

## СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА

к.т.н., проф. М.С. Пастушенко, И.А. Таран, к.т.н. А.И. Солонец  
(представил д.т.н., проф. Д.В. Голкин)

*Усовершенствованы угломерный и разностно-дальномерный методы определения местоположения сейсмического источника. Особенностью является использование метода максимального правдоподобия для получения оптимальных оценок местоположения. В усовершенствованном разностно-дальномерном методе производится совместное определение местоположения сейсмического источника и скорости распространения сейсмической волны.*

**Постановка проблемы.** Практически любое техногенное воздействие человека на земную поверхность (в том числе и военного характера) приводит к ее деформации, вызывая распространение сейсмических волн. Регистрация сейсмических волн и обработка зарегистрированных сейсмических данных позволяют судить об источнике этих волн (далее – сейсмическом источнике), определять его параметры. Одним из наиболее важных параметров сейсмического источника является его местоположение. Существующие в настоящее время методы определения местоположения сейсмического источника не всегда обеспечивают приемлемую точность местоопределения. Поэтому целесообразно и необходимо совершенствование методов определения местоположения сейсмического источника.

**Анализ последних исследований и публикаций.** Существующие методы местоопределения сейсмического источника можно условно разделить на две группы.

К первой группе относятся методы местоопределения по измерениям азимутов на сейсмический источник [1 – 3]. Возможность определения азимута на сейсмический источник впервые показана Б.Б. Голицыным. Им предложена трехкомпонентная сейсмическая установка, по данным измерений которой определялся азимут на сейсмический источник [1], а также предложено определять местоположение сейсмического источника по измерениям азимутов на двух пунктах приема с использованием соотношений сферической тригонометрии [1]. В последующих работах совершен-

ставались в основном методы получения измерений азимутов [2, 3], а метод определения местоположения сейсмического источника по измерениям азимутов практически не изменился, например [4].

Ко второй группе относятся методы местоопределения по измерениям времен прихода фронта сейсмической волны [5 – 8]. Первоначально для измерений местоположения по измерениям времен прихода фронта сейсмической волны использовались графические построения [5]. В последующем, с появлением ЭВМ, для определения местоположения сейсмического источника использовался метод наименьших квадратов. С применением метода наискорейшего спуска находился минимум функционала, равного сумме квадратов невязок измеренных и расчетных (как функция неизвестного местоположения) значений времен прихода фронта сейсмической волны, зарегистрированной на нескольких пунктах приема. Расчетное значение времени прихода фронта сейсмической волны на  $i$ -й пункт приема определялось как сумма времени возникновения волны в сейсмическом источнике  $T_0$  (далее – время в источнике) и времени распространения сейсмической волны от сейсмического источника до  $i$ -го пункта приема  $t_{p,i}(\xi)$ , являющегося функцией местоположения  $\xi$ . Определение значения  $t_{p,i}(\xi)$  производилось в предположении известной зависимости, связывающей время пробега сейсмической волны с расстоянием между сейсмическим источником и  $i$ -м пунктом приема, измеренным вдоль дуги большого круга с использованием соотношений сферической тригонометрии (эпицентрального расстоянием) – так называемым годографом сейсмической волны. Время в источнике  $T_0$  определялось с использованием годографа сейсмических волн по измеренным значениям времен прихода фронта сейсмической волны. Необходимо отметить, что строение Земли в различных регионах различно, как следствие, различны и годографы сейсмических волн для этих регионов. Построение годографа связано с обработкой большого числа данных наблюдения сейсмических явлений, что не всегда приемлемо. Это приводит к тому, что использование методов местоопределения, использующих годографы сейсмических волн, в ряде случаев может быть затруднительно.

**Целью статьи** является совершенствование методов местоопределения сейсмического источника по измерениям времен прихода фронта сейсмической волны, а также по измерениям азимутов на сейсмический источник.

**Основной материал исследования.** Поскольку скорость распространения сейсмической волны в общем случае неизвестна, а годограф сейсмической волны для рассматриваемого региона может отсутствовать, целесообразно в усовершенствованном методе неизвестную скорость распространения сейсмической волны включить в состав вектора определяемых параметров. Время в источнике  $T_0$  в большинстве практи-

ческих задач является мешающим параметром. Поэтому, в отличие от предыдущих работ, в усовершенствованном методе определение местоположения предполагается производить по измерениям разностей времен прихода фронта сейсмической волны, что позволяет исключить из рассмотрения мешающий параметр  $T_0$ . В дальнейшем в данной работе для обозначения усовершенствованного метода определения местоположения сейсмического источника по измерениям разностей времен прихода фронта сейсмической волны будет использоваться название *разностно-дальномерный метод*. Также в данной статье для обозначения метода местоопределения по измерениям азимутов на сейсмический источник будет использоваться название *угломерный метод*.

Основные допущения, принятые в работе:

- сейсмический источник поверхностный (глубина сейсмического источника  $h = 0$ ) и точечный;
- зарегистрированные на различных пунктах приема сейсмические волны принадлежат одному сейсмическому источнику;
- Земля представляет собой сферу с радиусом  $R_3 = 6371$  км;
- среда распространения является трансверсально однородной (т.е. траектория распространения сейсмической волны лежит в плоскости, проходящей через центр Земли, сейсмический источник и пункт приема);
- зависимость времени распространения фронта сейсмической волны от эпицентрального расстояния описывается так называемым гиперболическим годографом вида [8]:

$$t_{p,i} = \frac{1}{V} \sqrt{(R_i^2 + h^2)},$$

где  $R_i$  – эпицентральное расстояние до  $i$ -го пункта приема,  $V$  – неизвестная скорость распространения сейсмической волны.

Для принятых предположений  $t_{p,i} = R_i / V$ .

В качестве исходных данных используются:

- количество пунктов приема  $n$ ;
- векторы географической широты и долготы пунктов приема, соответственно

$$\Phi = (\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n)^T,$$

$$\Lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)^T;$$

- измерения времен прихода фронта сейсмической волны  $\tilde{t}_i$ ,  $i = 1, \dots, n$ ;

- среднеквадратические ошибки измерений времен прихода фронта сейсмической волны  $\sigma_i$ ,  $i = 1, \dots, n$ .

Неизвестный вектор координат сейсмического источника и скорости распространения сейсмической волны (вектор состояния) обозначим как  $\bar{\zeta} = (\varphi_0, \lambda_0, V)$ . По измерениям времен прихода фронта сейсмической волны формируем вектор разностей времен  $\tilde{\mathbf{T}} = (\tilde{T}_1, \tilde{T}_2, \dots, \tilde{T}_m)^T$  (вектор наблюдений), где  $m$  – число образованных измерительных баз. Соответствующий вектор расчетных значений разностей времен как функция неизвестного вектора состояния обозначим как

$$\mathbf{T}(\bar{\zeta}) = (T_1(\bar{\zeta}), T_2(\bar{\zeta}), \dots, T_m(\bar{\zeta}))^T.$$

Значение  $j$ -невязки измерений ( $j = 1 \dots m$ ) запишем как

$$\delta T_j = \tilde{T}_j - T_j(\bar{\zeta}).$$

Функция правдоподобия для рассматриваемой модели измерений имеет вид [9]:

$$L(\tilde{\mathbf{T}}, \bar{\zeta}) = \text{const} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} [\tilde{\mathbf{T}} - \mathbf{T}(\bar{\zeta})]^T \cdot \mathbf{K}^{-1} \cdot [\tilde{\mathbf{T}} - \mathbf{T}(\bar{\zeta})] \right\},$$

где  $\mathbf{K}$  – корреляционная матрица ошибок измерений разностей времен прихода фронта волны на пункты приема.

Максимум логарифма функции правдоподобия достигается при минимизации по  $\bar{\zeta}$  квадратичной формы

$$\mathbf{J}(\bar{\zeta}) = [\tilde{\mathbf{T}} - \mathbf{T}(\bar{\zeta})]^T \cdot \mathbf{K}^{-1} \cdot [\tilde{\mathbf{T}} - \mathbf{T}(\bar{\zeta})]. \quad (1)$$

Поиск минимума может производиться, например, с использованием метода наискорейшего спуска [10]. В результате получаем наиболее правдоподобную оценку вектора состояния, соответствующую максимуму функции правдоподобия.

Аналогичным образом производится определение местоположения сейсмического источника угломерным методом. Полагаем, что на  $l$  пунктах приема производится измерение азимута на сейсмический источник  $\tilde{\alpha}_j$ ,  $j = 1, \dots, l$ . По измерениям азимутов формируем вектор азимутов  $\tilde{\mathbf{A}} = (\tilde{\alpha}_1, \tilde{\alpha}_2, \dots, \tilde{\alpha}_l)^T$  с корреляционной матрицей ошибок измерений азимутов  $\mathbf{K}_a$ . Неизвестный вектор координат сейсмического источника (вектор состояния) обозначим как  $\bar{\xi} = (\varphi_0, \lambda_0)$ .

Расчетное значение азимута на сейсмический источник на  $i$ -м пункте приема обозначим как  $\alpha_i(\bar{\xi})$ , соответствующий вектор расчетных значений азимутов  $\mathbf{A}(\bar{\xi}) = (\alpha_1(\bar{\xi}), \alpha_2(\bar{\xi}), \dots, \alpha_l(\bar{\xi}))^T$ . Функция правдоподобия для данной модели измерений

$$L(\tilde{\mathbf{A}}, \bar{\xi}) = \text{const} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} [\tilde{\mathbf{A}} - \mathbf{A}(\bar{\xi})]^T \cdot \mathbf{K}_\alpha^{-1} \cdot [\tilde{\mathbf{A}} - \mathbf{A}(\bar{\xi})] \right\}.$$

Соответственно, искомый вектор неизвестного местоположения сейсмического источника находим при минимизации квадратичной формы

$$\mathbf{J}(\bar{\xi}) = [\tilde{\mathbf{A}} - \mathbf{A}(\bar{\xi})]^T \cdot \mathbf{K}_\alpha^{-1} \cdot [\tilde{\mathbf{A}} - \mathbf{A}(\bar{\xi})]. \quad (2)$$

На рис. 1, а и б приведены поверхности, отвечающие квадратичным формам (1) и (2) соответственно для одного из вариантов размещения пунктов приема и сейсмического источника и позволяющие качественно оценить возможности местоопределения сейсмического источника с помощью усовершенствованных методов.

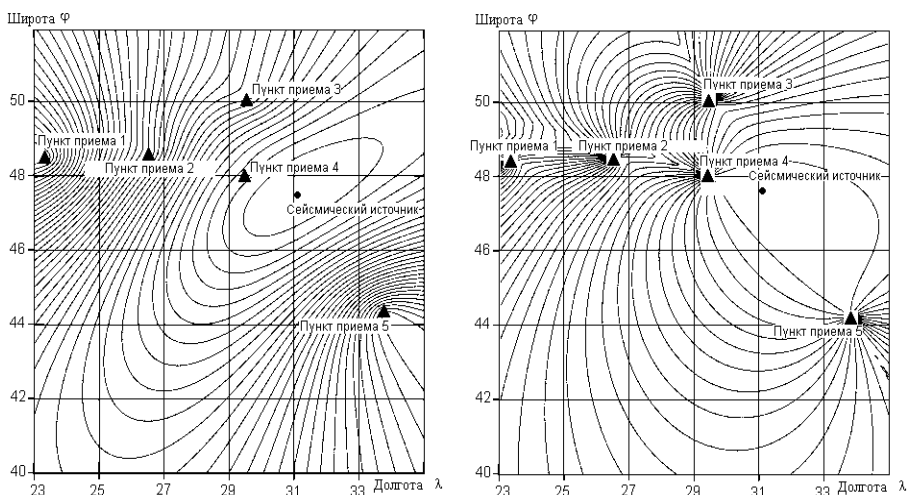


Рис. 1. Поверхности, соответствующие квадратичным формам (1) и (2)

**Выводы.** В данной работе усовершенствованы разностно-дальномерный и угломерный методы определения местоположения сейсмического источника. В предложенном разностно-дальномерном методе наряду с местоположением сейсмического источника определяется неизвестная скорость распространения сейсмической волны. Указанные методы позволяют получить наиболее правдоподобную оценку местоположения сейсмического источника по измерениям разностей времен первого вступления и азимутов на сейсмический источник. Дальнейшие исследования могут быть направлены на совершенствование разностно-дальномерного метода местоопределения с учетом ошибок годографов сейсмических волн, а также учет горизонтальных неоднородностей Земли в угломерном методе местоопределения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Голицын Б.Б. *Избранные труды*. – М.: АН СССР, 1960. – 520 с.
2. Иващенко А.И., Поплавкий А.А., Соколовский Т.Й., Тихонов И.Н. Автоматическая оценка азимута на эпицентры местных гавайских землетрясений по записям станции "Кипана" // *Физика Земли*. – 1980. – № 8. – С. 112 – 120.
3. Кедров О.К., Башилов П.П. О поляризационном способе выделения объемных волн от удаленных сейсмических источников // *Физика земли*. – 1975. – № 8. – С. 90 – 98.
4. Хоменко В.Г. Методика оцінювання координат джерел сейсмічних збурень кутомірним методом // *Збірник наукових праць ЖВІРЕ*. – Житомир: ЖВІРЕ. – 2003. – Вип. 6. – С. 122 – 131.
5. Андреев С.С. О методах интерпретации близких землетрясений // *Труды ин-та физики Земли*. – 1962. – № 25 (192). – С. 226 – 311.
6. Бармин М.П. и др. Определение координат сильных землетрясений на ЭВМ "Мир-1" в службе срочных донесений // *Физика земли*. – 1976. – № 9. – С. 87 – 92.
7. Пивоварова Н.Б., Пухначева Т.П. Об определении координат очагов местных землетрясений // *Математические проблемы геофизики*. – Новосибирск. – 1973. – С. 298 – 311.
8. Французова В.И. Комплекс программ по определению параметров гипоцентров региональных землетрясений // *Алгоритмы и практика определения параметров гипоцентров землетрясений на ЭВМ: методические работы ЕССН*. – М.: Наука. – 1983. – С. 5 – 27.
9. Решетнев М.Ф., Лебедев А.А., Артенев В.А. Управление и навигация искусственных спутников Земли на околокруговых орбитах. – М.: Машиностроение, 1988. – 336 с.
10. Евдокимов А.Г. Минимизация функций и ее приложения к задачам автоматизированного управления инженерными сетями. – Х.: Вища школа, 1985. – 288 с.

Поступила 2.10.2004

**ПАСТУШЕНКО Николай Савельевич**, канд. техн. наук, профессор, начальник кафедры ХУ ВС. В 1992 году окончил ВИРТА ПВО им. Л.А. Говорова. Область научных интересов – математическое моделирование, космические системы, геофизика.

**ТАРАН Игорь Андреевич**, преподаватель ХУ ВС. В 2000 году окончил командно-штабной факультет ХВУ. Область научных интересов – математическое моделирование, геофизика.

**СОЛОНЕЦ Алексей Иванович**, канд. техн. наук, ст. преподаватель ХУ ВС. В 1997 году окончил ХВУ. Область научных интересов – математическое моделирование, геофизика.

---