

Член-корреспондент АН СССР Г. А. ГАМБУРЦЕВ

## ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ АЗИМУТА НА ЭПИЦЕНТР ПРИ РЕГИСТРАЦИИ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Еще в 1909 г. Б. Б. Голицыным<sup>(1)</sup> был предложен метод определения азимута на эпицентр, основанный на измерении отношения амплитуд продольных волн на записях двух горизонтальных сейсмографов, ориентированных перпендикулярно друг другу. Этим методом с успехом пользуются при определении азимутального угла отдаленных землетрясений, получая высокую точность определений<sup>(2)</sup>. Вместе с тем при регистрации местных землетрясений на станциях регионального типа, расположенных в горных сейсмоактивных районах, часто встречаются серьезные затруднения при определении направления на эпицентр. Это может быть связано в основном с тем, что в зоне расположения сейсмической станции преломляющие границы в земной коре не горизонтальны. Остановимся на этом вопросе подробнее.

Исходной величиной для определения азимута на эпицентр  $\alpha$  является азимут сейсмического луча  $\omega$  продольной волны. Последний может быть вычислен на основании одной из двух формул — кинематической:

$$\operatorname{tg} \omega_k = \frac{\partial t / \partial y}{\partial t / \partial x} = \frac{v_x^*}{v_y^*} \quad (1)$$

или динамической:

$$\operatorname{tg} \omega_d = \frac{A_y}{A_x}, \quad (2)$$

где  $v_x^*$  и  $v_y^*$  — кажущиеся скорости по осям  $x$  и  $y$ ,  $A_x$  и  $A_y$  — амплитуды смещений на горизонтальных сейсмографах, ориентированных по осям  $x$  и  $y$ .

Для однородного полупространства с горизонтальной свободной поверхностью, а также для горизонтально слоистой среды  $\omega_k = \omega_d$ ; явления отражения и преломления на горизонтальных границах раздела не нарушают данного равенства. В общем случае неоднородной среды могут существовать некоторые различия между  $\omega_k$  и  $\omega_d$ . Различия будут тем меньше, чем дальше от пункта наблюдений находятся неоднородности, вызывающие эти различия. Для прифронтальной зоны волн, независимо от строения среды, сохраняется равенство  $\omega_k = \omega_d$ .

Главным источником ошибок являются не отличия между  $\omega_k$  и  $\omega_d$ , а отклонения азимута луча  $\omega$  от азимута на эпицентр  $\alpha$  за счет преломления на наклонных границах раздела в земной коре, в том числе и глубоких. В особо неблагоприятных случаях разность  $\alpha - \omega$  может достигать  $180^\circ$ . Эта разность будет тем меньше, чем меньше углы наклона преломляющих границ и чем меньше скорость дифференциация среды. Для перехода от  $\omega$  к  $\alpha$  необходимо знать разность  $\alpha - \omega = F(\omega)$ , определяемую строением среды, в основном под сейсмической станцией. Строение среды вне зоны расположения сейсмографов будет также сказываться на величине разности  $\alpha - \omega$ , но в значительно меньшей степени.

К трудностям, связанным с переходом от  $\omega$  к  $\alpha$ , прибавляются трудности определения самого азимута луча  $\omega$ . Некоторые из последних носят принципиальный характер. Так например, серьезные затруднения могут появиться за счет интерференционных явлений в случае одновременного подхода двух (или большего числа) волн под различными азимутами. При современной технике сейсмических наблюдений интерференционные явления могут остаться незамеченными, что может повлечь за собою грубые ошибки в определении азимутов.

Из сказанного выше было бы преждевременно делать вывод о невозможности определения азимутов в горных районах. Трудность этой задачи несомненна, но вместе с тем могут быть намечены пути преодоления указанных затруднений.

В первую очередь укажем на целесообразность введения корреляционных принципов при регистрации местных землетрясений. Один из возможных вариантов заключается в использовании многоканальной установки, состоящей из двух групп сейсмографов, расположенных по двум взаимно-перпендикулярным линиям  $x$  и  $y$ . В данном случае корреляция ведется в функции координат точек расположения сейсмографов (позиционная корреляция). Интерпретация наблюдения основывается на формуле (1). В другом варианте используется динамическая формула (2). Многоканальная корреляционная установка в простейшем случае состоит из группы идентичных горизонтальных сейсмографов, ориентированных в разных азимутах, и одного вертикального чувствительности сейсмографа (азимутальная корреляция). Более подробное описание этого нового вида корреляции дано в отдельной статье<sup>(3)</sup>. Оба вида корреляционных установок обладают свойственными им преимуществами перед обычными (не корреляционными) установками — возможность обнаружения и в отдельных случаях расшифровки зон интерференции, получение дополнительных критериев для распознавания типов волн и, в частности, для различения полезных сигналов от помех и др. Азимутальная корреляционная установка не столь требовательна в отношении выбора для нее места, как установка, основанная на позиционной корреляции, и поэтому более удобна в горных районах. Может идти речь также о комбинированном применении этих двух корреляционных установок.

Введение корреляционных методов регистрации землетрясений повысит точность определения азимута луча. Что же касается введения поправок на строение среды и перехода от азимута луча к азимуту на эпицентр, то требуется принятие ряда дополнительных мер. Укажем на важнейшие из них. Сейсмическая станция должна быть расположена в возможно более простых геологических условиях, желательно на поверхности однородной толщи кристаллических пород. Это уменьшит поправки на строение среды. Кроме того, необходимо экспериментальное определение разности  $\alpha - \omega$  в функции угла  $\omega$ . С этой целью можно использовать записи взрывов на больших удалениях, а также записи землетрясений, координаты очагов которых известны на основании данных других станций. При решении задач, требующих особенно высокой точности определения координат очагов, необходимо изучить глубинное строение среды, а также вести наблюдения на нескольких станциях для контроля и совместного использования разных методов определения координат очагов.

Поступило  
8 IX 1952

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

<sup>1</sup> Б. Б. Голицын, Изв. Рос. АН, VI, 3, 999 (1909). <sup>2</sup> Е. Ф. Саваренский, Д. П. Киринос, Элементы сейсмологии и сейсмометрии, М.—Л., 1949. <sup>3</sup> Г. А. Гамбурцев, ДАН, 87, № 1 (1952).