

УДК 550.343.6

ПРОГНОЗИРУЕМОСТЬ ПОТОКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ЮЖНОЙ ЕВРОПЫ И СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 2020 г. А. И. Малышев*

Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

*e-mail: malyshev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 11.01.2018 г.

После доработки 27.05.2019 г.

Принята к публикации 22.10.2019 г.

В работе выполнена оценка прогнозируемости потока сейсмической энергии и сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья по данным каталога Геологической службы США за 1900–2016 гг. В качестве математической модели используется нелинейное дифференциальное уравнение второго порядка, а алгоритмы оптимизации и оценки прогнозируемости представлены авторскими разработками. Выполненные оценки показывают высокую прогнозируемость трендов потока энергии. Для 84 из 217 сильных землетрясений региона выявлена форшоковая прогнозируемость, для 200 землетрясений – афтершоковая прогнозируемость. Прогнозируемость, связанная с сильными землетрясениями, начинает проявляться на малых (1.5–7.5 км) радиусах гипоцентральных выборок, быстро возрастает на средних (15 и 30 км) радиусах, затем, более плавно, увеличивается на радиусе 60 км и несколько снижается при радиусе 150 км. Прогнозные дистанции по времени составляют в среднем десятки дней для форшоковой прогнозируемости и тысячи дней – для афтершоковой. Полученные результаты демонстрируют хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности.

Ключевые слова: землетрясение, энергия, моделирование, прогноз.

DOI: 10.31857/S0203030620010034

ВВЕДЕНИЕ

Прогноз таких природных катастроф, как извержения вулканов и разрушительные землетрясения, является фундаментальной научной проблемой, с древнейших времен привлекающей внимание исследователей. Однако несмотря на пристальное внимание, эта проблема по-прежнему далека от разрешения. С современным состоянием проблемы можно ознакомиться в работе [Encyclopedia ..., 2016].

Данная работа представляет собой развитие методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмической активности по плотности сейсмического потока [Тихонов, 2006, 2009]. Автор этих строк, являясь первоначальным разработчиком обоих вышеупомянутых методов, ни в коем случае не претендует на окончательное решение при их помощи проблемы прогноза природных катастроф, преследуя более скромные цели – оценить прогнозные возможности уравнения динамики саморазвивающихся природных процессов (уравнения ДСПП, см. ниже) и, в случае положительных перспектив, довести вышеупомянутые методы до стадии пригодности к

практическому использованию. Подобная формулировка задачи предполагает постановку двух групп вопросов. Первая (оценочная) группа определяет правомерность самой постановки задачи прогноза при помощи указанных методов (насколько адекватно использование метода саморазвивающихся процессов при прогнозе потока сейсмической энергии? как соотносятся с прогнозируемостью сейсмического потока входящие в его состав сильные землетрясения?). Вторая группа вопросов соответствует изучению возможности практического использования прогнозируемости сейсмического потока (возможно ли заблаговременное выделение зон активизации, предшествующей сильным землетрясениям? возможен ли количественный прогноз усиления сейсмической активности в этих зонах? и др.). Естественно, что постановка практических вопросов возможна лишь при условии правомерности подобного прогностического подхода, т.е. после получения ответов на вопросы первой группы. Поэтому первоначально предлагается абстрагироваться от прогноза сильных землетрясений и сконцентрировать внимание на прогнозируемости потока энергии землетрясений E , затем рас-

смотреть взаимосвязь прогнозируемости этого параметра с сильными землетрясениями, и, при наличии взаимосвязи, обсудить перспективы ее использования в прогнозах сильных землетрясений и афтершокового затухания сейсмичности.

Для объективной оценки как прогнозных возможностей, так и перспектив их практического использования подобный анализ предполагается выполнить по нескольким регионам на основе (по возможности) различных источников сейсмических данных. В частности, подобное исследование выполнено для сейсмичности Камчатки по данным регионального каталога [Малышев, 2019], для потока сейсмической энергии северо-западного обрамления Тихого океана [Малышев, Малышева, 2018] и Северной Америки по данным каталога Геологической службы США, а также для сейсмичности Японии по данным каталога Японского метеорологического агентства.

Таким образом, данная работа, во-первых, предполагает дать ответ на вопрос, есть ли вообще смысл в использовании уравнения ДСПП в целях прогноза, во-вторых, в ряду с несколькими аналогичными работами (см. выше) обеспечивает набор статистики прогнозируемости потока энергии в различных регионах и по данным различных информационных источников. На следующем этапе исследований (в последующих работах) анализ этой статистики позволит определить при каких параметрах уравнения и условиях формирования выборок отмечается наилучшая экстраполируемость потока сейсмической энергии. Третий этап исследований предусматривает использование полученных статистических данных для обеспечения устойчивой экстраполяции потока энергии в 3D-пространстве, включая выделение потенциально опасных областей с риском сильных землетрясений. И лишь после этого, на четвертом этапе исследований, можно будет приступить к прогнозу сейсмической активности как в реальном времени, так и в ретроспективе. Другими словами, данный этап исследований проверяет аппроксимационно-экстраполяционные возможности уравнения ДСПП применительно к потоку сейсмической энергии, следующий (второй) этап обеспечивает статистическую настройку его параметров на максимальную эффективность прогноза трендов потока сейсмической энергии, третий этап соответствует настройке практического применения уравнения в 3D-пространстве и лишь на четвертом представляется возможным перейти к практическому прогнозированию и оценкам его эффективности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве математической модели в работе используется уравнение ДСПП [Малышев, 1991, 2005]

$$x'' = k \left| (x')^\lambda - (x'_0)^\lambda \right|^{\alpha/\lambda}, \quad (1)$$

где x — любая неубывающая количественная характеристика процесса, x' и x'' — ее производные по времени, k — коэффициент пропорциональности, а показатели степени λ и α определяют нелинейность процесса соответственно в окрестностях стационарного состояния ($x' \approx x'_0$) и на значительном от него удалении ($x' \gg x'_0$). Случай $x' \gg x'_0$ интересен для прогноза потенциально катастрофических процессов. Поэтому в качестве аппроксимационной модели имеет значение уравнение:

$$x'' = k(x')^\alpha. \quad (2)$$

Логический смысл уравнения (1) сводится к сделанному в терминах теории подобия предположению [Малышев, 2000], что в случае саморазвивающихся процессов “силы”, возникающие при отклонении системы от стационарного состояния, формируются за счет развития самой системы и пропорциональны разности “энергии движения” системы в текущем и стационарном состояниях:

$F_x = a|E_x - E_0|^\gamma$ или $m_x x'' = a|m_x(x')^2/2 - m_x(x')_0^2/2|^\gamma$. Здесь m_x , F_x и E_x — соответственно “мера инертности”, “сила” и “энергия движения” системы по параметру x . Несложные преобразования последнего выражения приводят к нелинейному дифференциальному уравнению второго порядка (1)

при $\lambda = 2$, $\alpha = 2\gamma$ и $k = am_x^{\gamma-1}$. В связи с вышесказанным на основе уравнения (1) представляется возможным предложить универсальную методику прогноза количественных характеристик саморазвивающихся природных процессов.

Уравнение (2) соответствует уравнению, предложенному Б. Войтом [Voight, 1988] для описания динамики нарастания вулканической активности в преддверии кульминации извержения. Уравнение Б. Войта используется в методе прогноза разрушений *FFM* (Forecasting Failure Method), однако в ряде современных работ [Bell et al., 2011, 2013, 2016] утверждается, что данный метод необъективен и неточен даже для ретроспективного анализа. Это утверждение свидетельствует, что исследователи, пытаясь использовать уравнение Б. Войта, не смогли добиться устойчивого моделирования даже на стадии аппроксимации. Причина неудачи в данном случае — проблема с выбором критерия оптимизации [Малышев, 2016]: метод наименьших квадратов, применяемый исследователями, неэффективен.

В отличие от уравнения (1), решения которого в общем случае не представимы в явном виде и требуют численного интегрирования, уравнение (2) легко решается аналитически, причем его решения представляют собой либо собственно линей-

ную зависимость ($k = 0$), либо сводятся к линейным зависимостям при логарифмировании.

Поиск наилучшей аппроксимации осуществляется посредством оптимизации по максимуму коэффициента упорядоченности $K_{reg} = [n(x_n - x_1)(t_n - t_1) / \Sigma(\Delta x_i \Delta t_i)]^{0.5}$. Здесь n – число точек на аппроксимируемом участке фактических данных; $(x_n - x_1)$ и $(t_n - t_1)$ – диапазоны изменения фактических данных на аппроксимируемом участке соответственно по параметру x и времени t (выполняют функции нормирования обеих координат на диапазон изменений от 0 до 1), Δx_i и Δt_i – отклонения каждой точки фактических данных от расчетной кривой соответственно по оси абсцисс и по оси ординат. На практике удобен десятичный логарифм коэффициента упорядоченности – уровень упорядоченности $L_{reg} = \lg(K_{reg})$.

Под прогнозируемостью здесь и далее понимается нахождение фактических данных “будущего” в полосе допустимых ошибок относительно расчетной кривой в ее экстраполяционной части. Для оценки прогнозируемости используется среднее отклонение σ фактических точек от расчетной кривой по нормали в координатах, нормированных на диапазон от 0 до 1. Затем аппроксимация экстраполируется в “будущее” до тех пор, пока нормальное расстояние каждой последующей (прогнозируемой) фактической точки до расчетной кривой находится в полосе допустимых ошибок ($\pm 3\sigma$).

Количественная оценка дальности прогноза определяется через величину прогнозной дистанции $\Delta = \{[(t_p - t_n)/(t_n - t_1)]^2 + [(x_p - x_n)/(x_n - x_1)]^2\}^{0.5}$, где x_p и t_p – значения параметра и времени предельного прогнозируемого события, x_n и t_n – соответствующие значения для “текущего” события и x_1 и t_1 – для начального события в опорной (для аппроксимации и последующего прогноза) последовательности. Проекция прогнозной дистанции Δ на оси координат характеризуют дальность прогноза (прогнозные дистанции) по времени Δ_t и параметру Δ_x . Для оценки качества прогноза используется относительная прогнозная дистанция $\Delta_{rel} = \Delta/\sigma$ или ее десятичный логарифм – уровень прогнозируемости $L_p = \lg(\Delta_{rel})$.

Для дифференцированной оценки прогнозной статистики по активизации и затуханию, а также для определения важных для прогноза значений показателя степени нелинейности α в уравнениях (1) и (2) используется коэффициент прогнозной нелинейности $K_{pn} = \Delta_{rel} \times \lg|x'_p/x'_n|$, где $x'_p = x'((t_n + t_p)/2)$ – прогнозируемая на середине прогнозного интервала скорость изменения параметра, а $x'_n = x'(t_n)$ – ее текущее значение. Бо-

лее подробно методика оценки прогнозируемости изложена в работе [Мальшев, 2016].

При пространственном анализе сейсмических данных оценка прогнозируемости осуществляется по фиксированным сферическим гипоцентральному выборкам с радиусами 1.5, 3, 7.5, 15, 30, 60 и 150 км. Выборки распределены по широте, долготе и глубине с шагом смещения, в 1.5 раза меньшим радиуса выборки (т.е. соответственно 1, 2, 5, 10, 20, 40 и 100 км), что обеспечивает пространственное перекрытие выборок и исключает пропуск данных для прогностических оценок.

Ради определенности под сильными землетрясениями понимаются такие землетрясения, которые в кумулятивном распределении по энергии превышают порог 99.9% от общего числа землетрясений. В связи с различиями в регистрируемости сейсмического потока в разных районах земного шара данное определение применяется по фиксированным сферическим гипоцентральному выборкам с радиусом 100 км, в которых зарегистрировано более 1000 землетрясений. В том случае, если в выборке зарегистрировано от 100 до 1000 землетрясений, под сильным землетрясением понимается самое сильное землетрясение выборки. В выборках со слабой (от 10 до 100) и очень слабой (менее 10 землетрясений) регистрируемости сейсмического потока землетрясений сильные землетрясения в составе выборок не выделяются.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных в работе используется Всемирный каталог Геологической службы США по состоянию на 1 января 2017 г.¹ Прогнозируемость потока сейсмической энергии Южной Европы и Средиземноморья изучалась в пределах координат 30° – 55° по широте при долготе -15° ... $+45^\circ$. В рассматриваемых пределах на глубинах от -2.0 до 634.0 км расположены гипоцентры 132710 землетрясений с магнитудой $M = 0$ – 7.8 при ее среднем значении 2.9 и модальном -2.7 . В распределении толчков по магнитуде при $M = 0$ имеется пик из 1056 событий на фоне их полного отсутствия для $M < 0$ и единичных событий с магнитудой $M = 0.1$ – 0.3 (9 событий). Представляется вероятным, что эти толчки представлены землетрясениями, для которых магнитуда не установлена и ее нулевое значение является артефактом. Тем не менее, реальные толчки с $M = 0$ обычны для каталога Геологической службы США и хорошо соответствуют распределению землетрясений по магнитуде для других регионов, например, Северной Америки. Поэтому какая бы то ни было фильтрация подобных толчков в используемом алгоритме не предусмотрена, и они обрабатываются как есть. Предполагается,

¹ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

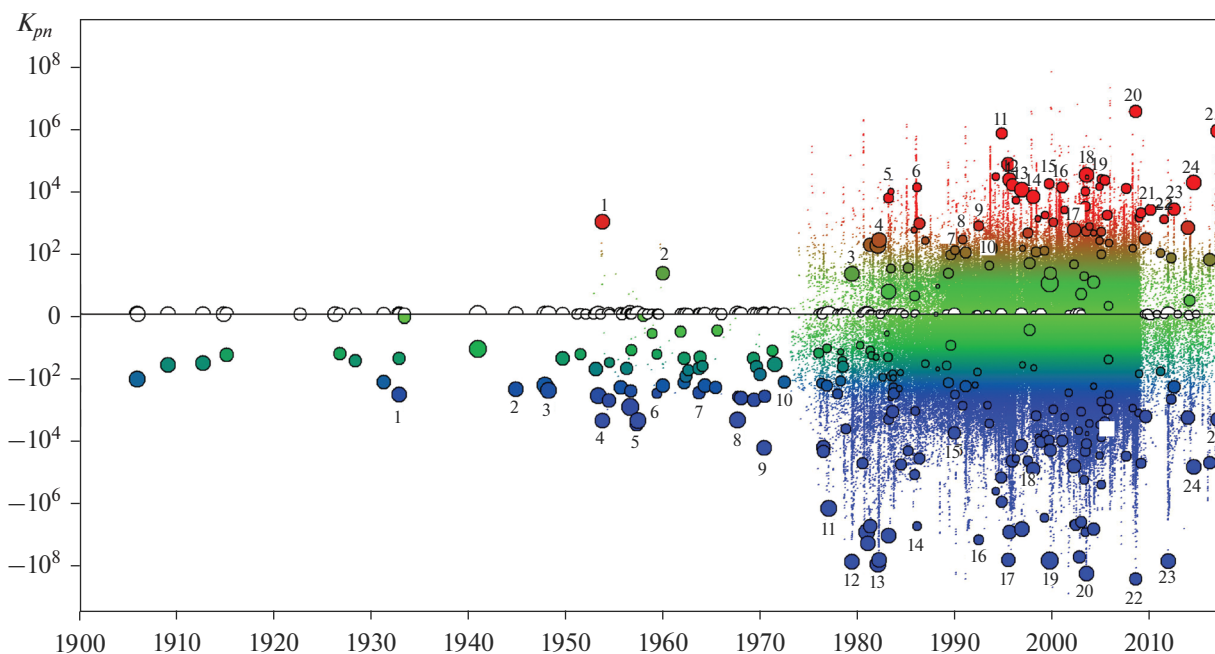


Рис. 1. Прогнозируемость потока сейсмической энергии и сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1962–2016 гг. Круги соответствуют экстремумам прогнозной нелинейности сильных землетрясений. Верхняя половина диаграммы характеризует прогнозы на активизацию сейсмического потока и форшоковую прогнозируемость сильных землетрясений, нижняя – прогнозы на снижение сейсмической активности и афтершоковую прогнозируемость. Нумерация сильных землетрясений в верхней части диаграммы соответствует табл. 4, 6 и рис. 3; в нижней части диаграммы – табл. 5 и 7.

что полученные оценки прогнозируемости имеют дополнительный потенциал к улучшению за счет уточнения данных для толчков с $M = 0$.

В соответствии с приведенным выше определением в числе землетрясений Южной Европы и Средиземноморья выделяются 217 сильных толчков с $M = 3.4–7.8$. В качестве параметра x рассматривается сумма энергии землетрясений E . При этом энергия одиночного землетрясения в Дж оценивается согласно имеющейся зависимости между его магнитудой M и энергетическим классом K [Kanamori, 1977]: $K = 1.5M + 4.8$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сводная статистика ретропрогнозных оценок приведена в табл. 1. В большинстве прогнозных определений (72.2%) прогнозная дистанция Δ более чем в 3 раза превышает величину средней ошибки σ , т.е. подобные прогнозные определения рассматриваются как значимые. Максимальные уровни прогнозируемости L_p соответствуют превышению прогнозная дистанция Δ над средним отклонением σ более чем на 6 десятичных порядков, причем максимальная прогнозируемость потока сейсмической энергии отмечается на средних гипоцентральных радиусах выборок (7.5–15 км). Средние уровни прогнозируемости

соответствуют превышению прогнозная дистанция Δ над средним отклонением σ на 1.2 порядка. Средневзвешенные значения прогнозных дистанций по времени Δ_t составляют десятки и сотни дней для активизации сейсмичности и несколько лет для ее затухания.

На рис. 1 отображены значения прогнозной нелинейности² для всех определений, у которых $|K_{pn}| > 1$, а также отображены экстремумы прогнозной нелинейности, связанные с сильными землетрясениями. Как можно видеть, экстремумы прогнозной нелинейности, свойственные сильным землетрясениям, как правило, соответствуют аналогичным экстремумам K_{pn} для сейсмического потока в целом.

Статистические данные прогнозно значимого показателя степени α демонстрируют (см. табл. 1, рис. 2), что нелинейность как активизации сейсмического процесса, так и его затухания определяется классом гиперболических функций ($1 < \alpha < 2$). При этом форма зависимостей близка к равнобокой гиперболы ($\alpha = 1.5$) для зависимостей активизации и смещена к значениям $\alpha = 1.8$ для затухания. Тем не менее достаточно большой разброс значений показателя α не позволяет ограничиться рав-

² Здесь и далее прогнозная нелинейность определяется величиной $|K_{pn}|$, прогнозируемость – величиной L_p .

Таблица 1. Статистика ретропрогнозов потока сейсмической энергии Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Число определений				L_p		Δ_p , сут*		$\lg(\Delta_p/\sigma_p)^{**}$		$\lg(\Delta_p/\sigma_x)^{**}$		α_i^*	
	всего	значи- мых	активи- зация	затухание	макс.	средний	активи- зация	затухание	активи- зация	затухание	активи- зация	затухание	активи- зация	затухание
1.5	10297	5977	2947	2819	4.4504	1.1563	27.41	543.0	0.1980	2.9646	3.4257	0.1806	1.3883	1.8427
3	28038	17538	8361	8660	5.3346	1.1431	31.62	542.5	0.2337	3.0989	3.2735	0.1768	1.4172	1.8471
7.5	95879	63984	30740	31851	6.2695	1.2073	30.65	816.3	0.2787	3.6140	3.3925	0.0895	1.4101	1.8328
15	178013	123353	55776	65410	6.0722	1.2119	46.19	1140	0.3294	3.8267	3.2096	0.0961	1.4448	1.8203
30	255337	184314	76979	104408	5.8637	1.2014	64.60	1261	0.3924	3.7993	2.9027	0.1267	1.5099	1.8013
60	309144	228982	86710	137951	5.4908	1.2005	116.2	1406	0.4404	3.7368	2.5777	0.1605	1.5115	1.7627
150	335603	251078	88935	158743	4.8303	1.1976	194.6	1221	0.4768	3.6308	2.2021	0.2037	1.4932	1.7447
Все	1212311	875226	350448	509842	6.2695	1.2005	65.29	1231	0.3976	3.7086	2.7660	0.1541	1.4649	1.7771

Примечание. * Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pnl}|$; ** Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса десятичного логарифма отношения прогнозной скорости x'_p к текущей x'_c .

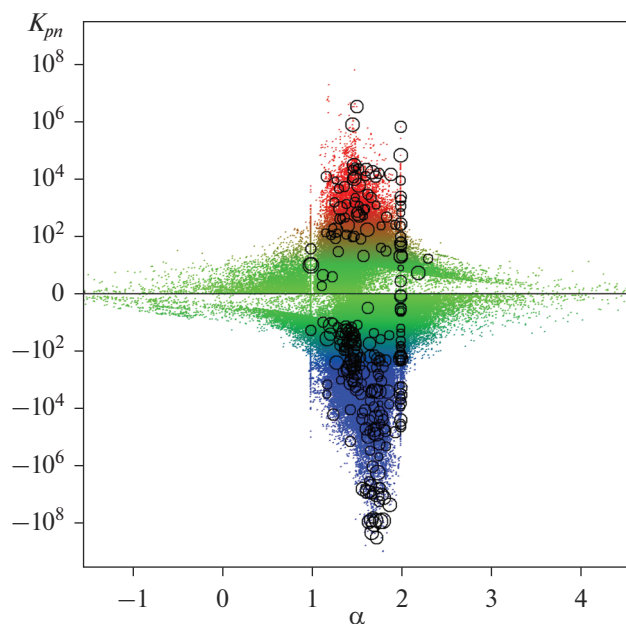


Рис. 2. Соотношение коэффициента прогнозной нелинейности K_{pn} и показателя степени нелинейности α . См. примечание к рис. 1.

нобойкой гиперболой в качестве математической модели для ретропрогнозных оценок даже в случае зависимостей активизации.

В табл. 2 приведена общая статистика ретропрогнозов сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья по потоку сейсмической энергии. Форшоковая прогнозируемость фиксируется для 84 из 217 сильных землетрясений региона. Она характеризуется ~ 1.6 тысячами ретропрогнозных определений, для которых сильное землетрясение оказывается в полосе ошибок ($\pm 3\sigma$) экстраполяционной части прогнозной за-

висимости (рис. 3). Форшоковая прогнозируемость сильных землетрясений по потоку сейсмической энергии в количестве прогнозируемых землетрясений начинает проявляться на малых (1.5–7.5 км) радиусах гипоцентральных выборок, быстро возрастает на средних (15 и 30 км) радиусах, затем более плавно увеличивается на радиусе 60 км и несколько снижается при радиусе 150 км. Более высокие уровни прогнозируемости и прогнозной нелинейности отмечаются на средних гипоцентральных радиусах (7.5 и 15 км). Средняя прогнозная дистанция по времени в форшоковой прогнозируемости составляет десятки и сотни дней, что соответствует региональным показателям для активизации сейсмичности в целом.

Статистика ретропрогнозов затухания сейсмичности после сильных землетрясений приведена в табл. 3. Афтершоковая прогнозируемость по выделяющейся сейсмической энергии прослеживается для 200 из 217 сильных землетрясений и характеризуется ~ 72 тысячами ретропрогнозных определений, что почти на два порядка больше по сравнению с форшоковой прогнозируемостью. Афтершоковая прогнозируемость затухания сейсмичности после сильных толчков появляется на малых радиусах (1.5 и 3 км), быстро нарастает на средних (от 7.5 до 30 км) радиусах, достигает максимума при радиусе 60 км, а затем несколько снижается при 150 км. Наиболее высокие максимальные уровни прогнозируемости и прогнозной нелинейности отмечаются для выборок с гипоцентральным радиусом 7.5 км, тогда как наиболее высокие средние уровни – на радиусах 3 км. По мере увеличения радиусов прослеживается тенденция к уменьшению средних уровней прогнозируемости и прогнозной нелинейности. Средняя прогнозная дистанция по времени в афтершоковой прогнозируемости на два порядка выше аналогичного параметра форшоковой прогнозируемости: она увеличивается с полу-

Таблица 2. Статистика ретропрогнозов сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Кол-во сильных землетрясений, имеющих форшоковую прогнозируемость	Кол-во форшоковых ретропрогнозных определений	Средняя прогнозная дистанция по времени, сут*	$\lg K_{pn} $		L_p		α^*
				макс.	средн.	макс.	средн.	
1.5	1	4	30.28	1.144	0.558	1.956	1.517	1.766
3	1	9	94.58	1.558	0.944	2.000	1.789	1.387
7.5	8	73	18.50	4.331	1.680	4.180	2.153	1.490
15	24	115	145.0	4.790	1.942	5.020	2.338	1.503
30	36	306	80.01	3.253	1.407	3.433	1.966	1.464
60	61	531	192.7	4.269	1.386	4.791	1.866	1.753
150	60	535	381.6	3.283	1.003	3.490	1.583	1.558
Все	84	1573	138.3	4.790	1.310	5.020	1.836	1.550

Примечание. * Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pn}|$.

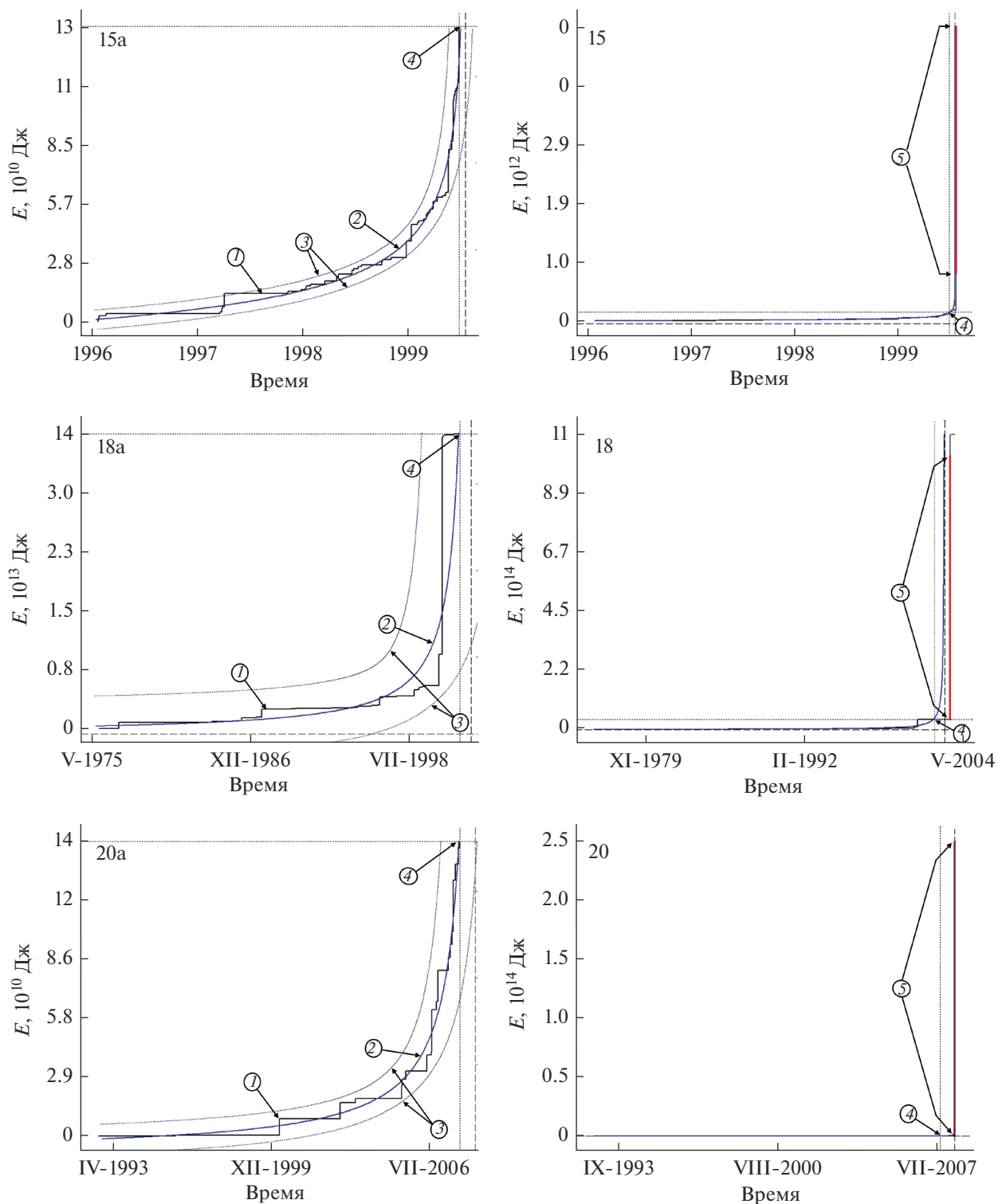


Рис. 3. Графики ретропрогнозных определений, соответствующих максимумам нелинейной прогнозируемости некоторых сильных землетрясений.

Цифры в кружках: 1 – кривая фактических данных, 2 – расчетная кривая, 3 – полоса ошибок ($\pm 3\sigma$), 4 – момент ретропрогноза, 5 – сильное землетрясение. Порядковые номера графиков соответствуют нумерации в табл. 4 и 6. Графики слева характеризуют аппроксимационные части прогнозных определений, справа – прогнозные зависимости в целом. Пересечение точечных вертикальных и горизонтальных линий на графиках соответствует “текущим” значениям времени и параметра, левее и ниже этого пересечения – “прошлое”, правее и выше – “будущее”. Пунктирными линиями показано положение асимптот T_a и X_a .

Таблица 3. Статистика ретропрогнозов затухания сейсмичности после сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Кол-во сильных землетрясений с прогнозируемым затуханием сейсмичности	Кол-во афтершоковых ретропрогнозных определений	Средняя прогнозная дистанция по времени, сут*	$\lg K_{pn} $		L_p		α^*
				макс.	средн.	макс.	средн.	
1.5	1	1	179.6	2.209	2.209	2.687	2.687	1.314
3	4	62	592.6	5.722	3.734	5.335	3.789	1.680
7.5	45	1277	2199	6.250	2.138	5.738	2.561	1.691
15	97	4502	2212	6.106	1.748	5.536	2.250	1.660
30	163	10617	2061	5.843	1.533	5.303	2.099	1.670
60	182	21435	2819	5.809	1.312	5.491	1.924	1.712
150	173	34275	1319	5.098	1.114	4.830	1.769	1.669
Все	200	72169	2135	6.250	1.294	5.738	1.909	1.675

Примечание. * Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pn}|$.

года на радиусе 1.5 км до 6–8 лет на радиусах 7.5–60 км, а затем уменьшается до 3.5 лет на радиусе 150 км.

Здесь важен факт сам факт различий в прогнозируемости сильных землетрясений в зависимости от гипоцентрального радиуса выборок, однако делать какие-либо выводы по результатам анализа одного региона автор считает преждевременным.

Таблицы 4 и 5 содержат сведения по статистике соответственно форшоковой и афтершоковой прогнозируемости некоторых сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья по потоку сейсмической энергии. Таблицы 6 и 7 содержат характеристики ретропрогнозных зависимостей с экстремальной прогнозной нелинейностью соответствующих землетрясений из табл. 4 и 5. Рисунок 4 иллюстрирует пространственное распределение сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья и их форшоковую и афтершоковую прогнозируемость.

Высокая прогнозируемость сейсмического потока (сохранение аппроксимационных тенденций при их экстраполяции в будущее, см. табл. 1) свидетельствует, что уравнение (2) при использовании описанной методики адекватно моделирует динамику сейсмичности по всем рассмотренным потоковым характеристикам. Это делает возможным применение уравнения (2) для дифференцирования потоковых характеристик сейсмичности, т.е. для определения скоростей и ускорений сейсмического потока. В свою очередь анализ пространственного распределения этих производных позволяет определить локализацию имеющихся тенденций к изменению сейсмичности. Поскольку сильные землетрясения приурочены к экстремумам прогнозируемой нелинейности сейсмического потока (см. рис. 1), то пространственные локализации с экстремальными тенденциями к

его изменчивости представляют интерес для прогноза как самих сильных землетрясений, так и афтершокового затухания сейсмичности, т.е. именно в этих локализациях имеют смысл экстраполяции существующих тенденций в будущее. По сути мы получаем комбинацию методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмической активности по плотности сейсмического потока [Тихонов, 2006, 2009].

Потенциальную эффективность изложенной методики отчасти подтверждают ранее полученные данные [Малышев, 2014]: на картах ускорений сейсмической активности, построенных при сканировании с шагом 10 км (гипоцентральный радиус выборок 15 км) зона предстоящего Восточно-Японского землетрясения (11.03.2011 г., $M = 9.0$) начинает отчетливо выделяться за несколько дней до толчка. Зона подготовки имеет размеры примерно $100 \times 80 \times 40$ км, что существенно превышает шаг сканирования. Это также согласуется с результатами данной работы (см. табл. 2), свидетельствующими о том, что прогнозируемость сильных землетрясений проявляется на средних (от 7.5 до 30 км) и больших (60 и 150 км) радиусах гипоцентральных выборок. Таким образом, предлагаемая методика устанавливает, как минимум, наличие перед Восточно-Японским землетрясением хорошо выраженных предвестников, использование которых позволило бы расширить интервал времени на предотвращение разрушительных последствий землетрясения с 10–30 мин (время достижения волной цунами побережья) до нескольких суток, что соответствует прогнозу по “сценарию форшоков” [Федотов и др., 2012; Федотов, Соломатин, 2015].

Положительный ответ на вопросы первой группы (из сформулированных во введении) позволяет в общих чертах наметить перспективы практиче-

Таблица 4. Прогнозируемость некоторых сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг.

№ п.п.	Землетрясение				Статистика прогнозируемости					α*			
	Время	К	Гипоцентр		Кол-во определений	Дистанция по времени** , сут		lgK _{пр}			L _p		
			широта	долгота		глубина	средн.*	на максимуме K _{пр}	макс.		средн.	макс.	средн.
1	1953.08.12 09:23:55	15.0	38.182	20.942	10.0	8	79.19	160.7	2.181	1.203	2.232	1.516	1.640
2	1959.11.15 17:08:47	14.9	37.844	20.568	15.0	2	210.0	210.0	0.959	0.480	1.481	0.740	2.000
3	1979.04.15 06:19:44	15.2	42.096	19.209	10.0	6	378.0	354.5	0.949	0.272	1.768	0.837	1.657
4	1982.01.18 19:27:24	15.0	40.004	24.319	10.0	29	436.6	2.714	1.747	0.794	2.526	1.318	1.628
5	1983.04.21 01:53:07	10.8	46.190	0.920	10.0	29	19.09	16.12	2.894	2.044	2.772	2.156	1.293
6	1985.12.21 10:16:17	12.5	50.333	12.325	10.0	83	2.617	1.862	3.000	2.213	3.120	2.498	1.502
7	1989.06.14 18:06:38	13.1	34.289	26.055	13.8	6	193.4	127.0	1.396	0.409	1.660	0.700	1.495
8	1990.09.03 10:48:33	12.0	45.915	15.873	20.2	3	155.6	156.0	1.770	1.179	2.264	1.509	1.943
9	1992.04.13 01:20:00	12.9	51.153	5.798	21.2	7	119.9	100.8	2.089	0.685	2.661	0.863	1.526
10	1993.05.29 08:43:11	12.5	45.561	15.207	15.2	37	595.9	249.5	1.145	0.325	2.796	0.774	1.306
11	1994.09.01 16:12:40	13.5	41.183	21.196	14.0	9	19.08	0.007	4.269	0.821	4.791	0.967	1.973
12	1995.10.01 15:57:16	14.4	38.063	30.134	33.0	26	1.657	0.538	3.052	0.700	3.522	0.994	1.895
13	1996.10.09 13:10:52	15.0	34.556	32.126	33.0	18	233.5	187.5	2.935	1.264	2.795	1.346	1.446
14	1997.11.18 13:07:41	14.7	37.570	20.656	33.0	37	24.65	6.560	2.779	0.296	3.023	0.437	1.564
15	1999.07.25 06:56:53	12.6	39.309	28.003	10.0	60	30.98	25.66	3.075	1.859	3.476	2.302	1.791
16	2000.11.10 20:10:53	13.4	36.601	4.773	10.0	21	255.6	294.8	3.000	0.604	3.379	0.846	1.678
17	2002.02.03 07:11:28	14.6	38.573	31.271	5.0	16	802.6	172.8	1.985	0.959	2.235	1.321	1.423
18	2003.05.21 18:44:20	15.0	36.964	3.634	12.0	7	440.8	442.7	3.283	0.605	2.925	0.606	1.484
19	2004.12.04 10:30:00	12.5	35.036	-3.145	10.0	42	1.135	1.437	3.187	2.294	3.433	2.603	1.541
20	2008.06.08 12:25:29	14.4	37.963	21.525	16.0	50	232.7	231.7	4.790	1.280	5.020	1.790	1.511
21	2009.12.17 01:37:48	13.2	36.463	-9.900	19.8	4	484.8	405.8	2.468	1.453	2.814	2.004	1.708
22	2011.05.11 16:47:25	12.5	37.699	-1.672	1.0	3	20.05	0.071	2.239	1.566	2.761	2.087	2.000
23	2012.05.20 02:03:52	13.8	44.890	11.230	6.3	14	758.8	307.3	2.475	1.068	3.160	1.874	1.917
24	2014.05.24 09:25:02	15.2	40.289	25.389	6.4	1	156.5	156.5	3.112	3.112	3.469	3.469	1.684
25	2016.10.30 06:40:18	14.7	42.862	13.096	8.0	90	45.39	3.386	4.331	2.255	4.180	2.501	1.500

Примечание. * Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности |K_{пр}|. ** От момента ретро-прогноза до момента сильного землетрясения.

Таблица 5. Прогнозируемость затухания сейсмичности после некоторых сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг.

№ п.п.	Землетрясение				Статистика прогнозируемости								
	Время	K	Гипоцентр		Кол-во определений	Δ_p , сут		$\lg K_{пр} $		L_p			
			широта	долгота		глубина	средн.*	на экстремуме $K_{пр}$	макс.	средн.	макс.	средн.	
1	1932.09.26 19:20:45	15.2	40.269	23.743	10.0	1565	7299	8187	1.896	0.273	2.304	0.528	1.513
2	1944.10.06 02:34:47	15.0	39.502	26.596	15.0	928	6438	6278	1.763	0.303	3.000	0.563	1.395
3	1948.02.09 12:58:18	15.8	35.631	27.153	15.0	8791	5710	12259	1.796	0.066	3.441	0.127	1.419
4	1953.08.12 09:23:55	15.0	38.182	20.942	10.0	235	4926	1733	2.511	0.777	2.743	1.628	1.750
5	1957.03.08 12:14:17	14.6	39.323	22.701	10.0	2458	5242	2660	2.586	0.021	3.992	0.033	1.801
6	1959.04.05 10:47:56	13.1	44.646	6.844	15.0	534	4440	7462	1.861	0.717	2.163	1.414	1.439
7	1963.07.19 05:45:27	14.3	43.343	8.153	15.0	5279	2921	5500	1.852	0.739	3.190	1.408	1.284
8	1967.07.22 16:57:00	15.9	40.751	30.800	30.0	983	2016	2655	2.494	1.328	3.596	1.772	1.393
9	1970.03.28 21:02:26	15.2	39.098	29.570	25.0	2673	5745	11744	3.145	1.296	3.270	2.056	1.504
10	1972.05.04 21:40:01	14.3	35.182	23.550	35.0	451	4391	5918	1.592	0.086	2.554	0.251	1.782
11	1976.11.24 12:22:18	15.8	39.121	44.029	36.0	230	1152	164.7	4.578	0.666	4.574	0.804	1.681
12	1979.04.15 06:19:44	15.2	42.096	19.209	10.0	3859	2422	2899	5.832	1.341	5.306	1.842	1.667
13	1981.12.19 14:10:50	15.6	39.243	25.227	10.0	1844	1713	2117	5.901	1.286	5.324	1.819	1.688
14	1985.12.21 10:16:17	12.5	50.333	12.325	10.0	739	7899	8328	5.005	0.440	4.424	0.855	1.598
15	1989.10.29 19:09:12	13.8	36.788	2.448	5.7	785	2702	2369	2.807	0.111	3.331	0.156	1.878
16	1992.04.13 01:20:00	12.9	51.153	5.798	21.2	1453	936.6	1025	5.317	0.179	4.794	0.232	1.750
17	1995.05.13 08:47:12	14.7	40.149	21.695	14.0	3091	5573	7310	5.790	1.891	5.254	2.366	1.665
18	1997.05.21 23:50:43	12.9	42.881	-7.193	18.8	1024	2432	3583	3.456	1.370	3.453	1.955	1.824
19	1999.08.17 00:01:39	16.2	40.748	29.864	17.0	373	4866	6112	5.809	2.453	5.491	2.772	1.714
20	2003.05.21 18:44:20	15.0	36.964	3.634	12.0	913	552.5	205.1	6.112	2.424	5.561	2.818	1.629
21	2005.07.10 13:10:12	12.6	42.389	19.812	4.4	223	291.5	98.47	2.239	0.221	3.002	0.306	1.665
22	2008.06.08 12:25:29	14.4	37.963	21.525	16.0	1873	1584	2702	6.250	2.363	5.738	2.582	1.689
23	2011.10.23 10:41:23	15.5	38.721	43.508	18.0	382	1278	1819	5.822	2.093	5.320	2.241	1.772
24	2014.05.24 09:25:02	15.2	40.289	25.389	6.4	24	174.6	73.75	3.594	0.433	3.742	0.480	1.698
25	2016.10.30 06:40:18	14.7	42.862	13.096	8.0	816	26.25	27.47	2.481	0.026	3.261	0.033	1.703

Примечание. * Рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{пр}|$.

Таблица 6. Характеристики зависимости K_{pn} для некоторых сильных землетрясениях Южной Европы и Средиземноморья (см. табл. 4)

№	Момент ретропрогноза	Аппроксимационная зависимость	n_a	n_e	T_a	E_a	α	k	L_{reg}	L_p	L_{kpn}	Δ_r , сут	Параметры выборки			
													шир., град.	долг., град.	глуб., км	рад., км
1	1953.03.04 15:30	$E = E_a + 1.86 \times 10^{19} T_a - t ^{-2.02}$	13	8	1954.03.08 15:53	1.04×10^{15}	1.331	9.98×10^{-7}	1.13	2.23	2.18	160.7	38.317	21.783	0.0	150.0
2	1959.04.19 17:38	$E = 1.07 \times 10^{16} - \ln T_a - t / 5.73 \times 10^{-15}$	20	6	1959.11.03 22:09	—	2.000	5.73×10^{-15}	1.00	1.48	0.96	225.8	37.426	21.009	0.0	150.0
3	1978.04.25 17:48	$E = 1.40 \times 10^{15} - \ln T_a - t / 1.45 \times 10^{-13}$	13	24	1979.04.18 00:54	—	2.000	1.45×10^{-13}	1.02	1.48	0.95	354.5	40.990	19.073	0.0	150.0
4	1982.01.16 02:19	$E = E_a + 5.23 \times 10^{15} T_a - t ^{-1.43}$	157	70	1982.01.20 16:13	1.57×10^{16}	1.411	7.27×10^{-7}	1.14	1.98	1.75	14.79	39.208	23.226	0.0	150.0
5	1983.04.04 23:01	$E = E_a + 2.73 \times 10^{13} T_a - t ^{-2.62}$	20	22	1983.04.22 23:29	2.35×10^8	1.276	5.36×10^{-4}	1.16	2.77	2.89	18.85	46.255	1.040	0.0	60.0
6	1985.12.19 13:35	$E = E_a + 7.72 \times 10^{14} T_a - t ^{-4.87}$	88	60	1985.12.22 14:30	5.59×10^{10}	1.171	1.30×10^{-2}	1.36	3.12	3.00	4.748	50.299	12.525	0.0	30.0
7	1989.02.07 17:34	$E = E_a + 8.22 \times 10^{14} T_a - t ^{-0.81}$	23	13	1989.08.12 17:45	8.76×10^{13}	1.553	1.14×10^{-8}	1.22	1.66	1.40	260.0	34.064	26.273	0.0	60.0
8	1990.03.31 10:56	$E = E_a + 1.14 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.07}$	28	16	1990.08.18 19:21	2.22×10^{12}	1.938	6.66×10^{-11}	1.03	2.26	1.77	156.0	45.896	16.034	0.0	60.0
9	1992.01.03 06:46	$E = E_a + 2.15 \times 10^{14} T_a - t ^{-0.94}$	114	69	1992.08.17 17:55	1.97×10^{13}	1.517	7.93×10^{-8}	1.19	2.32	2.09	300.7	51.683	6.559	0.0	150.0
10	1992.09.21 20:06	$E = E_a + 4.28 \times 10^{12} \exp[1.15 \times 10^{-3} \times (t - t_0)]$	353	252	0	9.29×10^{12}	1.000	1.15×10^{-3}	1.09	1.66	1.14	1169	46.337	15.652	0.0	150.0
11	1994.09.01 16:02	$E = 1.56 \times 10^{13} - \ln T_a - t / 2.13 \times 10^{-9}$	13	2	1994.09.01 16:02	—	2.000	2.13×10^{-9}	1.01	4.79	4.27	0.007	41.235	21.543	0.0	60.0
12	1995.10.01 03:01	$E = E_a + 8.10 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.12}$	57	17	1995.10.02 17:48	2.23×10^{15}	1.889	2.39×10^{-11}	1.47	3.52	3.05	5.730	38.008	29.886	40.0	60.0
13	1996.04.05 02:14	$E = E_a + 4.87 \times 10^{16} T_a - t ^{-1.07}$	67	122	1997.04.01 19:02	1.98×10^{14}	1.483	1.74×10^{-8}	1.12	2.68	2.94	776.9	34.781	32.409	40.0	60.0
14	1997.11.11 23:41	$E = E_a + 5.51 \times 10^{13} T_a - t ^{-0.89}$	36	34	1997.11.14 13:07	1.37×10^{16}	1.528	1.12×10^{-7}	1.11	3.02	2.78	7.669	38.317	21.783	0.0	150.0
15	1999.06.29 15:05	$E = E_a + 4.59 \times 10^{11} T_a - t ^{-0.32}$	66	14	1999.07.21 08:26	1.04×10^{12}	1.759	4.48×10^{-9}	1.64	3.48	3.08	25.66	39.251	27.853	10.0	15.0
16	2000.01.21 02:08	$E = E_a + 4.05 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.39}$	10	18	2000.11.03 09:55	3.76×10^{12}	1.720	2.28×10^{-9}	1.17	3.38	3.00	314.0	36.574	5.373	0.0	60.0
17	2001.08.14 11:38	$E = E_a + 6.37 \times 10^{15} T_a - t ^{-0.87}$	812	20	2001.12.25 22:09	2.47×10^{15}	1.536	6.91×10^{-9}	1.15	2.24	1.99	173.4	39.208	30.194	0.0	150.0
18	2002.03.05 00:53	$E = E_a + 1.89 \times 10^{16} T_a - t ^{-1.07}$	75	418	2002.12.20 16:42	5.52×10^{13}	1.483	2.75×10^{-8}	1.01	2.92	3.28	574.0	36.535	5.047	0.0	150.0
19	2004.12.03 00:00	$E = E_a + 6.33 \times 10^{10} T_a - t ^{-0.89}$	27	112	2004.12.03 00:25	3.77×10^9	1.530	3.75×10^{-6}	2.23	3.43	3.19	10.38	35.030	-3.073	20.0	30.0
20	2007.10.20 20:35	$E = E_a + 3.05 \times 10^{13} T_a - t ^{-0.96}$	23	26	2008.06.08 14:34	6.39×10^{12}	1.510	2.63×10^{-7}	1.48	5.02	4.79	231.8	37.994	21.495	20.0	15.0
21	2008.11.06 05:54	$E = E_a + 2.53 \times 10^{13} \times T_a - t ^{-0.50}$	57	3	2010.01.29 22:04	-3.06×10^{11}	1.669	2.60×10^{-9}	1.33	2.81	2.47	509.9	36.467	-9.721	20.0	30.0
22	2011.05.11 15:05	$E = 1.28 \times 10^{11} - \ln T_a - t / 1.37 \times 10^{-10}$	21	2	2011.05.11 15:05	—	2.000	1.37×10^{-10}	1.37	2.76	2.24	0.071	37.725	-1.647	0.0	15.0
23	2011.07.17 18:30	$E = 4.43 \times 10^{12} - \ln T_a - t / 2.43 \times 10^{-12}$	73	21	2012.04.27 14:30	—	2.000	2.43×10^{-12}	1.29	3.00	2.47	316.5	45.179	11.489	0.0	60.0
24	2013.12.18 21:20	$E = E_a + 4.43 \times 10^{14} \times T_a - t ^{-0.46}$	364	7	2014.05.09 09:57	5.06×10^{13}	1.684	2.35×10^{-10}	1.51	3.47	3.11	162.3	39.801	25.514	0.0	60.0
25	2016.10.26 21:24	$E = E_a + 2.02 \times 10^{13} \times T_a - t ^{-1.15}$	17	12	2016.10.28 04:58	6.86×10^{11}	1.466	1.28×10^{-6}	1.82	3.95	4.33	6.926	42.866	13.087	10.0	7.5

Примечание. n_a и n_e — число событий в аппроксимационной и экстраполяционной (прогнозной) частях последовательности, значения асимптоты X_0 и коэффициента k приведены с учетом размерности параметра E — Дж; L_{reg} , L_p , L_{kpn} — $\lg|K_{pn}|$.

Таблица 7. Характеристики зависимости затухания сейсмичности после некоторых сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья (см. табл. 5), соответствующие экстремумам прогнозной нелинейности $K_{пр}$

№	Момент ретропрогноза	Аппроксимационная зависимость	n_a	n_e	T_a	E_a	α	k	L_{reg}	L_p	$L_{крп}$	Δ_r , сут	Параметры выборки			
													шир., град.	долг., град.	глуб., км	рад., км
1	1993.02.24 11:20	$E = E_a - 1.67 \times 10^{17} T_a - t ^{-1.37}$	77	117	1931.06.07 20:42	1.59×10^{15}	1.423	-1.08×10^{-7}	1.85	2.18	-1.90	8187	40.240	23.898	0.0	30.0
2	1994.12.01 12:06	$E = E_a - 1.65 \times 10^{23} T_a - t ^{-2.49}$	1891	839	1934.10.01 07:19	1.25×10^{15}	1.287	-5.93×10^{-7}	2.12	2.14	-1.76	6278	39.442	27.245	0.0	60.0
3	1981.08.14 19:41	$E = E_a - 5.24 \times 10^{17} T_a - t ^{-1.26}$	36	895	1947.08.04 15:42	7.16×10^{15}	1.443	-2.93×10^{-8}	1.70	2.06	-1.80	12259	35.498	27.166	40.0	60.0
4	1953.11.28 20:17	$E = E_a - 1.11 \times 10^{15} T_a - t ^{-0.18}$	18	17	1953.08.11 03:00	9.77×10^{15}	1.851	-8.14×10^{-13}	1.00	2.46	-2.51	1733	37.426	21.009	0.0	150.0
5	1957.11.27 03:08	$E = (116 + \ln T_a - t / 4.42) \times 10^{14}$	11	5	1957.03.08 12:14	—	2.000	-4.42×10^{-14}	1.14	2.69	-2.59	2660	39.208	23.226	0.0	150.0
6	1991.09.22 12:52	$E = E_a - 2.80 \times 10^{14} T_a - t ^{-1.00}$	104	378	1958.06.26 00:51	1.27×10^{13}	1.500	-1.21×10^{-7}	1.69	2.08	-1.86	7462	44.641	6.695	10.0	15.0
7	1995.06.13 14:09	$E = E_a - 3.40 \times 10^{16} T_a - t ^{-1.07}$	1366	1033	1962.08.02 10:31	3.04×10^{14}	1.483	-2.07×10^{-8}	1.64	2.09	-1.85	5500	43.745	8.216	0.0	60.0
8	1992.05.09 17:25	$E = E_a - 9.65 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.44}$	62	322	1967.07.22 16:56	1.13×10^{16}	1.696	-2.32×10^{-9}	2.55	3.56	-2.49	2655	40.518	30.512	0.0	60.0
9	1976.08.24 18:44	$E = E_a - 2.19 \times 10^{14} T_a - t ^{-0.37}$	46	1759	1970.03.28 13:04	1.78×10^{15}	1.727	-1.04×10^{-10}	1.54	3.27	-3.14	11744	39.442	29.107	40.0	60.0
10	1977.10.12 20:37	$E = (2.47 + \ln T_a - t / 5.05) \times 10^{14}$	15	75	1972.05.03 03:33	—	2.000	-5.05×10^{-14}	1.20	1.99	-1.59	5918	35.139	23.956	40.0	60.0
11	1976.12.12 07:54	$E = E_a - 3.06 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.35}$	13	4	1976.11.24 12:22	6.33×10^{15}	1.742	-1.59×10^{-9}	1.81	4.57	-4.58	164.7	38.982	44.277	40.0	30.0
12	1979.04.25 06:36	$E = E_a - 2.03 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.55}$	19	33	1979.04.15 06:18	1.59×10^{15}	1.644	-2.70×10^{-8}	1.95	5.31	-5.83	2899	42.036	19.301	10.0	15.0
13	1981.12.21 23:03	$E = E_a - 1.23 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.42}$	12	20	1981.12.19 14:10	3.98×10^{15}	1.703	-8.22×10^{-9}	1.76	5.32	-5.91	2117	39.251	25.300	10.0	15.0
14	1986.01.10 04:19	$E = E_a - 3.18 \times 10^{11} T_a - t ^{-0.65}$	60	53	1985.12.20 23:59	3.43×10^{12}	1.608	-2.19×10^{-7}	1.40	4.42	-5.00	8328	50.280	12.375	10.0	7.5
15	1990.03.11 08:28	$E = (765 + \ln T_a - t / 5.14) \times 10^{13}$	22	50	1989.10.29 19:09	—	2.000	-5.14×10^{-13}	1.06	2.81	-2.81	2369	36.535	2.804	0.0	150.0
16	1992.04.14 12:56	$E = E_a - 1.33 \times 10^{11} T_a - t ^{-0.31}$	22	37	1992.04.13 01:19	8.47×10^{12}	1.761	-1.08×10^{-8}	1.26	4.79	-5.32	1025	51.275	6.048	0.0	60.0
17	1995.05.24 21:22	$E = E_a - 6.68 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.37}$	47	267	1995.05.13 08:45	5.15×10^{14}	1.728	-1.30×10^{-9}	1.53	5.25	-5.79	7310	40.150	21.633	0.0	15.0
18	1998.03.31 00:11	$E = E_a - 1.10 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.22}$	36	194	1997.05.21 23:49	2.60×10^{13}	1.817	-6.05×10^{-10}	1.63	3.45	-3.46	3583	42.754	-7.347	20.0	30.0
19	1999.10.23 02:49	$E = E_a - 9.75 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.25}$	60	139	1999.08.17 00:01	1.60×10^{16}	1.800	-1.54×10^{-10}	1.93	5.49	-5.81	6112	40.876	29.247	0.0	60.0
20	2003.05.22 04:19	$E = E_a - 2.30 \times 10^{11} T_a - t ^{-0.48}$	12	31	2003.05.21 18:44	1.00×10^{15}	1.678	-4.87×10^{-8}	1.78	5.56	-6.11	205.1	36.980	3.711	10.0	7.5
21	2005.11.20 08:26	$E = E_a - 1.76 \times 10^{10} T_a - t ^{-0.27}$	22	6	2005.07.10 13:10	1.20×10^{13}	1.788	-3.02×10^{-8}	1.68	3.00	-2.24	98.47	42.395	19.838	0.0	30.0
22	2008.06.14 01:15	$E = E_a - 4.47 \times 10^{10} T_a - t ^{-0.37}$	27	20	2008.06.08 12:25	2.51×10^{14}	1.731	-4.65×10^{-8}	1.92	5.74	-6.25	2702	37.923	21.468	15.0	7.5
23	2011.10.26 15:14	$E = E_a - 1.40 \times 10^{13} T_a - t ^{-0.29}$	26	33	2011.10.23 10:41	3.22×10^{15}	1.773	-2.31×10^{-10}	1.55	5.32	-5.82	1819	38.713	43.532	10.0	15.0
24	2014.06.09 10:29	$E = E_a - 1.16 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.37}$	21	6	2014.05.24 09:25	2.47×10^{16}	1.730	-4.45×10^{-9}	1.90	3.74	-3.59	73.75	40.099	24.706	0.0	150.0
25	2016.11.14 01:33	$E = E_a - 1.97 \times 10^{12} T_a - t ^{-0.38}$	28	4	2016.10.30 06:40	1.07×10^{15}	1.724	-3.51×10^{-9}	1.81	2.88	-2.48	27.47	43.028	13.051	0.0	60.0

Примечание. См. табл. 6.

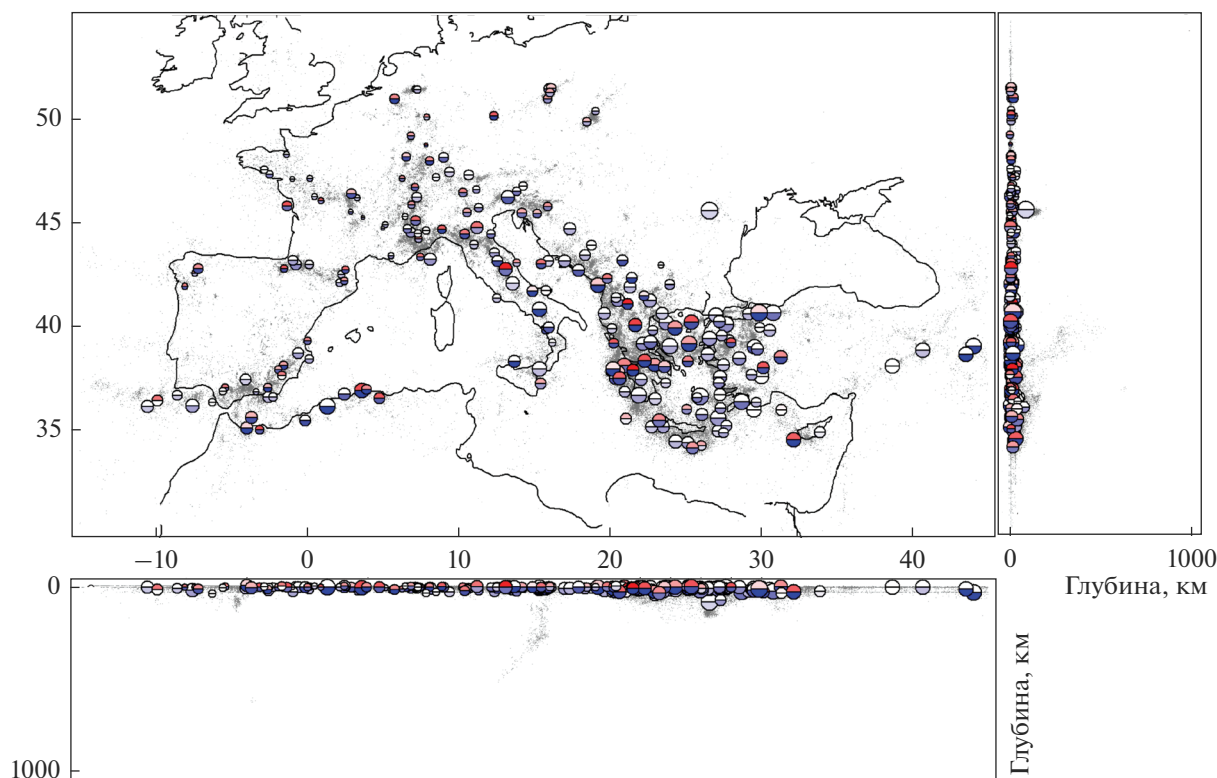


Рис. 4. Пространственное распределение сейсмичности и прогнозируемость сильных землетрясений Южной Европы и Средиземноморья в 1900–2016 гг. Точками серого цвета показано положение гипоцентров землетрясений по данным каталога Геологической службы США. Круги соответствуют гипоцентрам сильных землетрясений; интенсивность заливки верхнего и нижнего полукружий пропорциональна соответственно форшоковой и афтершоковой прогнозируемости данного землетрясения (по экстремуму прогнозной нелинейности).

ского использования прогнозируемости сейсмического потока. Если количественно определить активизацию сейсмического потока как величину, обратно пропорциональную расчетному времени для удвоения скорости выделения энергии, то при помощи этой величины возможно картирование зон быстрой активизации (рис. 5). Использование гипоцентров землетрясений в выборках с наибольшей величиной активизации позволяет статистически установить зону ее максимума и, далее, прогнозировать развитие сейсмичности уже в пределах этой зоны, т.е. выявлять имеющиеся тенденции выделения энергии и на их основе оценивать вероятность сильных землетрясений.

Тем не менее, для перехода от анализа прогнозируемости сейсмического потока к прогнозу собственно сильных землетрясений необходимо предварительно решить две проблемы: 1) отработать и верифицировать алгоритм автоматического выделения зон максимальной изменчивости сейсмического потока, что позволило бы уже сейчас перейти к оперативному сейсмическому мониторингу с отслеживанием гипоцентральных зон с максимальными тенденциями к активизации/затуханию сейсмического потока; 2) попытаться

установить статистическую связь пространственных производных сейсмического потока с максимальной энергией землетрясений в их прогнозных зависимостях. Последнее позволяет определить допустимый предел возможных экстраполяций. Наиболее перспективны экстраполяции в будущее тенденций к увеличению выделяющейся сейсмической энергии E , позволяющие рассчитать в какой именно промежуток времени выделение сейсмической энергии может достичь потенциально опасных значений. Предельный диапазон выделения сейсмической энергии в определенный период времени можно оценить по вертикальной составляющей полосы ошибок на экстраполяционной части прогнозной зависимости. Аналогичная экстраполяция суммарного количества землетрясений позволяет рассчитать на этот же период времени ожидающееся число сейсмических толчков. Соотношение этих величин дает расчетное значение вероятной энергии одиночного сейсмического события.

При использовании данных Всемирного каталога Геологической службы США мониторинг на основе метода саморазвивающихся процессов с предварительным картированием нелинейности

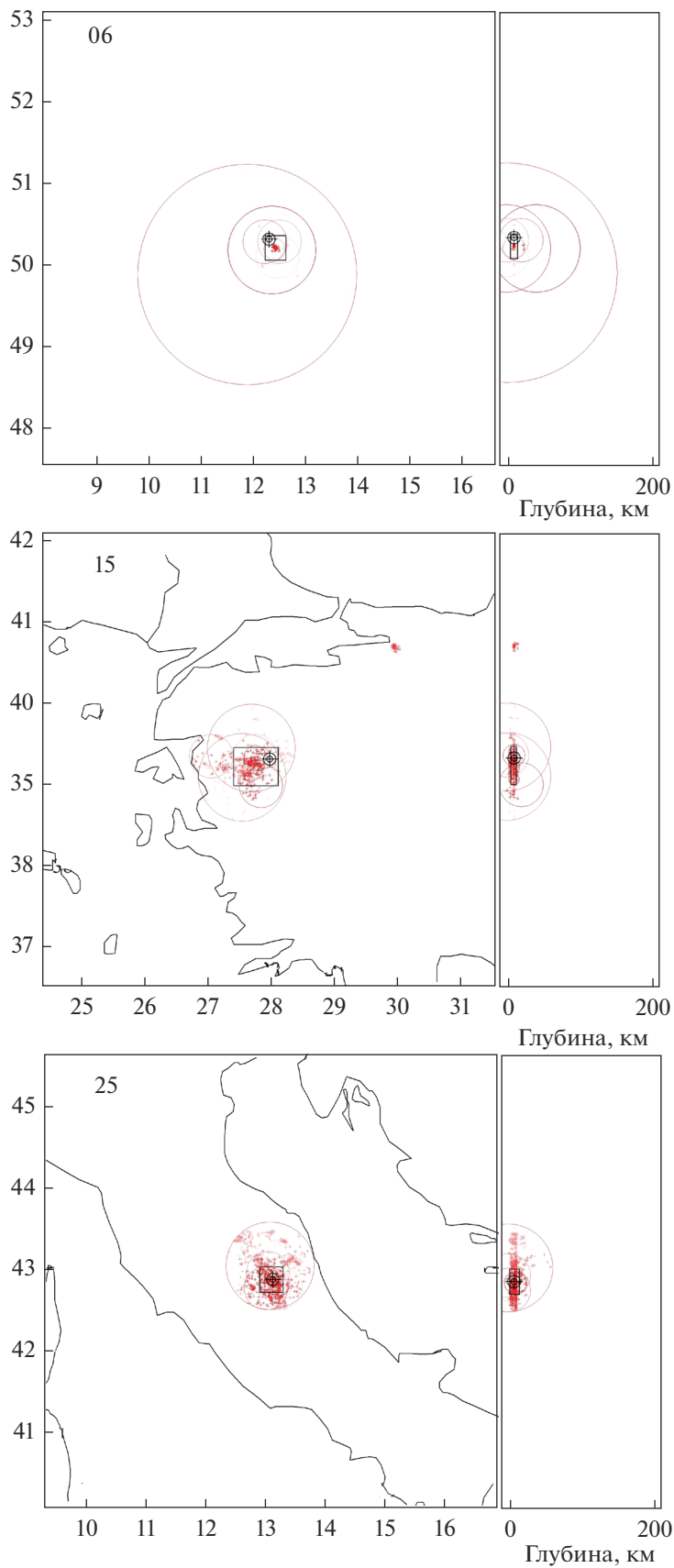


Рис. 5. Зоны форшоковой активизации перед некоторыми сильными землетрясениями. 06 — за 3 сут до землетрясения 21.12.1985 г. ($M = 5.1$) в южной Саксонии, 15 — за 3 сут до землетрясения 25.07.1999 г. ($M = 5.2$) в западной Турции, 25 — за 3 сут до землетрясения 30.10.2016 г. ($M = 6.6$) в центральной Италии. Нумерация соответствует табл. 4 и верхней части рис. 1. Двойной круг с перекрещиванием — гипоцентр будущего сильного землетрясения; окружности соответствуют выборкам, в которых выявлена активизация; крестики — гипоцентры землетрясений, входящих в последовательности активизации; прямоугольник ограничивает средневзвешенную зону активизации ($\pm 3\sigma$ от ее статистического центра).

сейсмического потока для Южной Европы и Средиземноморья имеет смысл при радиусах гипоцентральных выборок от 7.5 до 60 км. При этом с повышением радиуса выборок увеличивается число сильных землетрясений, имеющих прогнозируемость по потоку сейсмической энергии, тогда как уменьшение радиуса приводит к возрастанию уровней прогнозируемости и прогнозной нелинейности потока энергии, а также к повышению точности определения пространственного положения экстремумов нелинейности потока сейсмической энергии, к которым приурочены сильные землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проанализированный для Южной Европы и Средиземноморья поток сейсмической энергии показывает хорошую прогнозируемость при его моделировании уравнением ДСПП. Результаты демонстрируют хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности. Получение аналогичных результатов по нескольким регионам на основе различных источников сейсмических данных позволяет перейти ко второму этапу исследований — обобщающей оценке прогностического потенциала уравнения ДСПП и статистической настройке его параметров на максимальную эффективность прогноза трендов потока сейсмической энергии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А19-119072990020-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мальшев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 61–72.

Мальшев А.И. Гиперболические закономерности сейсмической подготовки извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2000. № 3. С. 70–78.

Мальшев А.И. Закономерности нелинейного развития сейсмического процесса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 111 с.

Мальшев А.И. Первые результаты 3D-мониторинга сейсмической активности и его перспективы // Еже-

годник-2013. Тр. Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 161. 2014. С. 390–395.

Мальшев А.И. Оценка прогнозируемости сейсмического потока на примере извержения вулкана Шивелуч 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 22–36.

Мальшев А.И. Прогнозируемость сейсмического потока и сильных землетрясений Камчатки в 1962–2014 гг. // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 52–66.

Мальшев А.И., Мальшева Л.К. Прогнозируемость потока сейсмической энергии северо-западного обрамления Тихого океана по данным каталога USGS // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 3. С. 141–153.

Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 214 с.

Тихонов И.Н. Методология прогноза сильных землетрясений по потоку сейсмичности на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса / Дисс. ... доктора физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. 192 с.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011–VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$ // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3–26.

Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с $M = 7.7, 7.7$ и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3–19.

Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer, 2016. 3965 p.

Bell A.F., Kilburn C.R.J., Main I.G. Volcanic Eruptions, Real-Time Forecasting of // Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer, 2016. P. 3892–3906.

Bell A.F., Naylor M., Heap M.J., Main I.G. Forecasting volcanic eruptions and other material failure phenomena: An evaluation of the failure forecast method // Geoph. Res. Letters. 2011. V. 38. Iss. 15. L15304. <https://doi.org/10.1029/2011GL048155>

Bell A.F., Naylor M., Main I.G. The limits of predictability of volcanic eruptions from accelerating rates of earthquakes // Geophys. J. Int. Geophys. J. Int. 2013. V. 194. P. 1541–1553. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt191>

Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes // JGR. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

Voight B. A method for prediction of volcanic eruptions // Nature. 1988. V. 332. P. 125–130.

Predictability of the Seismic Energy Rate: Southern Europe and the Mediterranean

A. I. Malyshev*

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences,
Akademika Vonsovskogo str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia*

**e-mail: malyshev@igg.uran.ru*

The paper assessed the predictability of the seismic energy rate and strong earthquakes in Southern Europe and the Mediterranean according to the data from the United States Geological Survey catalog for 1900–2016. A nonlinear second-order differential equation is used as a mathematical model, and optimization and predictability estimation algorithms are presented by author's developments. The estimates made show a high predictability of energy rate trends. For 84 out of 217 strong earthquakes in the region, foreshock predictability was revealed, for 200 earthquakes – aftershock predictability. Predictability associated with strong earthquakes begins to manifest at small (1.5–7.5 km) radii of hypocentral samples, increases rapidly at medium (15 and 30 km) radii, then more smoothly increases at a radius of 60 km and decreases slightly at a radius of 150 km. The predicted distance in time averages tens of days for foreshock predictability and thousands of days for aftershock. The obtained results demonstrate good prospects for the approximation-extrapolation approach for the prediction of both the earthquakes themselves and the subsequent aftershock attenuation of seismic activity.

Keywords: earthquake, energy, modeling, prediction.