

Е. М. ВАСИЛЕНКО

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ОТНОШЕНИЙ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА, ВОЗБУЖДАЕМОГО ГОРНЫМИ ВЗРЫВАМИ, ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

При изучении сейсмических свойств грунтов с целью сейсмического микрорайонирования в последнее время широкое применение находят способы прямой регистрации густой сетью автоматических сейсмостанций элементов реальных землетрясений (смещения, скорости или ускорения колебания грунта) для сравнения и выявления неблагоприятных грунтовых условий. Однако эти способы, особенно в районах с незначительной величиной повторяемости сильных землетрясений, требуют больших затрат времени на получение представительного количества материала. В связи с этим в последнее время развиваются косвенные приемы сейсмического микрорайонирования: сейсмических жесткостей, высокочастотных микросейсм, сейсмогеологических аналогий и т. п. Наряду с перечисленными приемами в практику сейсмического микрорайонирования стал входить способ изучения динамических свойств грунтов по сравнению колебаний, возбуждаемых горными взрывами.

Основанием для использования колебаний грунта, возбуждаемых горными взрывами, служат следующие положения:

1. Характер колебаний грунта при взрывах аналогичен колебаниям в начальной фазе близких землетрясений.
2. От взрывов регистрируются все типы волн, которые возбуждаются при землетрясениях с очагом в гранитном слое земной коры.
3. Спектры действия сейсмических колебаний при землетрясении и взрыве заряда весом порядка 10 т амонита достаточно близки в диапазоне периодов 0,1—0,8 сек, охватывающих значения периодов собственных колебаний наиболее распространенных сооружений [7].
4. Характер кривых приведенных сейсмических ускорений при землетрясениях и взрывах достаточно сходен [8].
5. Различия в конфигурации волнового фронта (сферические волны при взрыве и цилиндрические при землетрясении) ввиду малой величины основания сооружения по сравнению с гипоцентральным расстоянием и кривизной дуги волнового фронта в первом приближении при инженерно-сейсмологических исследованиях могут не учитываться.
6. Указание Б. К. Карапетяна [4] о том, что при одном и том же ускорении при землетрясении разрушительный эффект более значительный нежели при взрыве (разница до 1 балла), объясняется большей длительностью колебательного процесса при землетрясении по сравнению со взрывом и более широкой полосой спектра. Это условие, важное при намерении получить абсолютные величины динамических параметров взрывов и землетрясений, как будет показано ниже, в работах по

сейсмическому микрорайонированию, когда основные выводы делаются на основании величин отношений динамических параметров взрывов, не должно оказывать на результаты особого влияния.

Главное же несоответствие между взрывом и землетрясением — различие в положении источников возбуждения колебаний (приповерхностное для взрывов и более глубинное — для землетрясений) разрешается тем, что основное переформирование сейсмического импульса происходит в верхних слоях земной коры, через которые проходят как волны, возбуждаемые землетрясением, так и волны, возбуждаемые взрывами.

Необходимо, однако, оговорить, что имеет место довольно существенное различие в спектральных характеристиках взрыва и землетрясения и поэтому их лишь весьма приблизительно можно считать подобными. Достаточно полные сведения о различиях спектрального состава землетрясения и взрыва можно получить из работ Ф. Ф. Аптикаева [1] и Н. Д. Красникова [6].

Многие обстоятельства заставляют в качестве имитатора землетрясения использовать взрыв. К таковым относятся: возможность производства взрыва в любое время, размещение сейсмографов в интересующем нас месте, возможность проведения эксперимента в сжатые сроки, получение полноценной записи без потери вступлений продольных волн практически с любой скоростью развертки.

При одновременной регистрации взрывов несколькими сейсмостанциями основным условием является сохранение равенства эпицентральных расстояний. Здесь возможно использовать следующие два приема для получения сравнимых сейсмограмм взрывов:

1. **Прием автономных круговых регистраций**, когда запись колебаний ведется двумя и более сейсмостанциями, установленными по дуге определенного радиуса. Одна из станций должна находиться на эталонном пункте, характеризующемся средними грунтовыми условиями, другие — после нескольких взрывов переносятся вдоль дуги. По мере удаления последней от эталонной станции увеличивается доля искажений в колебательном процессе за счет влияния различий в геологическом разрезе, по которому проходят сейсмические волны от пункта взрыва к месту регистрации.

2. **Прием нагоняющего шага**. В данном случае также выдерживается условие равноудаленности всех сейсмических станций от пункта взрыва, но в отличие от рассмотренного выше приема, характер геологического строения среды вдоль сейсмических лучей остается почти неизменным, что достигается переносом после каждой серии взрывов эталонной точки на место предыдущей неэталонной. Правда, после нескольких перестановок возникает необходимость приведения записей к единому эталону, что представляет значительные трудности в связи с тем, что исследуется достаточно большой диапазон частот колебаний.

Рассмотренные выше приемы пригодны для изучения сейсмических свойств грунтов лишь вдоль дуг определенного радиуса. Основной же целью сейсмического микрорайонирования является равномерное покрытие пунктами наблюдения всей исследуемой территории. Поэтому пришлось определить условия возможности перехода точек регистрации взрывов на дуги различных радиусов (эпицентральных расстояний) при условии сохранения единого эталонного пункта сравнения. Для этого необходимо производить взрывы во втором пункте, расположенном в аналогичных геологических условиях с первым, но таким образом, чтобы дуги, описываемые из него, были перпендикулярны к дугам,

описанным из первого пункта взрыва. Имея две системы пересекающихся дуг, можно выбрать в одной из точек пересечения эталонный участок, переход к которому с любой точки исследуемой территории не будет представлять особых затруднений.

Нами на территории г. Ужгорода на 21 площадке по четырем дугам из двух камнедобывающих карьеров в андезито-базальтах зарегистрировано 42 горных взрыва, которые производились в скважинах глубиной 6—20 м. Величина заряда колебалась в пределах 0,2—14,0 т амонита. Для регистрации взрывов на расстояниях 3,5—11,0 км использовались трехканальные сейсмологические станции, оборудованные вибрографами ВЭГИК в системе с гальванометрами ГБ—III—2, 5, установленными в осциллографах ОСБ—VI. Скорость развертки составляла 48 см/мин. Период колебаний маятников равен 0,9 сек, рамок гальванометров—0,4 сек. Постоянные затухания маятника $D_1=0,36$, гальванометра $D_2=3,2$. Коэффициент связи $\zeta^2=0,25$. Такие параметры позволили получить увеличение каналов в диапазоне периодов 0,05—0,8 сек порядка 8000. На периоде, близком 0,7 сек, частотная характеристика сейсмографов из-за близости периодов колебания маятников и гальванометров обнаруживает резонансный максимум, доводящий увеличение до 18000.

Чтобы избавиться от влияния «нестолообразной» частотной характеристики аппаратуры и привести все наблюдения к единому эталону, необходимо обработку сейсмограмм взрывов производить в два этапа. Вначале выполняется машинный спектральный анализ для каждой составляющей (H_p , H_t , Z) раздельно по двум группам волн: от первого вступления до начала максимальной фазы (продольная волна) и от начала максимальной фазы до многократно преломленных волн. Затем рассчитывается отношение спектральных кривых в широком диапазоне частот к определенной кривой, принятой за эталон.

Спектр (точнее—спектральная плотность) $S(\omega)$ функции $f(t)$ выражается в виде [9]:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt.$$

Спектры вычислялись на электронно-вычислительной машине «Минск—22» по программе, составленной в Институте геофизики АН УССР под руководством Н. Е. Гриня [3].

Рассмотрим некоторые обоснования необходимости вычисления спектральных отношений колебаний, возбуждаемых взрывами, для изучения сейсмических свойств грунтов.

В общем виде амплитудный спектр $|A(\omega)|$ импульса, генерируемого очагом землетрясения или взрыва и зарегистрированного на определенном удалении от него, представляется в следующем виде (нулевые индексы отмечают принадлежность спектра эталонной точке) [11]:

$$A(\omega)_0 = a_0 \cdot D_0 \cdot s(\omega)_0 \cdot C_m(\omega)_0 \cdot C(\omega)_0 \cdot I(\omega)_0 \cdot \exp[jK_0(\omega, s)ds] \times R(\omega)_0 \cdot G(\omega)_0,$$

где a_0 —фактор фокального механизма;

D_0 —геометрическое расхождение;

$s(\omega)_0$ —спектр источника;

$C_m(\omega)_0$ —суммарная реакция коры и мантии вблизи источника колебаний;

$C(\omega)_0$ —реакция коры;

$I(\omega)_0$ —инструментальное соответствие (в нашем случае—частотная характеристика приборов);

k_0 —коэффициент поглощения вдоль луча;

s_0 — элемент луча;
 $R(\omega)_0$ — зависимость частоты от эпицентрального расстояния;
 $G(\omega)_0$ — спектральные свойства приповерхностной рыхлой толщи
 (так называемая поправка за установку приборов).

Используя рассмотренные выше приемы регистрации взрывов несколькими передвижными станциями и в последующем переходя к отношениям спектров $\frac{A(\omega)_x}{A(\omega)_0}$, можно видеть, что параметры $a; D; S(\omega)$,

$C_m(\omega); C(\omega); I(\omega)$ исследуемого грунта и соответствующие им величины эталонного грунта в отношениях:

$$\frac{a_x}{a_0} = 1; \quad \frac{s(\omega)_x}{s(\omega)_0} = 1; \quad \frac{C_m(\omega)_x}{C_m(\omega)_0} = 1; \quad \frac{I(\omega)_x}{I(\omega)_0} = 1; \quad \frac{R(\omega)_x}{R(\omega)_0} = 1$$

будут равны единице, а в отношениях:

$$\frac{D_x}{D_0} \rightarrow 1; \quad \frac{C(\omega)_x}{C(\omega)_0} \rightarrow 1; \quad \frac{k_x}{k_0} \rightarrow 1; \quad \frac{s_x}{s_0} \rightarrow 1$$

будут приближаться к единице в том случае, если регистрируется одновременно несколькими станциями один и тот же толчок. Отношениями, стремящимися к единице, при инженерно-сейсмологических исследованиях можно пренебречь. Только один параметр, а именно $G(\omega)$ — спектральные свойства рыхлой толщи в случае установки сейсмографов на различных грунтах, будет выпадать из общей закономерности и, таким образом, рассматривая отношение спектров реальных сейсмических импульсов, зарегистрированных так, чтобы как можно больше идентифицировать эпицентральные расстояния, частотные характеристики приборов, геологические условия по трассам и проч., можно прийти к такому положению, когда это отношение будет обуславливаться только спектральными свойствами приповерхностной рыхлой толщи, т. е.

$$\frac{A(\omega)_x}{A(\omega)_0} = \frac{G(\omega)_x}{G(\omega)_0}$$

Нами в г. Ужгороде было рассчитано 72 спектра для десяти горных взрывов, зарегистрированных двумя сеймостанциями, одна из которых перемещалась после нескольких взрывов. Диапазон частот спектров при расчетах составлял 0—3 гц.

Геологические условия пунктов регистрации взрывов (их было 14) характеризуются наличием слоев суглинков и песка мощностью до 8 м, залегающих на толще галечников мощностью 40—200 м. Последние в свою очередь покоятся на плотных глинах и глинистых сланцах. В трех местах территории города развиты покровные андезито-базальтовые покровы и хорошо отпрепарированный андезитовый останец, относительной высоты 40 м.

Определенное влияние на формирование сейсмических волн, а следовательно, и спектральных особенностей, оказывал уровень грунтовых вод, глубина которого в пределах городской территории находилась в пределах 2—7 м.

Для всех спектров характерно наличие множества максимумов, наибольший из которых (это чаще всего целая совокупность максимумов) приурочен к частоте 0,8—1,4 гц и объясняется влиянием резонанса.

ной формы частотной характеристики приборов. Визуально очень резко разнятся между собой по конфигурации спектры продольных и поперечных волн. Для спектров продольных волн характерна слабая изрезанность, наличие всего 1—4 максимумов. Спектры максимальной фазы (поперечные и поверхностные волны) чрезвычайно сложны. Кроме резонансного на частотах, близких к 3 гц, в ряде случаев обнаруживается максимум, по величине приближающийся к резонансному.

Анализируя графики спектральных отношений колебаний, зарегистрированных в Ужгороде, можно сделать следующие выводы:

1. Для толщи галечников мощностью 90 м по сравнению с покровом андезито-базальтов (скальный грунт) отмечаются две резонансные частоты 2,6 и 1,0 гц с отношением спектральных плотностей, достигающих в волнах Δ —15—20 раз.

2. Скальный останец по отношению к скальному массиву примерно на таких же частотах в поперечных волнах испытывает колебания, в 7 раз более интенсивные.

3. Более мощная толща галечников ($H=200$ м) по отношению к менее мощному слою таких же галечников ($H=90$ м) на частоте 2,8 гц имеет максимум отношений спектров, равный 10.

4. Сильно обводненные глины (уровень грунтовых вод находится на глубине 1 м) колеблются на частотах 1,7 и 2,6 гц соответственно в 9 и 18 раз интенсивнее, нежели слой галечников мощностью 90 м.

5. При близких значениях мощности слоя галечников (60 и 40 м), но при различном уровне грунтовых вод (2 и 7 м) на частотах 0,4, 1,2 и 2,3 гц, для обводненных суглинков отмечается усиление эффекта взрывов, достигающее 10 раз.

Очень важным является вопрос выбора эталонного грунта, к которому необходимо относить спектры исследуемых участков территории, вычисленные по записям землетрясений и взрывов. Чаще всего используется скальный грунт. При этом необходимо помнить, что скала все же не является идеальным эталоном, так как она сама обладает определенными максимумами резонансных кривых, которые для тех или иных сооружений могут оказаться пагубными. Поэтому наилучшим решением этого вопроса является использование в качестве эталона спектральной кривой различных сооружений, имеющих достаточно широкий диапазон частот собственных колебаний.

Зная величины спектральных отношений колебаний типичных для исследуемого района зданий $= \frac{S_{зд}}{S_{гр}}$, можно оценить степень возможного

резонанса грунтов и сооружений. Максимумы спектральных кривых могут быть вынесены с указанием частот на план исследуемой территории и путем проведения по совокупности точек через принятый интервал двух видов изолиний: по величине отношений спектров и по частоте преобладающего максимума можно построить карту частотных характеристик грунтов и реальных сооружений.

В работе [2] были рассмотрены возможности построения предвычисленных расчетных резонансных карт на основании известных теоретических положений А. З. Каца [5], В. В. Штейнберга [10] и др. Для территории г. Ужгорода была построена карта резонанса. Сравнение рассмотренных выше величин спектральных отношений колебаний грунта в максимальной фазе горных взрывов с расчетной картой показывает полную сходимость экспериментальных данных с расчетными. Таким образом, совместное построение расчетных и экспериментальных карт резонанса и частотных характеристик по горным взрывам или

землетрясениям является необходимым дополнением к картам обычного сейсмического микрорайонирования, дифференцирующим территорию по балльности, так как вносят новый элемент—возможность изучения резонансных явлений между грунтом и сооружением и выражать это в картографическом виде. Учет возможного резонанса должен обязательно учитываться при современном проектировании сооружений в сейсмоактивном районе.

Использование для построения рассматриваемых карт резонанса колебаний, возбуждаемых слабыми землетрясениями и мощными взрывами, несет в себе определенную долю гипотетичности, так как спектры движений различной интенсивности в значительной мере разнятся между собой. Однако раз построенная карта по мере накопления данных по сильным землетрясениям должна дополняться сведениями, более полно отвечающими соотношениям колебаний грунтов и сооружений, что в конечном итоге позволит построить объективную карту сейсмического микрорайонирования изучаемой территории.

Львовский филиал Института геофизики АН УССР

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаев Ф. Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. Изд. «Наука», М., 1969.
2. Василенко Е. М. Способ графического представления условий резонанса аллювиального слоя. «Бюлл. по инженерн. сейсмол.», № 6. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
3. Гордиенко Л. Я. Расчет спектров сейсмических волн (преобразование Фурье). Сб. «Каталог программ по сейсмометрии для ЭЦВМ», «Минск—22», «Научная думка», Киев, 1969.
4. Карапетян Б. К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. «Айпетрат», Ереван, 1963.
5. Кац А. З. Некоторые вопросы методики сейсмического микрорайонирования. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1959, № 5 (172).
6. Красников Н. Д. К вопросу оценки динамической прочности и устойчивости гидросооружений при взрывных воздействиях. «Бюлл. по инженерн. сейсмол.», № 6, Ереван, 1970.
7. Медведев С. В. Спектры действия сейсмических колебаний при взрывах. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 33 (200), 1964.
8. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
9. Харкевич А. А. Спектры и анализ. Физматгиз, М., 1962.
10. Штейнберг В. В. Влияние слоя на амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 36 (203), 1965.
11. Takeshi Mitomo, Taneo Kurita Q-distribution for Long-Period P-wave in the Mantle. Journal of Physics of the Earth, Vol. X111, N1, 1968.