

ОБОБЩЕНИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КРИПЕКСА НА МАГНИТУДЫ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ИТАЛЬЯНСКИЙ РЕГИОН

Дж.Ф. Панца, А.Г. Прозоров

AN EXTENSION OF CREEPEX DEFINITION
TO LOCAL EARTHQUAKE MAGNITUDE: ITALY

G.F. Panza and A.G. Prozorov

The systematic deviation of the magnitude of a single earthquake from the linear orthogonal regression between local magnitude M_L and coda duration magnitude M_d , calculated for the whole region is used as a measure of the frequency content of Italian earthquakes. Predominantly high-frequency events are found in two areas of Quaternary tectonic shortening, in northern Central Italy and in the Calabrian arc. This result, confirmed by two independent statistical tests, is in agreement with the global creepex pattern obtained from a study of the regression between body-wave magnitude, m_b , and surface-wave magnitude M_s : there is a systematic shift to higher frequencies in the seismic energy release for subduction zones and to lower frequencies in spreading zones.

ВВЕДЕНИЕ

Обнаружение Г. Березой и Т. Джорданом [1] в спектре свободных колебаний Земли медленных (slow) и глухих (silent) землетрясений, преобладающая доля излучения которых лежит в низкочастотной и сверхнизкочастотной областях, закрыло брешь между относительно медленными криповыми тектоническими движениями и эпизодами быстрого проскальзывания, т.е. землетрясениями. Авторы [1] отмечают, что большинство медленных землетрясений концентрируется вдоль срединно-океанических хребтов, где, благодаря высокому тепловому потоку, породы имеют пониженную прочность.

Об отдельных примерах аномального возбуждения поверхностных волн сообщалось и ранее, особенно в связи с проблемой распознавания подземных ядерных взрывов, в которой критерий сопоставления магнитуд M_s и m_b всегда играл ведущую роль [2–5]. Авторами работы [6] обнаружены аномально большие магнитуды поверхностных волн в регионах, где землетрясения имеют повышенную группированность, связанную, в свою очередь, с повышенной гетерогенностью пород в районе очага. В той же работе повышенные значения разности $M_s - m_b$ были обнаружены для землетрясений вулканического Галапагосского роя и землетрясений Восточно-Тихоокеанского поднятия, связанные, по-видимому, с высокими значениями теплового потока под очагами этих землетрясений.

В работах [7–10] отмечались большие амплитуды поверхностных волн по отношению к объемным на различных срединно-океанических хребтах. Меньше внимания уделялось противоположной аномалии: пониженным значениям разности $M_s - m_b$ в противоположных по тектонике структурах – зонах субдукции. Этому, возможно, способствовало то обстоятельство, что для отдельных землетрясений и в этих структурах отмечались аномально большие значения разности $M_s - m_b$.

Более контрастной статистикой, чем $M_s - m_b$, для изучения соотношения излучений поверхностных и объемных волн, является крипекс $c = M_s - am_b - b$, где a и b – параметры ортогональной регрессии M_s на m_b . (Напомним, что слово крипекс образовано из английских слов creep и explosion и обозначает степень близости сейсмического источника к этим двум полярным по спектру излучения явлениям.) Глобальная карта крипекса приведена в работе [11], однако ее интерпретация была дана лишь в [12]:

относительно высокое возбуждение поверхностных волн по отношению к объемным в зонах спрединга и относительно низкое их возбуждение в зонах субдукции, за исключением случаев, когда эти зоны пересекаются трансверсальными геологическими структурами. Интерпретация глобального распределения стала ясной лишь после детального изучения карты крипекса в Мексиканском регионе, где землетрясения в трех основных тектонических структурах – зонах спрединга, трансформных разломах и зонах субдукции – содержатся в одном региональном каталоге.

Оценки магнитуд M_s и m_b по отдельным станциям являются величинами с большими случайными флуктуациями из-за различий в путях распространения сейсмических волн от очага к станции, в механизме очагов, диаграммах направленности излучения и т.д. Неожиданностью для сейсмологов оказалось то, что эти флуктуации эффективно подавляются процедурой двойного осреднения, в результате чего выявляется тектоническая природа сейсмического источника. Процедура двойного осреднения заключается в том, что, во-первых, магнитуда определяется как средняя величина по сети сейсмических станций и, во-вторых, крипекс, как линейная комбинация магнитуд M_s и m_b , осредняется по совокупности магнитуд сейсмических источников, расположенных в пределах пространственного окна осреднения.

ОБОБЩЕНИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КРИПЕКСА НА МАГНИТУДЫ M_d И M_L

Изучение свободных колебаний Земли, по-видимому, является наиболее подходящим способом для обнаружения и понимания природы и свойств глухих землетрясений, т.е. таких, которые не излучают частоты, регистрируемые стандартным сейсмографом. В то же время, этот подход позволяет изучать только довольно сильные события (с магнитудой около 6) и это уменьшает объем статистики, не позволяя осуществить оценку двумерного географического распределения этой характеристики с достаточной точностью.

Использование приводимых в каталогах оценок излучения энергии на относительно малых периодах (около 20 с для оценок магнитуды по поверхностным волнам и около 1 с – по объемным) позволяет рассматривать более слабые землетрясения (с магнитудами $m_b \geq 4$ и $M_s \geq 3$) [11, 12]. Однако в некоторых регионах (например, в Италии) этот подход не применим из-за почти полного отсутствия в каталоге оценок M_s .

Чтобы преодолеть эту трудность, мы предлагаем использовать имеющиеся данные оценок магнитуд регионального каталога Италии: локальной магнитуды M_L в качестве аналога m_b и магнитуды, определяемой по длительности коды M_d в качестве аналога M_s .

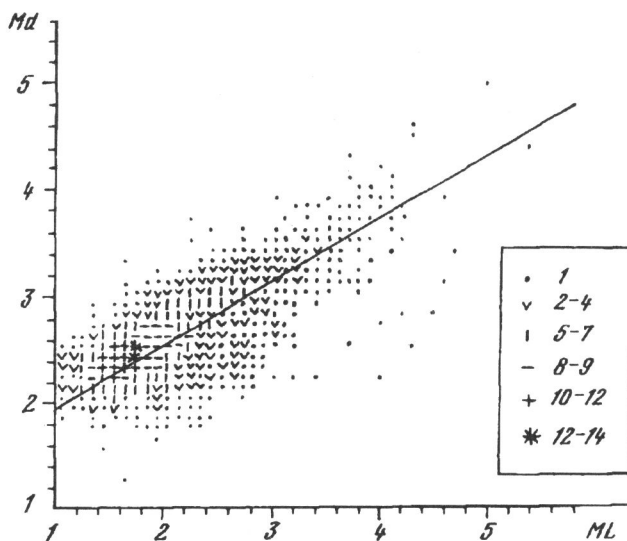
Магнитуда M_L исторически восходит к Рихтеру [13], который определил ее следующим образом:

$$M_L = \log_{10} A(D) - \log_{10} A_0(D),$$

где $A_0(D)$ – амплитуда объемной волны, зарегистрированной сейсмографом Вуда-Андерсона для землетрясения нулевой магнитуды на эпицентральной расстоянии D .

Сейсмограф Вуда-Андерсона имеет коэффициент усиления 2800 в полосе периодов $0 \leq T \leq 0.5$ с, быстро спадающий до нуля для $T \geq 0.5$ с [14]. Большинство современных электромагнитных сейсмографов, таких как сейсмографы Виллмора и Бень-оффа, специально сконструированные с максимальным усилением на периодах, значительно меньших 1 с (в основном $T = 0.2$ с в локальных сейсмических сетях [15]), имеют аналогичную частотную характеристику. Отношение A/T , используемое в определении m_b , не может быть вычислено по записям этих приборов, так как периоды практически нечитаемы.

Очень слабые сейсмические события регистрируются сейсмографами с пиком полосы пропускания даже на меньших периодах ($0.05 \leq T \leq 0.1$ с) и с низким дина-



Р и с. 1. Зависимость M_d от M_L для итальянского региона и прямая ортогональной регрессии
Условные обозначения – количество совпадающих точек

мическим диапазоном. Когда амплитуда близких сильных событий превышает допустимые пределы амплитудной характеристики прибора и не может быть измерена, для таких случаев была введена магнитуда M_d . Первое определение магнитуды, основанное на длительности поверхностных волн, было предложено югославским сейсмологом Бистричани [16]. Для полной длительности сейсмического сигнала определение было обобщено в [17–18], а в рутинную сейсмическую службу вошло после работы [19], где магнитуда M_d определялась следующим образом

$$M_d = 2.00 \log_{10} t + 0.0035D - 0.87.$$

Здесь расстояние D измеряется в километрах, длительность t – в секундах и определяется как интервал между вступлением волны P и точкой в области коды, где максимальная амплитуда между отрицательным и положительным пиками на сейсмографе меньше 1 см (на проекторе фирмы Геотех модели 6585 с коэффициентом усиления 20). Определение магнитуды M_d было впервые использовано в Италии для афтершоков землетрясения во Фриули [20].

Пространственно-временные вариации свойств коды ассоциируются прежде всего со свойствами параметра добротности Q ; последние, в свою очередь, могут влиять на спектральный состав излучения в очагах землетрясений, одной из характеристик которого и является крипекс. Поэтому крипекс, обобщаемый в настоящей работе на случай местных землетрясений, может быть полезным параметром для мониторинга прогноза землетрясений. Магнитуда M_d является довольно примитивной оценкой свойств коды, однако ее основное преимущество перед другими определениями состоит в том, что она приводится в каталоге для большинства землетрясений и калибруется при помощи локальной магнитуды M_L .

Периоды колебаний в начальной и хвостовой частях сейсмограммы различаются примерно в пять раз. Так как величина M_L определяется по начальной части сейсмограммы (для станций, записи которых не достигли порога насыщения), а амплитуда хвостовой части определяет длительность коды и, следовательно, величину M_d , то M_L и M_d представляют собой энергетические оценки излучения источника на периодах, различающихся между собой в пять раз. В первоначальном определении крипекса по M_s и m_b соотношение периодов двадцатикратное.

По аналогии с определением крипекса по m_b и M_s мы определяем крипекс для землетрясений итальянского каталога [21] как величину отклонения от прямой ортогональной регрессии магнитуд (M_d, M_L). Двумерная гистограмма значений (M_d, M_L) для всего региона и за весь период наблюдений (1983–1989 гг.), когда данные по магнитуде M_d приводятся в каталоге, показана на рис. 1. Эта гистограмма и последующие результаты не изменяются и при исключении из рассмотрения событий с глубиной очага более 50 км. Однако, чтобы избежать искажений, связанных с глубокофокусными источниками, мы использовали в дальнейшем только поверхностные землетрясения. Облако точек на рис. 1 не имеет заметного искривления или излома. Линейная ортогональная регрессия определяется следующим образом:

$$M_d = 0,605M_L + 1,335$$

и, следовательно, крипекс:

$$c = M_d - 0,605M_L - 1,335.$$

Точки, расположенные выше линии регрессии ($c > 0$), соответствуют сейсмическим источникам с относительно высокими значениями M_d , т.е. с большим изучением энергии на низких частотах. Нижняя половина облака точек ($c < 0$) соответствует сейсмическим источникам с относительно высокими значениями M_L , т.е. с преимущественным излучением энергии на высоких частотах.

РАЗЛИЧИЯ В СПЕКТРАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ И ТЕКТОНИКА

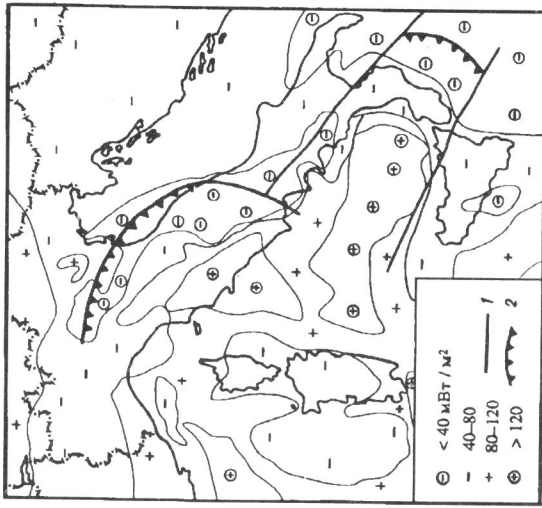
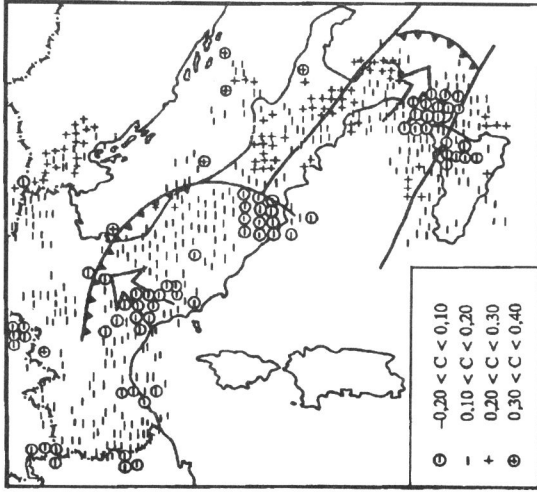
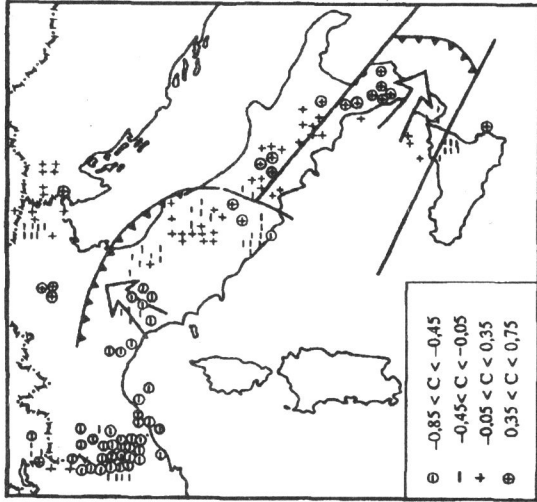
Географическое распределение сейсмических источников с положительным и отрицательным крипексом не является хаотичным. Для проверки этого утверждения разобьем всю совокупность очагов землетрясений на две части: с индивидуальными значениями крипекса по модулю больше 0,4 (рис. 2) и меньше 0,4 (рис. 3). Такой способ разбиения выборки предпринят для того, чтобы избежать возможных систематических отклонений крипекса, связанных с изменениями его во времени. Объем первой выборки меньше второй, однако в ней собраны наиболее значительные отклонения от среднего. Нетрудно видеть, что эти два статистически независимых распределения имеют практически одни и те же характерные особенности, что и подтверждает их геофизическую, а не случайную обусловленность.

Отрицательный крипекс наблюдается в следующих областях (в порядке убывания амплитуды аномалий): на границе с Францией, в двух областях на северо-западном побережье Апеннинского полуострова, в Мессинском проливе и в северо-восточной Италии. Положительные аномалии крипекса обнаружены: в юго-восточных Апеннин и вдоль границы со Словенией.

В работе [22] в качестве основных особенностей современных тектонических движений в регионе выделены две области тектонического сокращения: северо-западные Апеннины (1 см/год) и Калабрийская дуга (5 см/год). Литосферные корни такого типа тектоники подтверждаются в работах по распределению сейсмичности [23–24], по распространению поверхностных и объемных волн [25–26], по гравитационным и флексурным данным [27–28]. Оба эти региона хорошо согласуются с областями отрицательного крипекса на рис. 2 и 3, а трансформный разлом, пересекающий юго-восточные Апеннины, хорошо согласуется с положительными аномалиями крипекса.

О СВЯЗИ КРИПЕКСА С ТЕПЛОВЫМ ПОТОКОМ

Схематическая карта теплового потока для Итальянского региона [27] приведена на рис. 4. С активными границами и плоской равниной на дне Тирренского моря связаны высокие значения теплового потока, а обширная область низких его значений характеризует остальную часть Апеннинского полуострова. С физической точки зрения было бы естественно ожидать, что области высоких значений теплового потока



Р и с. 2. Схематическая карта крипекса, полученная осреднением экстремальных значений в выборке (удовлетворяющих условию $|c| > 0.4$), сглаженная со скользящим окном $1^\circ \times 1^\circ$ и основные линейные элементы, определяющие схему четвертичных движений на Апеннинах по [23]
 1 – свободные границы; 2 – фронты плейстоценового и, возможно, современного сжатия (стрелки – направления движения). Условные обозначения – интервалы изменения крипекса

Р и с. 3. Схематическая карта крипекса, полученная осреднением мало отклоняющихся от нуля значений в выборке (удовлетворяющих условию $|c| < 0.4$)
 Условия осреднения и обозначения, как на рис. 2

Р и с. 4. Схематическая карта теплового потока итальянского региона по [27]
 Условные обозначения – интервалы изменения теплового потока в мВт/м²

должны характеризоваться и повышенными значениями крипекса, поскольку высокие температуры соответствуют пониженной прочности пород, относительно более протяженным очагам и, следовательно, более низкочастотному излучению в очагах. Однако фактически связь аномалий крипекса с аномалиями теплового потока не так тривиальна и тектоническая обусловленность аномалий крипекса, по-видимому, доминирует.

Юго-восточные Апеннины, несмотря на низкие значения теплового потока, характеризуются положительными значениями крипекса, что и должно соответствовать зоне трансформного разлома. Однако заметим, что в распределении крипекса в этой области есть особенности, обусловленные, по-видимому, различиями в распределении теплового потока: крипекс имеет повышенные значения к востоку от трансформного разлома в его северной части и к западу – в южной, т.е. там, где выше значения теплового потока.

Дуга литосферного сжатия в северо-западных Апеннингах характеризуется отрицательными значениями крипекса в соответствии с глобальным паттерном. На рис. 4 – зона максимального контраста значений теплового потока: во внутренней области (юго-западной) части дугового сектора наблюдаются максимальные значения теплового потока, превышающие 160 мВт/м^2 , во внешней части – минимальные его значения, не превышающие 40 мВт/м^2 . Отрицательные значения крипекса приурочены как раз к внешней области дуги с минимальными значениями теплового потока. Во внутренней части дуги, характеризующейся аномальными положительными значениями теплового потока, к сожалению, отсутствуют данные по крипексу.

Аналогичная структура контраста значений теплового потока наблюдается и в зоне дуги тектонического сжатия к северо-западу и юго-востоку от Мессинского пролива. Отрицательные значения крипекса приурочены и здесь к зоне контраста, изменяясь в северо-западной внутридуговой области на положительные, возможно, под влиянием резкого возрастания теплового потока в этой зоне. Для более точных выводов необходимы более детальные карты и теплового потока, и крипекса.

* * *

Итак, стандартное определение крипекса, как отклонение M_s от ортогональной регрессии M_s и m_b , использует имеющиеся в каталоге NEIC оценки энергии землетрясений в разнесенных друг от друга участках спектра. Аналогичный прием использован в настоящей работе по магнитудам M_d и M_L для регионального каталога Италии. Тектоническая обусловленность и связь с тепловым потоком регионального определения крипекса оказывается такой же, как и для стандартного определения – доминирует тектонический фактор. Зоны тектонического сжатия характеризуются отрицательным крипексом, трансформный разлом – положительным. Тепловой поток не является определяющим фактором, однако влияет на особенности распределения крипекса в пределах областей с одинаковым тектоническим строением.

Авторы признательны А.В. Ландеру и И.В. Примакову за полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beroza G.C., Jordan T.H. Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 2485–2510.
2. Benioff H., Press F. Progress report on long period seismographs // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1958. Vol. 1. P. 208–215.
3. Кейлис-Борок В.И. Различие спектров поверхностных волн землетрясений и подземных ядерных взрывов // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, Т. 15. М.: ИФЗ АН СССР. 1960. С. 88–101.
4. Evernden J.F., Filson J. Regional dependence of surface wave versus body-wave magnitudes // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 3303–3308.
5. Kanamori H. Mechanism of tsunami earthquakes // Phys. Earth and Planet. Int. 1972. Vol. 6. P. 346–358.
6. Прозоров А.Г., Хадсон Д.А. Статистический анализ поверхностных и объемных волн при землетрясениях // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 208–216.

7. Kanamori H., Stewart G.S. Mode of strain release along the Gibbs Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge // *Phys. Earth and Planet. Int.* 1976. Vol. 11. P. 312–332.
8. Kanamori H., Stewart G.S. A slow earthquake // *Phys. Earth and Planet. Int.* 1979. Vol. 18. P. 165–175.
9. Okal E.A., Stewart L.M. Slow earthquakes along oceanic fracture zones: Evidence for asthenospheric flow from hotspots? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57. P. 75–87.
10. Stewart L.M., Okal E.A. Seismicity and aseismic slip along the Eltanin fracture zone // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 10495–10507.
11. Проzorов А.Г., Хадсон Д.А. Изменение крикекса перед сильными землетрясениями // *Прогноз землетрясений и изучение строения Земли*. М.: Наука, 1983. С. 26–35 (Вычисл. сейсмология, вып. 15).
12. Prozorov A.G., Sabina F.J. Study of properties of seismicity of the Mexico region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 76. P. 317–336.
13. Richter C.F. An instrumental earthquake magnitude scale // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1935. Vol. 25. P. 1–32.
14. Chung D.H., Bernreuter D.L. Regional relationships among earthquake magnitude scales // *Review Geophys. Space Phys.* 1981. Vol. 19. P. 649–663.
15. Adams R.D. Local earthquake classification // *Tectonophysics*, 1982. Vol. 84. P. 33–39.
16. Bisztricsany E. A new method for the determination of the magnitude of earthquakes (in Hungarian) // *Geofiz. Kozl.* 1958. Vol. 1. P. 69–96.
17. Маламуд А.С. О возможности классификации землетрясений по длительности сейсмограмм // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1964. Т. 5. с. 728–732.
18. Solov'ev S.L. Seismicity of Sakhalin // *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 1965. Vol. 43. P. 95–102.
19. Lee W.H.K., Bennett R.E., Meagher K.L. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration // *Menlo Park: Calif. US Geol. Surv., Open File Report 72–223*. 1972. 28 p.
20. Suhadolc P. Total durations and local magnitudes for small shocks in Friuli, Italy // *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 1978. Vol. 79. P. 303–312.
21. Istituto Nazionale di Geofisica, Seismological Reports. 1983–1989 (ING, Rome).
22. Patacca E., Scandone P. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab // *The lithosphere in Italy*. Roma: Accademia Nazionale dei Lincei. 1989. Vol. 80. P. 157–176.
23. Caputo M., Panza G.F., Postpischl D. Deep structure of the Mediterranean basin // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 4919–4923.
24. Caputo M., Panza G.F., Postpischl D. New evidences about the deep structure of the Lipari Arc // *Tectonophysics*. 1972. Vol. 15. P. 219–231.
25. Calcagnile G., Panza G.F. The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions // *Pure Appl. Geophys.* 1981. Vol. 119. P. 865–879.
26. Suhadolc P., Panza G.F. The European-African collision and its effects of the lithosphere-asthenosphere system // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 146. P. 59–66.
27. Della Vedova B., Marson I., Panza G.F., Suhadole P. Upper mantle properties of the Tuscan-Turrian area: a frame foits recent tectonic evolution // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 195. P. 311–318.
28. Royden L. Flexural behavior of the continental lithosphere in Italy: constraints imposed by gravity and deflection data // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 7747–7766.