

УДК 550.348:551.515.3

ЭФФЕКТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ СМЕРЧЕЙ С ПОВЕРХНОСТЬЮ ЗЕМЛИ

© 2004 г. Л. Х. Ингель

Представлено академиком Г.С. Голицыным 06.10.2003 г.

Поступило 07.10.2003 г.

В последнее время в ряде работ рассмотрены возможности генерации сейсмических волн заметной интенсивности при проявлениях торнадо (смерчей). Сейсмические сигналы в принципе могут быть использованы для дистанционной регистрации торнадо. Реализация такой идеи могла бы расширить возможности прогноза этих опасных явлений. Сообщается о ряде случаев регистрации таких сигналов; обсуждаются возможные механизмы их генерации [1–5]. Предварительные оценки показывают, что некоторые из предложенных механизмов в принципе способны обеспечить интенсивность сигналов, достаточную для их дистанционной регистрации современными сейсмическими приборами (правда, весьма остро стоит вопрос о выделении сигналов от удаленных торнадо на фоне помех, связанных, в частности, с более близкими к сейсмостанции атмосферными процессами). Значительно труднее объяснить колебания почвы такой амплитуды, что они, по свидетельствам очевидцев, непосредственно ощущаются на расстоянии одного или даже нескольких километров от торнадо [2, 3]. В настоящей работе рассмотрен механизм генерации сейсмических сигналов, на который ранее не обращалось внимания, – колебания давления в смерче, связанные с процессами циклострофического приспособления полей давления и скорости. Оценки показывают, что этот механизм в некотором диапазоне частот, видимо, может быть значительно эффективнее обсуждаемых ранее.

Согласно современным моделям торнадо, в основе динамики этих вихрей лежит циклострофический баланс:

$$\frac{V^2}{r} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r}. \quad (1)$$

Здесь r – радиальная координата, p – давление, V – абсолютная величина тангенциальной скорости, ρ_a – средняя плотность воздуха. Из (1) следует

$$V = \sqrt{\frac{r}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r}} \sim \sqrt{\frac{\Delta p}{\rho_a}}, \quad (2)$$

где Δp – дефицит давления в торнадо; последнее (приближенное) равенство получено заменой производной отношением конечных разностей. Равенство (1) подразумевает осевую симметрию (обычное допущение, принимаемое в моделях), но последнее равенство содержит приближенное соотношение между характерной горизонтальной скоростью и дефицитом давления, справедливое, по всей видимости, и при существенных отклонениях от осевой симметрии.

При нарушении баланса (1) начинается процесс взаимного приспособления полей давления и скорости, который приводит к новому состоянию циклострофического равновесия. Этот процесс можно назвать циклострофической адаптацией; он в ряде отношений аналогичен классической геострофической адаптации, для которой характерны затухающие колебания упомянутых полей [6]. Но в данном случае речь идет о больших скоростях ветра, так что наибольший интерес представляют нелинейные режимы (важные результаты в этой области получены в последние годы М.В. Калашником и П.Н. Свирикуновым [7, 8]). В классической теории геострофической адаптации характерное время процесса (в частности, период колебаний полей давления и скорости) – маятниковые сутки. В настоящем случае планетарное вращение не играет существенной роли; аналогом параметра Кориолиса является удвоенная циклическая частота вращения торнадо.

Есть основания предполагать, что для динамики торнадо характерны сильные флуктуации пространственных масштабов, сравнимых с размерами самого смерча. Согласно официальным метеоданным, даже класс интенсивности торнадо нередко достаточно быстро меняется. В настоящее время доступны многочисленные материалы с видеоза-

писями проявлений торнадо, где видно, что эти вихри сильно флуктуируют. Это нетрудно объяснить – флуктуации способствуют большие сдвиги скорости ветра в центре вихря, что приводит к возникновению сильных флуктуаций скорости и направления ветра. Наличие сильных флуктуаций означает, что циклострофический баланс в вихре, видимо, систематически нарушается, вследствие чего в торнадо постоянно происходят колебания давления и скорости, характерные для процессов циклострофической адаптации этих полей. Если вышеизложенное верно, то подстилающая поверхность на всей площади соприкосновения с ней вихря подвергается воздействиям колебаний давления, амплитуда которых p' , возможно, по порядку величины сравнима с дефицитом давления в торнадо Δp , а циклическая частота f порядка удвоенной циклической частоты вращения ω .

Сделаем оценку. Важнейшие характеристики интенсивности торнадо – максимальная скорость ветра V (или дефицит давления Δp) и эффективный радиус R . Если принять $\Delta p = 100$ мб [9], то из (2) $V \sim 100$ м/с, что действительно характерно для достаточно интенсивных торнадо. Пусть радиус такого вихря R порядка 200 м. Тогда период вращения $T = 2\pi R/V \approx 12$ с, период колебаний при взаимной адаптации полей давления и скорости – 6 с, соответствующая циклическая частота $f \approx 1$ с⁻¹. В одном из приведенных в [2, 3] свидетельств очевидцев указана примерная частота колебаний почвы в окрестности торнадо – порядка 0.1 Гц, что согласуется с приведенной выше ориентировочной оценкой частоты колебаний поля давления в торнадо.

Амплитуда колебаний силы, действующей на почву, $F = p'S$, где $S = \pi R^2$ – площадь соприкосновения вихря с подстилающей поверхностью. Если допустить, что $p' \sim \Delta p$, то для приведенной выше оценки F порядка 10^9 Н. Для сравнения напомним, что весьма эффективным генератором сейсмических волн является сейсмодвижитель с амплитудой силы 100 т [10] – в 1000 раз меньше! Сейсмические волны, генерируемые таким вибратором, уверенно регистрируются на расстоянии 50 км. Более того, даже акустические волны от этого источника на том же расстоянии 50 км воздействуют на почву с такой интенсивностью, что генерируют регистрируемые сейсмические сигналы [10].

Амплитуды рассматриваемых сейсмических волн можно оценить из решения задачи Лэмба для полупространства [11, 12]. Можно также воспользоваться аналогичными расчетами для сейсмодвижителей (см., например, сборник, содержащий работу [13]). Но для наиболее интересных предельных случаев (вблизи от источника колебаний и вдали от него) оценки можно получить, и не анализируя громоздкие интегралы.

Поперечная деформация поверхности, вызванная действием нормальной к ней локализованной стационарной силы F , выражается соотношением [14]

$$u = \frac{(1 - \sigma^2)F}{\pi E r}, \quad (3)$$

где σ – коэффициент Пуассона. Этой формулой можно пользоваться и в квазистационарном случае – в ближней зоне, на горизонтальных расстояниях, много больших размеров источника колебаний (радиуса торнадо), но много меньших длины сейсмической волны λ . Последняя при скорости волн $c = 10^3$ м/с в рассмотренном примере составляет 6 км. Свидетельства очевидцев чаще всего относятся к расстояниям, не превышающим 1–2 км, т.е. к упомянутой ближней зоне, анализ решения в которой, тем самым, представляет значительный интерес. Пусть $E = 10^{10}$ Па; величина σ^2 обычно много меньше единицы, так что ею в (3) можно пренебречь. На расстоянии $r = 1$ км из (3) получаем для рассмотренного численного примера амплитуду вертикальной деформации поверхности $u \approx 40$ мкм. Амплитуда скорости вертикальных колебаний fu составляет ~ 40 мкм/с. Скорость вибраций, необходимая для того, чтобы они непосредственно воспринимались наблюдателями, по оценке [3], основанной на некоторых литературных данных, примерно в 6 раз больше – 0.25 мм/с. Таким образом, в рассмотренном примере колебания почвы, видимо, не будут ощущаться непосредственно. Но следует иметь в виду, что этот пример относится к далеко не самому интенсивному торнадо класса F3 по шкале Фудзиты [2, 3]. Уже переход к классу F4 (к таким торнадо, кстати, относится большинство свидетельств [3]) в такой степени меняет параметры (особенно размеры торнадо), что становится принципиально возможным непосредственное ощущение колебаний. Следует иметь в виду, что амплитуда колебаний будет еще больше, если предполагать меньшую упругость почвы. Правда, уже в приведенной выше оценке значение параметра E принято относительно небольшим. Но свидетельства об ощущаемых колебаниях почвы получены лишь от малой доли очевидцев, так что, возможно, эти свидетельства относятся к каким-то особым условиям, например специфическим свойствам грунта.

Для оценки интенсивности сейсмических сигналов в волновой зоне можно воспользоваться результатами [13], где для мощности поверхностных волн, излучаемых сейсмодвижателем радиуса R , получено выражение

$$W \approx 0.822 \frac{F^2 f^2}{\pi r c^3}. \quad (4)$$

Таблица 1

Радиус вихря, м	Скорость ветра, м/с	Класс интенсивности	T , с	f , с ⁻¹	λ , км	u , мкм	$\frac{du}{dt}$, мкм/с
5	25	F0	1.2	5	2.4	$0.3 \cdot 10^{-3}$	$1.5 \cdot 10^{-3}$
15	40	F1	2.3	2.5	4.6	$0.5 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}
50	60	F2	5	1.2	10	0.1	0.1
150	80	F3	12	0.5	24	2	1
500	100	F4	30	0.2	60	6	1
1500	130	F5	73	0.1	145	100	10

Здесь ρ – плотность упругой среды, c – скорость распространения волны сжатия. Приведенное выражение относится к случаю нормального к поверхности “сосредоточенного” воздействия, когда $\frac{fR}{c} = \frac{2\pi R}{\lambda} \ll 1$. В случае торнадо, как упоминалось,

$$f = 2\omega = 2\frac{2\pi}{T} = 4\pi\left(\frac{2\pi R}{V}\right)^{-1} = \frac{2V}{R};$$

$$\frac{fR}{c} = 2\frac{V}{c},$$

где $\omega = 2\pi/T$. Иными словами, соотношение (4) справедливо в предположении, что скорость ветра много меньше скорости сейсмических волн.

С точностью до безразмерного множителя соотношение (4) справедливо и для других типов волн (сжатия и сдвига) [13]. Это соотношение можно выразить также через параметры торнадо: $F = p'S = \pi R^2 p'$, $f = \frac{2V}{R}$. Подставив последние равенства в (4), получим

$$W \sim \frac{4\pi p'^2 R^2 V^2}{\rho c^3}. \tag{6}$$

Если предполагать, что амплитуда колебаний давления $p' \sim \Delta p$, то, привлекая (2), получим

$$W \sim \frac{4\pi \rho_a^2 R^2 V^6}{\rho c^3}. \tag{7}$$

Зависимость мощности излучаемых сейсмических волн от интенсивности торнадо оказывается чрезвычайно сильной – пропорциональной шестой степени скорости ветра и квадрату радиуса вихря. При переходе от типичного торнадо класса F1 к классу F4 выражение (7) возрастает более чем на пять порядков.

Для оценки амплитуды сейсмических сигналов в волновой зоне воспользуемся формулой, связывающей

амплитуду смещения с мощностью источника поверхностных волн [15]:

$$W = 4\pi^3 \rho c^2 \exp(\alpha r) \frac{u^2}{(2\pi/f)}, \tag{8}$$

где α – коэффициент поглощения сейсмических волн. Ниже пренебрегаем поглощением, поскольку оно существенно только на достаточно больших расстояниях. Из (4)–(8) следует:

$$u = \frac{1}{\pi c} \sqrt{\frac{W}{2\rho f r}} \sim \frac{F}{\rho} \left(\frac{f}{2\pi^3 r c^5}\right)^{1/2} \sim \frac{\rho_a}{\rho} \left(\frac{R^3 V^5}{\pi r c^5}\right)^{1/2},$$

$$\frac{du}{dt} \sim fu \sim \frac{F}{\rho} \left(\frac{f^3}{2\pi^3 r c^5}\right)^{1/2} \sim 2\frac{\rho_a}{\rho} \left(\frac{R V^7}{\pi r c^5}\right)^{1/2}.$$

Амплитуда наиболее сильно зависит от скорости ветра в торнадо и скорости сейсмических волн и быстро возрастает с ростом интенсивности торнадо. Для рассматриваемого численного примера ($V = 100$ м/с) при $\rho = 2.5 \cdot 10^3$ кг/м³ на расстоянии $r = 20$ км от торнадо имеем $u \sim 15$ мкм, $\frac{du}{dt} \sim 15$ мкм/с. Это – весьма интенсивный сейсмический сигнал. В табл. 1 приведены амплитуды деформаций и скорости деформаций поверхности Земли для торнадо различных интенсивностей в случае более твердого грунта ($c = 2 \cdot 10^3$ м/с) на расстоянии 20 км от торнадо*. Отметим, что для первых двух классов торнадо это расстояние соответствует волновой зоне, в то время как для классов F4 и F5 это – ближняя зона, где, согласно

$$(3) \text{ и } (2), u \approx \frac{\rho_a V^2 R^2}{Er}.$$

Более эффективные механизмы генерации сейсмических сигналов, связанных с торнадо, в рассматриваемом частотном диапазоне, видимо, в принципе невозможны, поскольку в данном меха-

* За исключением торнадо классов F2 и F3, для которых при данных значениях параметров область $r \sim 20$ км не охватывается рассматриваемыми здесь асимптотиками. Для них деформации и скорости деформаций в табл. 1 рассчитаны при $r = 4$ км – в ближней зоне.

низме практически вся доступная потенциальная энергия торнадо может участвовать в генерации когерентных сигналов. Для сравнения основной механизм, рассматриваемый в [2, 3], заведомо “слабее”, поскольку речь идет о “разрозненных” турбулентных пульсациях давления меньших пространственных масштабов, амплитуды которых, конечно, существенно меньше Δp . Для более уверенных выводов необходимы, прежде всего, дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования “крупномасштабных” колебаний давления в смерчах.

Автор признателен акад. Г.С. Голицыну, В.Д. Феофилактову и М.И. Ярошевичу за полезные обсуждения, а также д-ру С. Виттону (S.J. Witton), любезно предоставившему возможность ознакомиться с важной работой [3].

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-64117).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kisslinger C.* // J. Geophys. Res. 1960. V. 65. № 2. P. 721–728.
2. *Tatom F.B., Knupp K.R., Witton S.J.* // J. Appl. Meteorol. 1995. V. 34. № 2. P. 572–582.
3. *Tatom F.B., Witton S.J.* // Seism. Res. Lett. 2001. V. 72. № 1. P. 12–21.
4. *Ингель Л.Х., Феофилактов В.Д., Ярошевич М.И.* // ДАН. 2002. Т. 386. № 6. С. 813–817.
5. *Vincent R.K. et al.* // Bull. Seism. Soc. Amer. 2002. V. 92. № 6. P. 2352–2368.
6. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986. Т. 1. 396 с.
7. *Калашиник М.В., Свиркунов П.Н.* // Изв. РАН. ФАО. 1996. Т. 32. № 3. С. 402–409.
8. *Калашиник М.В.* // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 1–8.
9. Природные опасности России. Т. 5. Гидрометеорологические опасности / Под ред. Г.С. Голицына, А.А. Васильева. М.: Крук, 2001. 296 с.
10. *Гуляев В.Т., Кузнецов В.В., Плоткин В.В., Хомутов С.Ю.* // Изв. РАН. ФАО. 2001. Т. 37. № 3. С. 303–312.
11. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 519 с.
12. *Коган С.Я.* Сейсмическая энергия и методы ее определения. М.: Наука, 1975. 152 с.
13. *Гуцин В.В., Докучаев В.П., Заславский Ю.М., Колюхова Н.Д.* В сб.: Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 113–118.
14. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теория упругости. М.: Наука, 1965. 203 с.
15. *Саваренский Е.Ф.* Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 293 с.