

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ РАДОНА
ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ
СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
РАЗРУШАЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД**

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. На основе предложенной системы уравнений, описывающей процесс образования высокоамплитудных радоновых аномалий, проведена количественная интерпретация экспериментальных данных по вариациям концентрации радона. В результате восстановлены относительные временные изменения структурных (пористость и удельная внутренняя поверхность) и динамических (давление) характеристик разрушающихся горных пород.

Трещиновато-пористая среда, разрушение, аномалии концентрации радона, пористость, удельная внутренняя поверхность.

**USE THE VARIATIONS OF RADON CONCENTRATION FOR RESTORATION
OF TIME CHANGES OF STRUCTURAL-PETROPHYSICAL
CHARACTERISTICS OF DESTRUCTING ROCKS**

Belikov V.T., Ryvkin D.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The quantitative interpretation of experimental data on variations of radon concentration is carried out on the basis of the suggested system of the equations describing process of formation the high amplitude anomalies of radon. In result relative time changes structural (porosity and a specific internal surface), and dynamic (pressure) characteristics of destructing rocks are restored.

Crack porous medium, destruction, anomalies of radon concentration, porosity, specific internal surface.

Введение

В настоящее время установлено, что временные вариации концентрации радона, которые нередко предшествуют наступлению катастрофических событий, обусловлены тектонофизическими явлениями в геосреде (Булашевич и др., 1996; Султанходжаев и др., 1977; Гидрогеохимические ... , 1985). В такой ситуации появляется возможность использования радоновых измерений для восстановления временных изменений структурно-петрофизических характеристик трещиновато-пористой среды в процессе разрушения. Наиболее информативными с этой точки зрения являются долговременные высокоамплитудные аномалии концентрации радона, как правило, непосредственно связанные с разрушением горных пород (Беликов, Шестаков, 1997а; 2007). Их количественная интерпретация позволяет детальнее изучить характер протекания деструктивных процессов в геосреде, а также исследовать причины и условия, влияющие на осуществление того или иного режима их развития. Это, в свою

очередь, дает возможность прогнозировать сценарии протекания процессов разрушения, определять условия реализации каждого из них, а также вплотную подойти к предсказанию катастрофических событий типа горных ударов и землетрясений. В работах (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000) была разработана количественная физическая модель и построена система уравнений для описания миграции радона в разрушающейся трещиновато-пористой среде, а также предложен механизм образования высокоамплитудных аномалий его концентрации. С использованием полученных результатов проведена количественная интерпретация экспериментального материала по временным вариациям концентрации радона перед горными ударами в шахтах, полученного в работе (Булашевич и др., 1996). При этом изучено относительное изменение открытой пористости и удельной внутренней поверхности (УВП) в процессе разрушения, определены пространственно-временные характеристики очага разрушения (его характерный размер,

расстояние от точки наблюдения, время события). Кроме того, были получены такие параметры, как скорость фильтрации флюида и коэффициент диффузии радона в нем, а также коэффициент инжекции (отношение выделившегося в очаге количества радона к фоновой его концентрации) (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000; 2007). В дальнейшем данные по относительному изменению УВП были использованы для изучения временных вариаций свободной энергии деформации и напряженного состояния в разрушающемся массиве горных пород (Беликов, Шестаков, 2008).

Целью данной статьи, с одной стороны, является создание оптимальной методики и алгоритма количественной интерпретации высокоамплитудных аномалий концентрации радона для изучения относительных временных изменений открытой пористости, УВП и напряженного состояния геосреды в процессе разрушения. С другой – тестирование предложенного алгоритма на новом (достаточно уникальном) экспериментальном материале по вариациям концентрации радона, полученном в естественных условиях (Trigue et al., 1999). Ранее данные, представленные в работе (Trigue et al., 1999), использовались для определения пространственно-временных характеристик очага разрушения и параметров миграции радона содержащего флюида (Беликов, Шестаков, 2007).

Постановка задачи

Результаты экспериментов, а также количественные оценки, показывают, что решающим фактором при возникновении высокоамплитудных аномалий концентрации радона, превышающих его фоновое значение в 3–10 раз, является разрушение (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; Булашевич и др., 1996). Можно предположить, что по мере его развития становится доступным наблюдению газ из источника, который до разрушения был изолирован. Иными словами, при разрушении в сообщающееся (открытое) трещиновато-пористое пространство, из которого берутся пробы газа на анализ, включаются содержащие радон отдель-

ные поры и трещины, а также их группы в областях горного массива (блоках), которые до разрушения были изолированы. Точно также, при разрушении горной породы могут вскрываться ее отдельные фрагменты (зерна) с отличными от вмещающей среды физическими характеристиками, в том числе с повышенной способностью генерировать радон. При этом важно подчеркнуть, что его равновесная концентрация в изолированных до разрушения порах и блоках, а также вскрытых зернах может значительно превышать ее значение для открытых пор (Беликов, Шестаков, 2007). Кроме того, необходимо отметить, что отдельные поры и трещины, а также зерна горной породы являются концентраторами упругих напряжений, и именно в их окрестности наиболее интенсивно развиваются процессы разрушения.

Миграция радиогенного газа в трещиновато-пористой среде (ТПС) описывается, в общем случае, всей системой осредненных уравнений тепломассопереноса в гетерогенных многокомпонентных средах (Беликов, 1986; 1991). Однако мы упростим задачу и будем считать все фазы несжимаемыми, а процесс изотермическим. В данном случае следует рассмотреть следующие фазы: 1) скелет горной породы; 2) открытое пористое пространство, из которого производится анализ флюида на содержание радона; 3) закрытые (изолированные) поры и трещины, которые в процессе разрушения вовлекаются в сообщающееся открытое пористое пространство; 4) система пор и трещин в блоках пород, радон из которых недоступен для анализа перед разрушением. Далее, две последние из вышеперечисленных фаз (изолированные поры и недоступные до разрушения блоки) мы объединим в одну и будем называть ее изолированной. Будем также предполагать, что открытое пористое пространство заполнено движущимся радон содержащим флюидом, поэтому данную фазу мы иногда будем называть флюидной. Осредненное уравнение баланса радона в открытом пористом пространстве, имеет вид (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а):

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + \frac{\partial}{\partial x_i} (C v_i) = -\frac{C}{\tau} - J_i \tilde{n}_i \Omega + \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} C' u_i n_i dS + \frac{1}{V} \int_{S_{от-и}} C' u_i n_i dS, \quad (1)$$

где C – осредненная частичная концентрация радона; C' – его концентрация в точке, принадлежащей открытому пористому пространству; τ – среднее время жизни атомов радона ($\tau=5,52$ сут), связанное с постоянной распада λ соотношением $\tau=1/\lambda$; v_i – i -я компонента средне-массовой скорости радон содержащего флюида; V – величина объема осреднения; u_i – скорость движения соответствующей межфазной границы при разрушении, рассматриваемом как фазовый переход (Беликов, 1996; Беликов, Шестаков, 2008); $S_{от-ск}$ – межфазная поверхность, разделяющая открытое пористое пространство и скелет горной породы (рис. 1); J_i – i -я компонента среднего по поверхности $S_{от-ск}$ диффузионного потока радона; n_i – единичный вектор нормали, внешней по отношению к открытым порам;

$$\tilde{n}_i = \frac{1}{V\Omega} \int_{S_{от-ск}} n_i dS - \text{осредненный по поверхности } S_{от-ск} \text{ вектор нормали; } \Omega = \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} dS -$$

УВП открытого пористого пространства; D – коэффициент диффузии радона во флюиде, предполагаемый постоянным. Величина $S_{от-и}$ – это те участки поверхности $S_{от-ск}$, которые исчезнут в результате разрушения перемычек, отделяющих изолированные поры и недоступные ранее блоки (объединенные нами в отдельную изолированную фазу) от открытого пористого пространства, соответственно $S_{от-з}$ и $S_{от-б}$ ($S_{от-и}=S_{от-з}+S_{от-б}$; считаем, что $S_{от-и} \ll S_{от-ск}$). В таком процессе меняется, вообще говоря, и поверхность $S_{и-ск}$, разделяющая изолированную фазу и скелет, за счет включения ее части в поверхность $S_{от-ск}$. При этом, кроме перераспределения $S_{и-ск}$ между изолированной фазой и открытым пористым пространством, происходит также образование новой поверхности в результате возникновения

каналов на месте ранее существовавших перемычек. Что же касается поверхности $S_{от-ск}$, то ее изменение происходит, с одной стороны, за счет разрушения скелета (включая поверхность вновь образовавшихся каналов), с другой, в результате перераспределения в ее состав части поверхности $S_{и-ск}$. Величины C и C' в (1) связаны соотношением (Беликов, 1991)

$$C = \frac{1}{V} \int_V C' dV = \frac{V_{от}}{V} \frac{1}{V_{от}} \int_{V_{от}} C' dV = \varphi_{от} \tilde{C}, \quad (2)$$

где \tilde{C} – осредненная по открытому пористому пространству частичная концентрация радона; $\varphi_{от}$ – доля объема, занимаемая открытой фазой; $\varphi_{от}=V_{от}/V$; $V_{от}$ – объем, занимаемый открытыми порами, в пределах V . Уравнения баланса радона в других двух фазах аналогичны соотношению (1) (Беликов, Шестаков, 1997а; 1997б). Поясним физический смысл слагаемых в правой части уравнения баланса радона в открытой фазе (1).

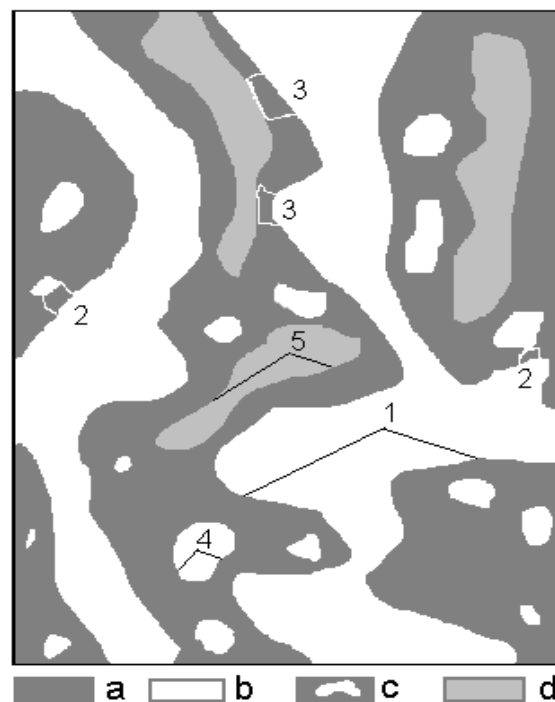


Рис. 1. Модель трещиновато пористой среды: а – скелет, б – открытые поры, с – изолированные поры, d – изолированные блоки; цифрами обозначены межфазные границы: 1 – открытые поры-скелет ($S_{от-ск}$), 2 – открытые поры - закрытые поры ($S_{от-з}$), 3 – открытые поры - изолированные блоки ($S_{от-б}$), 4 – скелет - закрытые поры ($S_{ск-з}$), 5 – скелет - изолированные блоки ($S_{ск-б}$)

Первое слагаемое описывает распад радона, второе – его приток в данную фазу из скелета, третье – рост количества радона в открытой фазе за счет разрушения кристаллической решетки скелета горной породы. Последнее слагаемое справа в (1) характеризует увеличение содержания радона в открытом пористом пространстве при включении в его состав изолированной фазы. В процессе разрушения меняются также и такие структурные характеристики геосреды, как доля объема, занимаемая каждой фазой $\phi_{от}$, $\phi_{ск}$, $\phi_{и}$. Последние два параметра, относящиеся к скелету и изолированной фазе, соответственно, мы определим аналогично тому, как выше ввели величину $\phi_{от}$. С учетом предположения о том, что все фазы несжимаемы, запишем сначала уравнение для доли объема, занимаемого произвольной α -ой из них в пределах V (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а)

$$\frac{\partial \phi_{\alpha}}{\partial t} = \frac{1}{V} \int_{S_{\alpha\beta}} u_i n_i^{\alpha} dS. \quad (3)$$

Соотношение (3) можно переписать так

$$\frac{\partial \phi_{\alpha}}{\partial t} = \sum_{\beta} \gamma_{\alpha\beta} \phi_{\beta}, \quad (4)$$

где

$$\gamma_{\alpha\beta} = \frac{1}{V} \int_{S_{\alpha\beta}} u_i n_i^{\alpha} dS, \quad \phi_{\alpha} = \frac{V_{\alpha}}{V}, \quad (5)$$

V_{α} – объем, занимаемый α -ой фазой в пределах объема осреднения V ; $S_{\alpha\beta}$ – межфазная поверхность, разделяющая α -ю и β -ю фазы гетерогенной среды; u_i – скорость движения соответствующей межфазной границы при фазовом переходе (разрушении); n_i^{α} – единичный вектор нормали, внешней по отношению к α -ой фазе. Параметр $\gamma_{\alpha\beta}$ характеризует относительное изменение в единицу времени величины ϕ_{α} , обусловленное фазовым переходом, происходящим на границе $S_{\alpha\beta}$. Порядок индексов в параметрах $\gamma_{\alpha\beta}$ – существенен, так как связан с выбором направления вектора нормали (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а). Если N – количество фаз гетерогенной среды, то необходимо использовать $N-1$ уравнений (4), а также условие нормировки

$$\sum_{\alpha=1}^N \phi_{\alpha} = 1. \quad (6)$$

В соответствии с (3), изменение доли объема, занимаемого открытыми порами $\phi_{от}$, описывается уравнением

$$\frac{\partial \phi_{от}}{\partial t} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} u_i n_i dS + \frac{1}{V} \int_{S_{от-и}} u_i n_i dS. \quad (7)$$

Согласно (5) введем следующие обозначения:

$$\gamma_{от-ск} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-ск}} u_i n_i dS, \quad \gamma_{от-и} = \frac{1}{V} \int_{S_{от-и}} u_i n_i dS. \quad (8)$$

Тогда, в соответствии с (4), соотношение (7) можно записать в виде

$$\frac{\partial \phi_{от}}{\partial t} = (\gamma_{от-ск} + \gamma_{от-и}) \phi_{от}. \quad (9)$$

В пренебрежении малыми более высокого порядка заменим величину C' в двух последних интегральных слагаемых справа в (1) на соответствующие осредненные (отнесенные к единице объема данной фазы) значения $\tilde{C}^{ск}$, $\tilde{C}^{и}$. Тогда, учитывая несжимаемость флюидной фазы, с использованием (8), уравнение (1) можно записать так:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + \frac{\partial}{\partial x_i} (C v_i) + \frac{C}{\tau} = \\ = b\Omega + \tilde{C}_0 \gamma \phi_{от}, \end{aligned} \quad (10)$$

где $b\Omega = -(J_i \tilde{n}_i) \Omega$ – приток радона в открытые поры из скелета;

$\tilde{C}_0 = (\tilde{C}^{ск} \gamma_{от-ск} + \tilde{C}^{и} \gamma_{от-и}) / (\gamma_{от-ск} + \gamma_{от-и}) = (\tilde{C}^{ск} \gamma_{от-ск} + \tilde{C}^{и} \gamma_{от-и}) / \gamma$ – эффективная осредненная равновесная концентрация радона в скелете и изолированной фазе. В связи с введенным выше параметром \tilde{C}_0 , обратим внимание на одно важное обстоятельство. Как мы уже отмечали, изолированные до разрушения поры и блоки могут находиться во включениях, состоящих из материала, обладающего повышенной способностью генерировать радон, поэтому его осредненная равновесная концентрация в изолированной фазе $\tilde{C}^{и}$ может быть существенно больше равновесной (фоновой) концентрации в открытом пористом пространстве. Аналогично, в силу того, что в скелете присутствуют зерна горной породы с повы-

шенным выделением радона, вскрывающиеся при разрушении, осредненная концентрация $C^{ск}$ также может превосходить фоновую во флюидной фазе. Таким образом, в том случае, когда в процессе разрушения геосреды возникает высокоамплитудная радоновая аномалия, введенная выше величина \tilde{C}_0 , как правило, превышает равновесную концентрацию в открытых порах. С учетом того, что мы ввели обозначение $\gamma = \gamma_{от-ск} + \gamma_{от-и}$, уравнение (9) можно записать следующим образом:

$$\frac{\partial \varphi_{от}}{\partial t} = \gamma \varphi_{от}. \quad (11)$$

В рассматриваемом нами случае количество фаз $N=3$, поэтому, вообще говоря, необходимо использовать еще одно уравнение для $\varphi_{и}$ (или для $\varphi_{ск}$) и условие нормировки, которое, в соответствии с (6) будет $\varphi_{от} + \varphi_{и} + \varphi_{ск} = 1$. Однако записывать эти соотношения нет необходимости в силу того, что концентрация радона C в (10) зависит только от структурных параметров, относящихся к открытой фазе ($\varphi_{от}, \Omega$). Последнее означает, что данные радоновых измерений не позволяют определять аналогичные характеристики других двух фаз. Как следует из (10), на содержание радона в открытом пористом пространстве влияет его приток из скелета породы через межфазную поверхность $S_{от-ск}$, которая меняется в процессе разрушения. Уравнение, описывающее изменение УВП открытых пор, в соответствии с (Беликов, Шестаков, 2008), имеет вид:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = v \Omega, \quad (12)$$

где v – коэффициент, характеризующий изменение УВП, обусловленное движением межфазной границы $S_{от-ск}$ при разрушении, учитывающий также и перераспределение $S_{и-ск}$ между изолированной фазой и открытым пористым пространством. Он зависит от морфологии поверхности $S_{от-ск}$ и скорости ее движения, в которой присутствует также и составляющая, связанная с деформацией межфазной границы (Беликов, Шестаков, 2008). Величины v , а также γ в (11), которые в дальнейшем мы будем называть струк-

турными характеристиками разрушения, определяются такими факторами, как морфология ТПС, ее вещественный состав, распределение упругих напряжений и температур. Рассмотрим одномерный случай, тогда соотношение (10) запишется так:

$$\frac{\partial C}{\partial t} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + v \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{C}{\tau} = b \Omega + \tilde{C}_0 \gamma \varphi_{от}. \quad (13)$$

В систему уравнений, описывающих возникновение и развитие радоновой аномалии при изменении структурно-петрофизических характеристик разрушающейся геосреды, кроме (13), входят соотношения (11) и (12). Неизвестными являются $C, \Omega, \varphi_{от}$. Величины $D, b, \tilde{C}_0, \gamma, v$ считаются заданными. Данная система уравнений может быть решена после выбора начальных и граничных условий. Такую задачу иногда называют прямой. Однако на практике указанные выше параметры чаще всего бывают неизвестными, поэтому с целью их определения (с привлечением экспериментальных данных по временным вариациям концентрации радона) решают обратную задачу. А затем, с использованием аналитических решений уравнений (11) и (12), восстанавливают временные изменения структурно-петрофизических характеристик разрушающихся горных пород (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б).

Решение задачи и обсуждение результатов

Будем считать, что в открытом пористом пространстве существует градиент давления, обуславливающий установившуюся фильтрацию несжимаемого радона содержащего флюида с постоянной скоростью, определяемой в соответствии с законом Дарси. До начала процессов разрушения концентрация радона в открытых порах стационарна, однородна по пространству и определяется равновесием между его распадом и притоком из скелета породы. Такую концентрацию, как мы уже сказали выше, будем называть фоновой $C_{ф}$. Таким образом, с учетом (13) $C_{ф}$ можно представить в виде

$$C_{ф} = b \Gamma_0 \tau, \quad (14)$$

где Ω_0 – удельная внутренняя поверхность открытого пористого пространства до начала процесса разрушения. Если считать, что величины $\varphi_{от}, \gamma, v, \Omega$ зависят лишь от времени,

решение уравнения (13) целесообразно искать в виде суммы стационарного фона C_ϕ и нестационарной добавки, обусловленной процессами разрушения, одинаковой для всей области миграции флюида

$$C = C_\phi + C_2(t). \quad (15)$$

Тогда, с учетом (13), (14) и (15), уравнение для $C_2(t)$ можно записать в виде

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} + \frac{C_2}{\tau} = b(\Omega - \Omega_0) + \tilde{C}_0 \gamma \Phi_{от}. \quad (16)$$

Решение уравнения (16), удовлетворяющее условию

$$C_2(t_0) = 0, \quad (17)$$

где t_0 – момент времени, принимаемый за начальный, имеет вид

$$C_2(t) = \tilde{C}_0 \int_{t_0}^t \gamma(u) \Phi_{от}(u) e^{-(t-u)/\tau} du + \quad (18)$$

$$+ b \int_{t_0}^t [\dot{r}q(u) - \dot{r}q_0] e^{-(t-u)/\tau} du$$

Полученное с учетом (14), (15) и (18) общее решение уравнения (13) позволяет определить полный поток радона, который в данном случае связан лишь с конвективной его составляющей

$$j(t) = v[C_\phi + C_2(t)], \quad (19)$$

где C_ϕ определено в (14), а $C_2(t)$ – в (18). Решения уравнений (11) и (12) имеют вид

$$\Phi_{от}(t) = \Phi_{от}^0 \exp \left[\int_{t_0}^t \gamma(u) du \right], \quad (20)$$

$$\dot{r}q(t) = \dot{r}q_0 \exp \left[\int_{t_0}^t v(u) du \right], \quad (21)$$

где $\Phi_{от}^0 = \Phi_{от}(t_0)$ – открытая пористость до начала процесса разрушения. Используя выражение для потока (19), можно определить общее количество радона P , поступающего в полость, где происходит его регистрация (Беликов, Шестаков, 1996; 1997а; б; 2000)

$$P = \dot{r}f(t) \Delta S \Delta t. \quad (22)$$

Далее, может быть вычислено относительное количество радона, регистрируемого в полости (величина P/P_0), где

$$P_0 = \dot{r}F \Delta S \Delta t b \Omega \tau \quad (23)$$

характеризует фоновое значение P . Здесь ϵ – коэффициент пропорциональности, определяемый методикой эксперимента; ΔS – поверхность, через которую поступает радон в полость; Δt – промежуток времени, в течение которого происходит накопление радона. Учитывая выражения (18), (19), (22) и (23), получаем

$$\frac{P}{P_0} = 1 + a F_\phi(t) + F_{\dot{r}q}(t), \quad (24)$$

где

$$a = (\tilde{C}_0 \Phi_{от}^0) / (b \dot{r}q_0 \tau),$$

$$F_\phi(t) = \frac{1}{\Phi_{от}^0} \int_{t_0}^t \gamma(u) \Phi_{от}(u) e^{-(t-u)/\tau} du, \quad (25)$$

$$F_{\dot{r}q}(t) = \frac{1}{\tau} \int_{t_0}^t \left[\frac{\dot{r}q(u)}{\dot{r}q_0} - 1 \right] e^{-(t-u)/\tau} du.$$

При помощи соотношений (24–25), используя режимные наблюдения концентрации радона, в результате решения обратной задачи можно восстановить временные изменения структурных характеристик разрушения (γ , v), а затем, согласно (20) – (21), изучить соответствующие относительные (по отношению к начальным значениям) изменения ϕ и Ω .

В качестве исходного экспериментального материала в данной работе были использованы наблюдения вариаций концентрации радона, проведенные во французских Альпах вблизи озера Roselend (Trique et al., 1999). Восстановление временных изменений структурных характеристик разрушения проводилось на основе сравнения экспериментальных значений относительной (по отношению к фону) активности радона с теоретическими, численно совпадающими с отношением P/P_0 (Беликов, Шестаков, 2007). При расчетах, с одной стороны, использовался вид экспериментальной кривой, с другой – физические соображения, соответствующие предложенной модели. Принятая, исходя из морфологии наблюдаемой аномалии концентрации радона, зависимость параметра γ от времени может быть охарактеризована так. При $t_0 < t < t_1$ процессы разрушения не происходят ($\gamma=0$). В некоторый момент времени t_1 (начало подъема концентрации радона) они возникают, и γ скачком

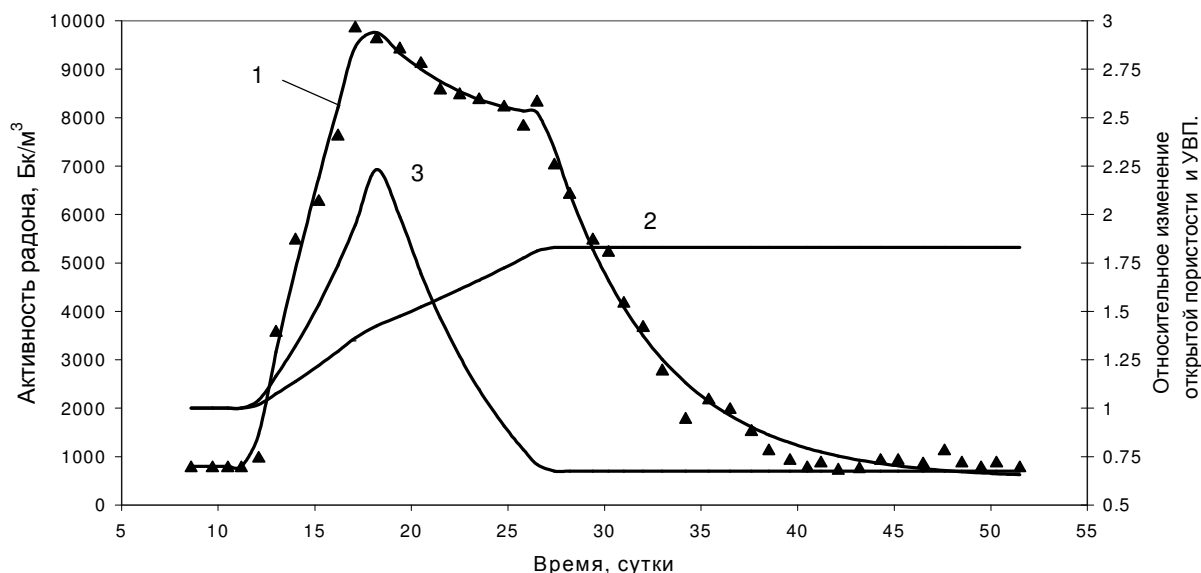


Рис. 2. Сравнение наблюдаемых значений временных вариаций активности радона (треугольники) с теоретически рассчитанными (кривая 1). Относительные изменения открытой пористости $\Phi_{от} / \Phi_{от}^0$ (кривая 2) и УВП открытых пор γ / γ_0 (кривая 3)

возрастает до величины $\gamma = \gamma_1$, оставаясь постоянной в течение промежутка времени $t_1 < t < t_2$ (t_2 – момент окончания процесса интенсивного разрушения). В интервале $t_2 < t < t_3$ процессы разрушения, если и происходят, то менее интенсивно ($\gamma = \gamma_2 < \gamma_1$). При $t > t_3$ деструктивные процессы прекращаются.

Говоря об изменении УВП открытого пористого пространства Ω в процессах разрушения, необходимо иметь в виду, что на некоторой стадии их развития возрастание Ω может смениться ее убыванием, например при укрупнении трещин. Это важное обстоятельство мы учитывали при выборе зависимости $v(t)$. Выбранный характер изменения параметра v от времени может быть описан следующим образом. В момент $t=t_1$, когда начинаются процессы разрушения, v скачком возрастает до величины $v=v_1 > 0$, оставаясь постоянной в течение промежутка времени $t_1 < t < t_a$, где t_a – момент времени, когда возрастание Ω сменяется ее убыванием ($t_2 < t_a < t_3$). В промежутке $t_a < t < t_3$ величина v скачком принимает постоянное значение $v = -v_2$, $v_2 > 0$. Все неизвестные параметры модели: $t_1, t_2, t_3, t_a, \gamma_1, \gamma_2, v_1, v_2, a$ – определялись посредством минимизации функционала, являющегося суммой квадратов отклонений теоретической (в соответствии с (24–25)) величины P/P_0 от экспериментальных значений относительной активности ра-

дона. На рис. 2 представлена взятая из работы (Trigue et al., 1999) интерпретируемая часть наблюдаемой кривой временных вариаций концентрации радона в сравнении с теоретической, подобранной при помощи процедуры минимизации, а также соответствующие временные изменения относительных значений открытой пористости и УВП, рассчитанные согласно (20) и (21). Как видно из приведенных графиков, характер относительного изменения открытой пористости практически монотонный. Она в течение пятнадцати суток возрастает приблизительно в 1,8 раза и в последующем остается постоянной. В то же время вид кривой относительного изменения УВП другой. В момент времени, равный приблизительно 18 суткам, когда относительное увеличение УВП открытого пористого пространства достигает 2,23 раза, ее рост сменяется падением, с выходом на стационарное состояние, при котором величина УВП меньше той, которая была в среде до начала процессов разрушения. И, наконец, остановимся на вопросе о восстановлении временных изменений динамических характеристик разрушающейся геосреды с использованием временных вариаций концентрации радона. В работе (Беликов, Шестаков, 2008) был предложен критерий (являющийся анало-

гом критерия Гриффитса, характеризующего закономерности распространения отдельной трещины), описывающий условия возникновения эволюционного (не сопровождающегося значительным акустическим импульсом) режима развития процесса разрушения. При его выполнении, разрушение происходит таким образом, что мощность упругих сил скомпенсирована работой, затрачиваемой в единицу времени на изменение УВП горных пород. Когда сценарий развития процессов разрушения является эволюционным, предложенный в (Беликов, Шестаков, 2008) аналог критерия Гриффитса позволяет оценить, как со временем меняется свободная энергия деформации и давление, если имеются данные об относительных изменениях УВП геосреды. Причем характер временных вариаций давления может быть восстановлен в предположении, что среда находится в состоянии равномерного всестороннего сжатия. Следует отметить, что такое допущение не противоречит экспериментальным данным, согласно которым пористые материалы естественного происхождения в состоянии равномерного всестороннего сжатия обнаруживают явные признаки разрушения (Надаи, 1954). Вообще говоря, можно ставить полную задачу изучения изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения, результатом решения которой должно стать получение зависимости главных напряжений от времени. Однако используемые нами экспериментальные данные только радонового мониторинга при отсутствии дополнительных сведений, касающихся напряженно-деформированного состояния среды, не позволяют решить эту задачу в полном объеме. В такой ситуации, как и было предложено в работе (Беликов, Шестаков, 2008), можно ограничиться рассмотрением простейшего случая, когда среда находится в состоянии равномерного всестороннего сжатия, при котором тензор упругих напряжений, приведенный к главным осям, является шаровым. Соотношение, описывающее относительные временные изменения давления в массиве горных пород в процессе

разрушения, полученное в работе (Беликов, Шестаков, 2008), имеет вид

$$\frac{p}{p_0} = \left[1 - A_0 \left(\frac{\Omega}{\Omega_0} - 1 \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (26)$$

где p и p_0 – давление в скелете породы в текущий и начальный моменты времени; A_0 – величина, характеризующая начальное соотношение между поверхностной свободной энергией и свободной энергией деформации. В связи с трудностями определения A_0 (Беликов, Шестаков, 2008), в данной работе мы рассматривали эту величину как параметр и изучали характер временных изменений давления в зависимости от ее численного значения

Описание условий наблюдений, приведенное в работе (Trigue et al., 1999), а также результаты количественной интерпретации данного экспериментального материала с целью определения пространственно-временных характеристик очага разрушения (Беликов, Шестаков, 2007), позволяют заключить, что режим развития процессов разрушения, приведших к возникновению интерпретируемой радоновой аномалии, был близок к эволюционному. Поэтому для изучения временных изменений давления можно использовать соотношение (26). Кроме того, говоря об области применимости формулы (26), необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. При выводе этого соотношения предполагалось, что в начальный момент времени и на протяжении всего процесса разрушения УВП открытого пористого пространства много больше соответствующей величины для изолированной фазы. Мы будем считать, что данное приближение справедливо и в нашем случае. Это, с одной стороны, означает, что изолированные поры и трещины имеют достаточно большие размеры, а количество их относительно невелико, с другой, что межфазная поверхность скелет-блоки (обозначена на рис. 1, как $S_{ск-б}$) имеет такую морфологию, при которой ее кривизна слабо меняется от точки к точке. Результаты расчетов относительных временных изменений давления в массиве горных пород в процессе

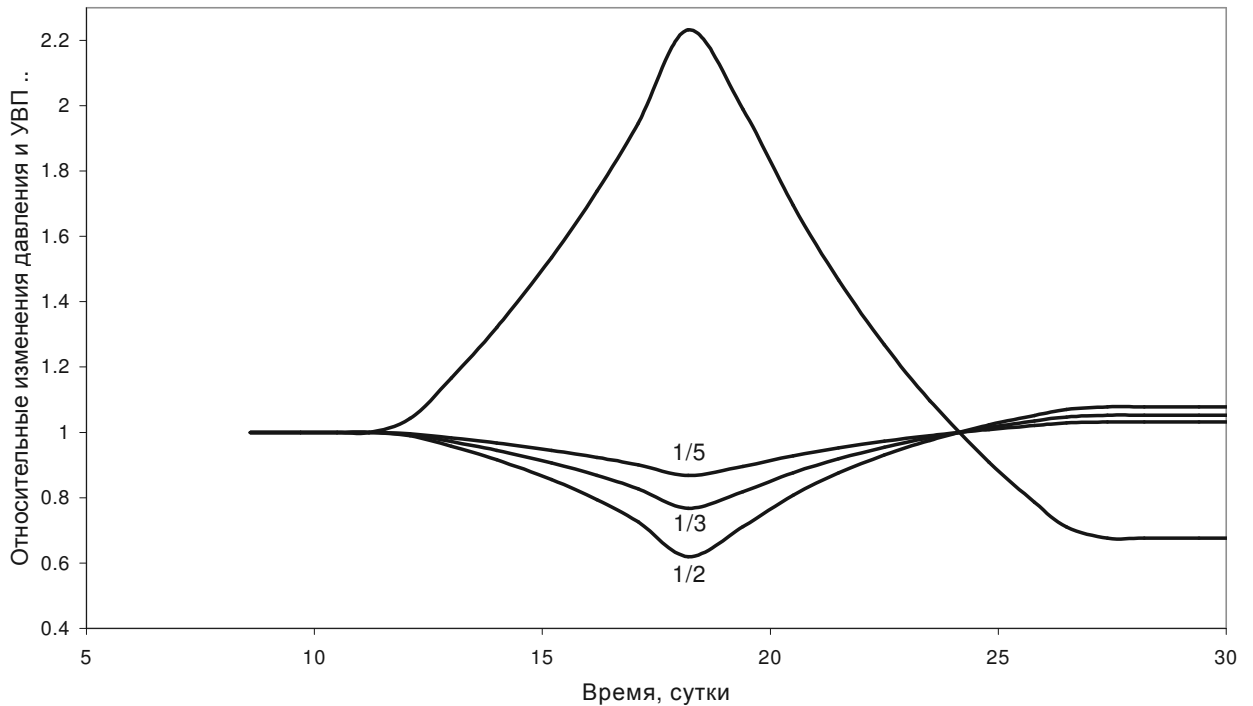


Рис. 3. Относительное изменение давления в горном массиве в процессе разрушения, в сравнении с соответствующими изменениями УВП (верхняя кривая). Шифр кривых изменения давления — значения параметра A_0

разрушения (проведенных согласно (26)), с использованием соответствующих данных по вариациям Ω/Ω_0 , приведены на рис. 3. Значения параметра A_0 брались равными 1/5, 1/3, 1/2. Анализируя приведенные кривые, можно отметить, что, по мере развития процесса разрушения, вначале (до прохождения максимума на кривой Ω/Ω_0) происходит уменьшение относительного давления (разгрузка) в массиве. Затем, по мере падения УВП, растет энергия деформации и увеличивается давление в среде. Необходимо подчеркнуть, что величина относительных изменений давления в процессе разрушения зависит от величины A_0 . Наибольшее уменьшение относительного давления в массиве горных пород происходит при $A_0=1/2$, при меньших значениях параметра A_0 оно несколько меньше.

Заключение

Разработанная модель для описания механизма образования высокоамплитудных радоновых аномалий, а также построенная система уравнений позволяют предложить методику количественной интерпретации данных по временным вариациям концентрации радона. Ее опро-

бование на экспериментальном материале, полученном во французских Альпах, позволило изучить временные изменения относительных значений открытой пористости и УВП в процессе разрушения горных пород. Кроме того, с использованием аналога критерия Гриффитса, характеризующего эволюционный режим развития процессов разрушения, и привлечением полученных данных об относительных изменениях УВП, восстановлены соответствующие изменения давления в разрушающемся массиве горных пород. Постановка режимных наблюдений вариаций концентрации радона, дальнейшее уточнение количественной модели, а также разработка эффективных алгоритмов решения обратной задачи позволит получать оперативную информацию о временных изменениях структурно-петрофизических и динамических характеристик разрушающейся геосреды. Это, в свою очередь, даст возможность определять условия реализации того или иного режима развития процессов разрушения, а также вплотную подойти к решению проблемы предсказания катастрофических сейсмических событий.

Работа поддержана программой № 16 Президиума РАН и программой № 6 Отделения наук о Земле РАН.

Литература

- Беликов В.Т. Условия диссоциации и рекомбинации водяного пара во флюидном потоке // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 110–113.
- Беликов В.Т. Количественное описание процессов тепломассопереноса в литосфере // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 3–9.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Влияние процессов разрушения на миграцию радона в трещиновато-пористой среде. М., 1996. 38 с. Деп. в ВИНТИ. № 2315-В96.
- Беликов В.Т. О термодинамической интерпретации эмпирического соотношения для долговечности твердых тел // Дефектоскопия. 1996. № 1. С. 96–101.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. I // Дефектоскопия. 1997а. № 9. С. 79–88.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. II // Дефектоскопия. 1997б. № 9. С. 89–97.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Использование вариаций концентрации радона для определения характеристик очага разрушения // Дефектоскопия. 2000. № 3. С. 89–95.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Определение пространственно-временных характеристик области разрушения с использованием долговременных аномалий концентрации радона // Физика Земли. 2007. № 5. С. 80–87.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф. Изучение временных изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения // Геология и геофизика. 2008. № 5. С. 461–470.
- Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 245–248.
- Султанходжаев А.Н., Латипов С.У., Закиров Т., Хамидов Л.А. О возможности прогнозирования места возникновения сильных землетрясений по вариации радона // Узб. геол. журнал. 1977. № 3. С. 39–43.
- Гидро-геохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 286 с.
- Надау А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 648 с.
- Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P., Sabroux J.C. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // Nature. 1999. V. 399 (6732). P. 137–141.