

УДК 551.21+550.34

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ГРИФОНОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

© 2010 г. В. В. Ершов, А. В. Доманский, член-корреспондент РАН Б. В. Левин

Поступило 25.06.2010 г.

Грязевой вулканизм представляет собой достаточно широко распространенное геологическое явление, которое обусловлено процессами дефлюидизации Земли в разломных зонах земной коры. При его изучении традиционно рассматривается ряд проблем, имеющих важное практическое значение. К ним относятся, например, связь грязевого вулканизма с нефтегазоносностью, вклад грязевулканических газов в общий баланс парниковых газов в атмосфере, а также связь деятельности грязевых вулканов с сейсмичностью в регионе. В настоящей работе для описания изменения температуры водогрязевой смеси в грифонах грязевого вулкана предложена математическая модель, в основе которой лежит нестационарное уравнение переноса тепла. Выполнены модельные расчеты температурного режима для грифонов с разной скоростью движения водогрязевой смеси, сделано сопоставление модельных и натурных данных.

Считается, что состав и интенсивность поставки твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности грязевых вулканов изменяются во времени и находятся в тесной связи с сейсмотектоническими процессами, протекающими в земной коре [1–8]. Результаты мониторинговых наблюдений, проведенных нами на Южно-Сахалинском грязевом вулкане, показывают аномальные изменения в грифонной деятельности вулкана во время сейсмической активизации на юге о. Сахалин [9]. В частности, после Горнозаводского землетрясения 17 (18) августа 2006 г. и Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. в грифонах возникали положительные либо отрицательные аномалии температуры водогрязевой смеси на интервалах времени порядка нескольких суток.

Целью данной работы является адекватное математическое описание наблюдаемых закономерностей температурного режима грифонов грязевого вулкана. К настоящему времени разработано

несколько математических моделей грязевулканических процессов [10–14]. Однако эти модели в основном описывают или процесс подготовки извержения грязевого вулкана, или непосредственно сам процесс извержения, т.е. в них рассматривается движение значительных объемов жидкости или газа на большие расстояния. Моделей, которые описывали бы грифонную стадию деятельности грязевых вулканов, практически не существует.

В основе предлагаемой математической модели лежат следующие предположения. Пусть в результате гидроразрыва в приповерхностной части грязевого вулкана образуется трещина, которая служит подводным каналом грифона (рис. 1). По этому каналу с некоторой скоростью движется водогрязевая смесь, которая считается идеальной несжимаемой жидкостью. Считается также, что теплообмен между жидкостью в канале и окружающей средой происходит в основном на концах канала. На верхнем конце канала температура жидкости равна температуре окружающей среды и, соответственно, задается периодической функцией времени. На нижнем конце температура жидкости считается постоянной, что соответствует случаю залегания нижнего конца канала в поясе постоянных температур. Таким образом, изменения температуры водогрязевой смеси в канале можно описать одномерным нестационарным уравнением теплопроводности с конвективным слагаемым при соответствующих начально-краевых условиях, которые имеют следующий безразмерный вид:

$$\begin{aligned} T_t' &= T_{xx}'' - vT_x', \\ T(x, 0) &= T_0, \quad T(0, t) = T_0, \\ T(1, t) &= T_m \cos(\omega t - \varphi_0), \end{aligned} \quad (1)$$

где $x = \frac{x^*}{L}$, $t = \frac{at^*}{L^2}$, $v = \frac{v^*L}{a}$, $\omega = \frac{\omega^*L^2}{a}$. Здесь x , t ,

v и ω — безразмерные координата, время, скорость движения водогрязевой смеси в канале и циклическая частота периодических колебаний темпе-

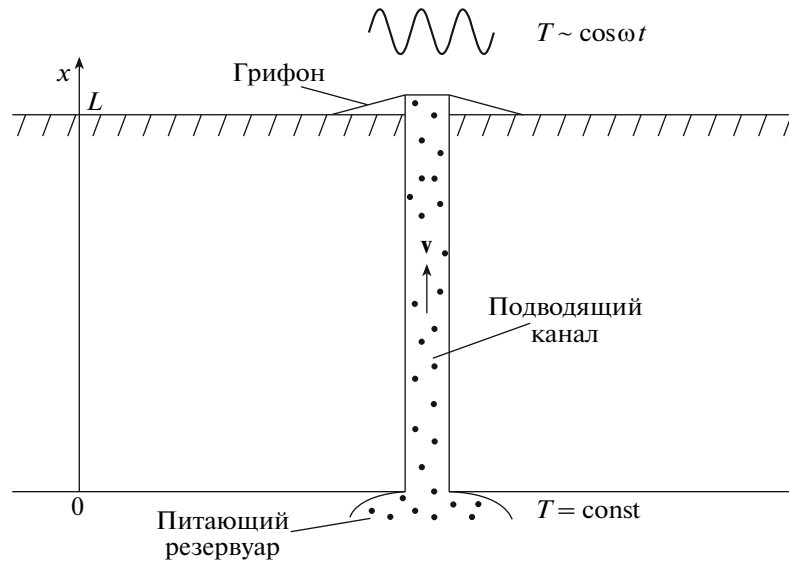


Рис. 1. Схематический разрез приповерхностной части грязевого вулкана.

ратуры воздуха, x^* , t^* , v^* и ω^* — соответствующие им размерные величины, a — коэффициент теплопроводности водогрязевой смеси, L — длина канала, T_0 — температура водогрязевой смеси на глубине залегания пояса постоянных температур, T_m — амплитуда периодических колебаний температуры воздуха, φ_0 — начальная фаза колебаний.

Методом разделения переменных было получено аналитическое решение начально-краевой задачи (1), которое в силу своей громоздкости здесь не приводится. Это решение использовалось для тестирования результатов численных расчетов задачи (1), которые получены на основе метода конечных разностей. Для расчетов по этому методу использовалась неявная разностная схема с центральной аппроксимацией младшей производной в уравнении (1). Решение полученной конечно-разностной задачи было выполнено методом трехточечной прогонки. Посредством сопоставления численного и аналитического решений выбраны оптимальные значения шагов по координате и времени: $h = 10^{-3}$, $\tau = 4.5 \cdot 10^{-7}$. Параметры считались оптимальными, если расхождение между численным и аналитическим решениями составляло не более 0.05°C .

Значения физических величин в рассматриваемой модели принимались следующими: $L = 20$ м, $a = 10^{-6}$ м²/с, $T_0 = 4^\circ\text{C}$. Пределы изменения безразмерной скорости v оценивались по данным натурных наблюдений за дебитом водогрязевой смеси для грифонов с различной степенью активности и составили диапазон от 0 до 400. Главные максимумы спектральной плотности колебаний температуры воздуха приходятся на гармоники с

частотами 1 год^{-1} и 1 сут^{-1} , поэтому остальные гармоники можно считать пренебрежимо малыми. На основе этого температура на верхнем конце канала задавалась суперпозицией годовых и суточных колебаний температуры воздуха. Тогда решение для этого случая соответствует суперпозиции решений задач типа (1). Амплитуды годовых и суточных колебаний считались равными 20° и 10°C соответственно. Начальные фазы этих колебаний считались равными нулю.

При натуральных наблюдениях измерялась средняя температура водогрязевой смеси в верхней части канала (до глубины около 0.2 м) с частотой один раз в сутки. Соответственно, при модельных расчетах для каждого момента времени нами вычислялась величина $\langle T \rangle$, определяемая как

$$\langle T \rangle = \frac{1}{s-1} \left(\frac{T_1}{2} + \frac{T_s}{2} + \sum_{i=2}^{s-1} T_i \right),$$

где T_i — расчетные значения температуры с шагом 0.02 м до глубины 0.2 м, что соответствует значениям $h = 10^{-3}$ и $s = 11$. Для адекватного сравнения с натурными данными значения $\langle T \rangle$ брали через интервал времени, равный одним суткам. Также для корректной верификации модели по методу наименьших квадратов выполнялась аппроксимация кривыми $f(t)$ данных натурных наблюдений за температурами воздуха и водогрязевой смеси в грифонах.

Сопоставление натуральных и модельных данных показывает, что рассматриваемая модель (1) описывает основные наблюдаемые закономерности температурного режима грифонов Южно-Саха-

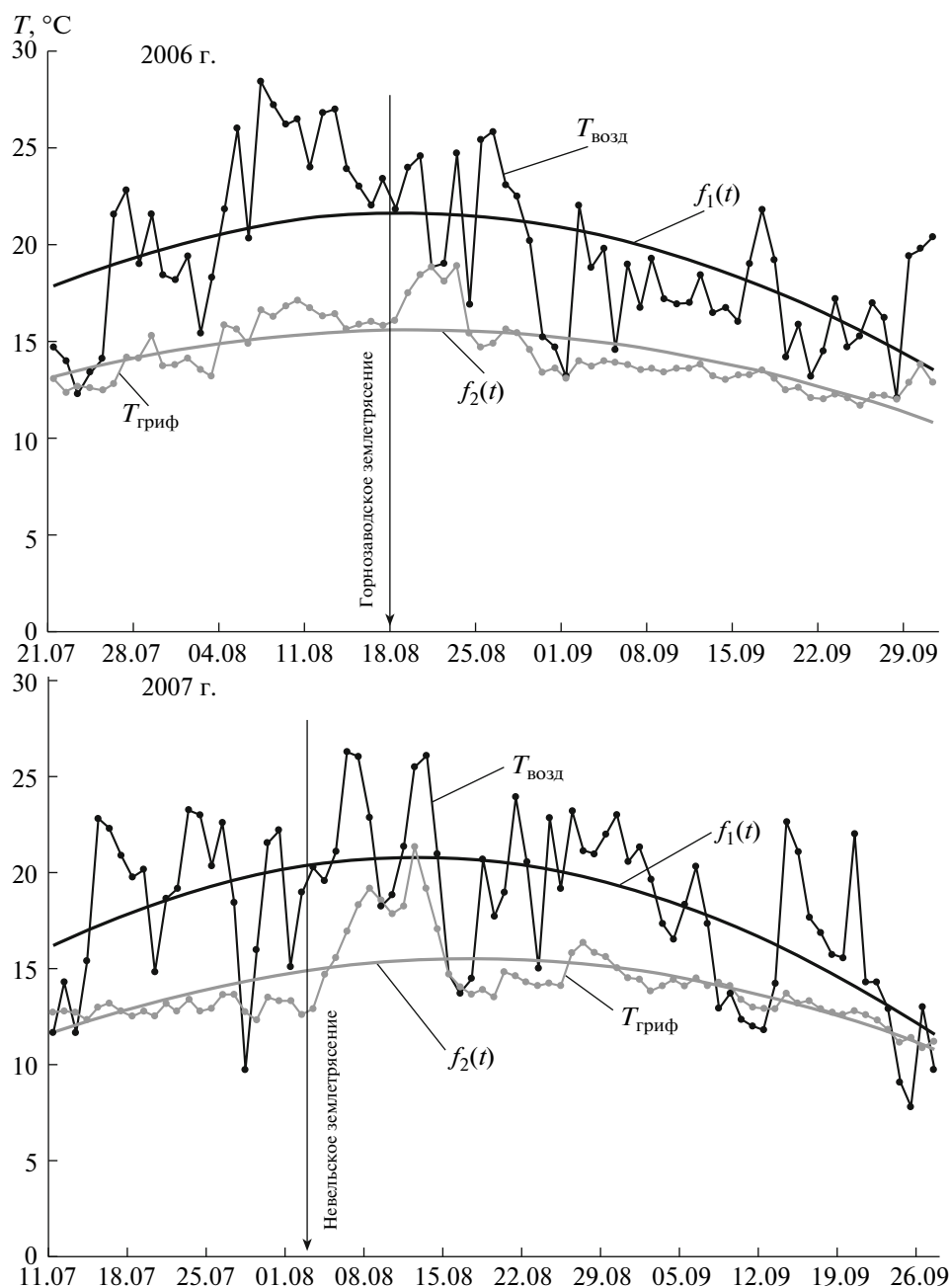


Рис. 2. Натурные изменения температуры воздуха ($T_{\text{возд}}$), температуры водогрязевой смеси ($T_{\text{гриф}}$) и аппроксимирующие их кривые.

линского грязевого вулкана. Модельные расчеты показывают, что для летнего периода наблюдений в активных грифонах значения температуры водогрязевой смеси будут ниже, чем в пассивных грифонах. Из расчетов следует также, что для активных грифонов диапазон вариаций температуры водогрязевой смеси будет меньше, чем для пассивных грифонов. Эти результаты находятся в хорошем соответствии с данными натурных наблюдений [15].

Между температурой водогрязевой смеси и температурой окружающего воздуха существует тесная линейная корреляционная связь, которая нарушалась после Горнозаводского и Невельского землетрясений [9]. После этих землетрясений в грифонах возникали положительные (рис. 2) или отрицательные аномалии температуры водогрязевой смеси. Из наблюдений известно также, что водогрязевая смесь в активных грифонах после землетрясений ста-

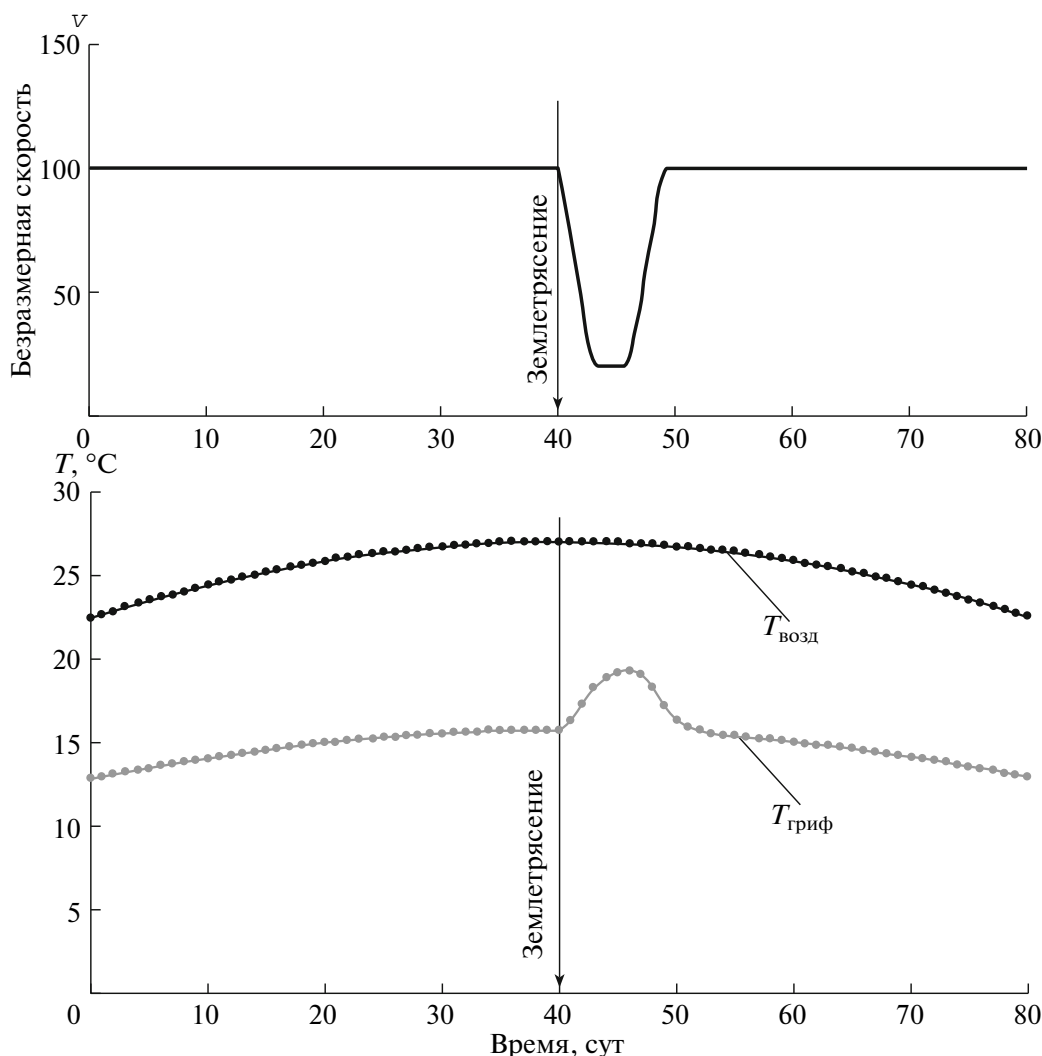


Рис. 3. Расчетные изменения скорости движения водогрязевой смеси, температуры воздуха и температуры водогрязевой смеси.

новится более густой. Существенное увеличение вязкости и плотности водогрязевой смеси приводит к уменьшению дебита водогрязевой смеси в грифонах. Задавая при модельных расчетах вариации скорости движения водогрязевой смеси в подводящем канале грифона, получим аномальные изменения температуры водогрязевой смеси в грифоне. Увеличение скорости движения приводит к появлению отрицательных аномалий температуры водогрязевой смеси, а уменьшение скорости — к появлению положительных аномалий.

Предположим, что положительная аномалия температуры водогрязевой смеси могла быть вызвана дополнительным притоком к земной поверхности после землетрясения глубинных (и, соответственно, более горячих) геофлюидов. В рамках нашей модели этому случаю соответствует увеличение температуры на нижнем конце канала

(в питающем резервуаре). Задавая при модельных расчетах такое увеличение, получим, что формирование положительных аномалий температуры водогрязевой смеси происходит со значительным запаздыванием после землетрясения (рис. 4). Этот результат противоречит натурным данным. Отметим также, что изотопный состав углерода метана в составе свободных газов, выделяющихся в грифонах, до и после землетрясения является практически одинаковым. Стабильность изотопного состава означает, что возможный приток глубинных геофлюидов после землетрясения можно считать несущественным. Следовательно, приток глубинных геофлюидов не может считаться основной причиной аномальных изменений температуры водогрязевой смеси в грифонах.

Таким образом, предлагаемая нами математическая модель описывает динамику температур-

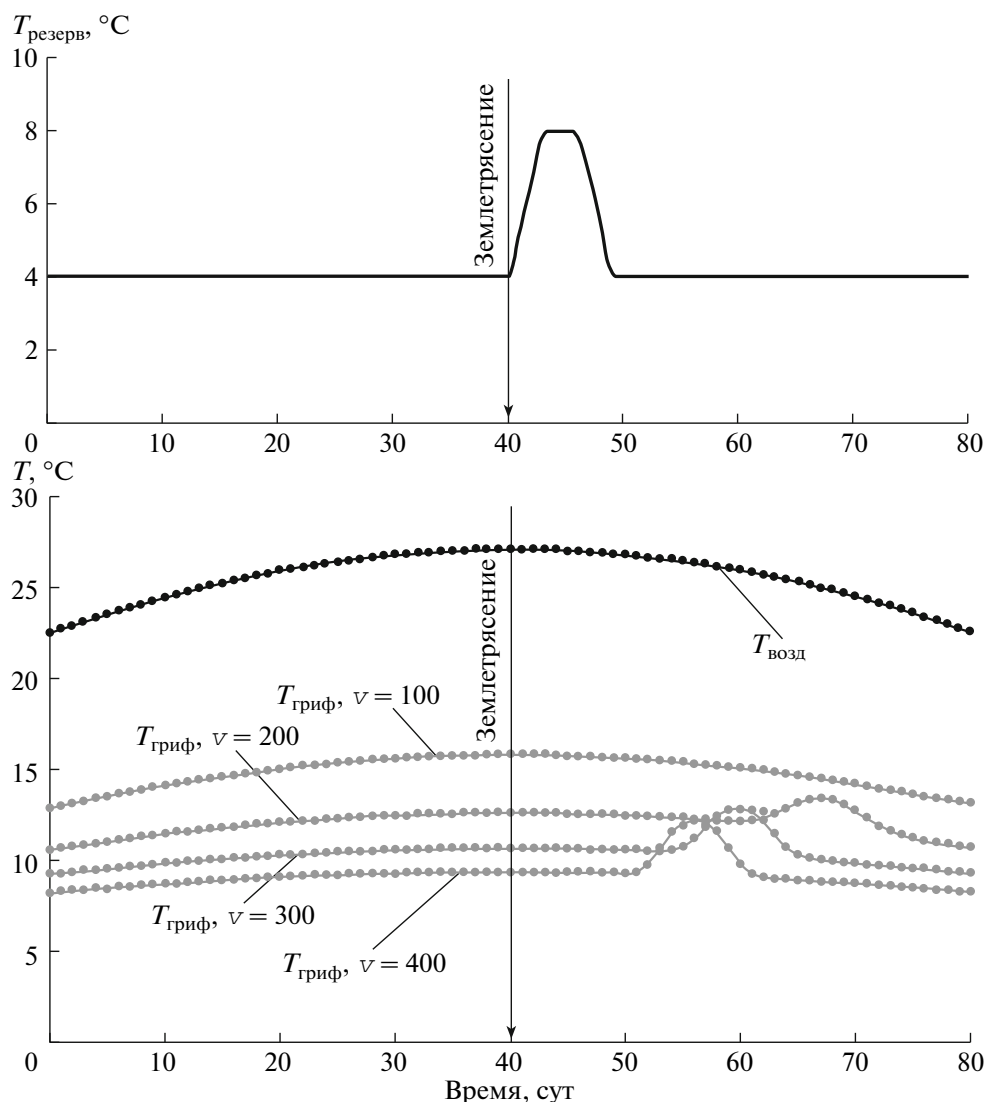


Рис. 4. Расчетные изменения температуры на нижнем конце канала ($T_{\text{резерв}}$), температуры воздуха и температуры водогрязевой смеси для грифонов с разной скоростью движения смеси.

ного режима грифонов грязевого вулкана и позволяет объяснить основные наблюдаемые закономерности температурного режима грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Основным параметром, определяющим различия температурного режима для разных грифонов, является скорость движения водогрязевой смеси в подводящем канале грифонов. Аномальные изменения температуры водогрязевой смеси в грифонах, возникающие после сильных сейсмических событий в регионе, обусловлены вариациями скорости движения водогрязевой смеси.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, грант 10–III–В–08–222.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 204 с.
2. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А. и др. // ДАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 223–228.
3. Martinelli G., Dadomo A. Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity. Proc. NATO Advanced Research Workshop. Baku, 20–22 May, 2003. Dordrecht: Springer, 2005. P. 187–199.
4. Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е. и др. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2005. 225 с.
5. Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al. // Pure Appl. Geophys. 2006. V. 163. P. 693–709.

6. *Mellors R., Kilb D., Aliyev A. et al.* // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112.
7. *Мельников О.А., Еришов В.В., Ким Чун Ун, Сен Рак Се* // *Тихоокеан. геология.* 2008. Т. 27. № 5. С. 25–41.
8. *Vonini M.* // *Tectonophysics.* 2009. V. 474. P. 723–735.
9. *Еришов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В.* // *ДАН.* 2008. Т. 423. № 4. С. 533–537.
10. *Горкун В.Н., Сырык И.М.* // *Геология и геофизика.* 1967. № 2. С. 30–42.
11. *Каракин А.В., Каракин С.А.* // *ДАН.* 2000. Т. 374. № 5. С. 684–687.
12. *Murton V.J., Biggs J.* // *Mar. Geol.* 2003. V. 195. P. 223–236.
13. *Доманский А.В., Еришов В.В., Левин Б.В.* // *ДАН.* 2009. Т. 424. № 1. С. 107–110.
14. *Zoporowski A., Miller S.A.* // *Mar. and Petrol. Geol.* 2009. V. 26. P. 1879–1887.
15. *Еришов В.В.* *Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз. Сб. материалов II (XX) Сахалинской молодежной школы. Южно-Сахалинск, 4–10 июня 2007 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. С. 268–284.*