталога по логарифму сейсмического момента (график повторяемости). Видно, что в этом каталоге представительны землетрясения с $M_0 \geq 3 \cdot 10^{17}$ Н·м. Это обстоятельство, по-видимому, объясняет выполаживание анализируемой зависимости в области непреставительных для Гарвардского каталога землетрясений. Ортогональная регрессия в области $M_0 \geq 3 \cdot 10^{17}$ Н·м и $m_b \geq 5.5$ дает следующую аппроксимацию:

$$\lg M_0 (\text{Н} \cdot \text{м}) = (2.71 \pm 0.05)m_b + (2.4 \pm 0.3). \quad (2)$$

Подставляя это выражение в формулу (17) из работы В.Б. Смирнова [2009] (см. настоящий журнал, с. 20), получим $\lg l (\text{км}) = 0.903m_b - 4.27$, что с учетом (1) дает для шкалы M_L каталога *IMD* соотношение

$$\lg l (\text{км}) = 0.54M_L - 2.73. \quad (3)$$

Представительные магнитуды каталогов *IMD* и *ISC*

Для оценки вариаций величины представительной магнитуды был применен алгоритм и соответствующее программное обеспечение, подробно описанные в [Смирнов, 2009].

Вариации представительной магнитуды во времени для каталогов *IMD* и *ISC* за период 1975–2003 гг. представлены на рис. 2, а. Можно видеть, что каталог *IMD*

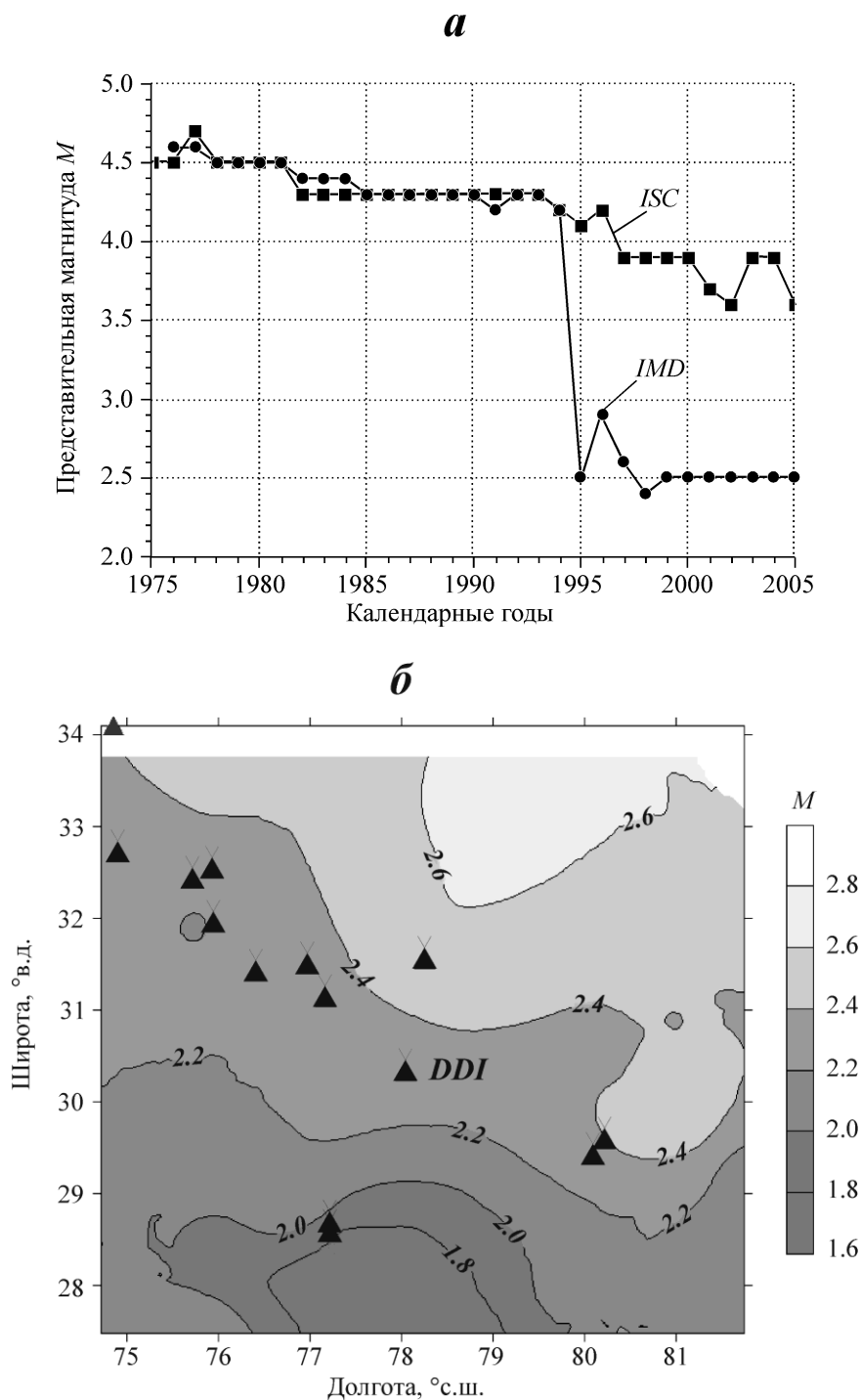


Рис. 2. Вариации представительной магнитуды для каталогов *IMD* и *ISC* за период 1995–2003 гг. во времени (*а*) и в пространстве (*б*). Треугольники – сейсмические станции; *DDI* – станция Дерадун

не является однородным по этому параметру: до 1995 г. уровень представительной магнитуды колеблется около 4.5 и совпадает с уровнем представительной магнитуды для каталога *ISC*. После 1995 г. для каталога *IMD* происходит снижение уровня представительной магнитуды до 2.5, что существенно лучше по сравнению с каталогом *ISC*. Пространственное распределение представительной магнитуды за тот же период показано на рис. 2, *б*.

**Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ),
вариации *b-value* и их связь с подготовкой сильных землетрясений,
природа затиший**

Среди разработанных к настоящему времени моделей подготовки землетрясений, претендующих на объяснение природы их предвестников, одной из наиболее физически обоснованных является модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – модель ЛНТ, разработанная в начале семидесятых годов прошлого века В.И. Мячкиным, Б.В. Костровым, Г.А. Соболевым, О.Г. Шаминой [Мячкин и др., 1975]. Теоретическими и экспериментальными предпосылками ее возникновения являются положения механики разрушения твердых тел, базирующиеся на кинетической концепции прочности [Журков, 1968], в сочетании с достижениями наблюдательной сейсмологии и других направлений геофизики.

В соответствии с этой моделью процесс подготовки землетрясения распадается на три стадии.

Стадия I – квазиоднородное растрескивание. На этой стадии под действием тектонических напряжений происходит медленный рост числа и размеров существующих трещин, сопровождаемый образованием новых. При этом явления, которые могли бы считаться предвестниками будущего землетрясения, еще не наблюдаются, однако готовятся условия для начала формирования магистрального разрыва.

Стадия II – лавинное взаимодействие трещин. Переход к этой стадии начинается, когда в объеме, охваченном подготовкой землетрясения, достигается некоторая критическая плотность трещин. При этом взаимодействие между локальными полями напряжений трещин приводит к увеличению их размеров, появлению новых трещин больших размеров и быстрым резким изменениям полей напряжений. Вследствие этого происходят изменения интегральных характеристик среды, которые проявляются в различных геофизических полях и являются предвестниками готовящегося землетрясения.

Стадия III – стадия неустойчивости. Происходит локализация деформаций в узкой зоне будущего магистрального разрыва, где развивается несколько относительно крупных трещин. Ускоряющийся рост деформаций в этой зоне приводит к тому, что в прилегающем к ней объеме среды падают напряжения и происходит упругое восстановление физико-механических свойств. Область подготовки землетрясения делится на две подзоны – упругую и неупругую. Узкая зона неустойчивой деформации характеризуется повышенной концентрацией разрывов, которые в совокупности и представляют собой поверхность магистрального разрыва. Этот разрыв – очаг землетрясения – образуется путем вспарывания перемычек между крупными трещинами. Качественно подобный процесс протекает на разных масштабных уровнях, т.е. крупный магистральный разрыв готовится аналогичными актами образования более мелких разрывов. В конце 1990-х годов это было подтверждено не только в лабораторных условиях, но и при горных работах и изучении сейсмоактивных регионов [Zavyalov, Nikitin, 1997; Дягилев, 1998; Маловичко, Дягилев, Шулаков, 1998]. Масштабная инвариантность протекания процесса разрушения является одним из достоинств модели ЛНТ.

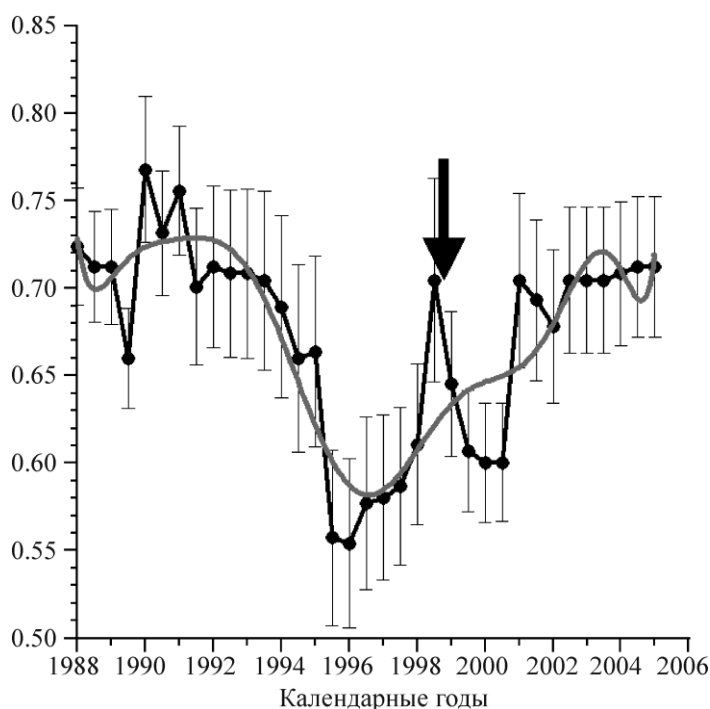
Большая серия проведенных в последние годы лабораторных работ по моделированию процесса подготовки очага макроразрушения [Пономарев, 2003; Соболев, Пономарев, 2003] подвергла модель ЛНТ тщательной проверке. Большинство прогностических признаков, наблюдаемых на этапе подготовки и формирования макроразрыва (в условиях сейсмоактивного региона – очага землетрясения), получили экспериментальное подтверждение. К этим признакам относятся: разделение нагруженной среды на зоны с разным уровнем напряжений, в которых ход сейсмического процесса сугубо различен; характерное поведение отношения скоростей V_p/V_s и наклона графика повто-

режисии *b-value*; локализация сейсмичности в узкой зоне, определяющей положение будущего макроразрыва; кластеризованное разрушение зоны макроразрыва.

Следует отметить, что в период подготовки сильных землетрясений неоднократно наблюдались характерные вариации *b-value* (см. библиографию в [Завьялов, 2006]). При детальном исследовании вариаций *b-value* в качестве одного из предвестников при среднесрочном прогнозе сильных землетрясений в ряде сейсмоактивных регионов мира (Кавказ, Камчатка, Киргизия, Туркмения, Южная Калифорния, Северо-восточный и Юго-западный Китай, Греция, Западная Турция), различающихся по геолого-геофизическим и тектоническим характеристикам, было установлено, что величина показателя прогностической эффективности этого предвестника составляет $J=2.2\pm 0.7$, т.е. в два раза выше, чем при случайном угадывании. Это послужило толчком для исследования поведения *b-value* перед землетрясением Чамоли (*Chamoli earthquake*, 28.03.1999 г., $M=6.5$), сильнейшим землетрясением в Западных Гималаях последних лет.

Авторами для исследований был использован предоставленный Индийским метеорологическим Агентством каталог землетрясений рассматриваемого региона за период 1977–2004 гг., содержащий около 4400 событий. Его основу составляет каталог сейсмических событий, зарегистрированных локальной сетью станций в районе Беас-Салал (*Beas-Salal*), расположенном на северо-востоке Индии в предгорьях Западных Гималаев, который по сравнению с каталогом *IMD* не имеет столь существенных изменений представительной магнитуды во времени. Предварительные результаты, полученные авторами при обработке этих данных, представляются обнадеживающими. Обнаружена статистически значимая аномалия в поведении *b-value* в период подготовки землетрясения Чамоли (рис. 3). Заметим, что подобная аномалия была обнаружена ранее перед катастрофическим Измитским землетрясением (Западная Турция, 17.08.1999 г., $M=7.4$) [Завьялов, 2003; Zavyalov, 2003]. Для построения приведенного на рис. 3 графика были использованы землетрясения только представительных магнитуд. Некоторые сомнения в надежности полученной кривой связаны с нечеткостью магнитудной классификации сейсмических событий в использованном наборе данных – как уже отмечалось выше, в каталоге *IMD* отсутствуют указания о типе магнитуды при характеристике конкретного события.

Рис. 3. Временные вариации *b-value* перед землетрясением Чамоли по данным каталога локальной сети сейсмических станций в районе Беас-Салал, дополненным событиями, зарегистрированными сейсмическими станциями Индийского метеорологического Агентства. Скользящее временное окно осреднения $\Delta T=10$ лет, шаг $\Delta t=0.5$ года. Черная кривая – расчетные значения *b-value*, серая – сглаженная кривая. Вертикальные отрезки – среднеквадратичные ошибки определения конкретного значения



С точки зрения физики процесса разрушения, увеличение b -value связано с образованием в области подготовки будущего сильного землетрясения большего количества мелких трещин (слабых землетрясений) по сравнению с количеством крупных разрывов (умеренных землетрясений). При достижении критической концентрации мелких трещин начинают проявляться процессы их взаимодействия между собой и слияния, в результате чего количество крупных разрывов начинает расти, а число мелких – уменьшаться. Это приводит к уменьшению b -value вплоть до момента образования магистрального разрыва – сильного землетрясения.

С другой стороны, параметр b -value может рассматриваться как степень нарушения среды, ее дробности [Арефьев, Татевосян, Шебалин, 1987, 1989; Kuznetsova, Shumilina, Zavyalov, 1981]. Области с высокими значениями b -value совпадают с областями высокой активности слабых сейсмических событий и, следовательно, с высокой степенью трещиноватости массива.

В работах [Mogi, 1967; Scholz, 1968; Meredith, Atkinson, 1983] отмечается, что величина b -value связана со степенью неоднородности горных пород, уровнем приложенных напряжений и изменением в механизме разрушения.

Обзор литературных данных по исследованиям режима акустических (сейсмических) импульсов последних десятилетий показывает, что изучение распределения чисел упругих импульсов во времени (в сейсмоактивных регионах – числа фоновых землетрясений) полезно использовать в прогнозе макроразрушения (землетрясения). Сильным землетрясениям могут предшествовать как периоды ослабления сейсмической активности (уменьшения числа фоновых землетрясений), так и периоды ее усиления (увеличения числа фоновых землетрясений). В некоторых случаях возможно присутствие обоих признаков, разнесенных по времени. Эти схемы находят свое качественное объяснение в рамках рассматриваемой модели подготовки землетрясений – модели ЛНТ.

В лабораторных экспериментах Ф. Руммеля и Г.А. Соболева наблюдалось явление акустического затишья на образцах пиррофиллита, ослабленных включением пониженной прочности, в условиях контролируемого одноосного сжатия с постоянной скоростью деформации [Руммель, Соболев, 1983]. Важным и наиболее интересным результатом этих экспериментов было то, что затишье отмечалось лишь в узкой зоне, прилегающей к плоскости магистрального разрыва перед его динамическим распространением. При этом существенных изменений в скорости трещинообразования вне зоны формирования магистрального разрыва не наблюдалось. Появление акустического затишья перед возникновением макроразрыва было установлено и в экспериментах на моделях из бетона с наполнителем из кварцевого песка, проведенных на прессе с контролируемой постоянной скоростью деформации [Salov et al., 1987]. Проанализировав полученные результаты, Г.А. Соболев и А.В. Пономарев пришли к выводу, что явление сейсмического затишья будет наблюдаться лишь при определенном соотношении энергий регистрируемых акустических событий, слабых по сравнению с энергией магистрального разрыва [Соболев, Пономарев, 2003]. Эта разность должна составлять примерно четыре порядка по энергии (или 2.5 единицы при магнитудной классификации).

Следует отметить, что явление затишья наблюдалось не только в лабораторных экспериментах. Оно имело место перед горными ударами в условиях рудно-угольных шахт [Виноградов, 1957, 1963], а также перед сильными землетрясениями или их роями в различных сейсмоактивных регионах [Иноуэ, 1965; Mogi, 1968; Федотов и др., 1969; Нерсесов, Пономарев, Тейтельбаум, 1976; Боровик, 1977; Михайлова, 1980; Zavyalov, Sobolev, 1980, 1988]. При исследованиях сейсмического режима сейсмоактивных регионов было установлено, что области затишья возникают в зонах разрывов будущих сильных землетрясений за несколько лет до момента толчка, причем в некоторых из них отмечается связь между размерами зоны затишья и магнитудой последующего землетрясе-

ния. В работе [Atkinson, 1981] автор на основе анализа публикаций по прогнозу и предвестникам землетрясений констатировал, что сейсмическое затишье является наиболее перспективным предвестником. Вместе с тем, как отмечается в работе [Kerr, 1979], основные трудности прогноза по сейсмическому затишью связаны с проблемой его идентификации и вопросом о вероятности следования сильного землетрясения именно за наблюдаемым затишьем.

Несмотря на множество экспериментальных наблюдений сейсмических затиший физическая природа этого явления до сих пор остается невыясненной. Ф. Руммель и Г.А. Соболев полагают, что физический механизм сейсмического затишья связан с постепенным исчерпыванием менее прочных или более нагруженных участков среды в плоскости будущего разрыва и небольшим числом остающихся прочных барьеров [Руммель, Соболев, 1983]. В работе [Соболев, Пономарев, 2003] авторы, опираясь на результаты анализа распределения в пространстве механизмов очагов землетрясений до и после Алайского землетрясения (01.09.1978 г., $M=6.8$), выполненных в [Кузнецова и др., 1991], отмечают, что одной из возможных причин сейсмического затишья может быть изменение напряженного состояния в результате криповых подвижек по разлому. В этом случае, если следовать модели ЛНТ и кинетической концепции прочности, для развития макроразрыва в изменившемся поле напряжений потребуется определенное время для накопления разрывов низших рангов и их последующего объединения.

RTL-аномалии сейсмического режима

Выделение стадии сейсмического затишья и следующей за ней стадии форшоковой активизации проводилось с использованием алгоритма RTL [Соболев, Тюпкин, 1996; Sobolev, Tyupkin, 1997]. Выходным параметром этого алгоритма является параметр RTL, представляющий собой произведение трех функций – эпицентральной (R), временной (T) и энергетической (L):

$$R(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) \right] - R_s,$$

$$T(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{t-t_i}{t_0}\right) \right] - T_s,$$

$$L(x, y, z, t) = \left[\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{l_i}{r_0}\right)^p \right] - L_s,$$

где x, y, z – пространственные координаты анализируемой точки сейсмоактивного региона, t – время; r_i, t_i – эпицентральное расстояние текущего землетрясения с магнитудой M_i (до анализируемой точки) и его время; l_i – линейный размер очага текущего сейсмического события, вычисленный посредством корреляционного соотношения через его магнитуду; r_0 – коэффициент, характеризующий уменьшение влияния на состояние текущей точки сейсмоактивного региона с увеличением расстояния до нее; t_0 – коэффициент, характеризующий скорость уменьшения влияния предшествующих землетрясений на анализируемый момент времени (свойство “сейсмической памяти”); p – коэффициент, характеризующий величину вклада каждого последующего события. При p , равном 1, 2 или 3, величина вклада пропорциональна соответственно длине разрыва в очаге, площади разрыва или энергии. R_s, T_s, L_s – поправки, снимающие долговременный тренд соответствующих функций.

Функции R , T и L безразмерные, для удобства их использования в различных комбинациях они нормированы на величину среднеквадратического отклонения. Уменьшение величины RTL относительно долговременного фонового уровня (от нуля) соответствует стадии сейсмического затишья, последующее восстановление до фонового уровня – стадии форшоковой активизации. Расчеты выполнялись в скользящем временном окне $t_0 = 1$ г. со сдвигом 15 сут.

Алгоритм RTL , предназначенный для выделения прогностических аномалий сейсмического режима, реализован в виде макета программного комплекса. Он позволяет загружать данные каталога в формате ASCII, строить карту эпицентров, отбирать данные для RTL -анализа, задавать параметры RTL -алгоритма и в интерактивном режиме просматривать карты RTL для любого момента времени и временные изменения RTL в любой точке, экспортировать результаты расчета параметра RTL для дальнейшего анализа.

По данным каталога IMD за период наибольшей его представительности (1995 г. – 24.06.2003 г.) были проанализированы RTL -аномалии для глубин до 50 км в области, ограниченной координатами $26\text{--}34^\circ$ с.ш., $74\text{--}82^\circ$ в.д. Предварительно была выполнена селекция каталога по магнитуде в соответствии с оценками представительности – для указанного периода рассматривались землетрясения с $M \geq 2.5$; афтершоки удалялись. Были выбраны стандартные параметры алгоритма RTL – $r_0=50$ км, $t_0=1$ г., $p=1$ (их региональная оптимизация не производилась). Большинство отобранных для анализа событий относится к достаточно слабым. Для них в связи с тем, что каталог IMD , как уже отмечалось, не содержит информации о типе приведенных в нем магнитуд, наиболее вероятным представляется использование магнитуды M_L и, как следствие, формулы (3) для оценки размера очага.

Сведения о землетрясениях с $M \geq 5$, произошедших в пределах выбранного региона за период с 1998 г. по 24.06.2003 г. и не являющихся афтершоками, приведены в таблице. События трех предшествующих лет (1995–1997 гг.) не анализировались – эти годы рассматривались как необходимый минимальный “период обучения” алгоритма. Перед всеми четырьмя землетрясениями были выявлены прогностические RTL -аномалии (см. таблицу).

Землетрясения с $M \geq 5$, произошедшие в исследуемом регионе в период с 1998 г. по 24.06.2003 г., и предшествующие им RTL -аномалии

Дата землетрясения	Магнитуда, M	Глубина гипоцентра, км	Географические координаты очага землетрясения		Географические координаты центра RTL -аномалии		Дата минимума RTL -аномалии (рис. 4)	Примечание
			$^\circ$ с.ш.	$^\circ$ в.д.	$^\circ$ с.ш.	$^\circ$ в.д.		
28.03.1999 г.	6.6	15	30.512	79.403	30.3	78.6	28.10.1998 г.	См. рис. 4, а
27.11.2001 г.	5.5	33	29.606	81.752	29.2	80.7	06.03.2001 г.	См. рис. 4, б
27.01.2002 г.	5.3	40	33.123	75.91	32.9	75.4	22.09.2001 г.	См. рис. 4, в
04.06.2002 г.	5.6	33	30.595	81.44	30.3	80.4	30.05.2002 г.	См. рис. 4, г

Результаты анализа выявленных аномалий представлены на рис. 4 в виде фрагментов скриншотов использованного программного макета. Для каждого землетрясения приведен временной график развития RTL -аномалии в ячейке с соответствующими координатами, указанными над графиком. Ниже помещены схемы пространственно-временного распределения параметра RTL . Стрелка указывает на аномальную область, связанную с подготовкой сильного землетрясения.

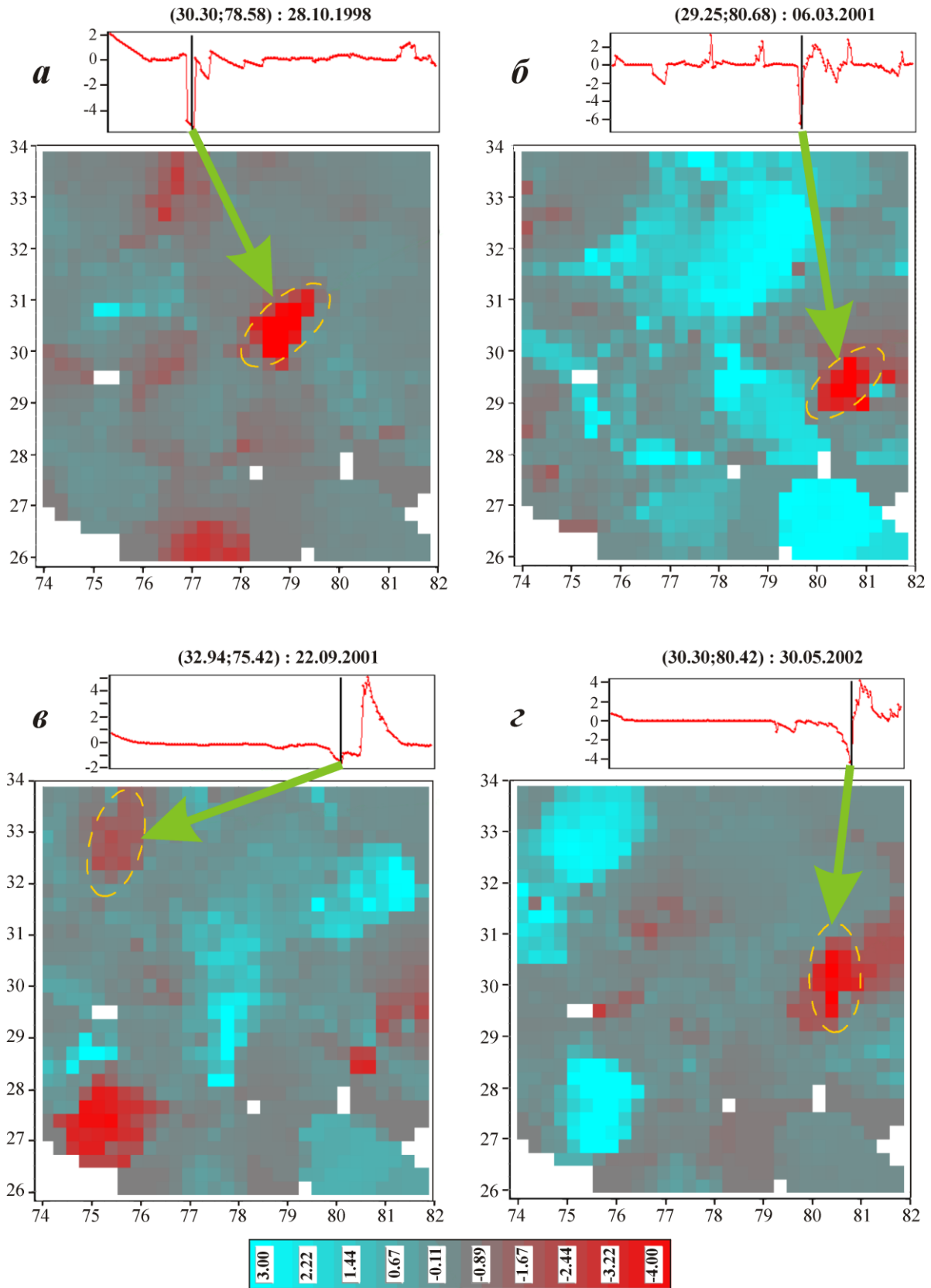


Рис. 4. Результаты пространственно-временного анализа *RTL*-аномалий перед четырьмя землетрясениями с $M \geq 5$, произошедшими в исследуемом регионе в период с 1998 г. по 24.06.2003 г. (см. таблицу). Описание в тексте

Можно видеть, что землетрясения возникают на расстояниях 100–150 км от центров аномалий, характерный размер которых также составляет около 100 км. Время от минимума *RTL*-аномалии до момента землетрясения различно для разных событий, но лежит в пределах 1–8 мес. Величина аномалий составляет 2–6 стандартных отклонения. В некоторых случаях наблюдаются как стадия затишья (отрицательные значения *RTL*), так и следующая за ней стадия активизации (положительные значения *RTL*).

Учитывая неокончательный характер использованного авторами исходного каталога, полученные результаты следует рассматривать как предварительные. Однако уже сейчас ясно, что алгоритм *RTL* позволяет надежно выделять прогностические аномалии перед землетрясениями с $M > 5$ – ни одно из таких землетрясений пропущено не было, что является основанием для развития собственно прогностических исследований. Кроме *RTL*-аномалий, приведенных на рис. 4, были обнаружены и другие аномалии, природа которых не исследовалась. Возможно, некоторые из них связаны с более слабыми событиями, другие отражают недостаточность исходных данных или же имеют иные причины. Но это – вопрос будущих исследований на основе более надежного сейсмического каталога.

Выводы

Индия, несмотря на высокий уровень сейсмической активности ее территории, до сих пор не имеет единого национального каталога землетрясений, который аккумулировал бы данные всех функционирующих в стране – как постоянных, так и временных – сетей сейсмических станций, принадлежащих различным ведомствам. Полученные в данной работе первые результаты применения методов и алгоритмов выделения прогностических изменений перед сильными землетрясениями в районе Западных Гималаев представляются обнадеживающими. Однако эти результаты не следует рассматривать как окончательные в связи с недостаточно точной классификацией по магнитуде землетрясений использованного каталога. По мнению авторов, первая и наиболее важная задача успешного продвижения проектов сейсмогеологической направленности, осуществляемых в рамках Комплексной долгосрочной программы сотрудничества в области науки и технологий между Россией и Индией, – создание однородного представительного каталога землетрясений района исследований с привлечением всех доступных источников.

Авторы выражаю глубокую благодарность руководству и ведущим сотрудникам Индийского метеорологического Агентства за предоставленные данные и помощь в работе.

Литература

- Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. О внутренней структуре сейсмичности Кавказа / Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М.: Наука, 1987. С.126–146.
- Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. Об устойчивости собственной пространственно-временной структуры сейсмичности Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 12. С.37–41.
- Боровик Н.С. К прогнозу землетрясений. Особенности развития сейсмического процесса по наблюдениям слабых землетрясений (в связи с поисками прогностических признаков сильных землетрясений) // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск, 1977. С.197–213.
- Виноградов С.Д. Акустические наблюдения в шахтах Кизеловского угольного бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. № 6. 744–755.
- Виноградов С.Д. Акустические исследования процессов разрушения горных пород в шахте “Анна”, Чехословакия // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 4. С.501–512.
- Дягилев Р.А. Особенности тонкой структуры техногенной сейсмичности в условиях Кизеловского угольного бассейна // Горные науки на рубеже XXI века. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С.145–152.

- Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С.46–52.
- Завьялов А.Д. Ретроспективный тест алгоритма КОЗ для Западной Турции // Физика Земли. 2003. № 11. С.29–41.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Кузнецова К.И., Осокина Д.Н., Багманова Н.Х. О возможности выявления перемещений по разлому путем изучения строений полей напряжений и деформаций вблизи него // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: Наука, 1991. С.16–23.
- Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю. Мониторинг техногенной сейсмичности на рудниках и шахтах Западного Урала // Горная геофизика 98. Материалы международной конференции. СПб.: ВНИМИ, 1998. С.147–151.
- Михайлова Р.С. Афтершоки Алайского землетрясения 1978 г. // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе, 1980. С.25–45.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С.6–29.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.149–169.
- Пономарев А.В. Динамика физических полей при моделировании очага землетрясений: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 2003. 64 с.
- Руммель Ф., Соболев Г.А. Изучение образования сдвиговых трещин и сейсмического режима в образцах, содержащих включения пониженной прочности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С.59–73.
- Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 2. С.7–22.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С.64–74.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 212 с.
- Atkinson B. Earthquake prediction // Phys. Technol. 1981. V. 12, N 2. P.60–68.
- Harvard centroid-moment tensor (CMT) catalog, 2002. <ftp://saf.harvard.edu/CMT/>
- Inouye W. On the seismicity in the epicentral region and its neighborhood before the Niigata earthquake // Kenshin Jiho. 1965. V. 29. P.31–36.
- Kerr R. Earthquake prediction: Mexican quake shows one way to look for the big ones // Sciences. 1979. V. 203, N 4383. P. 860-862.
- Kuznetsova K.I., Shumilina L.S., Zavyalov A.D. The physical sense of the magnitude-frequency relation // Proceed. of the 2nd Inter. Sympos. on the analysis of seismicity and on seismic hazard. Liblice, Czechoslovakia, May 18-23, 1981. 1981. P.27–46.
- Meredith P.G., Atkinson B.K. Stress corrosion and acoustic emission during tensile crack propagation in Whin Sill dolerite and other basic rocks // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1983. V. 75. P.1–21.
- Mogi K. Earthquakes and fracture // Tectonophysics. 1967. V. 5, N 1. P.35–55.
- Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan (1) // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1968. V. 46. P.1225–1236.
- Salov B.G., Potuzak Z., Irisova E.L., Sobolev G.A. Acoustic emission precursor of shear fracture // Acta Montana. 1987. V. 75. P.245–254.
- Scholz C.H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rocks and its relation to earthquakes // Bull. seismol. Soc. Amer. 1968. V. 58, N 1. P.399–415.
- Sobolev G.A., Тюпкин Ю.С. Low-seismicity precursors of large earthquakes in Kamchatka // Volcanology and Seismology. 1997. V. 18. P.433–446.
- Zavyalov A.D. Retrospective Testing of the MEE Algorithm for Western Turkey // Izvestiya. Physics of the solid Earth. 2003, V. 39, N 11. P.898–910. Translated from Fizika Zemli, 2003. № 11. P.29–41.
- Zavyalov A.D., Nikitin Yu.V. Concentration of ruptures as a criterion of failure preparation at different scales // Volcanology and Seismology. 1997. V.19. P.79–96.

Zavyalov A.D., Sobolev G.A. Some regularities of seismic regime and earthquake prediction // Proc. 17th Gen. Assembly of ESC. Budapest. 1980. P.65–69.

Zavyalov A.D., Sobolev G.A. Analogy in precursors of dynamic events at different scales // Tectonophysics. 1988. V. 152. P.277–282.

Сведения об авторах

СОБОЛЕВ Геннадий Александрович – доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН, заведующий лабораторией, Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (495)254-91-41. E-mail: sobolev@ifz.ru

АРОРА Балдев – профессор, директор Института геологии Гималаев им. Вадия, 33, General Mahadevan Road, Dehra Dun-248001, India. Tel. 0135-2625952. E-mail: wihg@sancharnet.in

СМИРНОВ Владимир Борисович – доцент, кандидат физико-математических наук. МГУ им. М.В.Ломоносова. 119991, ГСП-1, г. Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова, д. 1, стр. 2, Физический факультет. Тел.: (495) 939-38-48; ведущий научный сотрудник, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (495) 254-24-78. E-mail: vs60@phys.msu.ru, vs60@mail.ru

ЗАВЬЯЛОВ Алексей Дмитриевич – доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (495)254-24-78. E-mail: zavyalov@ifz.ru

ПОНОМАРЕВ Александр Вениаминович – доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, заместитель директора, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: (495)254-24-78. E-mail: avp@ifz.ru, avp46@mail.ru

КУМАР Нареш – доктор, научный сотрудник, Институт геологии Гималаев им. Вадия, 33, General Mahadevan Road, Dehra Dun-248001, India.

ЧАБАК Сандип Кумар – доктор, научный сотрудник, Институт геологии Гималаев им. Вадия, 33, General Mahadevan Road, Dehra Dun-248001, India. E-mail: chabaksundeep@rediffmail.com

БАЙДИЯ П.Р. – научный сотрудник, офис Генерального директора Индийского метеорологического Агентства; India Meteorological Department, Lodi Road, New Delhi-110003, India. Tel.: 0091-11-24619943. E-mail: prajbaidya@hotmail.com

PROGNOSTIC ANOMALIES OF SEISMIC REGIME. II. WESTERN HIMALAYA

G.A. Sobolev¹, B. Arora³, V.B. Smitnov^{1,2}, A.D. Zavyalov¹, A.V. Ponomarev¹,
N. Kumar³, S.C. Chabak⁴, P.R. Baydia⁴

¹ *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia;*

² *M.V. Lomonosov Moscow State University,* ³ *Vadia Geological Institute of Himalaya, Dehra Dun, India;*

⁴ *India Metrological Department, Delhi, India*

Abstract. The given work is the second part of article «Prognostic anomalies of seismic regime». The first results of application of methods and algorithms for allocation of prognostic changes in a seismic regime before a number of strong earthquakes in Western Himalayas area are submitted in the paper. It is judged necessity of creation of the homogeneous and representative earthquake catalogue of area under study with use of all accessible data sources.

Key words: earthquake, earthquake catalogue, completeness magnitude, b-value, RTL, anomaly.