

УДК 551.21

СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЙОНЕ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА КАМЧАТКЕ

© 2003 г. И. А. Гарагаш, Н. Б. Пивоварова, Л. Б. Славина, В. И. Левина

Представлено академиком В.Н. Страховым 03.07.2002 г.

Поступило 16.09.2002 г.

В 1996 г. в Карымском вулканическом центре на Камчатке произошло исключительно редкое и важное природное явление. Одновременно началось извержение Карымского вулкана и извержение в кальдере Академии Наук в 6 км к югу от него, вулканическая деятельность в которой прекратилась 28 тыс. лет назад. Эти явления предварялись и сопровождалась мощными сейсмическими роями с сильным $M = 6.9$ землетрясением. Большое количество сейсмических событий позволило рассчитать трехмерную скоростную модель региона по P - и S -волнам, что в свою очередь послужило основой для восстановления поля напряжений.

Скоростная модель рассчитана от 0 до 60 км по глубине на площади 50×50 км. Поле скоростей неоднородно, наблюдаются значимые изменения по площади, по глубине, а также во времени. Авторы связывают обнаруженные закономерности с особенностями строения и состояния среды и изменениями, произошедшими в ней в результате вулканической деятельности. Установлены области промежуточных магматических питающих очагов, обнаружены значимые различия поля скоростей во времени, отражающие особенности развития вулканического и сейсмического процессов.

1 января 1996 г. после сильного ($M = 6.9$) землетрясения началось необычное извержение в районе Карымской вулканической группы на Камчатке. Вулканическая активность проявилась не только на самом вулкане Карымский, но также и на севере Карымского озера в кальдере Академии Наук, которая образовалась 28–48 тыс. лет

назад [1]. Предыдущие извержения происходили в голоценовое время и приурочены были к тому же магмопроводящему разлому субмеридионального простирания, который проходит через вулканы Двор, Карымский, конус Лагерный, оз. Карымское, кальдера Академии Наук. По составу извержение 1996 г. отвечает базальтам, т.е. это четвертый импульс подачи базальтового материала по тому же магмопроводящему разлому [2]. Вулканические события предварялись и сопровождалась мощными роями землетрясений. Большое количество сейсмических событий позволило нам применить разработанную ранее методику расчета трехмерных скоростных моделей [3, 4], в которой используются разности времен пробега от близких локальных землетрясений.

В основу рассматриваемой методики расчета скорости продольных и поперечных волн в трехмерной среде положен принцип взаимности сейсмических волновых полей. Использование этого принципа позволяет рассматривать множество времен первых вступлений сейсмической волны от достаточно слабых землетрясений на некоторой сейсмической станции как времена пробега обратной волны от этой сейсмической станции до различных точек трехмерного пространства.

Пусть $M_j(x_j, y_j, z_j)$ – сейсмическая станция, $M_0(x_0, y_0, z_0)$ – некоторая точка, очаг землетрясения, t_{0j} – время пробега сейсмической волны от очага M_0 до j -й станции.

Рассмотрим уравнение фронта обратной волны, проходящей через точку $M_0 - T_j(x, y, z) = t_{0j}$. На основе принципа минимакса эта функция удовлетворяет уравнению эйконала:

$$\left(\frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{V_j^2(x, y, z)}.$$

Объединенный институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва
Комплексная сейсмологическая экспедиция
Геофизической службы
Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский

Таблица 1. Количество лучей очаг–станция (первое число) и количество очагов (второе число)

Глубина, км	1 января 1996 г.	2 января 1996 г.	3 января–20 февраля 1996 г.
0–5	24/14	106/38	110/39
5–15	21/13	331/111	671/167
15–35	186/73	245/87	484/137
35–70	220/69	119/51	41/20

Если ввести обозначения частных производных функции $T_j(x, y, z)$, то получим важное соотношение:

$$V_j = \frac{1}{\sqrt{A_j^2 + B_j^2 + C_j^2}},$$

$$A_j = \frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial x}, \quad B_j = \frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial y},$$

$$C_j = \frac{\partial T_j(x, y, z)}{\partial z}.$$

Здесь V_j – скорость перемещения фронта в направлении j -й станции.

Фронт сейсмической волны восстанавливается по экспериментальным данным в некоторой области G , линейные размеры которой малы по сравнению с расстоянием до станции M_0 , $G = \{M(x, y, z): R_{\min}^2 \leq (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2 \leq R_{\max}^2\}$. Размеры области G должны быть такими, чтобы можно было предполагать скорость распространения фронта в области G постоянной. Пусть в рассматриваемой области зафиксированы несколько очагов землетрясений $M_i(x_i, y_i, z_i)$, для которых также известны t_{ij} – времена первых вступлений на рассматриваемой станции M_j .

Таким образом, возникает задача восстановления фронта обратной волны и скорости его распространения в выделенной области. При построении фронта в области G используются простые поверхности, аппроксимирующие форму фронта, например плоскость или сфера. Для случая аппроксимации фронта волны плоскостью времена первых вступлений можно записать в виде

$$t_{ij} = t_{0j} + A_j(x_i - x_0) + B_j(y_i - y_0) + C_j(z_i - z_0).$$

Задача определения скорости, т.е. коэффициентов A_j, B_j, C_j сводится к решению несовместной системы уравнений

$$t_{0j} + A_j(x_i - x_0) + B_j(y_i - y_0) + C_j(z_i - z_0) = t_{ij},$$

$$i = 1, \dots, n.$$

Это типичная некорректная задача, которая может быть решена с помощью введения стабилизи-

рующего функционала. При этом в задаче появляется параметр регуляризации α , выбор которого должен быть обоснован с помощью дополнительных модельных расчетов. Более полно особенности методики изложены в ранних работах [3, 4].

В ходе исследования рассматривались данные трех временных интервалов в районе Карымского вулканического центра: 1 января 1996 г. после 22 часов местного времени, т.е. после землетрясения с $M = 6.9$, 2 января 1996 г. начало извержения в кальдере Академии Наук и 3 января–20 февраля 1996 г. извержение вулкана Карымский, продолжавшееся длительное время.

При расчете скорости изучаемая область составляла приблизительно прямоугольник с размерами $25 \times 45 \times 50$ км; количество лучей станция–очаг, попадающих в отдельный временной интервал, составляло 700–1200 штук. Количество лучей очаг–станция и количество очагов, в которых была определена скорость в каждом временном интервале, представлены в табл. 1. Первое число – количество лучей, второе – количество очагов, в которых определена скорость.

По всем указанным в табл. 1 интервалам глубин и датам получены карты-срезы поля скоростей V_p волн, а также построены разрезы по глубине $V(z)$ вдоль Карымской вулканической группы с севера на юг и вкрест нее, с запада на восток до глубин ~ 60 км (глубины концентрации землетрясений). Поле скоростей имеет мозаичный характер, наблюдаются области повышенных значений скорости и пониженных относительно средних значений. В качестве примера приведены карты-срезы поля скоростей в интервалах глубин 15–35 км, где наблюдались наиболее яркие изменения по площади в процессе развития сейсмических и вулканических событий (рис. 1). Показано положение эпицентра главного толчка $M = 6.9$, кальдеры Академии Наук (условно вулкан АН) и вулкана Карымский. Повышенные скорости более 7.0 км/с наблюдались в окрестности АН 1 января, т.е. в процессе подготовки извержения, поднятия магмы по питающему разлому. В третий период в этой зоне скорость уменьшилась (рис. 1). В области главного толчка скорость менялась в пределах 6.5–6.75 км/с. Большой интерес представляют разрезы вдоль и вкрест исследуемой зоны (рис. 2). На сечениях под вулканом АН мы видим резкий подъем изолинии V_p с глубин 50 до 35 км ($V_p = 7.8$ –8.2 км/с) и изолинии $V_p = 5.8$ км/с с глубины 15 км до глубин 5 км. Это может быть связано с подъемом высокоскоростного вещества, т.е. базальтовой магмы по питающей трещине в промежуточный очаг на глубине 35–50 км и неглубокий магматический очаг на глубине 5 км. По оценкам С.А. Федотова, коровый очаг находится на глубине 18.3 ± 0.8 км, неглубокий магматический очаг на глубине 4 км [1].

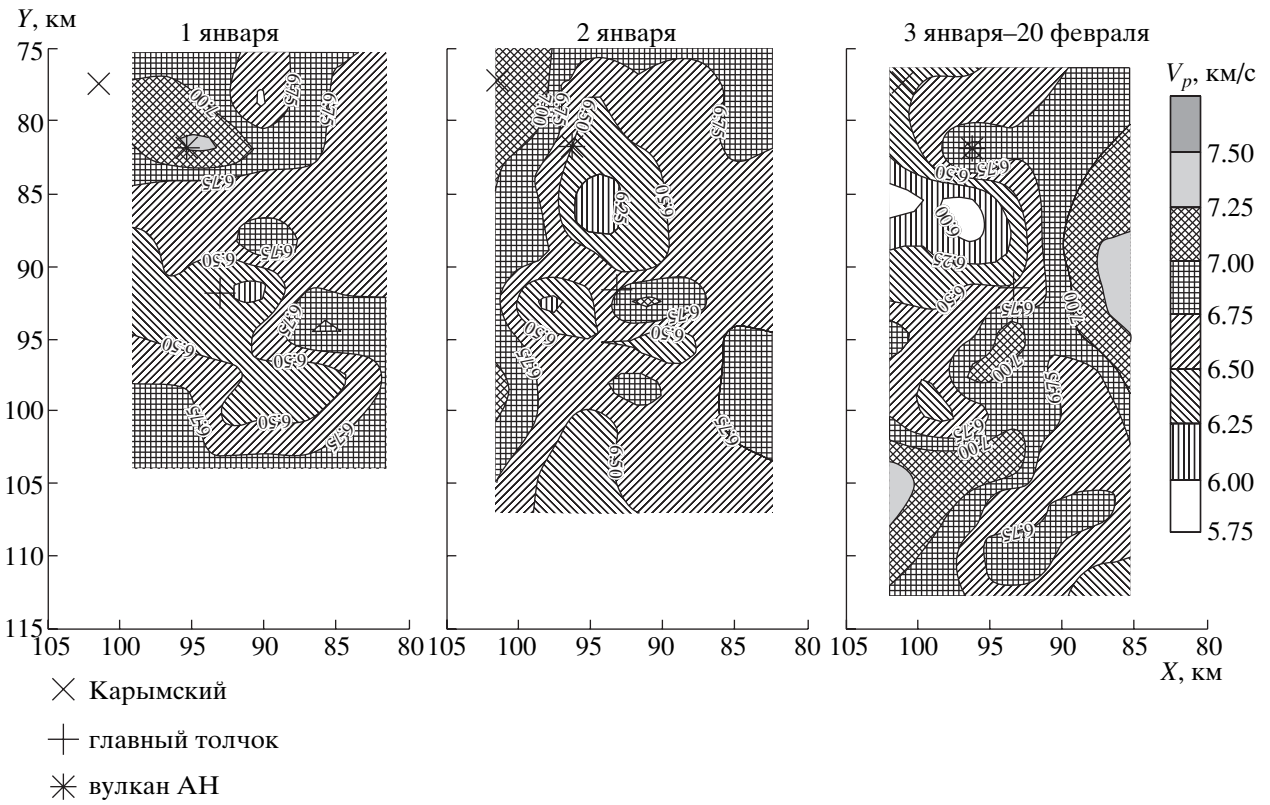


Рис. 1. Карты-срезы поля скоростей V_p волн в интервале глубин 15–35 км за периоды: 1 января, 2 января, 3 января–20 февраля. $15 < H < 35$ км.

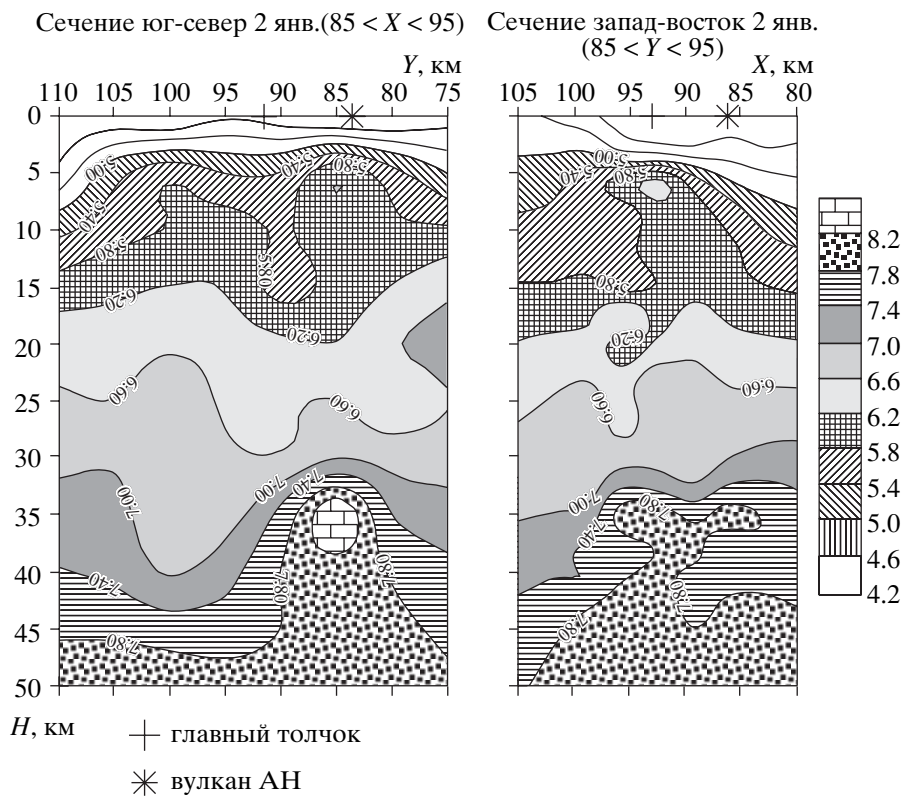


Рис. 2. Разрезы по глубине поля скоростей V_p волн 2 января по направлениям север–юг и запад–восток.

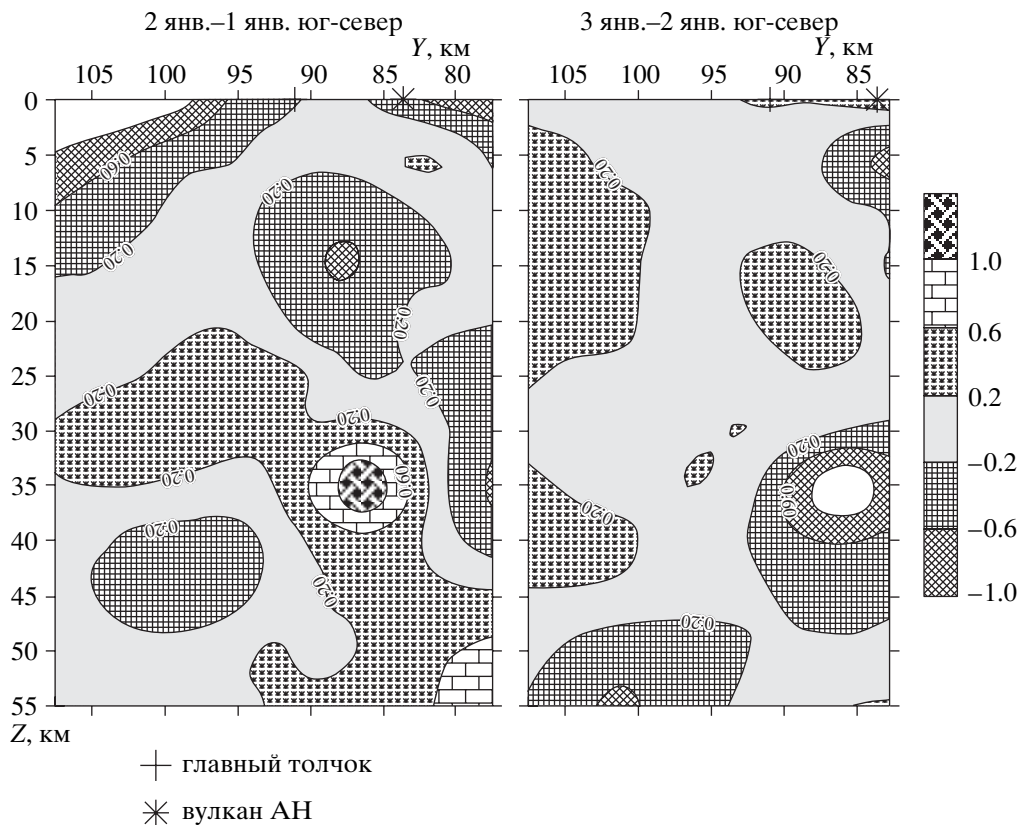


Рис. 3. Разрезы по глубине разностных значений dV_p в периоды: 2–1 января, 3–2 января. $85 < X < 95$ км.

Построены также разностные разрезы, которые иллюстрируют изменчивость поля в процессе развития вулканических и сейсмических событий (рис. 3). По сравнению с 1 января 2 января на глубинах 8–25 км наблюдается зона понижения скорости на 0.2–0.6 км/с, на глубинах 32–40 км, напротив, наблюдаем рост скорости на 0.6–1.0 км/с. Вероятно, в период извержения вулкана АН происходил отток магмы из верхнего очага, что привело там к падению скорости, и рост скорости в области, куда магма поступала с глубины. По сравнению со 2 января 3 января, в период, когда извержение вулкана АН прекратилось и началось извержение вулкана Карымский, произошел отток высокоскоростного материала из области глубин 30–50 км.

Пространственные модели скоростей продольных и поперечных волн использованы для расчета изменений напряженно-деформированного состояния земной коры до и после извержения. При этом учитывалось, что напряжения и деформации в земной коре при подъеме лавы к поверхности вызываются изменениями плотности и упругих свойств элементов земной коры, давлением расплава в порах и трещинах и увеличением температуры. Сначала с помощью эмпирической зависимости продольной скорости от плотности для изучаемого объема земной коры были построены

плотностные модели и модели упругих свойств (объемного и сдвигового модулей) по состоянию на 1, 2 и 3 января соответственно. Затем методом конечных разностей были вычислены напряжения и деформации в неоднородной земной коре, вызываемые только изменениями плотности. Поскольку в основном при подъеме лавы к поверхности произошло увеличение плотности земной коры, это вызвало опускание земной поверхности, как показано на рис. 4 по состоянию на 3 января. Как видно, увеличение плотности приводит к максимальному прогибу земной коры до 3.4 м, который приходится на зону главного толчка. В то же время геодезические измерения [6] показывают заметно меньшие погружения в окрестности вулкана АН (максимум 0.7 м), которые соседствуют с зонами поднятий порядка 0.1–0.7 м. Объяснить это можно повышенным давлением, создаваемым лавой в порах и трещинах, а также повышением температуры прилегающей к лаве породы. Эти явления вызывают увеличение объемной деформации элементов земной коры, непосредственно подвергнутых действию лавы, и в результате подъем поверхности, который налагается на опускания, вызываемые увеличением плотности. Полагая, что объемные деформации элементов земной коры распределены в соответствии с относительными

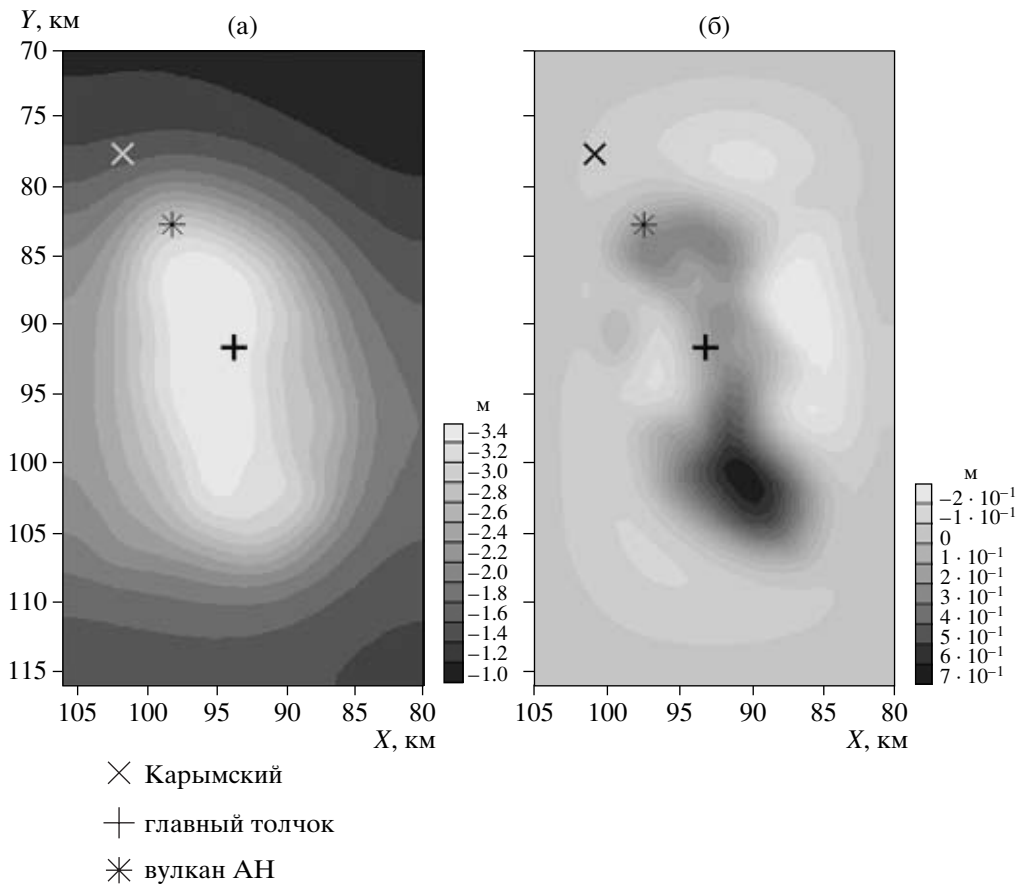


Рис. 4. Перемещения земной поверхности, связанные только с вариациями плотности (а), и полные перемещения земной поверхности (б) по состоянию на 3 января.

изменениями плотности и пропорциональны одному параметру нагружения, при медленном возрастании последнего производился расчет напряженно-деформированного состояния, который был прекращен после достижения качественного и количественного соответствия наблюдаемых и расчетных распределений прогибов земной поверхности. На рис. 4б приведена окончательная расчетная картина изгибаний земной поверхности, согласно которой в зонах главного толчка и вулкана АН наблюдаются поднятия земной коры порядка 0.1–0.2 м. Заметим, что полученное пространственное распределение объемных деформаций земной коры говорит о том, что в отдельных местах увеличение температуры может достигать десятков градусов при увеличении давления лавы до десятков атмосфер.

В заключение следует подчеркнуть, что получены интересные результаты о скоростном строении Карымского вулканического центра на Камчатке до глубин 60 км, не доступных другим методом исследования. Развитие вулканического процесса находит яркое отражение в поведении поля скоростей, его изменении по площади, глубине и времени. Обнаружены скоростные особенности, которые могут свидетельствовать о на-

личии промежуточных магматических очагов и внедрении базальтовой магмы в виде даек, питающих каналов из мантии Земли. Показано, что вариации сейсмических скоростей позволяют сформулировать и решить задачу об изменениях напряженно-деформированного состояния земной коры в течение развития вулканического процесса и оценить возмущения температурного поля и давления лавы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федотов С.А. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–37.
2. Брайцева О.А. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 138–144.
3. Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 12. С. 19–27.
4. Slavina L.B., Pivovarova N.B. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1982. V. 30. № 2/3. P. 161–169.
5. Славина Л.Б., Гараган И.А., Горельчик В.И. и др. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. С. 49–59.
6. Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е., Бахтияров Б.Ф. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 97–112.