



## ГЕОФИЗИКА

Научная статья

УДК: 551.37

EDN: FJKFMC

DOI: 10.21285/2686-9993-2024-47-3-262-279



**Классификация геологических пород с точки зрения  
возникновения в них сейсмоэлектрических  
и электроинетических эффектов**

В.Ю. Хальбауэр-Задорожная<sup>a✉</sup>

<sup>a</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

**Резюме.** Сейсмоэлектрический эффект и эффект вызванной поляризации электроосмотического типа относятся к разряду электроинетических явлений. Теоретические основы этих явлений базируются на уравнениях Гельмгольца – Смолуховского. В первом случае это потенциалы течения, во втором – электроосмос. Однако не в каждом типе горных пород возникают значимые по амплитуде электроинетические явления. Используя математические представления М. Био об учете в волновом уравнении, движение жидкости относительно твердой матрицы для медленных сейсмических волн и задачи Р. Чандлера об установлении давления внутри поры, были проведены расчеты амплитуды сейсмоэлектрического эффекта в пористых горных породах. Цель данного исследования заключалась в представлении результатов анализа амплитуд электроинетических эффектов, возникающих либо при наложении на породу градиента давления, либо при разности потенциалов, базируясь на классификации Ф. Гассмана о связях между компонентами, слагающими горные породы, выделяющей породы с совершенной, несовершенной и отсутствующей связью между фазами. Было показано, что в породах с отсутствующей связью между компонентами, где заполнитель порового пространства свободно циркулирует в нем и поры хорошо связаны между собой, сейсмоэлектрический эффект не возникает. В породах с совершенной связью движения поровой влаги в порах также не происходит, электроинетические явления в таких породах подавлены. Сейсмоэлектрический эффект и электроосмотические явления возникают лишь в породах с несовершенной связью между компонентами (породы с низкой, средней и частично высокой проницаемостью (кроме глин)) с радиусом пор  $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-4}$  м. Эффекты вызванной поляризации методом становления можно обнаружить лишь при значениях постоянной спада вызванной поляризации  $\sim 1 \mu\text{s} - n \text{ ms}$ .

**Ключевые слова:** электроинетические явления, сейсмоэлектрический эффект, электроосмос, радиус поры, связи между компонентами

**Для цитирования:** Хальбауэр-Задорожная В.Ю. Классификация геологических пород с точки зрения возникновения в них сейсмоэлектрических и электроинетических эффектов // Науки о Земле и недропользование. 2024. Т. 47. № 3. С. 262–279. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2024-47-3-262-279>. EDN: FJKFMC.

## GEOPHYSICS

Original article

**Rock classification according to seismo-electric  
and electrokinetic effect occurrence**

Valeriya Yu. Hallbauer-Zadorozhnaya<sup>a✉</sup>

<sup>a</sup>Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The seismoelectric effect and the effect of induced polarization of the electro-osmotic type belong to the category of electrokinetic phenomena. The theoretical foundations of both effects are based on the Helmholtz – Smoluchowski equations applied to streaming potentials and electro-osmosis. However, electrokinetic phenomena of significant amplitude do not occur in every type of rocks. Using the mathematical concepts of M. Biot who regarded the fluid motion relative to a solid matrix for slow seismic waves in the wave equation and R.N. Chandler's problem on transient pressure inside a pore, the amplitude of seismoelectric effect in porous rocks has been calculated. The purpose of the study is to present

© Хальбауэр-Задорожная В.Ю., 2024



the analysis results of the amplitudes of electrokinetic effects that occur either when a pressure gradient is imposed on the rock or when there is a potential difference, based on F. Gassman's classification of the relationship between the components of distinguishing rocks with perfect, imperfect and absent connections between the phases. It has been shown that seismoelectric effect does not occur in rocks with no bonding between the components, where the pore filler freely circulates in the pore space and pores are well connected to each other. The rocks with perfect connection also feature no motion of pore moisture as a result electrokinetic phenomena in these rocks are suppressed. The seismoelectric effect and electroosmotic phenomena occur only in the rocks with imperfect bonding between the components (rocks with low, medium and partially high permeability (except clays)) with the pore radius of  $1 \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-4}$  m. The effects of induced polarization distort TEM signals and can be detected only at the values of the induced polarization decay constant of  $\sim 1 \mu\text{s} - n \text{ ms}$ .

**Keywords:** electrokinetic phenomena, seismoelectric effect, electro-osmosis, pore radius, component bonding

**For citation:** Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu. Rock classification according to seismo-electric and electrokinetic effect occurrence. *Earth sciences and subsoil use.* 2024;47(3):262-279. (In Russ.). <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2024-47-3-262-279>. EDN: FJKFMC.

## Введение

Сейсмоэлектрический эффект (СЭЭ) относится к разряду электрокинетических явлений. К вопросу использования сейсмического источника для возбуждения электромагнитного поля в земле возвращались спорадически начиная с конца 30-х годов XX века. В 1939 и 1940 годах А.Г. Иванов [1, 2] опубликовал данные измерений СЭЭ в осадочных отложениях и предположил электрокинетический механизм взаимодействия. Он использовал термин «сейсмоэлектрический эффект второго рода», или «Е-эффект», чтобы уточнить, что речь идет о наблюдениях изменения электрического сопротивления под воздействием сейсмического удара. Со временем Иванова было опубликовано несколько работ о полевых измерениях СЭЭ [3] и его связи с электрокинетическими явлениями.

В научной литературе регулярно возникает вопрос, в каких средах возникает СЭЭ. Вся теория электрокинетических зондирований основана на факте возникновения электрокинетического эффекта в водонасыщенных пористых породах. С.Т. Мартнер и Н.Р. Спаркс [4] продемонстрировали чистый СЭЭ, возникающий в выветрелых породах. Р.А. Бродинг с соавторами [5] измерил сигнал вдоль профиля в скважине и установил, что максимум электрического сигнала приходится на границу «песчаные суглинки/сланцы». Скважинные измерения, проведенные Э.И. Пархоменко и И.В. Гаскаровым [6], показали, что сейсмоэлектрический сигнал в известняках значительно сильнее, чем в глинах. Н.И. Мигунов установил [7], что электрический сигнал возникает, когда сейсмическая волна пересекает границу кимберлитовой трубки. Дж. Нив и Ф.Р. Йаттс [8] описали возникновение СЭЭ в водонасыщенных средах. М. Максвелл с соавторами [9]

обнаружил, что пьезоэлектрический эффект от кварца дополняется иным сигналом, возникающим во вмещающих кварц породах. Большой объем полевых экспериментов про- делали А.Х. Томпсон и Г.А. Гист [10]. Они доложили, что способны зарегистрировать сейсмоэлектрический сигнал с границы между непроницаемыми породами и проницаемыми обводненными песками с глубин по крайней мере 300 м. К.Е. Батлер с соавторами [11, 12] доложил, что, когда сейсмическая волна пересекает границу между непроницаемыми ледниковыми отложениями и проницаемыми богатыми органическими веществами илами, возникает электрическое поле, которое регистрируется на поверхности заземленными электрическими диполями. Работа О.В. Михайлова с соавторами [13] показала, что СЭЭ в пористых водонасыщенных породах может быть обнаружен в полевых условиях, объяснен и промоделирован математически. Эти же авторы [14] провели измерения в скважине и обнаружили трещинные (проницаемые) зоны, выполнили сейсмоэлектрические измерения в скважине, показали и доказали возможность выявления проницаемых трещинных зон. Однако исследователями описаны случаи возникновения электрокинетического эффекта в плохо проницаемых глинах [15] и его отсутствие в обводненных песках [16]. Возбуждая среду вибросейсмическими импульсами и одновременно проводя электрический каротаж в скважине, Б.С. Светов с соавторами [17] продемонстрировал некоторое увеличение сейсмоэлектрического сигнала в интервале развития наиболее плотных мелкопористых карбонатных образований. Значительно меньшее уменьшение электрического сигнала отмечено в породах, содержащих терригенные пропластки. Д.А. Алексеев с соавторами [18]



провел численное моделирование сейсмоэлектрических полей, возбуждаемых импульсными сейсмическими источниками в пористых средах. В течение последнего десятилетия китайская компания Seismo Electronics LLS специализируется на создании аппаратуры для сейсмоэлектрических зондирований и проведении работ для поисков подземных вод.

К разряду электроинергетических явлений относится также эффект вызванной поляризации электроосмотического типа, который часто регистрируется при работах методом становления поля главным образом в высокомных средах. Этот эффект осложняет сигналы становления поля, вплоть до двойного изменения знака, что существенно затрудняет интерпретацию полученных данных. Обнаруженный впервые в начале 1980-х годов [19–20] эффект достаточно хорошо описан, изучен как физический феномен и промоделирован различными математическими моделями вызванной поляризации [21–24]<sup>1</sup>. Однако до сих пор остается вопрос, в каких породах этот эффект достигает максимальной амплитуды и в каких породах его не удается зарегистрировать.

В первую очередь это определяется перспективами метода становления поля для поиска и оконтуривания углеводородосодержащих компонентов, а также гидрогеологических и геоэкологических целей.

Ф. Гассман [25] приводит классификацию горных пород по связям между компонентами, слагающими горные породы. Наша задача – математически обосновать эти соотношения и определить группы пород, в которых сейсмоэлектрические и электроинергетические эффекты могут быть обнаружены, и обеспечить дополнительную информацию о геоэлектрических и гидрогеологических параметрах пород и геологическом строении разреза.

## Материалы и методы исследования

**Классификация пород по типам связей между слагающими их компонентами.** При распространении электромагнитного поля в земле возникают электрические токи, под действием которых жидкость в порах начинает

передвигаться относительно твердой фазы. При включении тока часть ионов рыхлой части двойных электрических слоев (ДЭС), увлекаемая электрическим током, отрывается от своего положения, образуя течение жидкости, возникает электродвижущая сила поляризации, направленная противоположно течению электрического тока в порах, то есть возникает электроосмотический эффект. При ступенчатом выключении тока процессы в ДЭС и поровом пространстве пород идут в обратном порядке, и порода возвращается в статическое состояние. Тот же эффект наблюдается, если к концам поры приложить градиент давления (потенциалы течения):

$$E = \frac{\varepsilon_{\text{отн}} \varepsilon_0 \zeta}{4\pi \sigma_f v_d} gradP, \quad (1)$$

где  $E$  – напряженность электрического поля, В/м;  $gradP$  ( $\Delta P$ ) – разность потенциалов на концах капилляра, Па/м). Градиентом давления, в частности, может служить как разность алтитуд между поровыми каналами в породе, (например, на склонах холмов или гор, где в естественном состоянии возникают фильтрационные поля), так и распространяющаяся сейсмическая волна, генерирующая СЭЭ.

Нижеприведенная выдержка взята из учебного пособия В.Н. Кобрановой<sup>2</sup>. Как известно, горные породы в большинстве случаев являются агрегатами, компоненты которых обладают различной упругостью. Специфическую упругость имеет также скелет породы. Он занимает в пространстве тот же объем, что и вся среда в целом. В его межзерновых цементосодержащих и сообщающихся друг с другом порах находится жидкий или газовый заполнитель (или оба этих компонента) пород. Иногда жидкий и газовый заполнитель практически неподвижен в порах. Он не может циркулировать через поры под воздействием тех незначительных и переменных напряжений, которые возникают при прохождении в породе волн упругости. В поровое пространство такой породы не поступает извне жидкий заполнитель порового пространства. Малые и переменные во времени изменения напряжения в породах от акустических волн не вызывают необратимых деформаций. Деформации пропорциональны напряжениям, а потери

<sup>1</sup> Агеев В.В. Математическое моделирование электромагнитных зондирований поляризующихся сред и проблема высокоразрешающей электроразведки: автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук: 04.00.12. М., 1997. 18 с

<sup>2</sup> Кобранова В.Н. Петрофизика: учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 392 с.



энергии и наблюдаемые изменения пористых пород весьма близки к тем же деформациям для идеально упругих сред. Поры этих пород считаются закрытыми. Следуя работе В.Н. Кобрановой<sup>2</sup>, эти породы будем считать дифференциально упругими с «совершенной связью между компонентами». Примерами пород с закрытыми порами могут служить низкопористые и неизмененные разности осадочных, метаморфических и магматических пород, глины представляют высокопористые разности этих сред.

В то же время в природе существует множество типов пород, содержащих жидкий и газовый компоненты в объемах, заметно скрывающихся на их упругости с менее прочной межфазной связью. Вследствие различия упругих свойств жидкости и скелета под воздействием упругих деформаций твердый и жидкий компоненты будут перемещаться относительно друг друга, и эти перемещения взаимосвязаны. Изменение давления в скелете и будет определять изменение давления в порах. Эти породы будем считать «породами с несовершенной связью между компонентами» [25]. Изменения напряжений в скелете породы одинаково действуют как на твердую матрицу, так и на поры. К этому типу относятся нефтенасыщенные пески, песчаники, алевролиты, рыхлые известняки и доломиты.

Другой противоположный случай – когда при почти полном отсутствии связи между составляющими заполнитель свободно циркулирует в поровом пространстве и поры хорошо связаны между собой. Незначительные приращения напряжений не изменяют заполнителя порового пространства. В этом случае изменения напряжений действуют лишь на твердое вещество и скелет породы. Такие породы характеризуются отсутствующей связью между компонентами.

На связь между фазами влияют вязкость жидкости и диаметр поровых каналов.

Следует отметить, что в основу классификации по размерам пор положены данные о характере связи поровой жидкости с твердой компонентой и ее передвижения в порах. В сверхкапиллярных порах доля воды, связанной с твердым компонентом, невелика, и основной ее объем движется согласно гидродинамическим законам для труб по направлению силы тяжести. В капиллярных порах содержание связанной воды больше, и ее падению под действием силы тяжести препят-

ствует капиллярный подъем. В субкапиллярных порах природные воды практически неподвижны, они почти нацелоочно связаны с твердым компонентом.

В.Ю. Хальбауэр-Задорожной и Э.Х. Стеттером [26] было высказано предположение, что в породах с совершенной связью между компонентами градиент давления, обусловленный сейсмической волной, действует только на твердую фазу и независимого изменения давления в порах не происходит. В этом случае градиент давления в порах соответствует градиенту давления в скелете породы. Тем не менее, при достаточно высоком значении  $\zeta$ -потенциала СЭЭ может быть зарегистрирован. Авторами также было высказано предположение об отсутствии СЭЭ в породах с отсутствующей связью между компонентами.

*Уравнения для расчета градиента давления, обуславливающего сейсмоэлектрический эффект.* Что касается пород с несовершенной связью между компонентами, то мы полагаем, что в любой точке среды в определенный момент времени прихода сейсмической волны градиент давления одинаково действует на твердый скелет и поровое пространство породы. Это означает, что каждая точка среды в момент прихода сейсмической волны, будь то твердая или жидккая фаза, может быть рассмотрена как независимый источник сейсмических колебаний (принцип Гюйгенса). Если в этой точке находится жидкий компонент, то под влиянием градиента давления, обусловленного сейсмической волной, жидкий компонент начнет перемещаться относительно скелета. Подтвердим математически это высказанное предположение и покажем при каких соотношениях петрофизических характеристик породы можно генерировать СЭЭ.

Для расчета градиента давления, обуславливающего СЭЭ, рассмотрим два основных уравнения:

1. Уравнение, описывающее относительное смещение частиц породы, вызванное сейсмической волной.

2. Уравнение установления потенциалов течения в цилиндрической поре, когда градиент давления  $P(t)$  приложен к ее началу.

Если градиент давления переменного типа приложить к среде, возникает сейсмическая волна. Когда сейсмическая волна распространяется в среде, она производит незначитель-

ные обратимые деформации среды – смещение частиц породы. Для сферического источника давления  $P(t)$  с радиусом  $r_0$  уравнение, описывающее смещение частиц в любой точке однородной среды (в м), может быть записано в виде<sup>3</sup>:

$$U_P(r, t) = \left[ \frac{f_s(\tau_1)}{R^2} + \frac{f'_s(\tau_1)}{V_p R} \right] \frac{r_0}{\delta} \vec{r}, \quad (2)$$

где  $V_p$  – скорость распространения продольной  $P$ -волны, м/с,  $\delta$  – плотность пород, кг/м<sup>3</sup>,  $R$  – расстояние между источником возбуждения и точкой наблюдения, м;  $\vec{r}$  – единичный радиус-вектор. Значение  $f_s(\tau_1)$  определяется по спектру давления  $D(\omega)$ :

$$f_s(\tau_1) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{D(\omega) \cdot \exp(i\omega\tau_1) d\omega}{\omega_{0p}^2 - \omega^2 + 2i\alpha_p \omega},$$

где  $\omega$  – круговая частота ( $\omega = 2\pi f$ ,  $f$  – частота, Гц);  $\tau_1 = t - (R - r_0)/V_p$  – время прихода волны в точку наблюдения, с;  $\omega_{0p} = 2V_s/r_0$  – собственная частота колебаний источника, Гц;  $V_s$  – скорость распространения поперечной волны в среде, м/с;  $\alpha_p = 2V_s^2/RV_p$  – коэффициент затухания, с<sup>-1</sup>;  $D(\omega)$  представляет спектр давления и может быть записан в следующем виде:

$$D(\omega) = D_S(\omega) \cdot P_0, \quad (3)$$

где  $D_S(\omega)$  – спектр давления;  $P_0$  – амплитуда удара, Н/м<sup>2</sup>.

Давление, возникающее в породах под воздействием сейсмической волны, может быть записано в виде<sup>3</sup>

$$P(R, t) = -K\theta = -K \frac{\partial U}{\partial R},$$

где  $K$  – модуль всестороннего сжатия породы, Па или кг/м·с<sup>2</sup>;  $K = -V \cdot dP/dV$  где  $V$  – объем,  $\theta$  – дилатансия, м/м, которая выражается соотношением

$$\theta = -\frac{\partial U}{\partial R}. \quad (4)$$

Дифференцируя (2) по  $R$ , получаем выражение для давления сейсмической волны в произвольной точке  $R$ :

$$P(R, t) = K \left[ \frac{3f_s(\tau_1)}{R^3} + \frac{f'_s(\tau_1)}{V_p R^2} \right] \frac{r_0}{\delta} \vec{r}. \quad (5)$$

Дифференцируя (5) по  $R$ , получаем градиент давления, возникающий в среде в точке  $R$ :

$$\begin{aligned} \frac{\partial P(R, t)}{\partial R} &= gradP = \\ &= -K \left[ \frac{4f_s(\tau_1)}{R^4} + \frac{2f'_s(\tau_1)}{V_p R^3} \right] \frac{r_0}{\delta} = gradP_0, \end{aligned} \quad (6)$$

где индекс «0» означает градиент давления в породах с модулем всестороннего сжатия  $K$  и скоростью распространения сейсмической волны  $V_p$ .

Поскольку мы предположили, что в любой точке среды в определенный момент времени прихода сейсмической волны градиент давления одинаково действует как на твердый скелет, так и поровое пространство породы, в какой-то момент времени градиент давления будет приложен к началу любой поры. Таким образом, сначала рассмотрим задачу установления давления в цилиндрической поре при наложении градиента давления в виде ступенчатой функции (функции Хевисайда) к ее началу (рис. 1, а).

Выражение для установления давления в поре имеет вид [27]:

$$\begin{aligned} P_{tr}(l, t) &= P_0 \left[ 1 + \frac{l}{L} - \right. \\ &\quad \left. - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin\left(\frac{\pi nl}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right) \right] = \\ &= P_0 \cdot f_{tr}, \end{aligned} \quad (7)$$

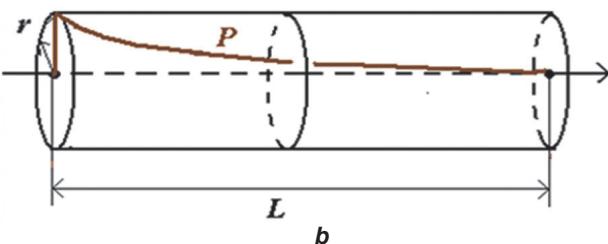
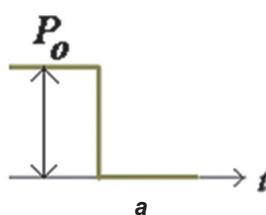


Рис. 1. Градиент давления в виде функции Хевисайда, приложенный к началу цилиндрической поры (а), и установление давления в ней (б)

Fig. 1. Pressure gradient in the form of a Heaviside function applied to the beginning of a cylindrical pore (a) and pore transient pressure (b)

<sup>3</sup>Гурвич И.И. Сейсморазведка: учебник для техникумов. М.: Гостоптехиздат, 1960. 504 с.

где  $L$  – длина цилиндрической поры;  $l$  – точка наблюдения внутри поры;  $t$  – время;  $P_0$  – амплитуда ступенчатой функции;  $C_D$  – коэффициент диффузии,  $\text{м}^2/\text{с}$ , о котором речь пойдет ниже:

$$f_{tr} = 1 + \frac{l}{L} - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin\left(\frac{\pi nl}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right). \quad (7, a)$$

Рассчитаем установление давления в поре, обусловленное градиентом давления от дельта-функции Дирака. Соотношение между функцией Хевисайда и дельта-функцией имеет вид:

$$f_{del}(t) = -\frac{\partial f_{tr}(\tau)}{\partial \tau}. \quad (8)$$

Дифференцируя (7, a) по  $t$ , получим:

$$\begin{aligned} P_{delT}(l, t) &= \\ &= \frac{2P_0 \pi C_D}{L^2} \left[ \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{\pi nl}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right) \right] = \\ &= P_0 \cdot f_{delT}, \end{aligned} \quad (9)$$

где

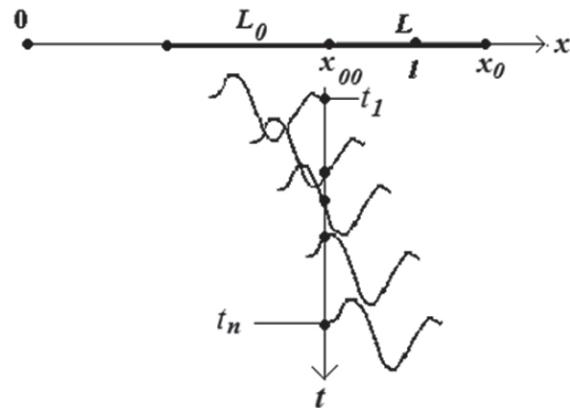
$$\begin{aligned} f_{delT} &= \\ &= -\frac{2\pi C_D}{L^2} \left[ \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{\pi nl}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right) \right]. \end{aligned} \quad (10)$$

Чтобы получить выражение для установления давления в цилиндрической поре, обусловленного приходом сейсмической волны, необходимо осуществить конволюцию функции градиента давления, вызванного сейсмической волной  $gradP$  (4) с выражением для установления давления в поре от дельта-импульса давления  $f_{delT}$  (10):

$$gradP_S(t) = \int_0^t gradP_0(t-\tau) f_{delT}(\tau) d\tau. \quad (11)$$

Однако в пористой проницаемой среде все поры переплетаются между собой, и каждая точка в любой поре в определенный момент времени может быть рассмотрена как начало поры. Введем понятие «удельной» поры, то есть поры определенной длины, вдоль которой производится интегрирование. Это пора длиной  $L$ , то есть на удалении  $L$  давление, обусловленное функцией Хевисайда, спадает до нулевого значения (рис. 1, б). Введем прямоугольную систему координат, где  $x_{00}$  и  $x_0$  – координаты начала и конца поры соответственно, а  $l$  – точка наблюдения внутри поры (рис. 2). Таким образом, с момента времени  $t_1$ , когда сейсмическая волна приходит в точку  $x_{00}$ , начи-

нается установление давления по длине всей поры  $L$ . В момент времени  $t_l$  волна приходит в точку  $x_{00} + l$  и вновь устанавливается давление по длине поры  $L$  (сдвинутой на расстояние  $l - x_{00}$ ) по отношению к выше рассмотренной поре. Тогда в точке  $x_{00}$  произойдет суперпозиция давлений, обусловленных распространением сейсмической волны в поре  $L$ , каждая точка которой в определенный момент времени является начальной в поре  $L_0$  (см. рис. 2).



**Рис. 2. Распространение сейсмической волны и координаты, объясняющие конволовцию функций (8) и (11)**

**Fig. 2. Seismic wave propagation and coordinates explaining the convolution of functions (8) and (11)**

Таким образом, чтобы получить установление давления в точке порового пространства породы, обусловленного проходящей через нее сейсмической волной, необходимо произвести конволюцию установления давления в поре, обусловленного сейсмической волной  $gradP_S$  (8) и дельта-функций установления давления в поре (по  $l$ )  $f_{dell}$  (11), то есть:

$$\begin{aligned} gradP &= \\ &= \int_0^L gradP_S(x_{00} + L - l, t) * \frac{\partial f_{tr}}{\partial l} dl = \\ &= \int_0^L gradP_S(x_{00} + L - l, t) f_{dell}(l, t) dl, \end{aligned} \quad (12)$$

где

$$\begin{aligned} f_{dell}(l, t) &= -\frac{\partial f_{tr}(l, t)}{\partial l} = \\ &= \frac{1}{L} + \frac{2}{L} \sum_{n=1}^{\infty} n \cos\left(\frac{\pi nl}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right). \end{aligned} \quad (13)$$

Выражение (13) представляет собой установление давления от дельта-функции (по  $l$ ) в точке наблюдения  $l$ . Таким образом, выражение (12) описывает градиент давления в точке пористой среды  $l$ , возникающего при прохождении сквозь нее сейсмической волны.

Вернемся к вопросу о коэффициенте диффузии  $C_D$ . В научной литературе практически не приводится оценок величины этого параметра. Согласно теории, описанной в источнике [28], медленные сейсмические волны представляют собой движение жидкости относительно твердой матрицы, и в волновом уравнении следует учитывать электрохимический эффект. В этом случае уравнение для волны имеет вид, который и включает коэффициент диффузии  $C_D$  [28]:

$$\frac{PR - Q^2}{b(P + R + 2Q)} \nabla(\nabla\xi) - \frac{\partial\xi}{\partial t} = C_D \nabla(\nabla\xi) - \frac{\partial\xi}{\partial t} = 0, \quad (14)$$

здесь  $P, Q$  и  $R$  – феноменологические константы упругости, предложенные М. Био;  $\xi = u - U$  – относительное перемещение твердой матрицы и жидкости, где  $u$  и  $U$  – средние смещения матрицы и флюида соответственно;  $C_D = PR - Q^2/b(P + R + 2Q)$ .

Р.Н. Чандлером и Д.Л. Джонсоном [29] было получено выражение, представляющее коэффициент диффузии  $C_D$  как комбинацию петрофизических (структурных, гидродинамических и упругих) параметров:

$$C_D = \frac{k_p K_f}{\eta_d \varphi} \left\{ 1 + \frac{K_f}{\varphi \left( K_b + \frac{4}{3} G \right)} \left( 1 + \frac{1}{K_s} \left[ \frac{4}{3} \left( 1 - K_b - \varphi \left( K_b \frac{4}{3} G \right) \right) \right] \right)^{-1} \right\}, \quad (15)$$

где  $K_f$ ,  $K_b$  и  $K_s$  – модули всестороннего сжатия жидкости, твердой фазы и скелета породы соответственно, Па или Н/м<sup>2</sup>;  $G$  – модуль сдвига скелета, Па или Н/м<sup>2</sup>;  $\varphi$  – пористость скелета породы;  $k_p$  – коэффициент проницаемости, м<sup>2</sup>;  $\eta_d$  – динамическая вязкость жидкости, Па·с или кг·с/м<sup>2</sup>. При  $K_b, K_s \gg K_f$  выражение (15) сводится к виду:

$$C_D \approx \frac{k_p K_f}{\eta_d \varphi_d}. \quad (16)$$

Между проницаемостью  $k_p$  и динамической пористостью  $\varphi_d$  существует прямая зависимость, которая для пород с изменяющимся сечением пор может быть записана в виде (модель Козени – Кармана) [29]:

$$k_p = \frac{\varphi_d^3}{S_{FV}^2 T_H^2 f}. \quad (17)$$

Подставив (17) в (16), получим:

$$C_D = \frac{\varphi_d^3}{S_{FV}^2 T_H^2 f} \frac{K_f}{\varphi \eta_d},$$

где  $T_H$  – гидравлическая извилистость (безразмерная величина);  $f$  – постоянная Козени (безразмерная величина);  $S_{FV}$  – удельной поверхности фильтрующего канала, м<sup>2</sup>/м<sup>3</sup>. Таким образом, для высокопористых пород с изменяющимся сечением пор и для случаев, когда ДЭС в порах неразвиты, и объемом связанный воды в породе можно пренебречь, величина  $C_D$  прямо пропорциональна квадрату пористости и обратно пропорциональна квадратам гидравлической извилистости и удельной поверхности фильтрующего канала. В случае, когда породы содержат в своем объеме связанную воду, с учетом  $\tau_{av} S_{FV} = k_{aw} \varphi$ ,  $S_{FV}^2 = k_{aw}^2 \varphi^2 / \tau_{av}^2$  и  $\varphi_d = \varphi (1 - k_{aw})$ , параметр проницаемости имеет вид<sup>1</sup>:

$$k_p = \frac{(1 - k_{aw})^3 \varphi}{k_{aw}^2 \left( \frac{T_H}{\tau_{av}} \right)^2 f}, \quad (18)$$

где  $\tau_{av}$  и  $k_{aw}$  – толщина пленки связанной воды, м и ее содержание в породе;  $k_{aw} = V_{aw} / V_{pore}$ , то есть отношение объема, занимаемого пленками связанный воды к общему объему порового пространства породы. Подставив (18) в (16), получим:

$$C_D = \frac{(1 - k_{aw})^3}{k_{aw}^2 \left( \frac{T_H}{\tau_{av}} \right)^2 f} \cdot \frac{K_f}{\eta_d \cdot \varphi} = \frac{(1 - k_{aw})^3}{k_{aw}^2 \left( \frac{T_H}{\tau_{aw}} \right)^2 f} \cdot \frac{K_f}{\eta_d}. \quad (19)$$

Таким образом, коэффициент диффузии  $C_D$  включает электрохимические параметры  $k_{aw}$  и  $\tau_{av}$ . Формула (17) показывает, что  $C_D$  прямо пропорционален квадрату толщины пленки  $\tau_{av}$  и обратно пропорционален объему этой пленки в единице объема пород.

$C_D$  и фрактальная модель породы. Для оценки коэффициента диффузии  $C_D$  используем фрактальную модель пород [30]<sup>2</sup>. Объем пленки связанной воды зависит как от пористости среды, так и от размеров зерен, слагающих породу. Бикомпонентная, то есть двухфазная порода, состоит из двух фаз: твердой (матрица) и жидкой (вода в порах). В модели Семенова–Овчинникова матрица состоит из  $n$  сфер (или эллипсоидов) одинакового размера и пригодна для описания хорошо отсортированных песков и биогермных языков. Удельное сопротивление матрицы очень велико, а вторым компонентом модели является вода с удельным сопротивлением  $\rho_f$ . Рассмотрим случай для одной единицы среды – куба размером  $L = 1$ , и включим в этот куб сферу с радиусом  $r_1 = L/2 = 0,5$



(рис. 3, а). Объем этой сферы –  $V_1$ . Этот шар будем считать основным зерном (зерном первой фракции).

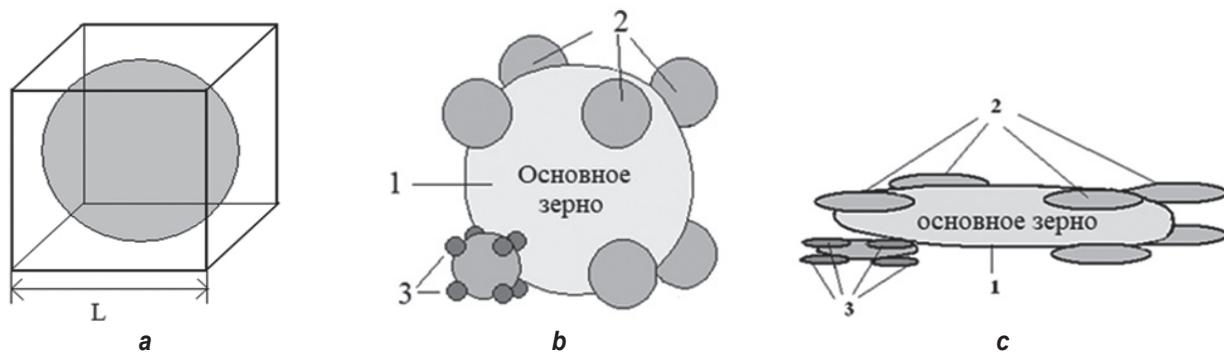
Примем, что после заполнения объема породы  $V_1$  серией самых крупных включений  $\varphi_0 = (1 - V_1) = 0,4763$  остался объем  $(1 - \varphi_0)$ , который в свою очередь, составляет долю серией более мелких включений. Таким образом, вторая фракция включений располагается на углах куба, то есть число зерен второго порядка, приходящегося на рассматриваемый объем, равно восьми (рис. 3, б). Однако они лишь частично включены в единичный объем, и эта фракция будет занимать объем  $V_2 = (1 - \varphi_0) \cdot \varphi_0 = 0,2494$ . Следующая фракция сферических включений, состоящая из сфер еще более мелкого радиуса, будет составлять объем  $V_3 = (1 - \varphi_0)^2 \cdot \varphi_0 = 0,227$ . Зерна данной фракции размещаются на углах куба, в которой вписываются зерна второго порядка. Таким образом, число зерен третьего порядка на восьми кубах второго порядка равно восьми. Радиус зерен второго порядка  $r_2$  будет равен 0,3905.

Третья фракция занимает объем  $V_3 = (1 - \varphi_0)^2 \cdot \varphi_0 = 0,1188$ , а общий объем твердой фазы такой модели  $V_{1+2+3} = 0,8918$ . Радиус сферических зерен третьего порядка  $r_3 = 0,1503$ . Продолжая таким образом, можно рассчитать размер зерен каждой фракции и объем порового пространства породы.

Оставшийся объем  $(1 - \varphi_0)^n$  будет равен коэффициенту пористости модели среды  $\varphi$ . Очевидно, что коэффициент пористости  $\varphi$  модели среды будет определяться числом фракций сферических включений  $n$ . Сопротивление такой модели равно:

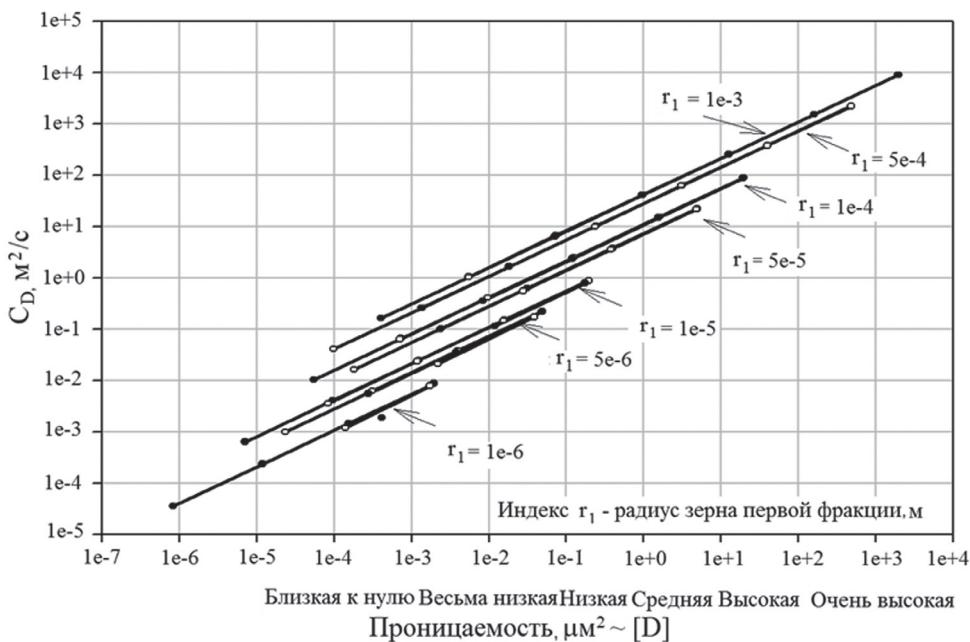
$$\rho_P = \left( \frac{3 - \varphi_0}{2\varphi_0} \right)^{\lg \varphi / \lg \varphi_0} \rho_f.$$

В том случае, когда зерно покрыто пленкой связанный воды толщиной  $\tau_{av}$ , динамическая пористость отличается от общей пористости скелета породы. Рассчитаем содержание связанный воды в породе  $k_{aw}$  как разность между объемом зерен, покрытых пленкой связанный воды  $V_{S+\tau}$  и объемом твердой фазы  $V_S$  относительно общей пористости породы, то есть  $k_{aw} = (V_{S+\tau} - V_S)/\varphi$  и, подставив  $k_{aw}$  (при толщине пленки связанный воды  $\tau_{av} = 10^{-9}$  м) в (19), получим значения  $C_D$ . Очевидно, что чем меньше зерна, слагающего породу, тем больший вклад вносит объем связанный воды и тем меньше  $C_D$ . На рис. 4 показана серия кривых, демонстрирующих зависимость  $C_D$  от проницаемости пород при различных размерах зерен первого порядка, что определяет гранулометрический состав реальных геологических пород. На рисунке указана группа пород по проницаемости<sup>1</sup>. Расчеты показывают, что для очень высокопористых пород коэффициент диффузии  $C_D$  может варьироваться в интервале 500–1000 м<sup>2</sup>/с и более. При заполнении межпорового пространства серией мелких включений проницаемость породы уменьшается и соответственно  $C_D$  уменьшается прямо пропорционально этому параметру (19). Для высокопористых пород коэффициент  $C_D$  может принимать значения 70–1000 м<sup>2</sup>/с, для среднепроницаемых –  $C_D \sim 8–200$  м<sup>2</sup>/с. Для низкопроницаемых пород  $C_D$  изменяется в пределах 0,8–15 м<sup>2</sup>/с. Следовательно, вполне допустимо предположение, если  $C_D < 0,5$ , то такие породы классифицируются как породы с совершенной связью



**Рис. 3. Фрактальная модель обломочных отложений, содержащая шары и эллипсы разного диаметра:**  
зерно первого порядка в единичном объеме (а); расположение зерен высших порядков  
в шаровой (б) и эллипсоидной (с) моделях

**Fig. 3. Fractal model of clastic sediments containing spheres and ellipses of different diameters:**  
first order grain in a unit volume(a); arrangement of higher-order grains  
in the sphere (b) and ellipsoid (c) models

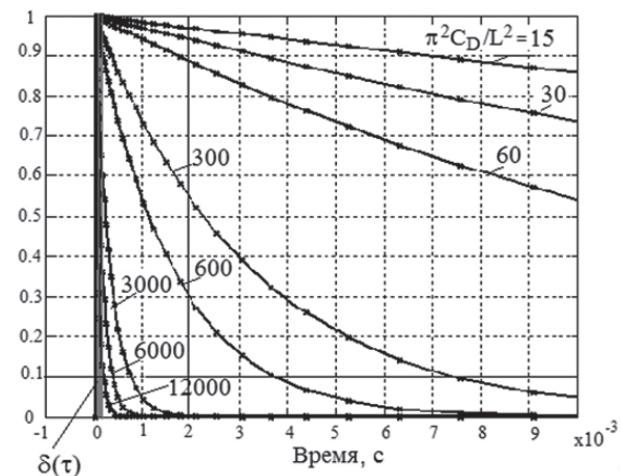


**Рис. 4. Зависимость коэффициента диффузии  $C_D$  от проницаемости пород для фрактальной модели пород, представленной зернами различного размера**  
**Fig. 4. Diffusion coefficient  $C_D$  vs rock permeability for a rock fractal model represented by grains of different sizes**

между компонентами и градиент давления, возникающий в таких породах при прохождении сейсмической волны, рассчитывается по формуле (2). Если  $C_D > 1000$ , то в соответствии с высказанным предположением об отсутствии СЭЭ в породах с отсутствующей связью между компонентами, градиент давления принимается равным нулю. Во всех остальных случаях градиент давления вычисляется по формуле (9).

**Предельные случаи. Коэффициент диффузии для коротких и длинных пор.** Очевидно, что СЭЭ прямо пропорционально зависит от скорости распространения сейсмических волн и плотности пород (6), электрического сопротивления и динамической вязкости флюида, заполняющего поровое пространство среды (1). Однако все эти перечисленные параметры в конечном счете зависят от пористости и проницаемости среды, то есть являются производными структуры порового пространства среды. В соответствии с формулами (8–11), параметрами, определяющими поровое пространство среды, являются коэффициент  $C_D$  (связанный с проницаемостью и пористостью среды), средняя длина пор в породе  $L$  и коэффициент потенциала течения  $\zeta$  (1). Рассмотрим предельные случаи возникновения СЭЭ в породах с различными связями

между компонентами. Заметим, что в выражении (7) стоит функция  $\exp(-n^2\pi^2C_D t/L^2)$ , которая равна единице при  $t = 0$  и быстро убывает со временем (размерность  $C_D/L^2$  равна  $1/t$ ). Форма спада экспоненты зависит от соотношения  $n^2\pi^2C_D/L^2$  (рис. 5). Рассмотрим случаи, когда  $\beta = \pi^2C_D/L^2 \gg 1$ , полагая, что поры  $L$  могут быть как длинными, так и короткими, а также случай  $\beta \sim 1$ .



**Рис. 5. Зависимость параметра  $\exp(-n^2\pi^2C_D t/L^2)$  от времени  $t$  для различных значений  $\beta = \pi^2C_D/L^2$**   
**Fig. 5. Dependence of  $\exp(-n^2\pi^2C_D t/L^2)$  parameter on time  $t$  for different  $\beta = \pi^2C_D/L^2$  ratios**



В случае, когда  $\beta \gg 1$ , экспоненциальная функция по форме будет близка к дельта-функции Дирака  $\delta(\tau)$  (см. рис. 5) и свертка функции с дельта-функцией равна самой функции. При  $\beta \gg 1$  экспоненциальная функция быстро убывает, а ее амплитуда при  $t \rightarrow 0$  равна единице. Таким образом, можно записать:

$$\frac{\exp(-\beta t)}{\Delta t} \sim \delta(t). \quad (20)$$

Рассмотрим выражение  $\exp(-n^2\pi^2C_D\tau/L^2)$  и ее производную по  $\tau$ :  $-n^2\pi^2C_D/L^2 \exp \tau$ . Обозначим  $n^2\pi^2C_D/L^2$ ,  $R = 2\pi n C_D/L^2$ , тогда  $K = R n \pi/2$ . Очевидно, что при  $\tau = \Delta t_n = 1/nR$  получим:  $\exp(-K\tau) = \exp(-R n \pi/2) = \exp(-\pi/2)$ . Таким образом, при любом  $\Delta t_n = L^2/2\pi n^2 C_D$  экспонента  $\exp(-\pi/2) = 0,2079$ . Таким образом, при любом значении  $\Delta t_n = L^2/2\pi n^2 C_D = \Delta t_1/n$  экспонента резко спадает, при этом площадь этой экспоненциальной функции будет близка к единице и аппроксимация ее дельта-функцией вполне оправдана.

Приняв во внимание (20), при  $\tau = \Delta t_1$  для любого  $n$ , выражение (11) запишем в виде:

$$\begin{aligned} gradP_S(t) &= \\ &\int_0^e gradP_0(-\tau)f_{delT}(\tau) \cdot d\tau = \\ &= -\frac{2\pi C_D}{L^2} \int_0^e gradP_0(t-\tau) \times \\ &\times \left[ \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{\pi n l}{L}\right) \exp\left(-\frac{n^2\pi^2C_D\tau}{L^2}\right) \right] d\tau \approx \\ &\approx -\frac{2\pi C_D}{L^2} \Delta t_1 \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{\pi n l}{L}\right) gradP_0. \end{aligned} \quad (21)$$

Таким образом, при  $\tau = \Delta t_1$  для любого  $n$  получим:

$$\begin{aligned} gradP_S(t) &\approx \\ &\approx -\frac{2\pi C_D}{L^2} \frac{\Delta t_1}{n} \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{\pi n l}{L}\right) \times \\ &\times \int_0^t gradP_0(t-\tau) \frac{n \delta(\tau)}{\Delta t_1} d\tau = \\ &= \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} gradP_0 \approx 0.45 gradP_0. \end{aligned} \quad (22)$$

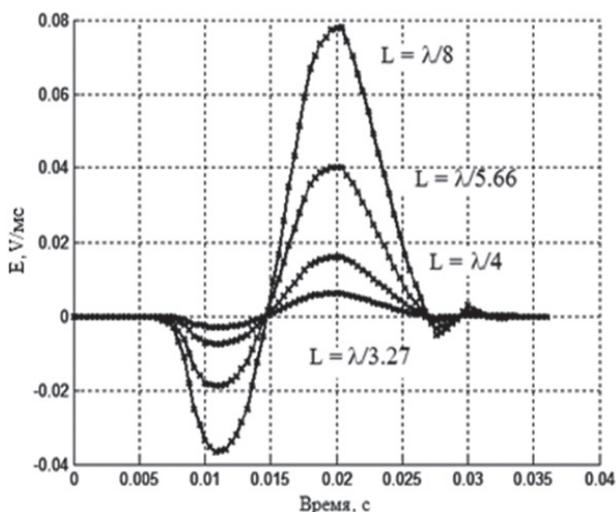
Приближение (22) справедливо для коротких пор, примером которых могут служить глины. Из практики известно, что в глинах затухание акустических сигналов также происходит быстро.

## Результаты исследования и их обсуждение

При том же самом соотношении  $\pi^2 C_D/L^2$  существуют два предельных варианта: длина поры  $L$  может быть как длинной, так и короткой. Рассмотрим оба случая. Запишем выражение (9) в виде:

$$\begin{aligned} gradP &= \int_0^L gradP_S(x_{00} + L - l, t) \frac{\partial f_{tr}}{\partial l} dl = \\ &= \frac{1}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \int_0^L \sin\left(\frac{n\pi l}{L}\right) gradP_0(x_{00} + L - l, t) dl + \\ &\quad + \exp\left(-\frac{n^2\pi^2C_D t}{L^2}\right) \times \\ &\quad \times \frac{1}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \int_0^L \sin\left(\frac{2n\pi l}{L}\right) gradP_0(x_{00} + L - l, t) dl. \end{aligned} \quad (23)$$

Рассмотрим случай  $\pi^2 C_D/L^2 \gg 1$  (поры длинные, и  $C_D$  очень велико) (рис. 6). В данном случае показатель экспоненты в формуле (23)  $n^2\pi^2C_D/L^2 \gg 200$ , и уже на ранних временах экспонента быстро стремится к нулю, и следовательно второе слагаемое выражения (29) быстро стремится к нулю. Первое слагаемое затухает значительно медленнее. Важно, что в рассматриваемом



**Рис. 6. Зависимость сейсмоэлектрического эффекта от длины поры  $L$ :**  
 $\pi^2 C_D/L^2 = 15000 \text{ c}^{-1}$  ( $\lambda$  – длина сейсмической волны в слое при скорости ее распространения  $V_p = 400 \text{ м/с}$ ;  $x_1 = 3,5 \text{ м}$ ,  $x_2 = 4,5 \text{ м}$  – положение приемных электродов на профиле относительно пункта возбуждения)

**Fig. 6. Seismoelectric effect vs pore length  $L$ :**  
 $\pi^2 C_D/L^2 = 15000 \text{ c}^{-1}$  ( $\lambda$  – length of the seismic wave in a layer with the propagation velocity of  $V_p = 400 \text{ m/s}$ ;  $x_1 = 3.5 \text{ m}$ ,  $x_2 = 4.5 \text{ m}$  – position of receiving electrodes on the profile relative to the shotpoint)



случае (величина градиента давления, возникающего в пористых породах обратно пропорционально длине поры. Таким образом, в высокопроницаемых породах с достаточно длинными порами, примером которых могут быть промытые галечники, крупнозернистые пески или коралловые известняк, СЭЭ не возникает, из рисунка 6 следует, что амплитуда СЭЭ мала и убывает с увеличением длины поры. Этот случай экспериментально зарегистрирован В.В. Агеевым<sup>1</sup>. Автор показал, что СЭЭ исчезает на границе осадочных пород и развития крупнозернистых песков, то есть при том же соотношении  $\pi^2 C_D / L^2 \gg 200$  СЭЭ, возникающий в длинных порах, будет в  $L$  раз меньше, чем СЭЭ, возникающее в коротких порах.

Результаты расчетов показаны на рис. 7. При расчетах использовалась программа вычисления СЭЭ в многослойных разрезах, ядром которой является описанный выше алгоритм расчета СЭЭ в пористых средах. Отметим, что на рис. 7–9 амплитуда СЭЭ дана в нормализованном виде.

Однако такая зависимость отсутствует, когда  $\pi^2 C_D / L^2 \gg 1$ , то есть поры длинные, но  $C_D$  гораздо меньше, чем в первом рассматриваемом случае. Тогда экспонента (см. рис. 5) спадает более плавно и не может быть аппроксимирована дельта-функцией. Из рис. 7 следует, что СЭЭ значительно (более чем в

10 раз) увеличивается с длиной поры при меньших значениях  $C_D$  (меньшей проницаемости при той же длине пор). Высокие значения ССЭ в данном примере обусловлены тем, что рассматривается среда с несовершенной связью между компонентами. С уменьшением длины поры СЭЭ уменьшается.

Рассмотрим противоположный случай, когда поры в породах чрезвычайно короткие, то есть  $L = 2dl$ , и тогда единственной точкой, в которой производится свертка, это  $l = L/2$ . Очевидно, что и в случае  $l = 0$  и в случае  $l = L$  оба члена выражения (23) равны нулю. Тогда имеем:

$$\begin{aligned} gradP = & \frac{1}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \int_0^L \sin\left(\frac{n\pi}{2}\right) gradP_0(x_0 + L - l, t) dl + \\ & + \frac{1}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \int_0^L \sin(n\pi) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D t}{L^2}\right) \times \\ & \times gradP_0(x_0 + L - l, t) dl = \\ & = \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} gradP_0 \approx 0.75 \cdot \frac{2}{\pi} gradP_0 \approx \\ & \approx 0.45 gradP. \end{aligned}$$

Таким образом, СЭЭ, возникающий в породах с совершенной связью между компонентами (породы с вкрапленной пористостью, глины с блокированными поровыми каналами, сланцы при прохождении тока перпендикулярно напластованию), определяется давлением, оказываемым на матри-

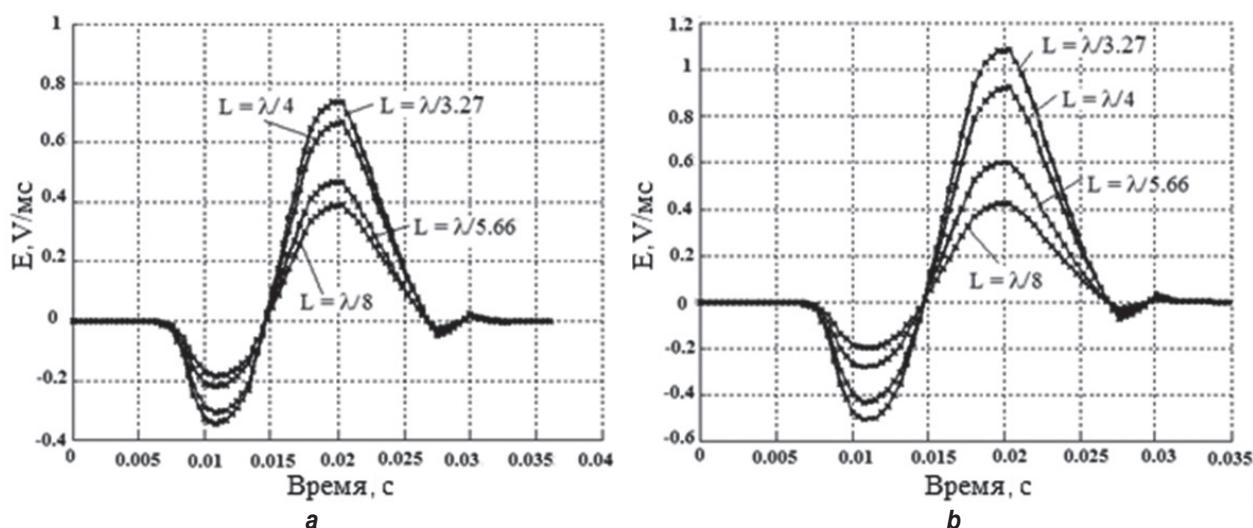


Рис. 7. Зависимость сейсмоэлектрического эффекта от длины поры  $L$ :  
a –  $\pi^2 C_D / L^2 = 150 \text{ c}^{-1}$ ; b –  $\pi^2 C_D / L^2 = 15 \text{ c}^{-1}$

$\lambda$  – длина сейсмической волны в слое при скорости ее распространения  $V_p = 400 \text{ м/с}$ ;  
 $x_1 = 3,5 \text{ м}$ ,  $x_2 = 4,5 \text{ м}$  – положение приемных электродов на профиле относительно пункта возбуждения

Fig. 7. Seismoelectric effect vs pore length  $L$ :

a –  $\pi^2 C_D / L^2 = 150 \text{ c}^{-1}$ ; b –  $\pi^2 C_D / L^2 = 15 \text{ c}^{-1}$

$\lambda$  – length of the seismic wave in a layer with the propagation velocity of  $V_p = 400 \text{ m/s}$ ;  
 $x_1 = 3.5 \text{ m}$ ,  $x_2 = 4.5 \text{ m}$  – position of receiving electrodes on the profile relative to the shotpoint



ци породы проходящей сейсмической волной.

Другой предельный случай  $\beta = \pi^2 C_D / L^2 \ll 1$  (например,  $C_D$  мало, плохо проницаемые породы). В этом случае  $f_{deLT}$  будет близка к функции Хевисайда  $f_{step}$ , (см. рис. 5), то есть имеет вид:

$$f_{step}(t < 0) = 0, \frac{df_{step}(t)}{dt} = f_{deLT}, \\ f_{step}(t \geq 0) = 1.$$

В таком случае выражение (22) сводится к виду:

$$\begin{aligned} gradP_S(t) &= -\frac{2\pi C_D}{L^2} \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{n\pi l}{L}\right) \times \\ &\times \int_0^t gradP_0(t-\tau) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 C_D \tau}{L^2}\right) \cdot d\tau = \\ &= -\frac{2\pi C_D}{L^2} \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{n\pi l}{L}\right) \int_0^t gradP_0 f_{step} dt = \\ &= -\frac{2\pi C_D t}{L^2} \sum_{n=1}^{\infty} n \sin\left(\frac{n\pi l}{L}\right) gradP_0. \end{aligned} \quad (24)$$

То есть в этом случае градиент давления будет линейно зависеть от времени. Для соблюдения данного предельного случая ( $\beta = \pi^2 C_D / L^2 \rightarrow 0$ ) при коротких порах величина параметра диффузии  $C_D$  должна быть чрезвычайно малой (плохо проницаемые породы) и, будучи подставлено в (24), обращает это выражение в нуль.

В случае же достаточно длинных пор в слабо проницаемых породах  $\beta = \pi^2 C_D / L^2 \sim 1$  возникает электрокинетический эффект, амплитуда которого невысока, а форма импульса будет вытянута по временной оси (рис. 8).

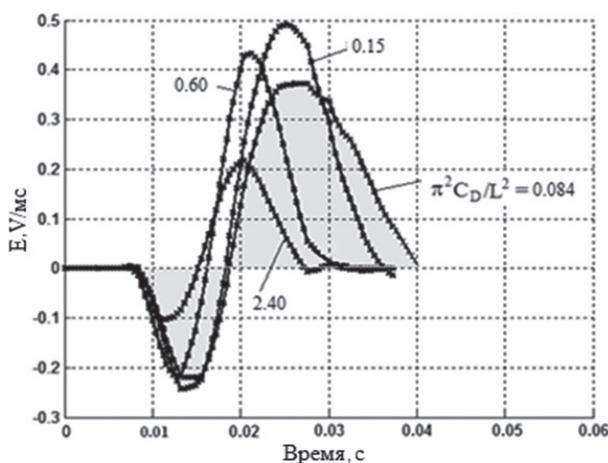


Рис. 8. Рассчитанные сейсмоэлектрические сигналы для невысоких значений  $\pi^2 C_D / L^2 \sim 1$   
Fig. 8. Calculated seismo-electric signals for low values of  $\pi^2 C_D / L^2 \sim 1$

Высокие амплитуды сигналов на приведенных рисунках объясняются тем, что сейсмо-приемники расположены в непосредственной близости от источника возбуждения (3,5–4,5 м). С удалением от источника амплитуда СЭЭ быстро затухает.

На рис. 9 показан пример сопоставления результатов математического моделирования, проведенного с использованием вышеописанного алгоритма с полевыми данными, полученными О.В. Михайловым и др. [13]. Эксперименты проводились для изучения верхней части разреза. Рисунок показывает работоспособность предложенного алгоритма расчета СЭЭ.

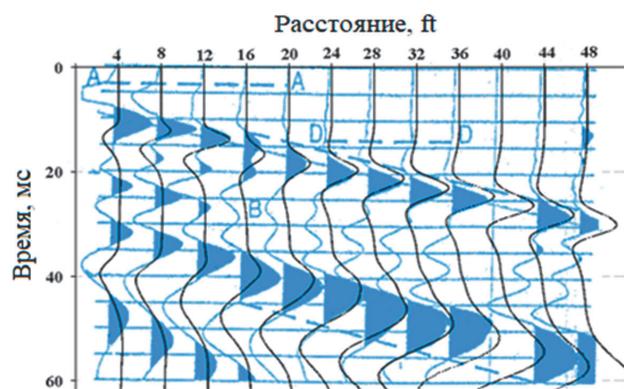


Рис. 9. Математическое моделирование сейсмоэлектрического эффекта в многослойном разрезе:  
синий цвет – полевые кривые, черный – результаты математического моделирования

Fig. 9. Mathematical modeling of seismo-electric effect in a multilayer section:  
blue color – field curves, black color – results of mathematical modeling

В заключение приведем табл. 1, в которой обобщим полученные результаты и высажем предположения о типах пород в их соотношении с возможностью возникновения в них СЭЭ.

Согласно классификации<sup>1</sup>, проницаемость глин близка к нулю ( $> 0,01 \mu\text{m}^2$ ). При этом именно эти породы могут характеризоваться очень высоким значением  $\zeta$ -потенциала, а также только глины содержат в своем объеме связанную воду в объемах, заметно сказывающихся на их физических свойствах.

Электроосмос в методе становления поля. Как указано выше, эффекты вызванной поляризации в методе становления поля могут быть связаны с электроосмотическими явлениями, то есть под действием приложенного электрического поля жидкость в порах на-



**Таблица 1. Классификация горных пород с точки зрения связей между слагающими их компонентами и возникновения в таких породах сейсмоэлектрического эффекта**

**Table 1. Rock classification based on constituting components bondings and seismoelectric effect occurrence**

Соотношение параметров	$\frac{C_D \pi^2}{L^2} >> 1$ , $L$ короткие	$\frac{C_D \pi^2}{L^2} >> 1$ , $L$ любые	$\frac{C_D \pi^2}{L^2} \sim (1 - 200)$	$\gg \frac{C_D \pi^2}{L^2} > \sim 200$
Тип связи	Совершенная связь между компонентами	Отсутствующая связь между компонентами	Несовершенная связь между компонентами	Несовершенная связь между компонентами
Возможность возникновения СЭЭ	СЭЭ мал, может быть зарегистрирован лишь при высоких значениях $\zeta$ -потенциала	СЭЭ слабый	СЭЭ мал – слабо проницаемые породы	СЭЭ возникает, проницаемость пород высокая и средняя
Тип пород	Глины, сильно глинистые породы	Промытые галечники, крупнозернистые пески и песчаники, рифовые известняки, несцементированные породы ( $k_{PR} \sim 100-1000$ )	Все породы с низкой и весьма низкой проницаемостью, магматические, эфузивные, интрузивные породы кроме глин ( $k_{PR} < 1$ )	Песчаники, известняки, трещиноватые ( $k_{PR} \sim 1-100$ )

чиная передвигаться относительно твердой фазы. При выключении электрического поля возникает обратный процесс, то есть ионы в породе стремятся вернуться в статическое равновесие. Процессы вызванной поляризации осложняют процессы становления поля, искажая «нормальный» спад электродвижущей силы вплоть до смены знака. С одной стороны, интерпретация таких сигналов представляет значительные трудности, с другой, именно этот процесс дает геофизикам дополнительную, иногда решающую информацию о петрофизических особенностях и/или структурных особенностях разреза.

Используя феноменологический анализ Ф.М. Каменецкий установил основные соотношения между поляризуемостью  $\eta$  и постоянной спада вызванной поляризации  $\tau$ . Им было показано, что высокая поляризуемость соотносится с малыми значениями постоянной спада, и наоборот, если поляризуемость горных пород низкая, то постоянная спада будет большой.

В [23] показано, что параметр поляризуемости может быть представлен как

$$\eta = \sigma_d / \sigma_\chi, \quad (25)$$

где  $\sigma_\chi = zFU_0(C_a - C_c)$  – электропроводность порового электролита;  $\sigma_d = zFU_0(C_a + C_c)$  –

электропроводность диффузной и плотной части ДЭС;  $U_0$  и  $z$  мобильность и валентность ионов,  $F$  – число Фарадея. При этом  $\sigma_\chi + \sigma_d = \sigma_0$ , то есть электропроводность свободного раствора является нейтральной<sup>1,4</sup>. Формула (25) следует из известного соотношения  $\sigma_\chi = \sigma_0 / (1 - \eta)$ . В [23] также было показано, что постоянная спада вызванной поляризации  $\tau$  пропорциональна квадрату радиуса пор  $r$  и может быть оценена как

$$\tau \approx \frac{\sigma_0 r^2 \delta}{5.8 v_d}, \quad (26)$$

где  $\delta$  – плотность породы. Из формулы (25) следует, что максимальное значение, которое может достигать поляризуемость  $\eta$  равно единице. Это происходит в том случае, когда все одноименно заряженные ионы (как правило, анионы) представляют ДЭС, а вторая часть ионов (катионы) – свободный раствор. Такая ситуация может иметь место в тонкопористых породах, например, глинах. Однако формула (26) показывает, что в этом случае следует ожидать чрезвычайно малых значений  $\tau$ , то есть процесс спада вызванной поляризации происходит чрезвычайно быстро и электроосмотический тип поляризации не может быть зарегистрирован методами элек-

<sup>4</sup> Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии: учебник для вузов. СПб.: Лань, 2023. 412 с.



троразведки. Это несомненно соответствует типу пород с совершенной связью между компонентами.

Другой предельный случай – породы с широкими порами. В этом случае объемом ДЭС можно пренебречь, и тогда  $\eta$  будет малой величиной. Но в соответствии с (26) величина  $\tau$  будет чрезвычайно велика, и поляризационные процессы в таких породах не могут быть зарегистрированы в силу ограниченного динамического диапазона аппаратуры, используемой в методе становления поля и естественного уровня помех. Несомненно, что в этом случае мы имеем дело с породами с отсутствующей связью между компонентами. Однако в случае осмотической поляризации мы опираемся на такой линейный параметр, как радиус пор, а в случае СЭЭ – длины поры. Однако в реальных горных породах длина и радиус пор часто взаимосвязаны.

В соответствии с классификацией пор по размерам выделяют сверхкапиллярные, капиллярные и субкапиллярные поры.

К первому типу пород относятся магматические и метаморфические породы. Радиус пор таких пород  $r_1 = (10^{-9} - 10^{-7})$  м. Таким образом, подставив в (26) значение  $r_1 = 10^{-6}$  м и  $\eta = 0,5$ , получим, что  $\tau = 0,26 \mu\text{s}$ , а если  $r_1 = 10^{-7}$  м и  $\eta = 1$  (максимальное значение), то  $\tau \sim 3,5 \eta\text{s}$  (нс). Таким образом, приходим к важному выводу: электроосмотические явления, возникающие в тонкокапиллярных средах, таких как глины, то есть в породах с совершенной связью между компонентами, завершаются быстро, в наносекундном интервале времен. Невзирая на то, что поляризуемость пород высока, так как значительное число ионов адсорбировано ДЭС и  $\lim_{r_1 \rightarrow 0} \sigma_\Delta \rightarrow \sigma_\chi, \eta \rightarrow 1$ . В таких породах постоянная спада всегда несопоставимо мала с длиной любого переходного процесса становления поля. Такие процессы не могут быть зарегистрированы, поскольку современной аппаратурой регистрируются процессы,

начиная лишь с первых микросекунд. Однако они могут быть выявлены методами частотного зондирования и, прежде всего, изучены с помощью данных лабораторных измерений.

К третьему типу пород, то есть к породам с отсутствующей связью между компонентами относятся крупнопористые породы, такие как гравий. В том случае, когда радиус пор большой,  $r_1 > 0,5 \times 10^{-4}$  м, (а это уже макропоры, то есть сверхкапиллярные поры), то подставив это значение  $r_1 > 1 \times 10^{-3}$  и  $\eta = 0,001$ , получим  $\tau \sim 0,17$ . Большой радиус пор, безусловно, увеличит постоянную спада. Однако, с физической точки зрения, влияние ДЭС в широких порах чрезвычайно мало. Для сравнения, толщина диффузной части ДЭС для одновалентных растворов составляет  $10^{-8}$  м, пусть даже  $10^{-7}$  м, тогда как радиус пор в породах с отсутствующей связью выше, чем  $\sim 1 \times 10^{-4}$  м. Таким образом, величина  $\eta = \sigma_\Delta / \sigma_\chi \rightarrow 0$  и, соответственно, удельная электропроводность поляризующейся породы  $\sigma(t)$  (25) будет равна  $\sigma_0$ .

К породам с несовершенной связью между компонентами относятся пески, песчаники, алевролиты, рыхлые известняки и доломиты. Это породы с радиусами пор  $5 \cdot 10^{-6} < r_1 > 1 \cdot 10^{-4}$  м. Таким образом, в породах с отсутствующей связью между компонентами, невзирая на длинный процесс становления, поляризуемость будет мала. Очевидно, понятие электроосмотической поляризуемости напрямую связано с классификацией пород по размерам пор. В табл. 2 обобщены расчеты по формуле (26).

Отметим, что здесь дано лишь приблизительное соотношение «радиус пор/поляризуемость», поскольку формула для расчета (32) базируется лишь на первом члене функции Бесселя ( $n = 1$ ). Тем не менее, совершенно очевидно, что электроосмотический эффект возникает во всех без исключения породах, но интенсивность этого процесса различна для пород с разной степенью взаимодействия между компонентами.

**Таблица 2. Рассчитанные значения постоянной спада вызванной поляризации  $\tau$  в зависимости от радиуса пор и соответствующая им связь между компонентами пород**

**Table 2. Calculated values of the induced polarization decay constant  $\tau$  depending on the pore radius and the corresponding bonding of rock components**

$r_1$ , м	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
$\eta$	1	0,5	0,1	0,1	0,05	0,05	0,01	0,01	0,001
$\tau$	$3,5 \eta\text{s}$	$0,26 \mu\text{s}$	$4,8 \mu\text{s}$	$19 \mu\text{s}$	$73 \mu\text{s}$	$0,45 \text{ мс}$	$1,7 \text{ мс}$	$7 \text{ мс}$	$43 \text{ мс}$
Связь	Совершенная	Совершенная	Несовершенная	Несовершенная	Несовершенная	Несовершенная	Несовершенная	Отсутствует	Отсутствует

Промежуточные по размерам поры породы, то есть породы с несовершенной связью между компонентами, являются истинными генераторами электроосмотической поляризации. При соответствующем соотношении  $\tau/\eta$  амплитуда электроосмотической поляризации может оказаться достаточной для его обнаружения во временной области процессов становления поля. При зондировании различных в геологическом отношении сред, в первую очередь высокомомных, эффекты вызванной поляризации могут быть зарегистрированы в полевых условиях. Многолетний опыт использования метода зондирования становлением поля в ближней зоне с различной аппаратурой и в разнообразных средах показали, что постоянные спада составляют от нескольких микросекунд до десятков миллисекунд.

### Заключение

В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Используя математические представления М. Био об учете в волновом уравнении, движение жидкости относительно твердой ма-

трицы для медленных сейсмических волн и задачи Р. Чандлера об установлении давления внутри поры, были проведены расчеты амплитуды СЭЭ в пористых горных породах.

2. Рассчитаны амплитуды СЭЭ для пород с совершенной, несовершенной и отсутствующей связями между компонентами (твердая матрица – жидкий компонент).

3. Показано, что СЭЭ может возникать только в породах с несовершенной связью между компонентами, где под действием градиента давления жидкость в порах начинает передвигаться относительно твердой фазы. Этот эффект возникает в породах со средней и высокой проницаемостью.

4. При зондированиях становлением поля электрокинетический эффект электроосмотического типа возникает в породах с несовершенной связью при радиусах пор  $5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$  м, что также соответствует слабо-, средне- и высокопроницаемым породам. Расчеты показали, что эффекты вызванной поляризации можно обнаружить лишь при постоянной спада вызванной поляризации  $t \sim 1 \mu\text{s} - n \text{ ms}$ .

### Список источников

- Иванов А.Г. Эффект электризации пластов Земли при прохождении через нее упругих волн // Доклады Академии наук СССР. 1939. Т. 24. № 1. С. 41–43.
- Иванов А.Г. Электросейсмический эффект второго рода // Известия Академии наук СССР. Серия географическая и геофизическая. 1940. Т. 9. № 5. С. 699–727.
- Ageeva O.A., Svetov B.S., Sherman G.K., Shipulin V. E-effect in rocks // Russian Geology and Geophysics. 1999. Iss. 64. P. 1349–1356.
- Martner S.T., Sparks N.R. The electroseismic effect // Geophysics. 1959. Vol. 24. Iss. 2. P. 297–308. <https://doi.org/10.1190/1.1438585>.
- Broding R.A., Buchanan S.D., Hearn D.P. Field experiments on the electroseismic effect // IEEE Transactions on Geoscience Electronics. 1963. Vol. 1. Iss. 1. P. 23–31. <https://doi.org/10.1109/TGE.1963.271176>.
- Пархоменко Э.И., Гаскаров И.В. Скважинные и лабораторные исследования сейсмоэлектрического эффекта второго рода в горных породах // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1971. № 9. С. 88–92.
- Мигунов Н.И. О сейсмоэлектромагнитном эффекте рудных тел // Известия Академии Наук СССР. Физика Земли. 1987. № 11. С. 99–107.
- Neev J., Yatts F.R. Electrokinetic effects in fluid saturated poroelastic media // Physical Review B. 1989. Vol. 40. Iss. 13. P. 9135–9141. <https://doi.org/10.1103/physrevb.40.9135>.
- Maxwell M., Russel R.D., Kepic A.W., Butler K.E. Electromagnetic responses from seismically excited targets B: non piezoelectric phenomena // Exploration Geophysics. 1992. Vol. 23. Iss. 2. P. 201–208. <https://doi.org/10.1071/EG992201>.
- Thompson A.H., Gist G.A. Geophysical applications of electrokinetic conversion // The Leading Edge. 1993. Vol. 12. Iss. 12. P. 1169–1173.
- Butler K.E., Russell R.D., Kepic A.W., Maxwell M. Measurement of the Seismoelectric Response from a Shallow Boundary // Geophysics. 1996. Vol. 61. Iss. 6. P. 1769–1778. <https://doi.org/10.1190/1.1444093>.
- Butler K.E., Russell R.D., Kepic A.W., Maxwell M. Seismoelectric exploration // The Leading Edge. 1997. Vol. 16. Iss. 11. P. 1611–1615. <https://doi.org/10.1190/1.1437536>.
- Mikhailov O.V., Haartsen M.W., Toköz M.N. Electroseismic investigation of the shallow subsurface: field experiments and numerical modeling // Geophysics. 1996. Vol. 62. Iss. 1. P. 97–105. <https://doi.org/10.1190/1.1444150>.
- Mikhailov O.V., Queen J., Toköz M.N. Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zone // Geophysics. 2000. Vol. 65. Iss. 4. P. 1098–1112. <https://doi.org/10.1190/1.1444803>.
- Beamish D. Characteristic of near surface electrokinetic coupling // Geophysical Journal International. 1999. Vol. 137. Iss. 1. P. 231–242. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00785.x>.



16. Светов Б.С., Агеев В.В., Александров П.Н., Агеева О.А., Бабабянц И.П., Баландина С.Е. [и др.]. Некоторые результаты экспериментальных полевых сейсмоэлектрических исследований // Геофизика. 2001. № 6. С. 47–52. EDN: VBTEQX.
17. Светов Б.С., Агеева О.А., Лисицын В.С. Скважинные исследования сейсмоэлектрических явлений // Геофизика. 2001. № 3. С. 44–48.
18. Алексеев Д.А., Гохберг М.Б., Гончаров А.А., Плисс А.О. Численное моделирование сейсмоэлектрических полей, возбуждаемых импульсными сейсмическими источниками // Вестник Российской академии естественных наук. 2022. Т. 22. № 4. С. 69–79. <https://doi.org/10.52531/1682-1696-2022-22-4-69-79>.
19. Молchanov А.А., Сидоров В.А., Nikolaev Ю.В., Яхин А.М. Новые типы переходных процессов при электромагнитных зондированиях // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1984. № 1. С. 100–103.
20. Walker G.G., Kawasaki K. Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings // Exploration. 1988. Vol. 25. Iss. 3. P. 245–254.
21. Губатенко В.П. Эффект Максвелла – Вагнера в электроразведке // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1991. № 4. С. 326–334.
22. Бердичевский М.Н., Губатенко В.П., Светов Б.С. Частотная дисперсия электрических свойств макроанизотропной среды // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1995. № 9. С. 42–48.
23. Задорожная В.Ю., Бессонов А.Д. Эффект вызванной поляризации как индикатор загрязнения грунтовых вод углеводородами // Геология и геофизика. 2002. № 12. С. 1074–1084.
24. Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu., Zakharkin A.K., Korsakov M.A. TEM surveys for search of taliks in areas of strong fast-decaying IP effect // Russian Geology and Geophysics. 2014. Vol. 55. Iss. 12. P. 1452–1460. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.11.009>.
25. Gassman F. Über die Elastizität Poröser Medien // Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik. 1951. Vol. 96. P. 1–53.
26. Хальбауэр-Задорожная В.Ю., Стеттлер Э.Х. Электрокинетические зондирования: математическое моделирование и интерпретация полевых данных // Первая всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированием Земли: тезисы докладов (г. Москва, 4–7 октября 2021 г.). М., 2021. С. 120–126. EDN: JGYCFF.
27. Chandler R.N. Transient streaming potential measurements on fluid-saturated pore structures: an experimental verification of Biot's slow wave in quasi-static limit // Journal of Acoustical Society of America. 1981. Vol. 70. Iss. 1. P. 116–121. <https://doi.org/10.1121/1.386689>.
28. Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 1. Low frequency ranges // Journal of Acoustical Society of America. 1956. Vol. 28. P. 168–178. <https://doi.org/10.1121/1.1908239>.
29. Chandler R.N., Johnson D.L. The equivalence of quasistatic flow in fluid-saturated porous media and Biot's slow wave in the limit of zero frequency // Journal of Applied Physics. 1981. Vol. 52. Iss. 5. P. 3391–3395.
30. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu. Fractal model of rocks – a useful model for the calculation of petrophysical parameters // International Journal of Communications, Network and System Sciences. 2013. Vol. 6. Iss. 4. P. 186–196. <https://doi.org/10.4236/ijcns.2013.64022>.

## References

1. Ivanov A.G. The effect of electrification of the Earth's layers during the elastic waves' propagation. *Academy of Sciences of the USSR*. 1939;24(1):41-43. (In Russ.).
2. Ivanov A.G. Electroseismic effect of the second order. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Seriya geograficheskaya i geofizicheskaya*. 1940;9(5):699-727. (In Russ.).
3. Ageeva O.A., Svetov B.S., Sherman G.K., Shipulin V. E-effect in rocks. *Russian Geology and Geophysics*. 1999;64:1349-1356.
4. Martner S.T., Sparks N.R. The electroseismic effect. *Geophysics*. 1959;24(2):297-308. <https://doi.org/10.1190/1.1438585>.
5. Broding R.A., Buchanan S.D., Hearn D.P. Field experiments on the electroseismic effect. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*. 1963;1(1):23-31. <https://doi.org/10.1109/TGE.1963.271176>.
6. Parkhomenko E.I., Gaskarov I.V. Borehole and laboratory studies of the second-order seismoelectric effect in rocks. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika Zemli*. 1971;9:88-92. (In Russ.).
7. Migunov N.I. On the seismoelectromagnetic effect of ore bodies. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika Zemli*. 1987;11:99-107. (In Russ.).
8. Neev J., Yatts F.R. Electrokinetic effects in fluid saturated poroelastic media. *Physical Review B*. 1989;40(13):9135-9141. <https://doi.org/10.1103/physrevb.40.9135>.
9. Maxwell M., Russel R.D., Kepic A.W., Butler K.E. Electromagnetic responses from seismically excited targets B: non piezoelectric phenomena. *Exploration Geophysics*. 1992;23(2):201-208. <https://doi.org/10.1071/EG992201>.
10. Thompson A.H., Gist G.A. Geophysical applications of electrokinetic conversion. *The Leading Edge*. 1993;12(12):1169-1173.
11. Butler K.E., Russell R.D., Kepic A.W., Maxwell M. Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary. *Geophysics*. 1996;61(6):1769-1778. <https://doi.org/10.1190/1.1444093>.
12. Butler K.E., Russell R.D., Kepic A.W., Maxwell M. Seismoelectric exploration. *The Leading Edge*. 1997;16(11):1611-1615. <https://doi.org/10.1190/1.1437536>.



13. Mikhailov O.V., Haartsen M.W., Toköz M.N. Electroseismic investigation of the shallow subsurface: field experiments and numerical modeling. *Geophysics*. 1996;62(1):97-105. <https://doi.org/10.1190/1.1444150>.
14. Mikhailov O.V., Queen J., Toköz M.N. Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zone. *Geophysics*. 2000;65(4):1098-1112. <https://doi.org/10.1190/1.1444803>.
15. Beamish D. Characteristic of near surface electrokinetic coupling. *Geophysical Journal International*. 1999;137(1):231-242. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00785.x>.
16. Svetov B.S., Ageev V.V., Aleksandrov P.N., Ageeva O.A., Bababyants I.P., Balandina S.E., et al. Some results of experimental field seismoelectric studies. *Geophysics*. 2002;6:47-52. (In Russ.). EDN: VBTEQX.
17. Svetov B.S., Ageeva O.A., Lisitsyn V.S. Borehole studies of seismoelectric phenomena. *Geophysics*. 2001;3:44-48. (In Russ.).
18. Alekseev D.A., Gokhberg M.B., Goncharov A.A., Pliss A.O. Numerical simulation of the seismoelectric field generated by the impulse seismic source. *Russian Academy of Natural Sciences*. 2022;22(4):69-79. (In Russ.). <https://doi.org/10.52531/1682-1696-2022-22-4-69-79>.
19. Molchanov A.A., Sidorov V.A., Nikolaev Yu.V., Yakhin A.M. New types of transient processes in electromagnetic soundings. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika Zemli*. 1984;1:100-103. (In Russ.).
20. Walker G.G., Kawasaki K. Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings. *Exploration*. 1988;25(3):245-254.
21. Gubatenko V.P. Maxwell – Wagner effect in electrical prospecting. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika Zemli*. 1991;4:326-334. (In Russ.).
22. Berdichevsky M.N., Gubatenko V.P., Svetov B.S. Frequency dispersion of the electrical properties of a macroanisotropic medium. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Fizika Zemli*. 1995;9:42-48. (In Russ.).
23. Zadorozhnaya V.Yu., Bessonov A.D. The effect of induced polarization as an indicator of groundwater pollution by hydrocarbons. *Russian Geology and Geophysics*. 2002;12:1074-1084. (In Russ.).
24. Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu., Zakharkin A.K., Korsakov M.A. TEM surveys for search of taliks in areas of strong fast-decaying IP effect. *Russian Geology and Geophysics*. 2014;55(2):1452-1460. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.11.009>.
25. Gassman F. Über die Elastizität Poröser Medien. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik*. 1951;96:1-53. (In Germ.).
26. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Stettler E.H. Electrokinetic soundings: mathematical modeling and interpretation of field data. In: *Pervaya vserossiiskaya shkola-seminar po ehlektromagnitnym zondirovaniyam Zemli: tezisy dokladov = The First All-Russian school-seminar on electromagnetic sounding of the Earth: abstracts of reports*. 4–7 October 2021, Moscow. Moscow, 2021, p. 120-126. (In Russ.). EDN: JGYCFF.
27. Chandler R.N. Transient streaming potential measurements on fluid-saturated pore structures: an experimental verification of Biot's slow wave in quasi-static limit. *Journal of Acoustical Society of America*. 1981;70(1):116-121. <https://doi.org/10.1121/1.386689>.
28. Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 1. Low frequency ranges. *Journal of Acoustical Society of America*. 1956;28:168-178. <https://doi.org/10.1121/1.1908239>.
29. Chandler R.N., Johnson D.L. The equivalence of quasistatic flow in fluid-saturated porous media and Biot's slow wave in the limit of zero frequency. *Journal of Applied Physics*. 1981;52(5):3391-3395.
30. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu. Fractal model of rocks – a useful model for the calculation of petrophysical parameters. *International Journal of Communications, Network and System Sciences*. 2013;6(4):186-196. <https://doi.org/10.4236/ijcns.2013.64022>.

#### Информация об авторе / Information about the author



**Хальбауэр-Задорожная Валерия Юрьевна,**  
кандидат геолого-минералогических наук,  
профессор,  
Институт «Сибирская школа геонаук»,  
Иркутский национальный исследовательский технический университет,  
г. Иркутск, Россия,  
✉ valeriya.hallbauer@geo.estu.edu, valeriy.hallbauer@gmail.com  
<https://orcid.org/0000-0001-9213-8346>

**Valeriya Yu. Hallbauer-Zadorozhnaya,**  
Cand. Sci. (Geol.-Mineral.),  
Professor,  
Siberian School of Geosciences,  
Irkutsk National Research Technical University,  
Irkutsk, Russia,  
✉ valeriya.hallbauer@geo.estu.edu, valeriy.hallbauer@gmail.com  
<https://orcid.org/0000-0001-9213-8346>



**Вклад автора / Contribution of the author**

Автор выполнил исследовательскую работу, на основании полученных результатов провел обобщение, подготовил рукопись к печати.

The author performed the research, made a generalization on the basis of the results obtained and prepared the copyright for publication.

**Конфликт интересов / Conflict of interests**

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

The author declares no conflicts of interests.

*Автор прочитал и одобрил окончательный вариант рукописи.*

*The final manuscript has been read and approved by the author.*

**Информация о статье / Information about the article**

Статья поступила в редакцию 11.04.2024; одобрена после рецензирования 06.05.2024; принята к публикации 21.08.2024.

The article was submitted 11.04.2024; approved after reviewing 06.05.2024; accepted for publication 21.08.2024.