

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН С ПОМОЩЬЮ ГАЗОСТРУЙНОГО ИСТОЧНИКА

УДК 624.131+539.215

В. Н. Глазнев, Г. И. Козюра, Ю. Г. Коробейников

Институт теоретической и прикладной механики СО РАН, 630090 Новосибирск

Проблема обнаружения и диагностики различных неоднородностей, находящихся в грунте и имеющих характерный размер $l \gtrsim 1$ м, является актуальной для сейсмической томографии и других областей прикладной механики. Для решения ряда вопросов, связанных с этой проблемой, необходимо наличие источника, способного создавать сейсмические волны достаточной амплитуды на требуемых расстояниях с частотами $f \lesssim 1$ кГц. Поскольку при увеличении частоты растет затухание сейсмических волн [1], то необходимо рассмотреть принципиальный вопрос о пространственном распространении сейсмических волн с частотами $f \lesssim 1$ кГц.

Имеются различные методы создания искусственных сейсмических полей, необходимых для зондирования неоднородностей Земли [2]. Как известно, у взрывных способов есть существенные недостатки, в основном связанные с разрушающим воздействием взрыва на грунт [3, 4]. Были предложены и испытаны различные альтернативные методы создания сейсмического поля с помощью источников периодического воздействия на грунт, работающих в режиме длительного времени [2].

Несмотря на существующий набор используемых типов вибраторов, задача создания простого и экономичного источника, удовлетворяющего ряду требований, по-прежнему является актуальной.

В ИТПМ СО РАН был разработан и испытан источник сейсмических волн непрерывно-периодического действия на основе газоструйной автоколебательной системы [5]. Соосно соплу установлен резонатор Гельмгольца (полый прямоугольный параллелепипед с цилиндрической горловиной). Струя воздуха втекает в резонатор, при некоторых известных условиях в полости резонатора возникают колебания давления. Их частота определяется размерами полости и горловины, а амплитуда — давлением торможения и размерами системы. Если такая полость помещена в грунт, а ее стенки выполнены из упругого материала, то пульсация давления в полости будет действовать на прилегающие частицы грунта, вызывая сейсмическое возмущение в виде волнового процесса.

Конкретная реализация и испытания источника, работающего на этом принципе, были ранее сделаны для области частот $2 \div 10$ Гц, что соответствовало длинам сейсмических волн $\lambda \gtrsim 100$ м. Поскольку пространственная разрешающая способность метода сейсмической томографии при исследовании объектов в грунте увеличивается с ростом частоты излучения, то для ряда практических областей (геология, строительство, археология и др.) необходимо иметь источник, работающий в диапазоне частот $100 \div 1000$ Гц, что примерно соответствует длинам волн $10 \div 1$ м.

Имеющиеся традиционные импульсные и электродинамические стационарные сейсмические источники для этого диапазона частот используются в сейсморазведке на высоких частотах и для геоакустического прозвучивания [1]. В схеме описанного источника [5] повышение частоты сейсмических волн приводит к уменьшению площади поверхности, с которой излучается сейсмическая волна, т. е. к уменьшению сейсмической мощности.

При больших частотах сейсмического поля происходит сильное затухание сейсмических возмущений с ростом частоты. Поэтому для надежной регистрации сигнала на

заданных расстояниях опять необходима достаточная мощность источника излучения.

В данной работе описан источник на основе газоструйной автоколебательной системы для области частот $f \approx 100 \div 1000$ Гц и приведены результаты исследования его сейсмического поля и экспериментов по определению затухания сейсмических волн при разных частотах из указанного диапазона в зависимости от расстояния до источника и по обнаружению на основе регистрируемого сейсмического сигнала заранее созданной в грунте известной неоднородности (закопанного предмета).

1. Рассмотрим принцип действия источника и его конструкцию. В основе газоструйного источника лежит известный газодинамический эффект. Из сопла с числом Маха на срезе $M \geq 1$ вытекает струя при степени нерасчетности n . Если соосно струе на расстоянии, примерно равном длине первой «бочки», установить некоторую полузамкнутую полость, например прямоугольный параллелепипед с горловиной, то возникает автоколебательный режим течения. Частота колебаний с достаточной точностью совпадает с собственной частотой системы как резонатора Гельмгольца:

$$f = (c^*/2\pi)\sqrt{S^0/l^0W}. \quad (1.1)$$

Здесь S^0 — площадь сечения горловины; l^0 — ее длина; W — объем полости; c^* — скорость звука в газе.

Амплитуды и фазы колебаний примерно одинаковы во всех точках полости. Амплитуда колебаний давления в полости резонатора δp зависит от газодинамических параметров струи (M, n) и от геометрии полости.

Помещенный в грунт резонатор вызовет появление сейсмических волн. Частота этих волн определится из (1.1), а мощность, излучаемая в грунт, имеет вид [6] $N = (1/2)F\dot{u} \cos \varphi$, $F = \delta p S$, где F — амплитуда силы, приложенной к грунту; S — суммарная площадь упругих стенок резонатора; \dot{u} — амплитуда скорости смещения частиц грунта, непосредственно прилегающих к стенкам резонатора; φ — разность фаз между колебаниями силы и скорости смещения.

Конструкция источника должна иметь способность генерировать сейсмические волны необходимого диапазона частот (причем частота излучения должна быть легко перестраиваемой), достаточную мощность излучения для надежной регистрации сигнала на заданных по условиям практической задачи расстояниях до источника излучения, а также быть простой в изготовлении, надежной и дешевой.

Исходя из требуемых значений $\lambda \approx 1 \div 10$ м и фазовой скорости волны в песчаноглинистых грунтах $c \approx 1000$ м/с, получим диапазон частот источника $f \approx 100 \div 1000$ Гц. Тогда в соответствии с (1.1) находим характерный размер полости резонатора примерно 0,1 м, при котором возможная развиваемая мощность источника представляется недостаточной.

Чтобы сохранить площадь излучающей поверхности источника в диапазоне частот $f \approx 100 \div 1000$ Гц, разработана новая конструкция источника. На рис. 1 представлена ее схема. Источник содержит сверхзвуковое сопло 1 с форкамерой 2, которые установлены соосно резонатору 3 изменяемой длины. Резонатор отделен от камеры 4 мембраной 5. Камера постоянного объема размещена в грунте и заполнена жидкостью, стенки ее выполнены из упругого

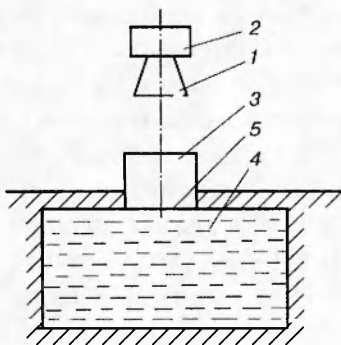


Рис. 1

материала (резины). Размеры резонатора задаются и определяются необходимой частотой возникающих автоколебаний [7]. Колебания давления газа в резонаторе через мембрану передаются в камеру с жидкостью, где возникают пульсирующие силы, действующие на упругие стенки камеры и грунт.

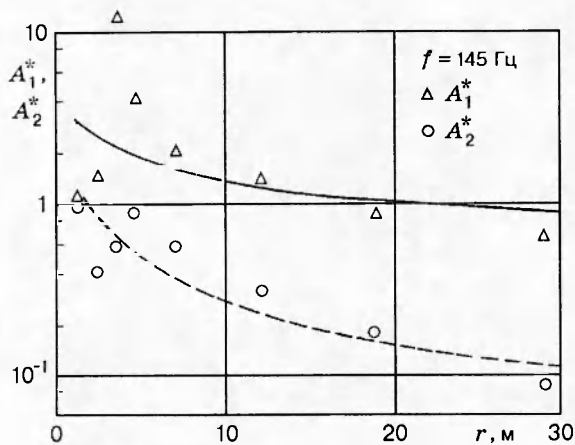


Рис. 2

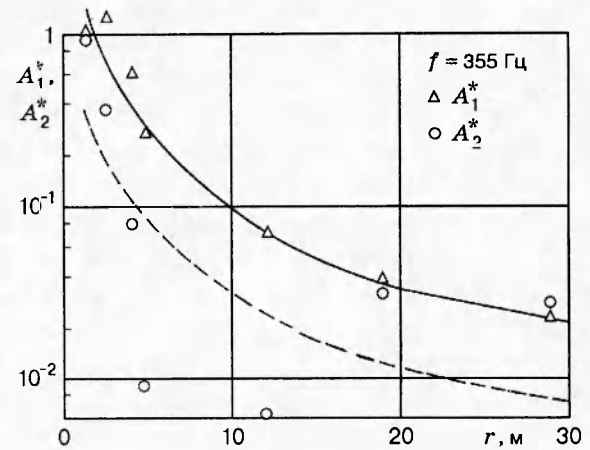


Рис. 3

Газоструйный источник приведенной конструкции позволяет, как будет показано ниже, создавать сейсмические возмущения малой длины волны, работать при высокой частоте ($f \approx 1$ кГц) и получать сейсмические волны достаточной мощности.

При разработке конструкции учтен комплекс вопросов как принципиального характера для эффективной работы излучателя, так и технологического для его изготовления и опытной эксплуатации. Изготовленный образец источника имеет три сменные резонансные трубки разной длины, каждая диаметром 0,04 м. В резонаторе для 300 Гц предусмотрено размещение датчика давления ЛХ-610. Внешняя камера с водой выполнена в виде куба с длиной ребра 0,33 м. Горизонтальные стенки куба металлические, а вертикальные сделаны из вакуумной резины толщиной 0,008 м. Площадь поверхности одной резиновой стенки 0,0784 м². Датчик давления ЛХ-610 установлен также и в верхней стенке камеры. Коническое сопло имеет диаметр выходного сечения $d = 0,03$ м.

2. Система измерений характеристик сейсмических полей от источника определялась задачами и программой испытаний газоструйного источника. В цели экспериментов входили оценки работоспособности образца как генератора сейсмических волн, затухания сейсмических волн с удалением от источника для разных частот, реакции сейсмических волн на локальные неоднородности в грунте.

В процессе экспериментов измерялись пульсации давления в камере с жидкостью и характеристики сейсмического поля от источника, для этого соответственно использовались датчики давления ЛХ-610 и сейсмодатчики горизонтальных скоростей смещения СГ-10 и вертикальных скоростей смещения СВ-5. Сигнал датчика давления подавался на усилитель, затем на анализатор гармоник С5-3 и осциллограф С1-69. Сигналы с сейсмодатчиков непосредственно подавались на анализатор С5-3 и осциллограф. Оба сейсмодатчика устанавливались в грунте практически в одной точке, после проведенного измерения они переносились в следующую точку вдоль выбранного луча «дневной поверхности», исходящего из источника сейсмических возмущений. Таким образом, все измерения характеристик сейсмического поля были произведены одной парой датчиков СГ-10 и СВ-5. Давление в форкамере измерялось образцовым манометром и во всех опытах составляло $3 \cdot 10^5$ Па. Расстояние между соплом и входным отверстием резонатора было фиксированным и равным 0,038 м.

Процедура экспериментов состояла в следующем. К помещенной в грунт камере с жидкостью присоединялся резонатор соответствующей длины (0,036; 0,182; 0,6 м), устанавливалось расстояние между соплом и резонатором, равное длине первой «бочки» струи. На выбранном расстоянии от источника располагалась пара сейсмодатчиков СГ-10 и СВ-5, запускалась установка и снимались показания датчиков давления в камере с жидкостью

Таблица 1

| r, м | f = 145 Гц | | f = 355 Гц | | f = 1060 Гц | |
|-------|---|---|---|---|---|---|
| | A ₁ ⁰ /A ₁ | A ₂ ⁰ /A ₂ | A ₁ ⁰ /A ₁ | A ₂ ⁰ /A ₂ | A ₁ ⁰ /A ₁ | A ₂ ⁰ /A ₂ |
| 1,25 | 5,1 · 10 ⁻³ | 1,2 · 10 ⁻³ | 2,2 · 10 ⁻³ | 1,9 · 10 ⁻³ | 5 · 10 ⁻² | 1,1 · 10 ⁻² |
| 2,43 | 1,8 · 10 ⁻³ | 2,8 · 10 ⁻³ | 1,8 · 10 ⁻³ | 5 · 10 ⁻³ | 10 ⁻¹ | 1,8 · 10 ⁻² |
| 3,43 | 3,4 · 10 ⁻⁴ | 2,2 · 10 ⁻³ | 4 · 10 ⁻³ | 3,1 · 10 ⁻² | 2 · 10 ⁻² | 1,1 · 10 ⁻² |
| 4,68 | 6,7 · 10 ⁻⁴ | 1,4 · 10 ⁻³ | 9,1 · 10 ⁻³ | 2 · 10 ⁻¹ | — | — |
| 7,00 | 1,4 · 10 ⁻³ | 1,1 · 10 ⁻³ | — | — | 10 ⁻¹ | 1,2 · 10 ⁻¹ |
| 11,97 | 2 · 10 ⁻³ | 2 · 10 ⁻³ | 10 ⁻¹ | 3,3 · 10 ⁻¹ | 1,2 · 10 ⁻¹ | 1,1 · 10 ⁻¹ |
| 18,67 | 3,3 · 10 ⁻³ | 7,4 · 10 ⁻³ | 1,9 · 10 ⁻¹ | 8,3 · 10 ⁻² | — | — |
| 22,02 | — | — | — | — | < 6 · 10 ⁻¹ | < 6 · 10 ⁻¹ |
| 28,56 | 4,4 · 10 ⁻³ | 1,4 · 10 ⁻² | 4,5 · 10 ⁻¹ | 7,7 · 10 ⁻² | — | — |

и сейсмодатчиков. Затем производилось перемещение в следующую точку измерения. Подобная процедура повторялась для всех выбранных частот колебаний.

При всех используемых частотах измерялись амплитуды на частоте излучения при неработающем источнике, что позволило оценить уровень сейсмического фона на этой частоте. Для исключения влияния звукового поля от источника на показания сейсмодатчиков применялись специальные меры акустической изоляции газоструйного источника и сейсмодатчиков.

По вышеописанной процедуре проводились измерения характеристик сейсмических полей, генерируемых газоструйным источником при разных частотах; результаты приведены на рис. 2-4, где использованы следующие обозначения: A₁^{*} = A₁(r)/A₁ (r = 1,25 м), A₂^{*} = A₂(r)/A₂ (r = 1,25 м). Здесь A₁, A₂ — амплитуды сигналов сейсмодатчиков соответственно вертикальных и горизонтальных скоростей смещения; r — расстояние от оси резонатора до точки измерения; f — частота сигналов. Из рис. 2-4 видно немонотонное поведение каждой из компонент сейсмических возмущений в зависимости от расстояния до источника. Появление максимумов сигналов связано, по мнению авторов, с влиянием неоднородностей в грунте и, в частности, с вкладом отраженных волн.

Значения отношения фоновых сейсмических сигналов при неработающем источнике к сигналам сейсмических возмущений при включенном источнике для точек измерений в грунте даны в табл. 1 (A₁⁰, A₂⁰ — амплитуды сигналов сейсмодатчиков при неработающем источнике). Видно, что в подавляющем большинстве точек измерений амплитуды

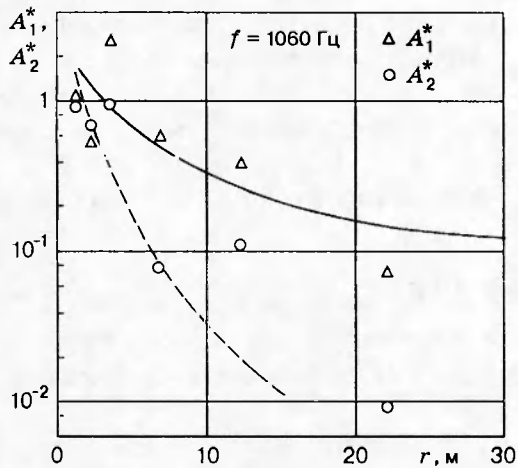


Рис. 4

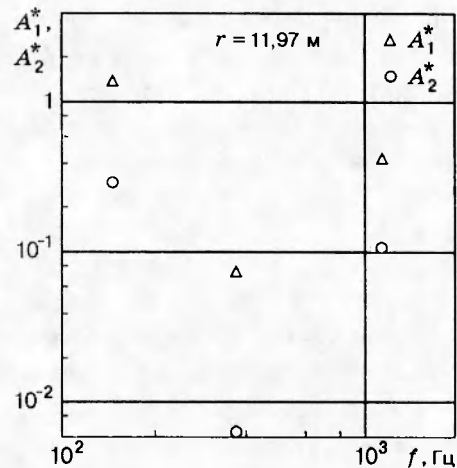


Рис. 5

Таблица 2

| f , Гц | A_1 , м/с | A_2 , м/с |
|----------|--------------------|--------------------|
| 145 | $26 \cdot 10^{-6}$ | $17 \cdot 10^{-5}$ |
| 355 | $15 \cdot 10^{-6}$ | $53 \cdot 10^{-6}$ |
| 1060 | $7 \cdot 10^{-6}$ | $9 \cdot 10^{-6}$ |

Таблица 3

| f , Гц | A^* | A_0 | m | α , м ⁻¹ | Q | c^1 , м/с |
|----------|---------|-------|------|----------------------------|------|-------------|
| 145 | A_1^* | 3,04 | 0,37 | 0,051 | 12,8 | 750 |
| | A_2^* | 1,08 | 0,68 | 0,085 | 2,44 | 2960 |
| 355 | A_1^* | 1,71 | 1,39 | 0,122 | 13,0 | 760 |
| | A_2^* | 0,34 | 1,23 | 0,427 | 1,19 | 4050 |
| 1060 | A_1^* | 1,65 | 0,82 | 0,176 | 27,0 | 740 |
| | A_2^* | 2,74 | 2,19 | 0,492 | 3,07 | 3250 |

возмущений от источника значительно превышают уровень сейсмического фона для соответствующих частот.

В табл. 2 для оценки значений амплитуд скоростей вертикальных и горизонтальных смещений для разных частот сигналов приведены амплитуды скоростей смещений в первой точке измерения ($r = 1,25$ м). Зависимость амплитуд сейсмического поля от частот в фиксированной точке измерения представлена на рис. 5. Увеличение амплитуд сигналов в области $360 \div 1060$ Гц связано, по-видимому, с ростом влияния неоднородностей грунта при уменьшении длины волны излучения в этой области частот.

Методом наименьших квадратов можно получить эмпирические формулы степенного вида $A^* = A_0(r^*)^{-m}$ для безразмерных амплитуд сейсмических волн A^* в зависимости от расстояния r^* до источника. Здесь r^* обезразмерено на координату первой точки измерения ($r = 1,25$ м). Значения показателей степени m и A_0 для разных частот даны в табл. 3. Эти эмпирические зависимости показаны на рис. 2–4 сплошными и штриховыми линиями соответственно для амплитуд скоростей смещений A_1^* и A_2^* .

Следует заметить, что вышеприведенная эмпирическая формула описывает среднее поведение амплитуд. В ней не отражен немонотонный характер зависимости A^* от r^* , который обусловлен, по-видимому, вкладом вторичных волн. В настоящее время авторам не известны какие-либо теоретические модели, которые дали бы возможность провести сравнение с приводимыми экспериментальными результатами.

Как показывают оценки для длин волн при замеренных частотах в подавляющей части области измерений по расстоянию r , за исключением окрестности источника, можно с достаточной степенью точности считать фронты сейсмических волн плоскими. Это позволяет пренебречь расхождением фронта волны. Можно полагать также, что грунтовые условия на экспериментальной площадке таковы, что отсутствуют выраженные границы раздела в направлении источник — приемник, которые приводили бы к отражению и преломлению волн. Тогда наблюдаемое уменьшение амплитуд сигналов связано в основном с собственно явлением поглощения за счет необратимых тепловых потерь и диффузного рассеяния на мелких неоднородностях [1].

Известно [1, с. 37], что затухание из-за поглощения вводится в виде экспоненциального множителя

$$A^*(f) = \exp[-\alpha(f)r], \quad (2.1)$$

где α — коэффициент поглощения, зависящий от частоты. Эта модель не является строго обоснованной теоретически [1], но вполне приемлема для приближенного описания реально наблюдаемого явления поглощения.

Чтобы использовать модель затухания (2.1), необходимо из экспериментальных данных на рис. 2–4 исключить зоны усиления сигналов, оставив точки, описывающие затухание амплитуд волн. Представив экспериментальные результаты эмпирической формулой

вида $A = A_0 \exp(-\alpha r)$ для всех исследованных частот f , можно определить коэффициент поглощения α , который связан с добротностью Q соотношением [1]

$$Q = \pi f / (c\alpha). \quad (2.2)$$

Результаты такой процедуры приведены в табл. 3 для вертикальных и горизонтальных компонент волны. Как видно, коэффициенты поглощения для обеих компонент волны увеличиваются с ростом частоты, что согласуется с имеющимися представлениями.

Существующие в литературе данные по коэффициентам поглощения продольных волн при различных частотах для осадочных пород [1, с. 38] удовлетворительно совпадают с результатами табл. 3.

Если использовать значения фазовой скорости волны, полученные ранее в ИТПМ СО РАН на этой же экспериментальной площадке при частоте $f \simeq 10$ Гц ($c_1^0 \simeq 760$ м/с, $c_2^0 \simeq 2200$ м/с, где c_1^0 и c_2^0 — соответственно вертикальная и горизонтальная скорости волн), то из соотношения (2.2) можно получить оценку средней добротности грунта для вертикального и горизонтального направлений. Результаты даны в табл. 3 для Q . Обычно считают, что скорость c и добротность Q в соотношении (2.2) для всех компонент независимы друг от друга. Это допущение оправдано, если частоты меняются не очень сильно, а значения Q достаточно большие. Фазовые скорости c , частота f и добротность Q связаны зависимостью [1]

$$c(f_1)/c(f_2) = 1 + (1/\pi Q) \ln(f_1/f_2). \quad (2.3)$$

Эта аппроксимация для дисперсии является хорошим приближением, когда величина Q остается практически постоянной в сейсмическом диапазоне частот [8].

Используя (2.3) и данные табл. 3 для Q , можно найти оценку фазовых скоростей c^1 для области частот $100 \div 1000$ Гц. Результаты такой оценки для скоростей обеих компонент приведены в табл. 3.

Отметим, что по сравнению с вертикальной компонентой скорость в продольном направлении изменяется более существенно ($\simeq 84\%$) при изменении частоты излучения.

Экспериментально оценивалась возможность регистрации по изменениям амплитуды сейсмического поля источника специально созданных неоднородностей в грунте (закопанные предметы). Схема одного из таких опытов приведена на рис. 6 (вид сверху). Здесь И — источник сейсмического поля, ЗП — закопанный предмет (прямоугольный параллелепипед), 1-3 — точки установки приемников сейсмических сигналов. Параллелепипед размерами $0,025 \times 0,7 \times 1,2$ м закопан заподлицо с поверхностью грунта. Обе грани наибольшей площади ($0,7 \times 1,2$ м) у параллелепипеда сделаны из резины. Расстояния между источником, закопанным предметом и приемниками указаны на рис. 6.

Частота сигналов $f = 1040$ Гц. Измерения характеристик сейсмического поля проводились также одной парой сейсмодатчиков СВ-5 и СГ-10. Результаты опыта представлены

Таблица 4

| Номер точки (рис. 6) | A_1 | A_2 | A_1^0 | A_2^0 |
|-------------------------|--------------------|--------------------|-----------|-----------|
| | мВ | | | |
| 1 | 10^{-2} | $5 \cdot 10^{-3}$ | 10^{-3} | 10^{-3} |
| 2 | $4 \cdot 10^{-2}$ | $33 \cdot 10^{-3}$ | 10^{-3} | 10^{-3} |
| 3 | $16 \cdot 10^{-3}$ | $16 \cdot 10^{-3}$ | 10^{-3} | 10^{-3} |

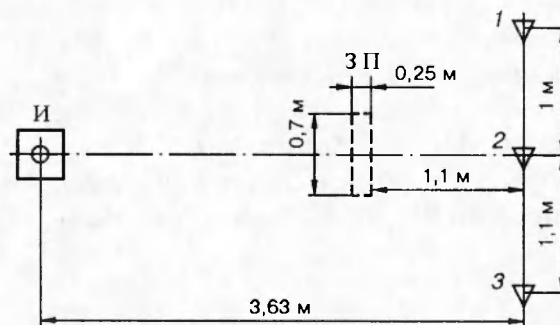


Рис. 6

в табл. 4. Отмечается существенное изменение амплитуд сейсмического поля в центральной за предметом точке 2.

Поскольку произведения поперечной и продольной компонент волнового вектора на характерный поперечный размер параллелепипеда соответственно равны $0,7k_1 \simeq 6$ и $0,7k_2 \simeq 1,5$, то в области за закопанным предметом реализуются сложные дифракционно-интерференционные явления (аналогичные явления в газовых средах описаны, например, в [9, с. 220]). В частности, возможно образование на оси симметрии за препятствием интерференционных пиков амплитуд колебаний.

Можно предположить, что увеличение амплитуд сигналов в точке 2 связано, по видимому, с наложением еще дополнительного возмущения, отраженного от стенки параллелепипеда. Заметим, что расстояние от закопанного предмета до точки 2 примерно кратно полудлинам волн сейсмического поля от источника, поэтому отраженный от стенки сигнал будет приводить к увеличению амплитуд сигналов в точке 2.

В боковых точках 1 и 3, не находящихся в области влияния препятствия, наблюдаются сигналы, примерно соответствующие свободному сейсмическому полю от источника. Некоторое различие в величинах амплитуд сейсмического поля в точках 1 и 3 объясняется асимметричным расположением этих точек относительно оси закопанного параллелепипеда.

Таким образом, описанный в работе газоструйный источник способен эффективно создавать сейсмическое поле в области частот $100 \div 1000$ Гц. Выявлены особенности зависимостей амплитуд сейсмического поля от расстояния до источника и частоты. Получены коэффициенты поглощения и фазовые скорости при больших частотах. Метод сейсмического зондирования может быть эффективным для обнаружения предметов в грунте с малыми характерными размерами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пузырев Н. Н. Методы сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1992.
2. Макарюк Н. В., Малахов А. П., Ряшенцев Н. П. Обоснование конструктивной схемы источника вибросейсмических колебаний для вибрационного просвечивания Земли // Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 161–167.
3. Николаев А. В. Изучение Земли невзрывными сейсмическими источниками // Там же. С. 5–29.
4. Николаев А. В. Вибрационное просвечивание — метод исследования Земли // Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977. С. 5–13.
5. А. с. 1029114 СССР. Способ возбуждения сейсмических волн / Н. Н. Яненко, В. Г. Дулов, В. Н. Глазнев и др. // Открытия. Изобретения. 1983. № 26. С. 155.
6. Клаймер Р. В., Мак Эвили Г. В., Невский М. В., Николаев А. В. Экспериментальная оценка мощности сейсмического излучения вибратора // Вибрационное просвечивание Земли. М.: Наука, 1977. С. 80–85.
7. Глазнев В. Н., Солотчин А. В., Сулейманов В. Ш. Параметрическое исследование автоколебаний при втекании сверхзвуковой струи в цилиндрическую полость // Изв. СО АН СССР. Сер. техн. наук. 1983. Вып. 3, № 12. С. 22–26.
8. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 1. М.: Мир, 1983.
9. Лепендин Л. Ф. Акустика. М.: Высш. шк., 1978.

*Поступила в редакцию 13/XII 1994 г.,
в окончательном варианте — 13/II 1996 г.*