

## К анализу спектральных характеристик сейсмических сигналов движущихся источников

Ю.М. Заславский<sup>1,\*</sup>, В.Ю. Заславский<sup>1,2†</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладной физики РАН. Россия, 603950, Нижний Новгород

<sup>2</sup>Нижегородский государственный университет имни Н.И.Лобачевского  
Россия, 603950, Нижний Новгород, пр. Гагарина, д. 23

(Статья поступила 03.04.2020; Подписана в печать 24.08.2020)

Теоретически анализируются текущие спектры сейсмических сигналов, создаваемых движущимся источником и регистрируемых датчиком, установленным на поверхности грунта вблизи трассы. Используется двумерное представление спектральной плотности мощности сигнала в виде функции двух аргументов: координата источника–частота. На иллюстрациях демонстрируются рельефы, описывающие спектральную плотность сейсмического сигнала, регистрируемого при различных скоростях движения источника. Обсуждаются особенности кривой смены уровня сигнала при движении источника, а также характера двумерного рельефа, изображающего текущую спектральную плотность в зависимости от соотношения параметров осадочной толщи: верхнего слоя и подстилающего полупространства. Показана возможность оценки скорости и определения направления движения источника на основе регистрации одиночным приемником.

PACS: 43.40.Le

УДК: УДК 681.3.01

Ключевые слова: сейсмический сигнал, спектральная плотность мощности, движущийся источник, осадочная толща, дистанционное зондирование, удаленный контроль скорости.

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования характеристик сейсмических сигналов, создаваемых движущимися источниками (техногенной природы), выполняются в связи с решением ряда прикладных задач различной направленности. К их числу относятся удаленный контроль параметров движения наземного транспорта, контроль соблюдения экологических норм по вибросейсмическим показателям воздействия на окружающую среду вблизи транспортных и промышленных центров, охрана территорий, задачи инженерной сейсморазведки. Основными целями при обнаружении и классификации источников являются формулировка алгоритмов обработки и выработка «решающего правила» [1–6, 11]. Значительное место среди других занимают сигналы акустической и сейсмической природы. Интерес к исследованию зависимостей и связей между спектром сейсмических сигналов движущихся источников колебаний и характером структуры верхних слоев осадочной толщи приобретает повышенную значимость ввиду стремительного развития новых подходов при разработке экспресс-методов в инженерной сейсморазведке [7–9]. Исследование спектральных характеристик сейсмических волн, возбуждаемых движущимися источниками, становится востребованным и актуальным, чему способствуют особенности, обусловленные фактором движения.

Очевидно, физическими причинами генерации и излучения сейсмических волн, для обозначения которых

часто употребляется упрощенный термин «сейсмические колебания», являются переменные силовые воздействия на полотно дороги или на направляющие (рельсы) со стороны колесных пар, движущихся по ним. Термин «движущийся источник сейсмических колебаний» также используется с целью упрощения изложения. К числу интересующих характеристик относятся уровень и спектр регистрируемого сейсмического сигнала и их преобразование по мере удаления от места излучения. Указанные характеристики зависят не только от вида воздействия со стороны источника, но и от параметров и структуры верхних слоев осадочной толщи, в связи с чем они рассматриваются как физические признаки, являющиеся информативными при диагностике качества дороги и полезными для реконструкции структуры и свойств подстилающего грунта.

Исследованию сейсмических сигналов способствует применение математического моделирования, при котором возможен широкий выбор параметров, характеризующих среду, поэтому его использование полностью оправдывает себя в решении задач по расчету излучения и распространения сейсмических волн в присутствии различных помех (в том числе микросейсмического фона). Моделирование способствует повышению надежности регистрации сигнала, на его основе реализуется анализ эффективности различных алгоритмов и оценка максимальной дистанции обнаружения источника. Более сложным является вопрос оценки скорости и определения направления движения без привлечения приемных антенн, т. е. в случае регистрации сигнала единственным датчиком. В этой связи настоящее соображение посвящено исследованию специфических особенностей текущего спектра сейсмического сигнала, создаваемого движущимся источником колебаний.

\*E-mail: [zaslav@appl.sci.nnov.ru](mailto:zaslav@appl.sci.nnov.ru)

†E-mail: [zas-vladislav@appl.sci.nnov.ru](mailto:zas-vladislav@appl.sci.nnov.ru)

## 1. ОБОСНОВАНИЕ ПОДХОДА

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что применение антенной решетки для приема сейсмических и акустических сигналов с последующей обработкой согласованными алгоритмами позволяет решать вопросы пеленга и удаленной диагностики кинематических параметров источника. Поэтому многоканальной обработке в современных работах уделяется значительное внимание. Вместе с тем представляет интерес рассмотреть влияние фактора движения и физических особенностей, связанных со свойствами среды, которые дают возможность получения этих данных с использованием спектральных характеристик сигнала, регистрируемого одним единственным датчиком.

Для выявления признаков, на основе которых возможен удаленный контроль параметров движения с привлечением минимальных средств регистрации, рассмотрим некоторые теоретические аппроксимации, описывающие текущую спектральную плотность мощности сейсмических сигналов, создаваемых движущимися источниками. По данным экспериментальной регистрации сейсмических колебаний техногенной природы можно заключить, что спектральная плотность мощности (или спектральная амплитуда) зависит от скорости движения источника и существенно трансформируется с изменением дистанции до точки регистрации. При апостериорной обработке экспериментальной реализации, соответствующая полной длительности записи сигнала, выбираемой в зависимости от частотной полосы, разбивается на последовательность мелких интервалов (стыкующихся на концах, либо с концевыми «перехлестами»). Для каждого интервала выполняется спектральная обработка, результаты которой в их совокупности представляют текущую во времени спектральную характеристику. При моделировании спектральные характеристики также представляются как функции местоположения и параметров скорости и направления источника колебаний, движущегося по трассе, имитируя текущую зависимость от времени. Как правило, рассматриваемые частоты заключаются в полосе от единиц до нескольких десятков герц, куда попадают и некоторые сейсмические события, порождаемые источниками естественного происхождения [8].

Источник колебаний может представлять собой, например, объект транспорта с разбалансированной подвеской, движущийся прямолинейно по трассе мимо пункта регистрации с постоянной скоростью и создающий переменную нагрузку за счет вращающихся дебалансов. Распространенной моделью источника также является реакция в виде осциллирующего воздействия ходовой части на полотно вследствие присутствия «случайных микронеровностей». Указанный «физический механизм» возбуждения, обусловленный переменным (хаотически осциллирующим) воздействием на поверхность в процессе качения колеса и «огмба-

ния» дорожных неровностей опорными точками (мгновенные точки контакта), рассматривался исследователями еще в прошлом веке. Он был связан с решением задач эргономики — применительно к анализу влияния тряски на «оператора», располагающегося внутри транспортного средства, поступательно движущегося с некоторой скоростью. Статистически усредненные пространственные спектры дорожных неровностей, а также динамическая реакция на переменные нагрузки, вызванные взаимодействием в системе подвески транспортного средства — дорога, подробно исследованы и представлены, например, в [10]. В реальном эксперименте по мере движения неизбежна хаотизация в условиях излучения, кроме того, в процессе регистрации имеет место суперпозиция, при которой наряду с полезным сейсмическим сигналом присутствует аддитивная компонента микросейсм и шумов. За счет флуктуаций в контактных условиях излучения, а также из-за вносимых искажений и влияния помех, реально регистрируемые сейсмические сигналы теряют «строгую» форму, их спектр распределяется по полосе конечной ширины. Поэтому при теоретическом анализе необходимо оперировать со статистически усредненными сейсмограммами и их характеристиками.

## 2. НЕКОТОРЫЕ АППРОКСИМАЦИИ ТЕКУЩЕГО СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ДВИЖУЩИХСЯ ИСТОЧНИКОВ

На рис. 1, повторяющем большинство сценариев, регистрируемых в натуральных экспериментах при различных скоростях движения, представлена условная схема регистрации сейсмических сигналов. В результате выполненной в соответствии с вышеупомянутой процедурой обработки возникает реализация спектральной плотности мощности, аппроксимация которой обсуждается далее, и которая соответствует всему промежутку времени прохода движущегося источника мимо участка вблизи траверза.

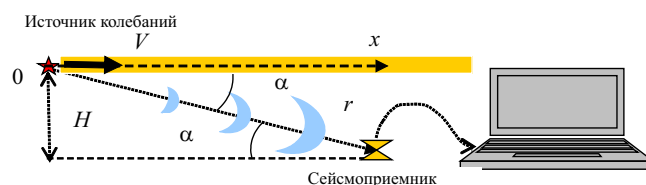


Рис. 1: Схема эксперимента (вид в плане)

Указанная статистически усредненная спектральная характеристика допускает описание с помощью функциональной зависимости с разделяющимися переменными — в виде функции двух аргументов: текущее время — частота. В предположении постоянства скорости движения текущее время пропорционально координате  $x$ , которая связана простым соотношением с дистанцией  $r$  источник–приемник. В связи с этим, количественное описание текущего спектра сейсмических

сигналов, генерируемых движущимся источником колебаний, возможно с использованием переменных: безразмерная горизонтальная координата  $\xi = x/H$  (с нормировкой на траверсное удаление  $H$ ) – частота  $f(F)$ . При аппроксимации спектральной плотности предполагается, что излучение концентрируется вблизи некоторой «центральной» частоты  $\zeta$ , которая в случае доминирования механизма генерации сейсмических колебаний за счет взаимодействия с неровностями профиля полотно определится как  $\zeta = V/\Lambda = c(\gamma/\Lambda)$ , где  $V$  – скорость источника,  $\gamma = V/c$  – число Маха – скорость движения источника  $V$  в единицах фазовой скорости поверхностной сейсмической волны  $c$ ,

$\Lambda$  – средний линейный масштаб неровностей, причем наличие разброса по масштабу в аппроксимации описывается с помощью параметра  $\nu$  – ширины полосы частот спектра, входящим в зависимость от частоты и дистанции источник–приемник. Принимая во внимание частотную зависимость коэффициента возбуждения волны, факторов затухания и геометрической расходимости фронта [12–17], в качестве аппроксимации, удобной для описания и анализа особенностей текущей спектральной плотности мощности регистрируемого сейсмосигнала, могут рассматриваться, например, следующие зависимости:

$$G1(f, \xi) = \frac{B\left(\frac{f}{\nu}\right)}{\sqrt{1+\xi^2}} e^{-\frac{1}{4\nu^2}\left(f - \frac{\left(\frac{A\gamma}{\Lambda}\right)}{\left(1-\gamma\frac{\xi}{\sqrt{1+\xi^2}}\right)}\right)^2} \left| f - \frac{\left(\frac{A\gamma}{\Lambda}\right)}{\left(1-\gamma\frac{\xi}{\sqrt{1+\xi^2}}\right)} \right|^{\frac{\vartheta\sqrt{1+\xi^2}}{\nu}}, \tag{1}$$

$$G2(f, \xi) = \frac{B\left(\frac{f}{\nu}\right)}{\sqrt{1+\xi^2}} \frac{\sin^2\left(\frac{f}{\nu} - \frac{\left(\frac{A\gamma}{\Lambda}\right)}{\nu\left(1-\gamma\frac{\xi}{\sqrt{1+\xi^2}}\right)}\right)}{\left(\frac{f}{\nu} - \frac{\left(\frac{A\gamma}{\Lambda}\right)}{\nu\left(1-\gamma\frac{\xi}{\sqrt{1+\xi^2}}\right)}\right)^2} e^{-\left| f - \frac{\left(\frac{A\gamma}{\Lambda}\right)}{\left(1-\gamma\frac{\xi}{\sqrt{1+\xi^2}}\right)} \right|^{\frac{\vartheta\sqrt{1+\xi^2}}{\nu}}}, \tag{2}$$

где  $B$  – коэффициент, характеризующий уровень сейсмического сигнала, показывающий абсолютное значение спектральной плотности мощности при локализации источника в области траверза,  $\vartheta = \Theta\nu H/A$  – «безразмерный» декремент затухания волн.

Коэффициент  $B$  безразмерный, а в силу того, что на результаты анализа влияет только выбор аппроксимации (1), (2), вид источника излучения не упоминается. Вместе с тем предполагается, что преобладающий вклад в суммарный сейсмический отклик вносят поверхностные волны рэлеевского типа. Поскольку регистрация волны осуществляется сейсмоприемником, установленным на поверхности грунта, т.е. в неподвижной системе отсчета, в формулы (1), (2) внесена коррекция на доплеровское смещение центральной частоты излучаемой волны  $\zeta = A\gamma/\Lambda$ , при которой учитывается только радиальная составляющая скорости движения. При этом влияние фактора движения становится наиболее существенным при высоких значениях скорости источника и сравнительно низких скоростях распространения сейсмических волн в осадочных рыхлых породах. В этом случае доплеровское смещение по частоте в спектре сигналов меняет характер частотной зависимости.

Таким образом, для описания спектра сейсмических колебаний источника как медленно движущегося, так

и перемещающегося с различными значениями скорости  $V$  (или  $\gamma$ ), могут использоваться зависимости  $G1$  и  $G2$ , которые удобно представить поверхностным рельефом в двумерной области ввиду его информативного вида – как функцию двух переменных: безразмерной текущей координаты  $\xi = x/H$  и частоты  $f(F)$ .

Распространение сейсмических волн, излучаемых движущимся источником в реальных условиях, осложняется присутствием слоистости среды. Вдоль границы неоднородного резко слоистого по глубине полупространства распространяются поверхностные волны рэлеевского типа (интерференционные волны), они подвержены дисперсии (их фазовая скорость зависит от частоты) и представляют собой бесконечную совокупность мод. Возникает необходимость учета указанной особенности при анализе спектральной плотности мощности сейсмического сигнала. Учет дисперсии – зависимости  $A$  и  $\gamma$  от частоты – приведет к преобразованию в формулах аппроксимации спектральной плотности, поскольку частота, входящая параметром в фазовую скорость поверхностной сейсмической волны, испытывает доплеровское смещение, что вызовет дополнительную коррекцию спектра регистрируемого сигнала. При описании дисперсии для основной (нижней) моды поверхностной волны (если пренебречь высшими модами) можно воспользоваться следующей ап-

проксимацией  $c(f)$ :

$$A(f) = c_0 \cdot \left( 1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \arctg \left( \frac{f}{\Omega} \right) \right), \quad f \geq 0, \quad (0 < \alpha < 1), \quad (3)$$

где величина  $\Omega$  определяет характерную частоту, соответствующую спаду фазовой скорости фундаментальной моды до половины от величины полного ее перепада, измеряемого параметром  $\alpha$  в относительных единицах. Зависимость фазовой скорости волны от частоты по формуле (3) (через параметры  $\alpha, \Omega$ ) обусловлена присутствием резкого перепада значений модулей упругости на границе верхнего покрывающего слоя и подстилающего полупространства.

Вследствие зависимости фазовой скорости от частоты

по формуле (3), выражение для числа Маха  $\gamma$  также преобразуется:

$$\gamma = \frac{V}{c} = \frac{V}{c_0 \cdot \left( 1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \arctg \left( \frac{f}{\Omega} \right) \right)} = \frac{\gamma_0}{1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \arctg \left( \frac{f}{\Omega} \right)}, \quad \text{где } \gamma_0 = \frac{V}{c_0}. \quad (4)$$

Имея в виду зависимость параметра  $\gamma$  от частоты по формуле (4), нетрудно представить следующую аппроксимацию спектральной плотности мощности сейсмического сигнала движущегося вибратора, используемую при иллюстрациях:

$$G3(f, \xi) = \frac{B \left( \frac{f}{\nu} \right)}{\sqrt{1 + \xi^2}} e^{-\frac{1}{4\nu^2} \left( f - \frac{\left( \frac{A_0 \gamma_0}{\Lambda} \right)}{\left( 1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \arctg \left( \frac{f}{\Omega} \right) \right) \sqrt{1 + \xi^2}} \right)^2} \left| f - \frac{\left( \frac{A_0 \gamma_0}{\Lambda} \right)}{\left( 1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \arctg \left( \frac{f}{\Omega} \right) \right) \sqrt{1 + \xi^2}} \right|^{\frac{\vartheta \sqrt{1 + \xi^2}}{\nu}}. \quad (5)$$

Отметим, что в случае возбуждения поверхностной волны в виде следующей по порядку моды в качестве аппроксимации параметров  $A$  и  $\gamma$  может быть использовано выражение:

$$A(f) = c_0 \cdot \left( 1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \left( 1 + \arctg \frac{f - \Omega}{\Omega} \right) \right), \quad (6)$$

$$\gamma = \frac{\gamma_0}{1 - \frac{2\alpha}{\pi} \cdot \left( 1 + \arctg \frac{f - \Omega}{\Omega} \right)},$$

причем в спектре сигнала в общем случае необходим учет вклада всей суперпозиции регистрируемых мод.

Спектральная плотность мощности сигнала, возникающего при проходе источником участка вблизи траверза с малой или близкой к нулю скоростью  $\gamma_0 = 0.05$ , представлена на рис. 2, а, б — двумерным рельефом (изображение дано в плане «на просвет»), описываемым формулой (5). На рис. 2, а демонстрируется спектральная плотность соответствующая параметрам  $\Lambda = 0.625 <$ ,  $V = 10 < / \Lambda$ ,  $A_0 = 200 < / \Lambda$ , ( $\gamma_0 = 0.05$ ) при ширине полосы спектра  $\nu = 4$  Гц, а на рис. 2, б — аналогичный рельеф, но при линейном масштабе неровностей  $\Lambda = 0.312 <$  и при ширине полосы, равной  $\nu = 8$  Гц, что соответствует в два раза более высокочастотному и широкополосному сигналу. В рассматриваемом случае предполагается простейшая модель среды в виде однородного полупространства, в котором в формулах (3), (4), (5) следует положить  $\alpha = 0$ . Из рис. 2 видно, что в рельефе вдоль пространственной координаты  $\xi$  присутствует резкий максимум, а также область с плавным спадом уровня. Участок на двумерном рельефе с резким максимумом вдоль оси  $\xi$  обусловлен

геометрической расходимостью волны. Участки рельефа у подножья, где уровень спадает более плавно, соответствуют преобладанию диссипативных потерь при распространении.

Чтобы установить степень влияния фактора движения на текущую спектральную плотность рассмотрим рельефы, соответствующие движению источника сейсмических колебаний со скоростями, свойственными современным транспортным средствам, например, на высокоскоростных ж.-д. магистралях (в режиме типовой эксплуатации). В указанной характеристике возникают особенности, связанные со сравнительно высокой скоростью движения источника, которую уже нельзя рассматривать как бесконечно малую по сравнению с фазовой скоростью распространения поверхностных волн в рыхлой осадочной толще (насыпной грунт).

Рассмотрим изменения в характере пространственно-частотной зависимости спектральной плотности мощности сейсмических сигналов в случае движения источника колебаний с повышенной скоростью. Изменения в спектре демонстрируются на рис. 3 (в виде рельефа  $G3$ ) и соответствуют скорости движения, при которой  $\gamma_0 = 0.25$ . При указанном значении числа Маха и при учете известных данных о скорости распространения поверхностных волн в слабо связанных рыхлых грунтах, лежащей в интервале  $c = 100 - 200$  м/с, абсолютная величина скорости движения измеряется уже десятками метров в секунду. Спектральная плотность при упомянутой скорости движения  $V = 50$  м/с (число Маха  $\gamma_0 = 0.25$ ,  $c_0 = 200$  м/с) представлена в виде поверхностного рельефа  $G3$ , причем рис. 3, а соответствует сигналу, по-

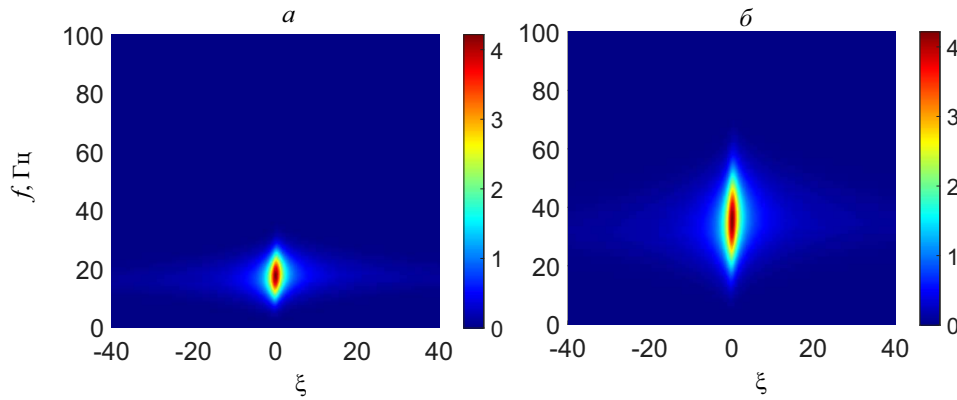


Рис. 2: Рельеф спектральной плотности мощности сейсмического сигнала  $G3$ , создаваемого медленно движущимся источником при маломасштабных неровностях (безразмерные ед.)  $\alpha = 0$ :  $a - \gamma_0 = 0.05, \Lambda = 0.625 \text{ м } \nu = 4 \text{ Гц}$ ,  $b - \gamma_0 = 0.05, \Lambda = 0.3125 \text{ м } \nu = 8 \text{ Гц}$

рождаемому движением по полотну, имеющем профиль с максимально крупным масштабом неровностей  $\Lambda = 3 \text{ м}$ , а рис.3,б — с неровностями в два раза меньшего масштаба  $\Lambda = 1.5 \text{ м}$ . Форма рельефа  $G3$  относительно предыдущего случая преобразуется, что выражается в виде изгиба по частоте, т. е. скачка центральной частоты, который затрагивает как резкую область зависимости, так и протяженную часть рельефа вблизи подножья. Возникающий в двумерном координатном пространстве характерный частотный изгиб рельефа соответствует той части траектории движения, где источник проходит вблизи траверза, а степень искривления отражает меру скорости движения источника колебаний.

Частотный изгиб в рельефе на рис.3 следует адекватно (аргументировано) интерпретировать и связать с направлением движения источника, при этом соблюдая соответствие доплеровскому смещению. При этом следует предположить, что прохождение линии траверза (с первоначальным приближением к датчику и последующим от него удалением) происходит с уменьшением координаты  $\xi$ , при котором наблюдается понижение текущей центральной частоты. Следовательно, переход от текущего времени  $t$  к пространственной координате  $\xi$  следует рассматривать как инверсию, при которой движение с положительным знаком скорости на плоскости  $\xi, f$  происходит в сторону убывающих значений  $\xi$ , что необходимо учитывать при диагностике или определении направления движения источника.

Интегрирование текущей спектральной плотности  $G3(f, \xi)$  по частоте в полу бесконечных пределах ( $0 \leq f \leq \infty$ ) приводит к значению интегрального уровня сигнала  $L(\xi) = \int_0^{\infty} G3(f, \xi) df$ , который является функцией координаты  $\xi$ . Его график представлен на рис.4 кривыми 1 ( $\gamma_0 = 0.05$ ) — низкая скорость и 2 ( $\gamma_0 = 0.2$ ) — высокая скорость. На малых скоростях график нарастания и убывания уровня при прохождении линии траверза практически симметричен. Нарушение симметрии в графике происходит при повышенной скорости движения источника и показывает, что

при приближении имеет место более высокий уровень сигнала, чем при удалении.

Для практических приложений принципиально важной является возможность оценки абсолютного значения скорости источника колебаний и определения направления движения в случае известного расположения сейсмического приемника относительно предполагаемой трассы. Трансформация спектральной плотности, описываемая рельефом на плоскости переменных  $\xi, f$ , и характер нарастания интегрального уровня при подходе к траверзу и спада при удалении наглядно демонстрирует возможность оценки скорости движения при относительно высоких их значениях, которые входят в повседневную практику транспортного движения на скоростных ж.-д. магистралях. Информативным (диагностическим) признаком для удаленного контроля меры скорости движения источника колебаний следует принять оба признака (указанный частотный сдвиг срединной части в максимуме рельефа и несимметричность кривой уровня), соответствующие прохождению траверза. Для обеспечения точности в определении количественных значений требуется калибровка этого показателя, которая возможна на этапе экспериментальной реализации.

Частотный изгиб рельефа и потеря симметрии в уровне кривой еще более увеличиваются при дальнейшем возрастании скорости движения источника или при измельчении масштаба профиля неровности полотна (повышении мелкомасштабности).

Представляет интерес вопрос: как отразится на характере двумерного рельефа присутствие слоистости и появление зависимости от частоты у фазовой скорости. С этой целью с помощью формулы (5) построен рельеф  $G3$ , в частности, при  $\alpha = 0.4$ , когда имитируется возбуждение источником фундаментальной моды поверхностной волны в полупространстве с единственным покрывающим слоем, в котором имеет место резкий перепад упругих параметров относительно подстилающей среды. На рис.5,а-г представлена спектральная плотность мощности сейсмического сигнала в виде

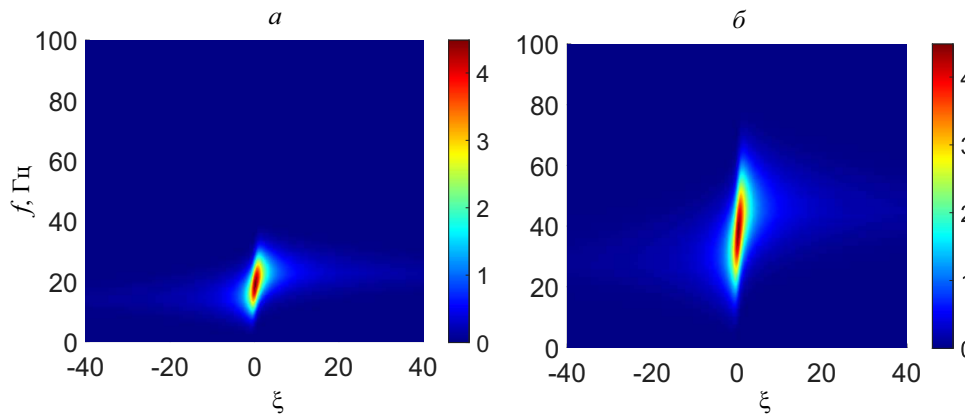


Рис. 3: Рельеф спектральной плотности мощности сейсмического сигнала  $G3$ . Неровности с крупным масштабом,  $\alpha = 0$

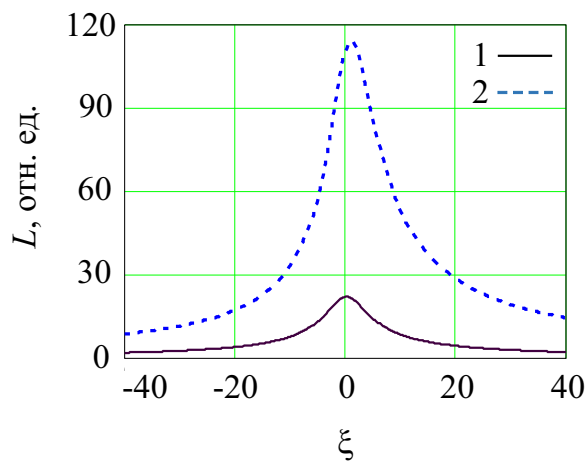


Рис. 4: Зависимость интегрального уровня сейсмического сигнала  $L3$  от текущей координаты  $\xi$ : 1 —  $\gamma_0 = 0.05$ , 2 —  $\gamma_0 = 0.2$

рельефов при различных значениях скорости источника, при разных масштабах неровности полотна и при наличии волновой дисперсии, вызванной простейшим видом слоистости среды. Во всех рассмотренных случаях изгиб в области максимума двумерного распределения спектральной плотности (а также скачек центральной частоты) становится еще большим и резким по сравнению со случаем волнового возбуждения при движении источника по границе однородного полупространства.

Подобно зависимости уровня от координаты  $\xi$ , демонстрируемой на рис. 4, аналогичная зависимость на рис. 6 соответствует движению при повышенной скорости ( $\gamma_0 = 0.25$ ). Следует отметить важную особенность, показывающую принципиальное отличие в характере изменения уровня сигнала, проявляющуюся при указанной скорости движения по трассе с маломасштабными неровностями полотна ( $\Lambda \leq 0.8$ ) при наличии ощутимого перепада упругих параметров в покрывающем слое  $\alpha = 0.4$ . Из рассмотрения кривых 1 ( $\alpha = 0.4$ ) — слоистая структура и 2 ( $\alpha = 0$ ) — одно-

родная структура, отличающихся видом среды, нетрудно видеть, что в первом случае уровень сигнала ниже при подходе к траверзу, чем при удалении. Во втором имеет место обратное соотношение, относительно наблюдаемого в случае однородной структуры. Отмеченная несимметрия, отличающаяся по виду от ранее описанной, характерной для среды с однородной структурой, позволит построить алгоритм диагностики перепада упругих параметров в слое и подложке и будет надежным информативным признаком резкой слоистости, используемым при профилировании трассы.

Следовательно опираясь на полученные данные, показывающие существенное влияние волновой дисперсии, проявляющейся в резком частотном изгибе рельефа спектральной плотности принятого сигнала и противоположной по знаку резкой смены уровня сигнала при проходе линии траверза, можно прийти к заключению о целесообразности использования указанных особенностей в качестве диагностического признака присутствия подповерхностной границы раздела слой-полупространство. Таким образом, очевидна необходимость в получении набора двумерных рельефов для последовательности точек регистрации на некотором обследуемом участке трассы, что позволит выполнить профилирование на этом участке. Сдвиг центральной частоты в максимуме рельефа спектральной плотности и смена в характере изменения уровня, возникающие при прохождении источником линии траверза, следует использовать для оценки перепада упругих параметров среды на границе раздела и глубины ее залегания. Необходимы калибровки опорных (реперных) значений в диагностических признаках, поскольку они зависят от скорости движения источника по трассе и среднего масштаба неровностей на полотне. Аналогичные рельефы в случае протяженного по пространству движущегося источника также могут найти применение. Повышению эффективности диагностики будет способствовать использование для регистрации сейсмических сигналов развитой приемной антенны вместо единственного датчика, предполагаемого в настоящем рассмотрении.

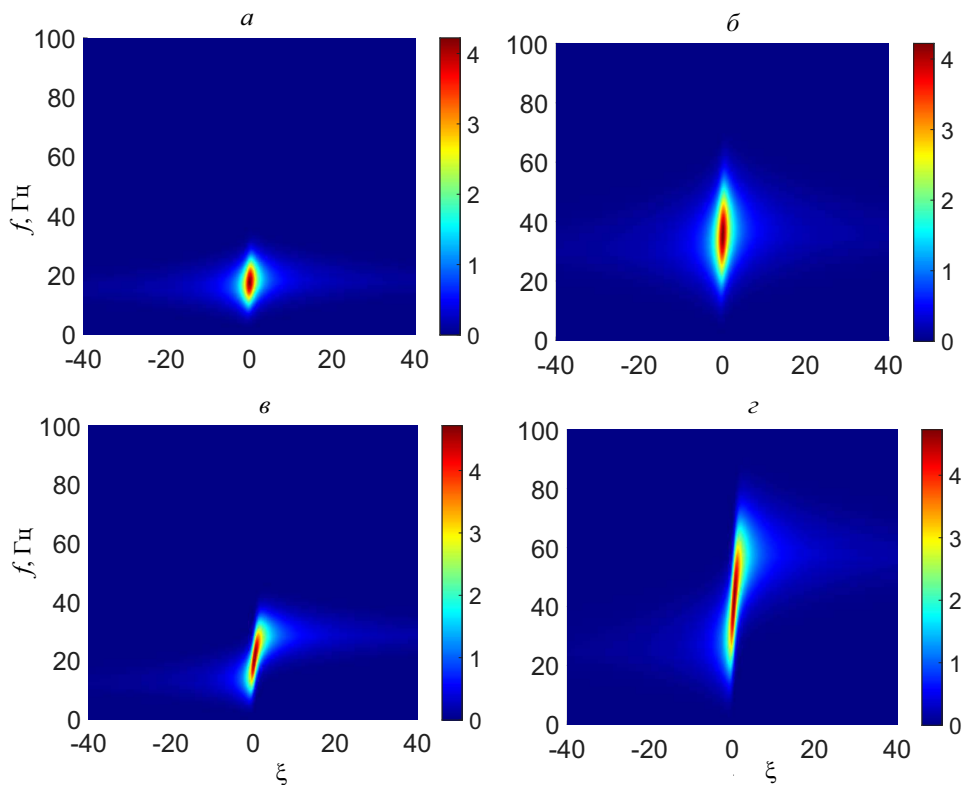


Рис. 5: Рельеф спектральной плотности мощности сейсмического сигнала  $G3$ . Неровности обоих масштабов.  $\alpha = 0.4, \Omega = 1$  Гц.  $a - \gamma_0 = 0.05, \Lambda = 0.625$  м,  $\nu = 4$  Гц,  $б - \gamma_0 = 0.05, \Lambda = 0.312$  м,  $\nu = 8$  Гц,  $в - \gamma_0 = 0.25, \Lambda = 3$  м,  $\nu = 4$  Гц,  $г - \gamma_0 = 0.25, \Lambda = 1.5$  м,  $\nu = 8$  Гц

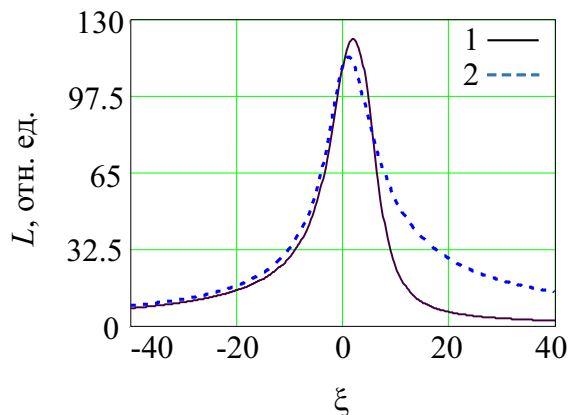


Рис. 6: Зависимость интегрального уровня сейсмического сигнала  $L3$  от текущей координаты  $\xi$  для сред со слоистой и однородной структурой  $\gamma_0 = 0.25, \Lambda = 0.8, 1 - \alpha = 0.4, 2 - \alpha = 0$ .

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Моделируется текущий спектр и уровень сейсмического сигнала, создаваемого источником колебаний,

движущимся по трассе с различной скоростью при различных масштабах неровностей, при регистрации приемником, установленным на поверхности вблизи трассы движения, для чего предложены аппроксимации спектральной плотности мощности сейсмического сигнала. Спектральная плотность мощности демонстрируется в виде двумерного рельефа на плоскости: безразмерная координата – частота. Результаты моделирования показывают принципиальную возможность контроля скорости и направления движения источника с учетом резкого изгиба и сдвига центральной частоты в максимуме двумерного рельефа текущей спектральной плотности мощности и смены характера кривой изменения уровня. Регистрация двумерного рельефа сейсмического сигнала движущегося источника в точках, последовательно установленных вдоль трассы, позволит выполнить сейсмическое профилирование и реконструировать глубинную структуру верхней части осадочной толщи под магистралью. Возможно диагностирование карстовых провалов, каверн, брекчий и промин, образующихся под полотном трассы и угрожающих безаварийности транспортного движения.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИПФ РАН (проект 0035-2019-0019).

- [1] *Первунинских В. А., Лебедев Л. Е., Иванов В. Э., Прыщак А. В., Москалянов Е. В., Егоров А. Н., Савельева И. В.* // Сейсмическое устройство обнаружения движущихся объектов. Патент РФ № 2306611 С1, год публикации 2007.
- [2] *Морозов Ю. В., Райфельд М. А., Спектор А. А.* // Автометрия. 2018. **54**, № 3, С. 32.
- [3] *Богомолов А. Н., Катасонов М. В., Лескин А. И.* // Влияние вибрационного воздействия при проезде транспортных средств искусственных неоднородностей на прилегающую территорию. Волгоградский государственный архитектурно-строительный университет. 2016. № 1, 13, С. 97.
- [4] *Алямкин С. А.* Классификация объектов в системе обнаружения с учетом параметров их движения. Диссертация на соискание уч. ст. к.т.н. Новосибирск, 2014.
- [5] *Дудкин В. А.* Модель среднего уровня сейсмического сигнала проезжающего автомобиля. Сб. статей «Проблемы автоматизации и управления в технических системах». г. Пенза, 23-25 апр. 2013. С. 430.
- [6] *Ертулов Д. А., Пшедромирский А. В.* Обоснование построения сейсмического пеленгатора наземных целей. Сборник трудов конференции «Радиотехника, электроника и связь» («РЭИС 2011»). Омск, 05-08 июля 2011. С.191.
- [7] *Антоновская Г. Н.* Сейсмический мониторинг состояния антропогенных объектов и территорий их размещения, включая крайний север. Архангельск-2018. Диссертация на соискание уч. ст. д.т.н. по специальности 25.00.10. Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых.
- [8] *Павленко О. В.* // ДАН. ГЕОФИЗИКА. 2007. **417**, № 1. С. 94.
- [9] *Калинчук В. В., Белянкова Т. И., Шмидт Г., Тосецки А.* // Вестник южного научного центра РАН. МЕХАНИКА. 2005. **1**, № 1. С. 3.
- [10] *Хачатуров А. А., Афанасьев В. Л., Васильев В. С.* Динамика системы дорога-шина-автомобиль-водитель. М.: Машиностроение, 1976.
- [11] *Черных Е. Н., Табулевич В. Н.* Определение местоположения виброисточников амплитудным методом. Институт земной коры СО РАН. Иркутск, 2009.
- [12] *Заславский Ю. М., Заславский В. Ю., Соков А. М.* // Ученые записки физ. ф-та Моск. ун-та. 2017. № 5. 1751405.
- [13] *Заславский Ю. М., Заславский В. Ю.* // Вестник научно-технического развития. 2016. № 10 (110). С. 11.
- [14] *Заславский Ю. М.* // Расчет упругих волновых полей, излучаемых быстро движущимся виброисточником. Процессы в геосредах. 2016. № 8. С. 29.
- [15] *Заславский Ю. М., Заславский В. Ю.* // Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. 2013. № 5-1. С. 74.
- [16] *Заславский Ю. М., Заславский В. Ю.* // Международный научно-исследовательский журнал. 2013. № 1-1(8). С. 7.
- [17] *Заславский Ю. М.* // Акустический журнал. 1988. **34**. С. 536.

## On the analysis of spectral characteristics of seismic signals of moving sources

Yu. M. Zaslavsky<sup>1,a</sup>, V. Yu. Zaslavsky<sup>1,2,b</sup>

<sup>1</sup>Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod, 603950, Russia

<sup>2</sup>Nizhny Novgorod State University (N. I. Lobachevsky)

Nizhny Novgorod, 603950, Russia

E-mail: <sup>a</sup>zaslav@appl.sci-nnov.ru, <sup>b</sup>zas-vladislav@appl.sci-nnov.ru

Theoretically, the current spectra of seismic signals generated by a moving source and recorded by a sensor mounted on the ground surface near the track are analyzed. A two-dimensional representation of the signal power spectral density is used as a function of two arguments: source coordinate - frequency. The illustrations demonstrate the reliefs corresponding to the two-dimensional representation of the spectral characteristics of the seismic signal recorded at different speeds of the source. The features of the signal level change curve during source and terrain movement in a two-dimensional representation of the current spectrum are discussed depending on the ratio of sedimentary stratum parameters: the upper layer and the underlying half-space. The possibility of estimating the speed and determining the direction of source motion based on registration by a single receiver is shown.

PACS: 43.40.Le

*Keywords:* seismic signal, power spectral density, moving source, sedimentary stratum, remote sensing, remote speed control.

*Received 03 April 2020.*

### Сведения об авторах

1. Заславский Юрий Михайлович — доктор физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник; e-mail: zaslav@appl.sci-nnov.ru.

2. Заславский Владислав Юрьевич — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; e-mail: zas-vladislav@appl.sci-nnov.ru.