



**Пятая научно-техническая конференция
Проблемы комплексного геофизического мониторинга
Дальнего Востока России
27 сентября - 3 октября 2015, Петропавловск-Камчатский**

**ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ
ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКОГО ТОКА ПРИ ПОДГОТОВКЕ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ
СКВАЖИННЫХ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ**

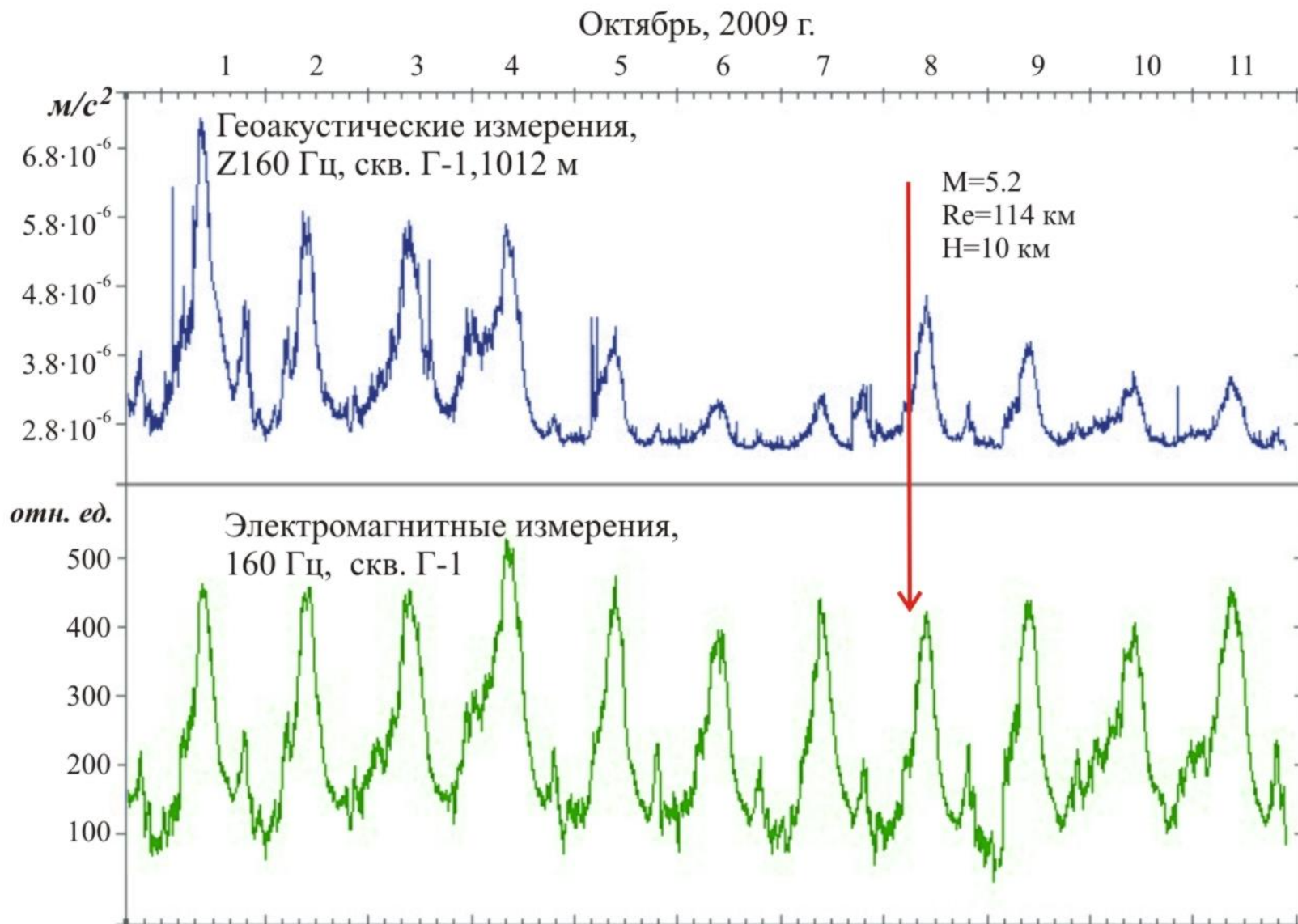
И.А. Пантелеев, Гаврилов В.А.



План доклада

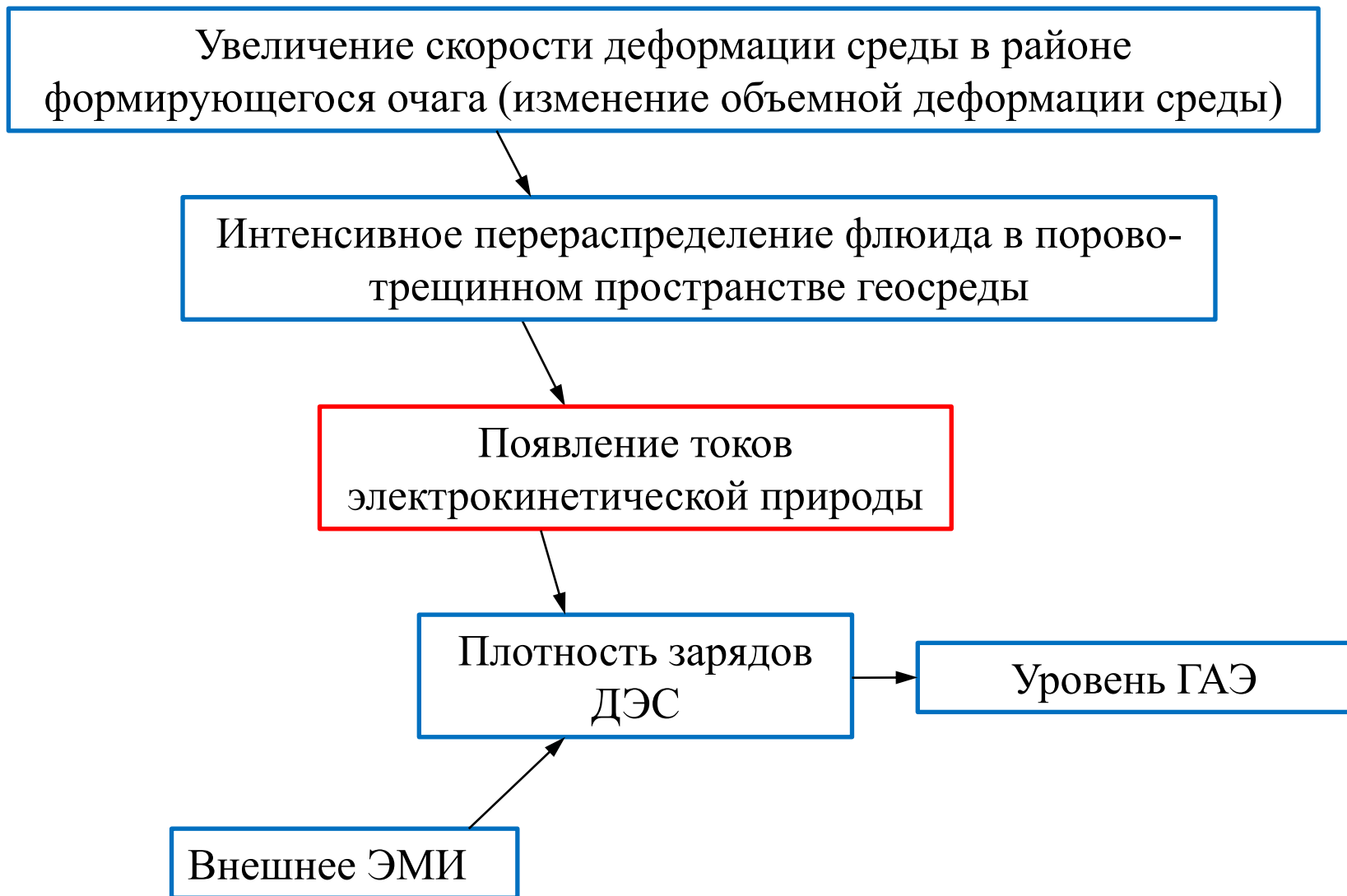
- ✓ Физические основы влияния электрокинетических явлений на интенсивность ГАЭ
- ✓ Этапы построения модели эволюции электрокинетического тока при подготовке землетрясения
- ✓ Двойной электрический слой. Модель Гуи-Чепмена-Штерна
- ✓ Результаты численных расчетов
- ✓ Оценка изменения интенсивности ГАЭ по данным скважинных измерений на основе теоретических предположений
- ✓ Выводы

Влияние электрокинетических явлений на интенсивность ГАЭ



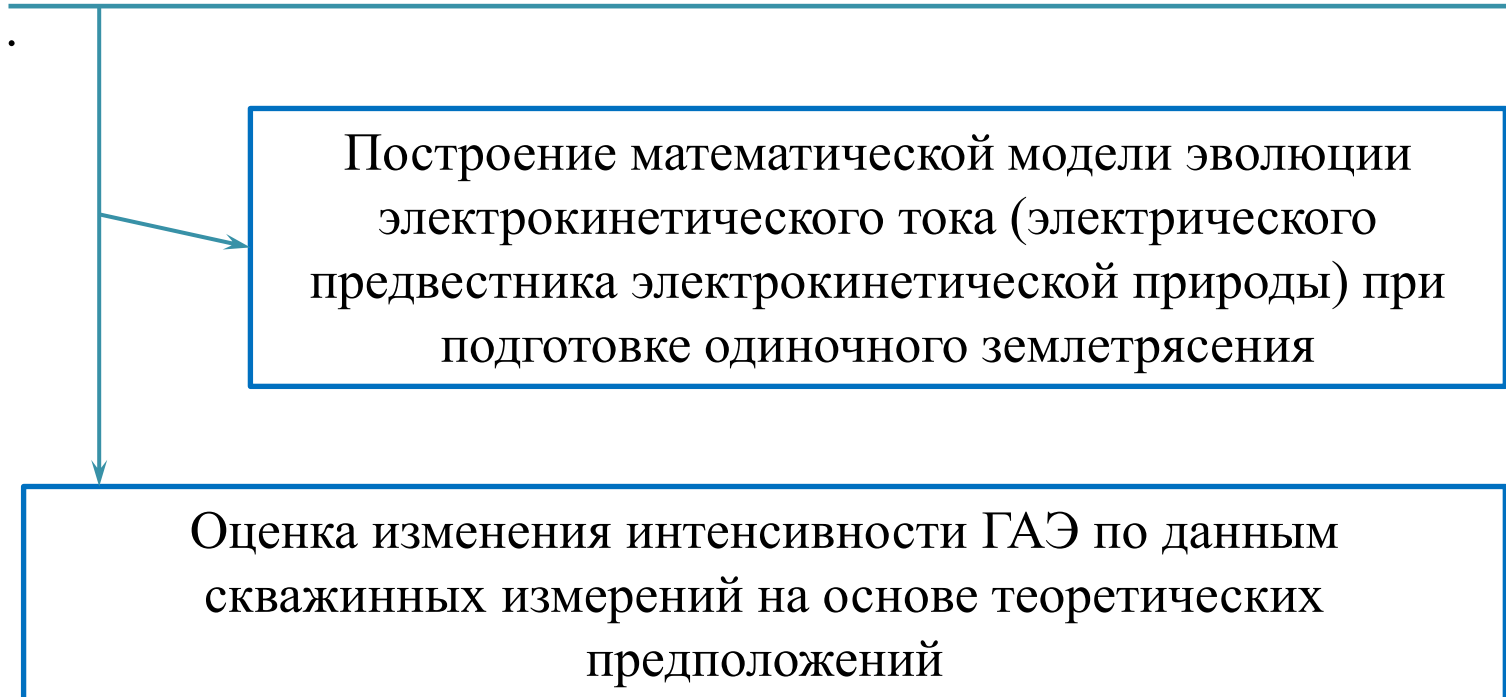
Влияние электрокинетических явлений на интенсивность ГАЭ

Временная окрестность землетрясения



Влияние электрокинетических явлений на интенсивность ГАЭ

Цель работы: проверить выдвинутую гипотезу о влиянии электрокинетических процессов на интенсивность ГАЭ (амплитуд ГАЭ) во временной окрестности сейсмического события.



Первое упоминание о электрокинетических явлениях применительно к процессу подготовки:

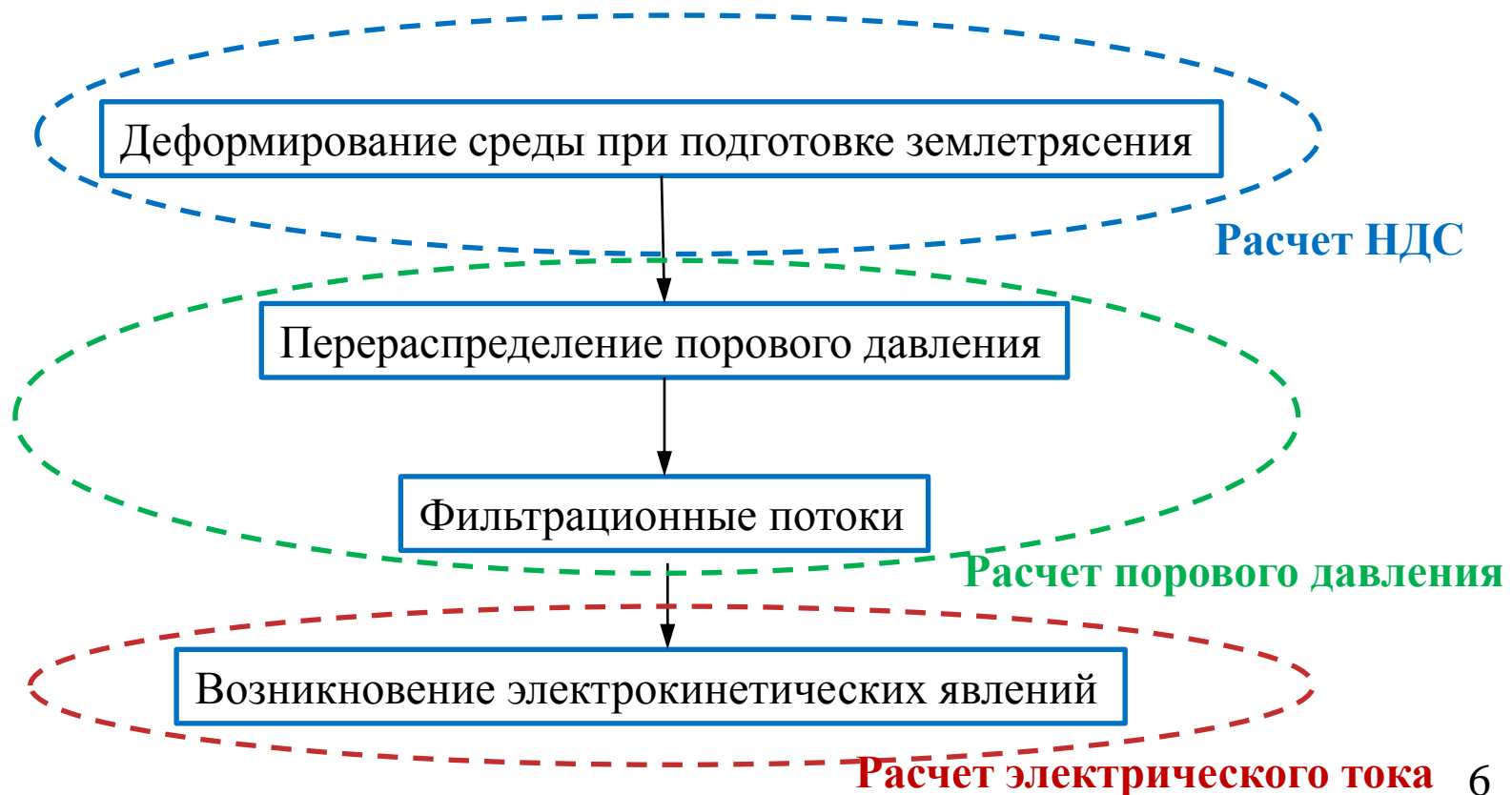
Terrada, 1931;

Первые численные оценки возникающих токов:

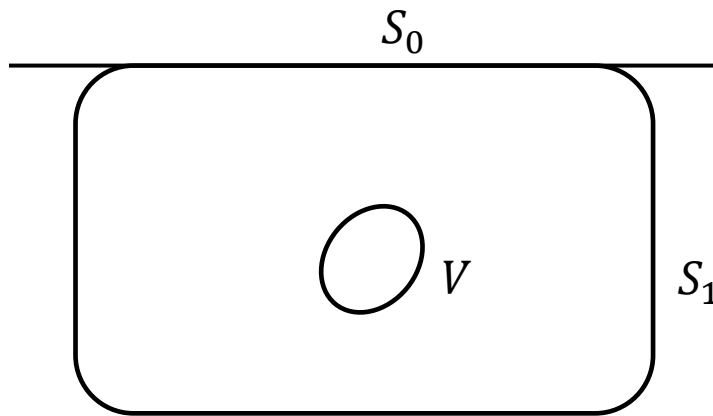
Mizutani, 1976;

Первая количественная модель эволюции электрокинетического предвестника : Fitterman, 1978.

Физическая суть электрокинетического предвестника



Модель очага по И.П. Добровольскому



S_0 - дневная поверхность;
 S_1 - граница большого объема в среде, вмещающего неоднородность.

По [Ризниченко, 1976]:

$$L = 10^{0.440 M - 1.289} \text{ км},$$

$$l = 10^{0.441 M - 1.448} \text{ км}.$$

В монопольном приближении:

$$R = 10^{0.414 M - 1.696} \text{ км},$$

$$V = 10^{1.242 M - 4.466} \text{ км}^3.$$

Модуль сдвига в неоднородности:

$$\mu_{\text{неодн}} = \mu_{\text{среды}} (1 + \alpha).$$

Модель очага по И.П. Добровольскому

В результате решения задачи Эшелби [1963] о неоднородности объемная деформация среды имеет вид:

$$\varepsilon = 2(1 - 2\nu)G \, xy \left(\left[\frac{1}{r_1^5} \right] + \frac{3 - 4\nu}{r_2^5} - \frac{10 H(H - z)}{r_2^7} + 2R^2 \left(\frac{7(H - z)^2}{r_2^9} - \frac{1}{r_2^7} \right) \right),$$

где $G = \frac{\alpha\tau R^3}{2\pi\mu(1-\nu)}$, $r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z + H)^2}$, $r_2 = \sqrt{x^2 + y^2 + (H - z)^2}$,

τ – касательные напряжения на бесконечности,

ν – коэффициент Пуассона,

R – радиус неоднородности,

H – глубина заложения неоднородности,

μ – модуль сдвига в среде,

α – относительное изменение модуля сдвига в неоднородности.

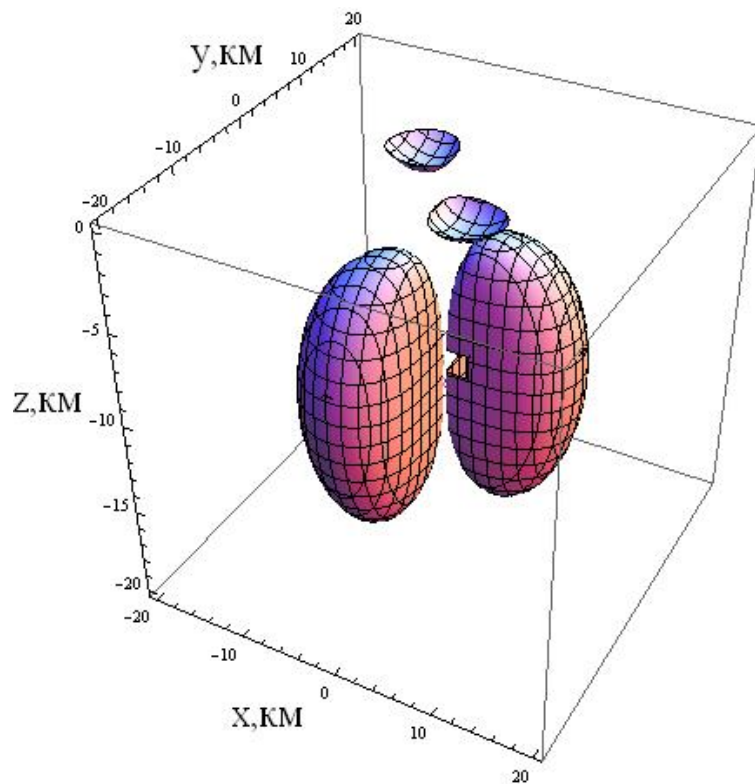
Исходные данные о землетрясении

Дата: 8 октября, 2009 г.

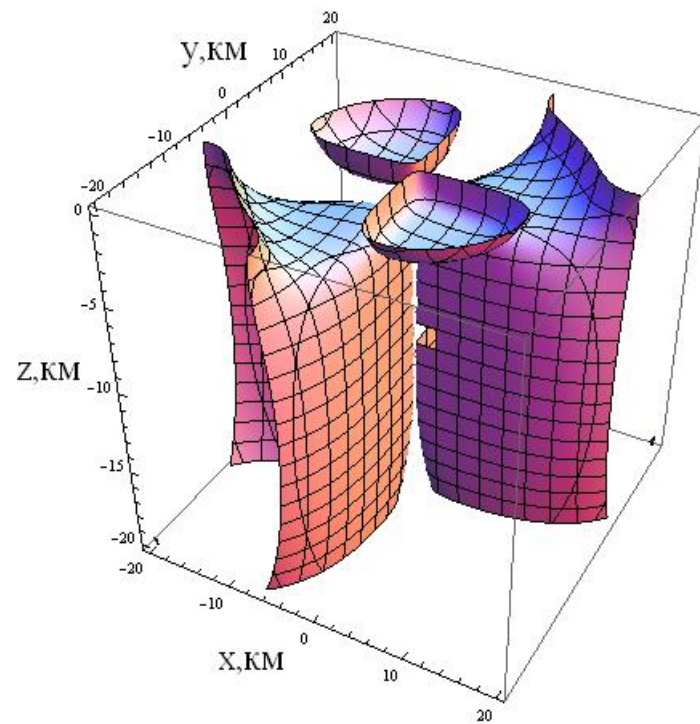
Магнитуда: 5.2.

Глубина залегания гипоцентра: 10 км.

Расстояние от измерительной скважины до эпицентра: 114 км.



$$\varepsilon = 10^{-6}$$



$$\varepsilon = 10^{-7}$$

Перераспределение порового давления

Уравнение линейной теории фильтрации:

$$\beta \frac{\partial p(x, y, z, t)}{\partial t} - \frac{k}{\mu_L m_0} \nabla^2 p(x, y, z, t) = -\gamma \frac{\partial \varepsilon}{\partial t},$$

где p – избыточное (надгидростатическое) поровое давление, Па

β – коэффициент сжимаемости поровой жидкости, Па⁻¹

k – проницаемость породы, м⁻²

μ_L – динамическая вязкость поровой жидкости, Па · с

m_0 – пористость породы,

γ – коэффициент пропорциональности между объемной деформацией однородной среды и пор,

ε – объемная деформация среды, вызванная появлением неоднородности.

Уравнения электрокинетики

$$\begin{cases} \vec{j} = -\frac{\varepsilon_f(C_f)\zeta(C_f, pH, T)}{F\mu_L(C_f)}\nabla p(x, y, z, t) - \sigma(C_f)\nabla\varphi(x, y, z, t), \\ \nabla \cdot \vec{j} = 0, j_z|_{z=0} = 0 \end{cases},$$

где \vec{j} – плотность тока, $A \cdot m^{-2}$

$\nabla p(x, y, z, t)$ – градиент порового давления, $Pa \cdot m^{-1}$

$\nabla\varphi(x, y, z, t)$ – градиент потенциала течения, $V \cdot m^{-1}$

μ_L – динамическая вязкость поровой жидкости, $Pa \cdot s$

ε_f – абсолютная диэлектрическая проницаемость флюида, $F \cdot m^{-1}$

ζ – дзета-потенциал, V

$F = m_0^{-n}$ – параметр пористости (в соотношении Арчи-Дахнова),

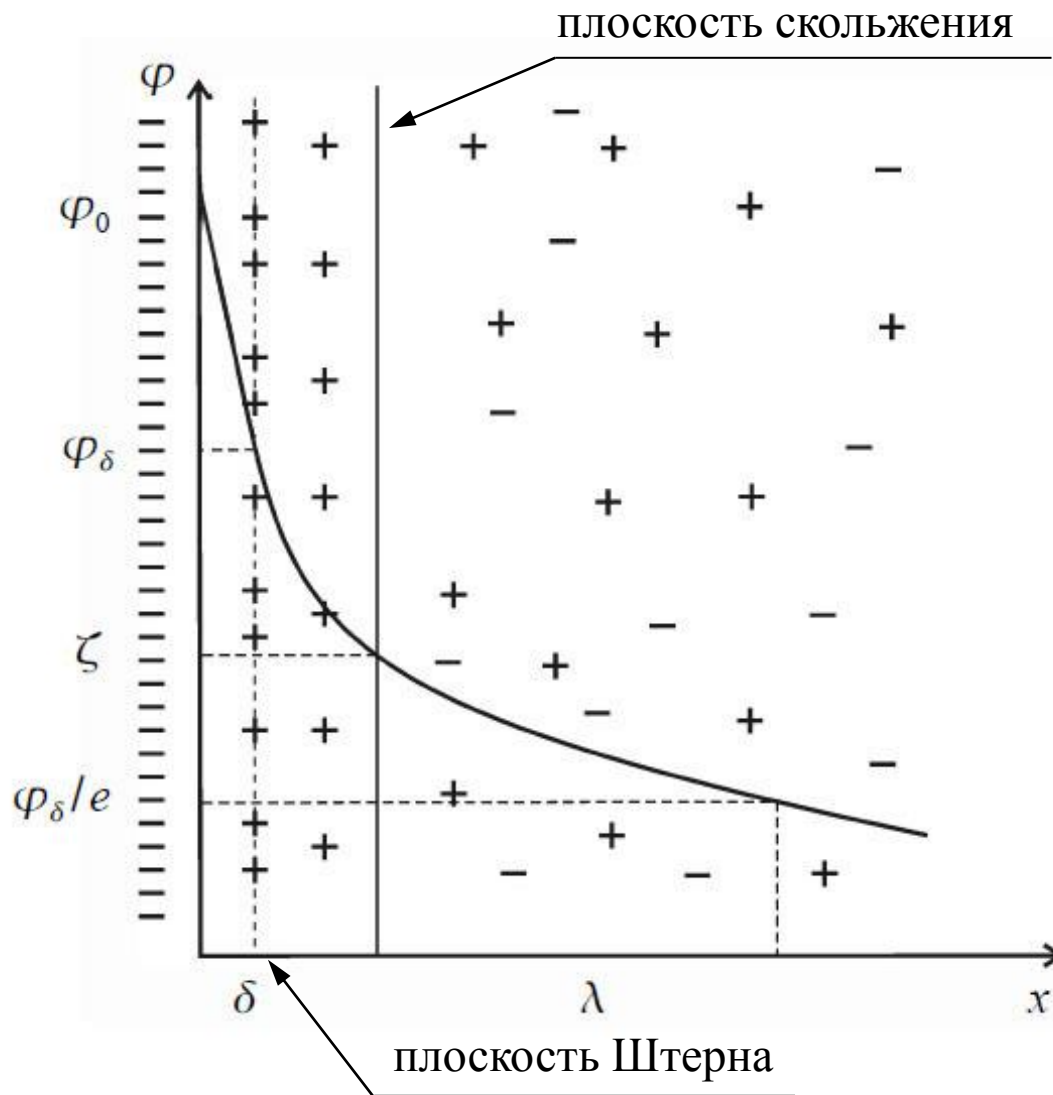
n – степень цементации породы,

$\sigma = F\sigma_f$ – удельная электропроводность породы, $Cm \cdot m^{-1}$

T – температура, K

C_f – степень минерализации флюида, $mol \cdot l^{-1}$

Двойной электрический слой. Модель Гуи-Чепмена-Штерна



Модель Гуи-Чепмена-Штерна

Дзета-потенциал может быть найден как [Glover, Walker, Jackson, 2012]:

$$\zeta \approx \varphi_d e^{-\frac{\chi_\zeta}{\chi_d}},$$

где φ_d – потенциал плоскости Штерна,

χ_ζ – расстояние до плоскости скольжения, $\approx 2.4 \cdot 10^{-10}$ м (согласно [Revil, Glover, 1997]),

χ_d – Дебаевская длина (расстояние, на которое распространяется действие электрического поля отдельного заряда).

$$\chi_d = \sqrt{\frac{\varepsilon_f k_b T}{N_A e^2 C_f}},$$

где ε_f – абсолютная диэлектрическая проницаемость флюида, Ф·м⁻¹

T – температура флюида, К

C_f – степень минерализации флюида (концентрация), моль · л⁻¹

Модель Гуи-Чепмена-Штерна

$k_b = 1.38 \cdot 10^{-23}$ – постоянная Больцмана, Дж · К⁻¹

$N_A = 6.022 \cdot 10^{23}$ – число Авогадро, моль⁻¹

$e = 1.602 \cdot 10^{-19}$ – заряд электрона, Кл

Потенциал плоскости Штерна [Glover, Walker, Jackson, 2012]:

$$\varphi_d = \frac{2k_b T}{3e} \operatorname{Lg} \left(\frac{\sqrt{810^3 \varepsilon_f k_b T N_A K_{Me} C_f}}{2e \Gamma_s^0 K_{(-)}} \sqrt{C_f} \right),$$

где ε_f – абсолютная диэлектрическая проницаемость флюида, Ф · м⁻¹

$K_{Me} = 7.5$ – константа связывания для катионов,

$\Gamma_s^0 \approx 10^{19}$ – поверхностная плотность зарядов, м⁻²

$K_{(-)}=7$ – константа диссоциации для поверхностных зарядов

Входные данные и параметры модели:

Магнитуда: 5.2

Глубина залегания гипоцентра: 10 км

Расстояние от измерительной скважины Г-1 до эпицентра: 114 км

Температура флюида на глубине измерений $\approx 20^\circ\text{C}$

Ионный состав: преимущественно натриево-хлоридный (согласно измерениям Г.В. Рябина (КФ ГС РАН))

Степень минерализации: 12.3 г/л

Проницаемость пород на глубине измерения: $10^{-12} - 10^{-14}$, м^{-2}

Коэффициент сжимаемости поровой жидкости: $4 \cdot 10^{-10}$, Па^{-1}

Пористость пород на глубине измерения: $\approx 2\%$

Коэффициент пропорциональности γ : ≈ 5

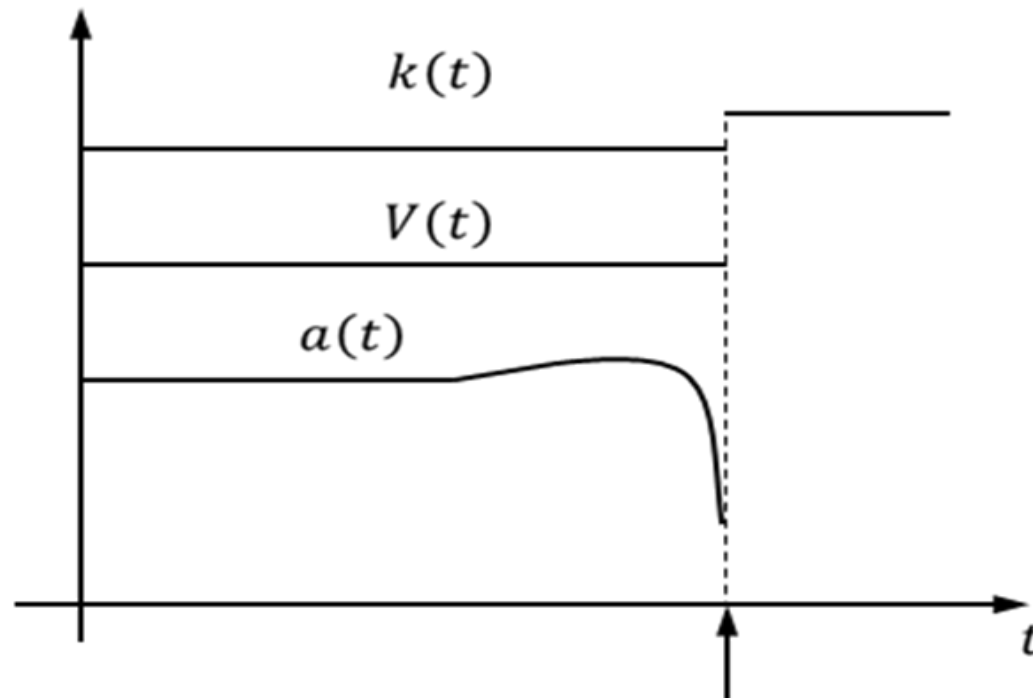
Степень цементации породы: ≈ 2

Динамическая вязкость флюида: $5 \cdot 10^{-4}$ Па с

Электрическое сопротивление флюида: 0.5506 Ом

Диэлектрическая проницаемость флюида: $\varepsilon_f = \varepsilon_0(80 + 3.79\sqrt{C_f})$

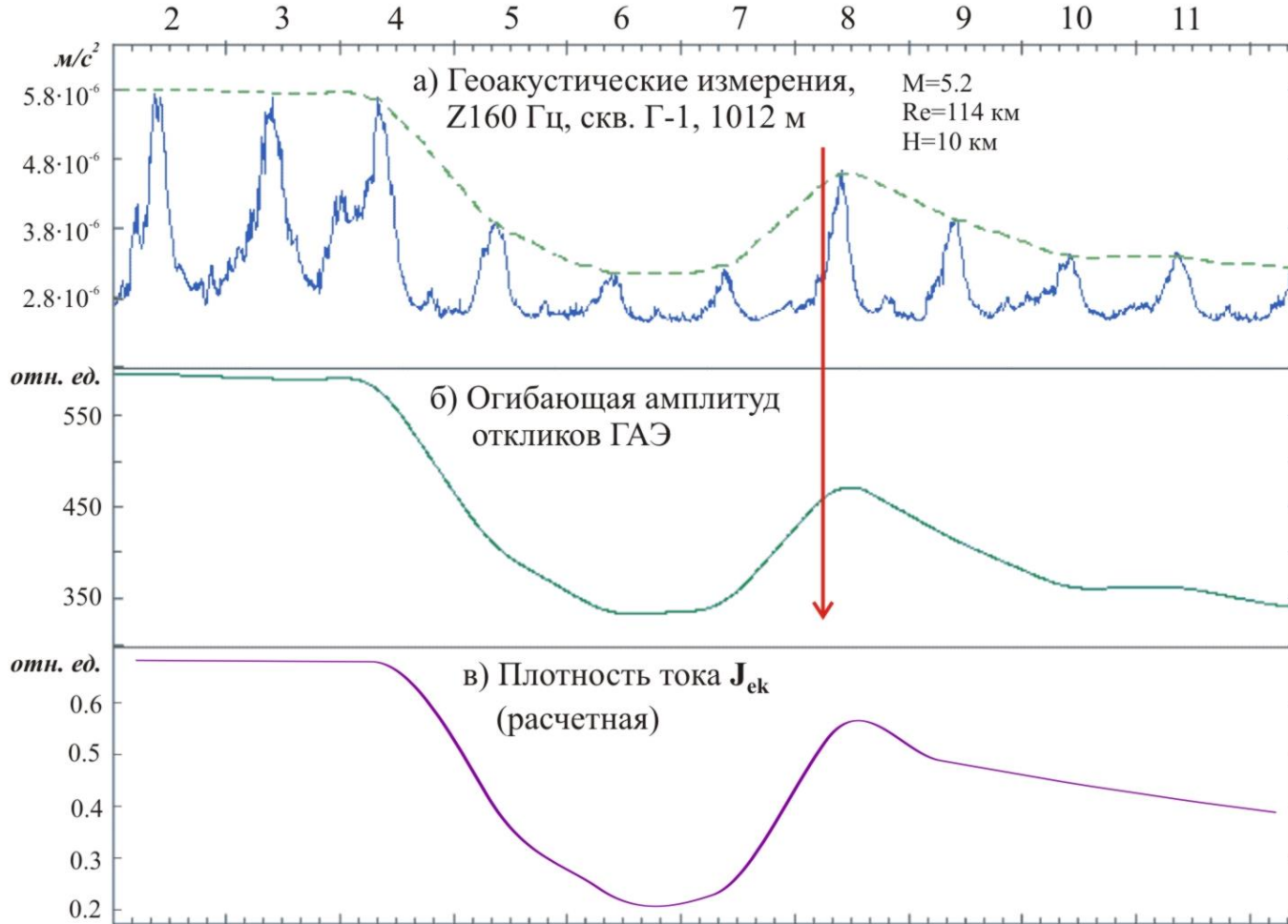
Подготовка землетрясения



Характер изменения параметров неоднородности: $k(t)$ – проницаемость среды внутри неоднородности, $V(t)$ – объем неоднородности, $\alpha(t)$ – относительное изменение модуля сдвига в неоднородности при подготовке и реализации землетрясения (стрелкой показан момент землетрясения).

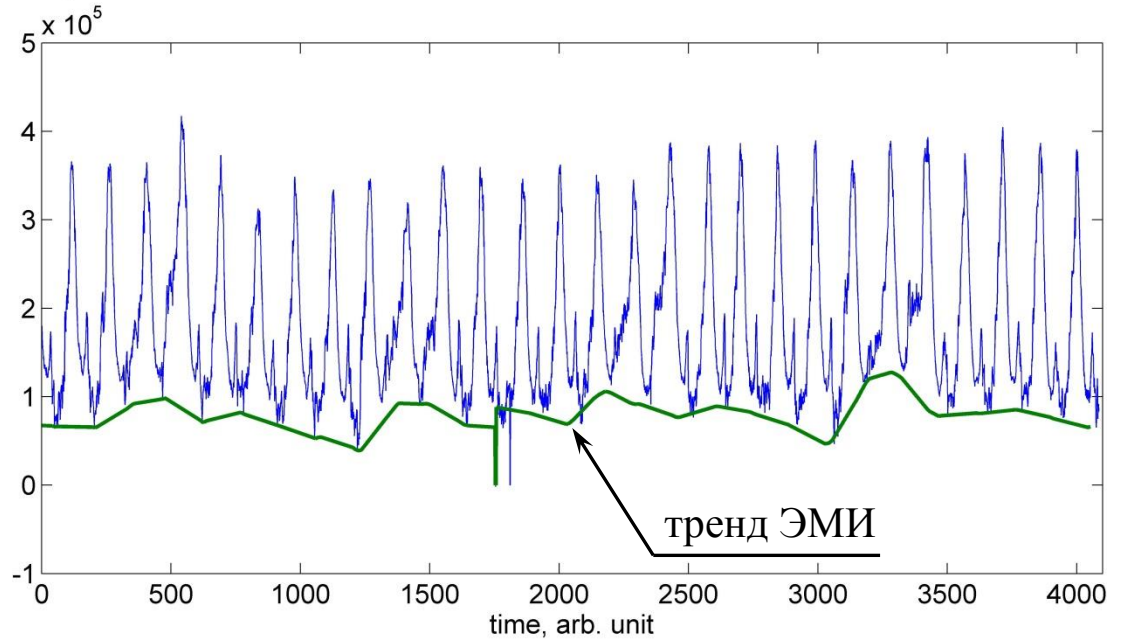
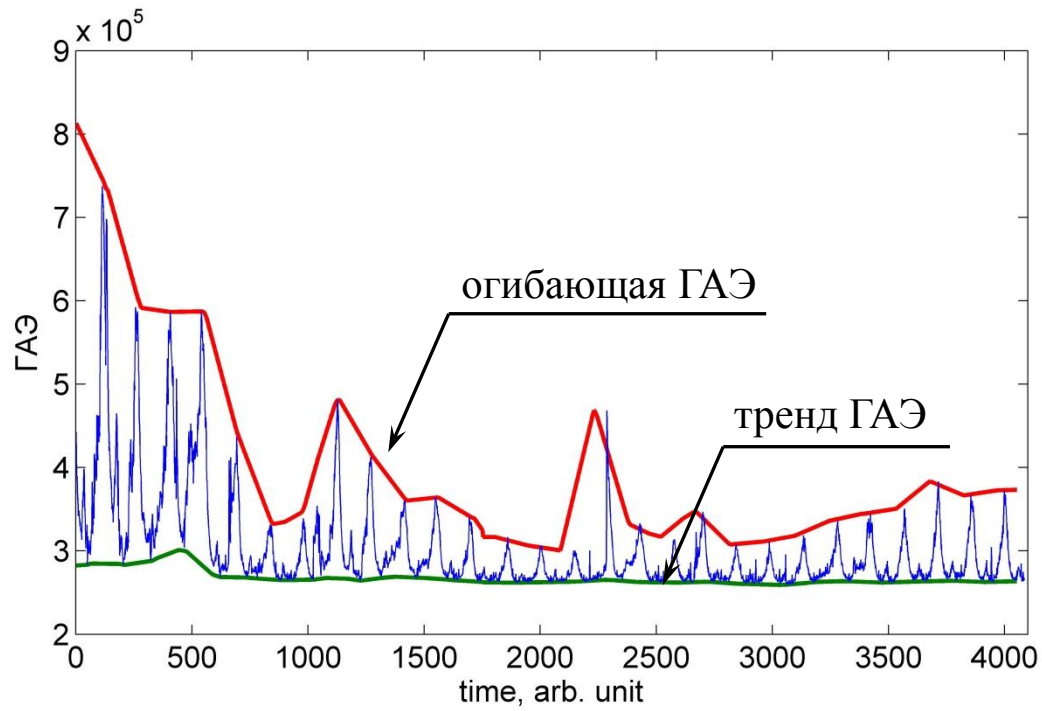
Результаты моделирования

Октябрь, 2009 г.



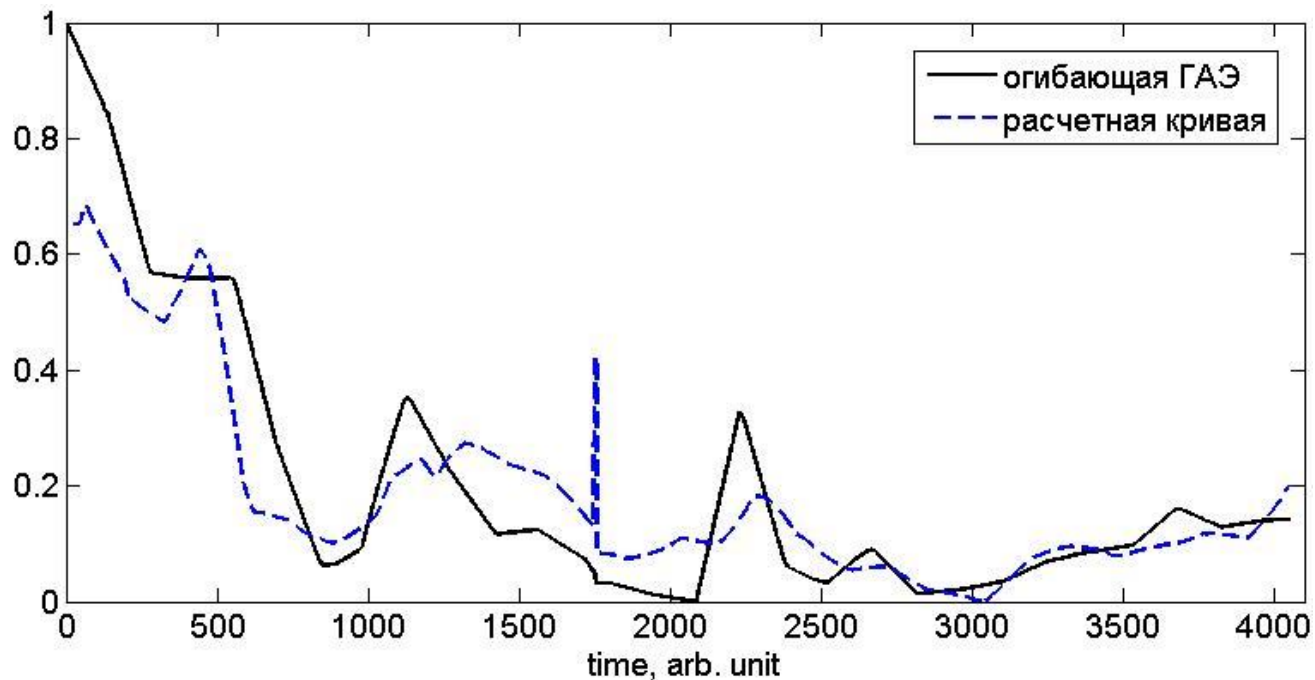
Сравнение расчетных значений плотности электрокинетического тока (в) с изменениями огибающей амплитуды откликов ГАЭ (а,б) во временной окрестности близкого землетрясения.

Оценка изменение интенсивности ГАЭ



Оценка изменение интенсивности

$$\vec{j}_{ek} \approx \frac{\varepsilon_f \zeta}{F \mu_L} \nabla p \Rightarrow \text{ГАЗ}_{\text{огibaющая}} \approx \frac{1}{(\text{ЭМИ}_{\text{тренд}} + C_f)} \text{ГАЗ}_{\text{тренд}}$$



Сравнение огibaющей ГАЗ с зависимостью, оцененной с использованием результатов скважинных измерений (коэффициент корреляции 0.926)

Выводы

1. Построена математическая модель эволюции электрокинетического тока во временной окрестности тектонического землетрясения с учетом зависимости параметров среды от температуры и степени минерализации флюида.
2. На основе численных экспериментов получена зависимость для плотности электрокинетического тока от времени в точке проводимых измерений.
3. На основе выдвинутой гипотезы получена оценка изменения огибающей ГАЗ по имеющимся данным скважинных измерений.