

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ – ИНДИКАТОР ШЛЕЙФОВ УВ-СКОПЛЕНИЙ

В.Н. Шулейкин
ИПНГ РАН

Первые попытки поиска связей возмущений приземного атмосферного электрического поля (АЭП) и процессов в земной коре были предприняты в конце XIX в. английским сейсмологом Дж. Милном в Японии. С 1888 года в Императорской метеорологической обсерватории в Токио велась непрерывная фоторегистрация электрического потенциала атмосферы, измеряемого капельным электрометром. Дж. Милн проанализировал годовой массив результатов наблюдений и связал по времени аномальные изменения потенциала атмосферы с землетрясениями в Японии. В работе [1] приводится 7 графических примеров аномальных вариаций потенциала атмосферы до и после сейсмических событий, зарегистрированных в апреле 1888 года; за остальной период информация представлена в текстовых ссылках.

В нашей стране интерес геофизиков к элементам приземного атмосферного электричества как к характеристикам атмосферы, связанным с процессами в земной коре, возник в 20-е годы XIX века. За два часа до разрушительного Джалал-Абадского землетрясения 1925 года профессор Е.А. Чернявский на расстоянии 120 км от эпицентра события наблюдал возмущения электрического потенциала атмосферы сложной формы при очень спокойной погоде. «В день, когда нас поразило необычное поведение нашего прибора, небо было ясное. Однако аппаратура со всей очевидностью показывала – в атмосфере разразилась “электрическая буря” с чрезвычайно высоким потенциалом. Каким именно – измерить не удалось, так как стрелка прибора сразу же ушла за пределы шкалы. А два часа спустя разверзлась земля. Мы видели трещины шириной в 1,5–2 и длиной до 40 м. Тогда-то я и подумал: может, землетрясение и было причиной аномального состояния атмосферного электрического поля» [2]. В дальнейшем автором дважды сообщалось об аналогичных явлениях, связанных с процессом подготовки землетрясений [3, 4].

После Хаитского землетрясения 1949 года в Гарме, на расстоянии 50 км от эпицентрального района профессором В.Ф. Бончковским были организованы наблюдения атмосферного электрического поля [5]. После 23 афтершоков Хаитского землетрясения, ощущавшихся в Гарме с силой 5–6 баллов, в 22 случаях наблюдались аномальные изменения АЭП за полтора-два часа до момента самого толчка. В работе [5] приведены 12

характерных примеров зарегистрированных вариаций поля. Инструментальным недостатком этих записей было отклонение электрометра только в одну сторону при положительных и отрицательных значениях поля.

Колебания напряженности поля в эпицентральной зоне наблюдались за пять часов до ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года. Аналогичные возмущения были обнаружены и перед некоторыми наиболее сильными последующими толчками. Об этом сообщал сотрудник Среднеазиатского гидрометеорологического института К.Э. Церфас [6].

Крайне интересные результаты были получены в Китае J.G. Нао [7–10]. Перед землетрясениями с $M = 4,6$ – $6,1$, эпицентры которых были удалены от пункта наблюдений АЭП на 100–250 км, были зарегистрированы аномальные изменения поля на 500–950 В/м. Длительность аномалий – от нескольких суток до месяца. Достоверность отрицательных аномалий убедительно подтверждается их повторяемостью в течение 20 лет наблюдений [9–10].

Примеры краткосрочных аномальных изменений АЭП получены на Камчатке. В работах О.П. Руленко [11, 12] и коллег приводятся записи вариаций поля перед землетрясениями с $M = 6,1$ и $7,0$.

Перечисленные примеры возмущений АЭП, зарегистрированные до, во время и после сейсмических событий, не позволяют составить характерную картину атмосферно-электрических вариаций, причиной которых будут землетрясения. Достаточно уверенно можно говорить о биполярном характере изменений поля и вариациях амплитуды возмущений в пределах 100–1000 В/м. Время проявления атмосферных электрических возмущений более расплывчато – от часов, суток, месяца до сейсмического события и после них.

В обобщающих работах по электромагнитным предвестникам землетрясений [13, 14] высказывались гипотезы о процессах в земной коре, порождающих регистрируемые аномальные изменения АЭП – генерацию в эпицентральной зоне готовящегося землетрясения локального заряда, кругового или линейного токового источника. При моделировании возможных процессов в земной коре в ходе подготовки сейсмического события использовались данные об известных механоэлектрических эффектах и явлениях – эффекте Степанова, пьезоэлектрическом эффекте, электрокинетических явлениях, электризации при трении и разрушении горных пород, деформации двойных

электрических слоев. Однако по заключению одной из групп авторов [14] моделируемые процессы представляются маловероятными, т. к. требуют наличия локальных, близких к дневной поверхности, высокоомных областей, наличие которых возможно лишь в исключительных случаях.

Электродный эффект

Рассмотрим регистрируемые биполярные вариации АЭП с позиций современных представлений о приземном атмосферном электричестве. Объемный заряд приземной атмосферы обязан своим происхождением ионизации эксхалирующим почвенным радоном [15–17]. Образующиеся при ионизации легкие ионы (время жизни 3–5 минут) определяют полярные проводимости воздуха. Их рекомбинация с нейтральными ядрами конденсации приводит к образованию тяжелых ионов (время жизни 40–50 минут), которые, в свою очередь, определяют АЭП.

Поверхность Земли несет на себе отрицательный заряд, который приводит к перераспределению объемного заряда приземной атмосферы. Концентрация отрицательного заряда у дневной поверхности равна нулю, концентрация положительного заряда – максимальна. По расчетам, в зависимости от скорости ионизации, температуры, турбулентности выход объемных концентраций заряда на квазистабильный уровень может происходить на высотах до 10 м. Область, выше которой объемные концентрации положительного и отрицательного зарядов выходят на близкий для обоих фоновый уровень, определяется как зона проявления электродного эффекта.

Практически все измерения АЭП производятся на высотах первых дециметров–метров относительно Земли, т. е. выполняются в зоне действия электродного эффекта. Поэтому рассмотрение причин регистрируемых биполярных вариаций АЭП следует начинать с рассмотрения влияний электродного эффекта на вариации поля в указанном диапазоне высот.

Разработка теории электродного эффекта ведется с середины XX века [18–22]; наиболее подробно она рассматривается в работах [23–24]. В простейшем случае наличия в атмосфере только легких ионов электрическое состояние атмосферы описывается системой уравнений:

$$\begin{aligned} b_1 d/dz(En_1) &= q(z) - \alpha n_1 n_1, \\ - b_2 d/dz(En_2) &= q(z) - \alpha n_1 n_1, \\ dE/dz &= e/\varepsilon_0(n_1 - n_2), \end{aligned} \tag{1}$$

где b_1 и b_2 – подвижность положительных и отрицательных легких ионов соответственно, $q(z)$ – скорость ионообразования, определяемая содержанием радона в атмосферном воздухе, n_1 и n_2 – объемная концентрация положительных и отрицательных легких ионов соответственно, E – атмосферное электрическое поле, АЭП, $\alpha = 1.6 \cdot 10^{-12}$ м³/с – коэффициент рекомбинации легких ионов, z – вертикальная координата.

Граничные условия для системы уравнений (1) запишутся в виде

$$n_{2(z=0)} = 0; \quad E_{z=0} = E_0; \quad n_1(\infty) = n_2(\infty) = [q(\infty)/\alpha]^{1/2}. \quad (2)$$

Решение системы уравнений (1) удастся получить численным методом Рунге – Кутты четвертого порядка [25, 26]. Особый интерес представляет результат расчетов для случая разных подвижностей легких ионов $b_1 = 1,2 \cdot 10^{-4}$ м² с⁻¹В⁻¹, $b_2 = 1,4 \cdot 10^{-4}$ м² с⁻¹В⁻¹ и резкого спада скорости ионообразования с высотой $q(z) = 7 \cdot 10^6 + 80 \cdot 10^6 \exp(-2,362z)$ пар ионов м⁻³с⁻¹. При этом в зоне проявления электродного эффекта появляется слой с избыточным содержанием отрицательного объемного заряда, в котором отношение $E(z)/E(\infty)$ становится меньше единицы.

Следует обратить внимание еще на одну оценку, сделанную в предположении, что ионизация у дневной поверхности обеспечивается не только гамма-, но и бета-излучением приповерхностного слоя почвы и составляющих почвенного воздуха. Положим, что бета-частицы диссипируют на высоте 3 см относительно дневной поверхности. Для скорости ионообразования $q(z) = [7 \cdot 10^6 + 4,8 \cdot 10^6 \exp(-2,362z) + 50 \operatorname{tg}(8 \cdot 10^{-8} \cdot z^4)]$ пар ионов м⁻³с⁻¹ решение показывает, что электродный эффект изменяется весьма незначительно. Зона проявления электродного эффекта в этом случае определяется высотой порядка 4–5 м относительно дневной поверхности. Значения АЭП и плотности легких ионов для двух рассмотренных случаев представлены на рис. 1.

Вариации АЭП в случае реверсивного электродного эффекта указывают на тенденцию к смене знака поля на высотах дециметров–метров относительно дневной поверхности (см. левый график на рис. 1).

В реальных условиях концентрация тяжелых ионов на порядок выше концентрации легких. Однако до недавнего времени решение задачи удавалось получить тем же методом Рунге – Кутты, только для сравнимых концентраций легких и тяжелых ионов [23, 24].

В последние годы наконец была построена математическая модель электродинамических процессов в приземном слое атмосферы в условиях аэрозольного загрязнения атмосферы [25–27]. Система уравнений, описывающих нестационарную

электродинамическую модель горизонтально-однородного конвективно-турбулентного приземного слоя атмосферы с учетом многократно заряженных аэрозольных частиц, имеет вид:

$$\begin{aligned}
N_0 + \sum_{k=1}^m N_1^{(k)} + \sum_{k=1}^m N_2^{(k)} &= N = \text{const}, \\
\frac{\partial N_1^{(k)}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\chi(z, t) \cdot \frac{\partial N_1^{(k)}}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\nu(z, t) \cdot N_1^{(k)}) &= \\
= n_1 \beta_{11}^{(k-1)} N_1^{(k-1)} - n_2 \beta_{21}^{(k)} N_1^{(k)}, \\
\frac{\partial N_2^{(k)}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\chi(z, t) \cdot \frac{\partial N_2^{(k)}}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\nu(z, t) \cdot N_2^{(k)}) &= \\
= n_2 \beta_{22}^{(k-1)} N_2^{(k-1)} - n_1 \beta_{12}^{(k)} N_2^{(k)}, \tag{3} \\
\frac{\partial n_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (b_1 E n_1) - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T(z, t) \cdot \frac{\partial n_1}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\nu(z, t) \cdot n_1) &= q(z, t) - \alpha n_1 n_2 - \\
- n_1 \sum_{k=0}^{m-1} \beta_{11}^{(k)} N_1^{(k)} - n_1 \sum_{k=1}^m \beta_{12}^{(k)} N_2^{(k)}, \\
\frac{\partial n_2}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} (b_2 E n_2) - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T(z, t) \cdot \frac{\partial n_2}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\nu(z, t) \cdot n_2) &= q(z, t) - \alpha n_1 n_2 - \\
- n_2 \sum_{k=0}^{m-1} \beta_{22}^{(k)} N_2^{(k)} - n_2 \sum_{k=1}^m \beta_{21}^{(k)} N_1^{(k)}, \\
\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{e}{\varepsilon_0} \cdot \left(n_1 - n_2 + \sum_{k=1}^m k N_1^{(k)} - \sum_{k=1}^m k N_2^{(k)} \right),
\end{aligned}$$

где D_T и χ - коэффициенты турбулентной диффузии легких и тяжелых ионов соответственно; ν - вертикальная составляющая конвективного переноса легких и тяжелых ионов; E_0 - напряженность электрического поля у поверхности Земли; $N_1^{(k)}$, $N_2^{(k)}$ - объемные концентрации положительных, отрицательных k раз заряженных тяжелых ионов; N_0 - концентрации нейтральных аэрозольных частиц; N - суммарная концентрация аэрозольных частиц; $\beta_{ij}^{(k)}$ - коэффициенты взаимодействия легких ионов с k раз заряженными тяжелыми ионами; k - число элементарных зарядов на тяжелом ионе; m -

максимально возможное число элементарных зарядов на тяжелом ионе; ε_0 – электрическая постоянная.

Система уравнений (3) дополняется следующими начальными и граничными условиями

для легких ионов:

$$\begin{aligned} n_{1,2}(t=0) &= \left(-BN + ((BN)^2 + 4\alpha q)^{1/2} \right) / 2\alpha \cdot \left(1 - e^{-(z-z_0)/L_0} \right), \\ n_{1,2}(z=z_0) &= 0, \quad n_{1,2}(z=l) = -BN + ((BN)^2 + 4\alpha q)^{1/2} / 2\alpha; \end{aligned} \quad (4)$$

для тяжелых ионов и электрического поля:

$$\begin{aligned} N_{1,2}^{(k)}(t=0) &= B_k, \quad \left(\partial N_{1,2}^{(k)} / \partial z \right)_{z=z_0} = 0, \quad N_{1,2}^{(k)}(z=l) = B_k, \\ E(t=0) &= E_0, \quad E(z=z_0) = E_0, \end{aligned} \quad (5)$$

где $L_0 = 1 \text{ м}$ – характерный масштаб электродного слоя, $z_0 = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}$ – параметр шероховатости земной поверхности, l – верхняя граница электродного слоя, высота, на которой выполняются следующие условия:

$$\partial n_1 / \partial z \rightarrow 0, \quad \partial n_2 / \partial z \rightarrow 0, \quad \partial N_1^{(k)} / \partial z \rightarrow 0, \quad \partial N_2^{(k)} / \partial z \rightarrow 0, \quad (6)$$

где B_k – параметр, зависящий от коэффициентов взаимодействия легких ионов и k раз заряженных тяжелых ионов. При записи системы уравнений (3) вводились следующие упрощения и допущения: условия равновесия между аэрозольными частицами и легкими ионами; пренебрежение током тяжелых ионов; равновесное состояние между концентрациями заряженных и нейтральных частиц. Влияние ионизации вблизи земной поверхности на электрическую структуру приземного слоя описывается функцией интенсивности ионообразования: $q(z) = (q_1 + q_0 e^{-z/z_1})$.

Решение этой системы уравнений позволило построить распределение объемного заряда атмосферы с изменением высоты для различных концентраций легких и тяжелых ионов (рис. 2) [25].

Графики на рис. 2 наглядно иллюстрируют факт существования классического и реверсивного электродных эффектов; рост их контрастности и высоты проявления с ростом концентрации легких и тяжелых ионов; доминирующее влияние концентрации тяжелых ионов на интенсивность проявления реверсивного электродного эффекта.

Образование легких ионов на высотах дециметров–метров относительно поверхности Земли задается введенным в расчёты параметром – скоростью ионизации ($q(z)$). Скорость ионизации, в свою очередь, будет определяться концентрацией эксхалирующего в атмосферу почвенного радона. Избыточная эксхалиция почвенного радона в атмосферу приведет к реверсивному электродному эффекту, дефицит поступающего в атмосферу радона – к классическому.

Приведенные на рис. 2 результаты расчетов показывают, что ионообразование одновременно зависит и от концентраций аэрозоля. Концентрации порядка $(10^8-10^9) \text{ м}^{-3}$, присущие экологически чистой атмосфере, приводят к классическому электродному эффекту (кривые 1–3); большие концентрации (от $5 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ и выше), которые можно наблюдать в городских агломерациях, становятся причиной реверсивного электродного эффекта (кривые 4–7).

Факт роста АЭП с повышением степени замутненности атмосферы (кривые 1–3) – спада прозрачности или метеорологической дальности видимости – хорошо известен [15]. Так, в работе [28] приведены данные двухсуточных наблюдений вариаций АЭП и плотности ядер конденсации на горе Цугшпитце (Северные Альпы). Приведенные результаты интересны еще и тем, что за период наблюдений плотность ядер конденсации представила очень широкий диапазон значений – $(0,25-4,5) \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$.

Для первого и второго дня наблюдений пары значений АЭП и плотности ядер конденсации аппроксимировались логарифмической функцией, которая имеет вид:

$$E(1) = 36,4 \text{ Ln}(N1) - 60,2 \quad D = 0,9 \quad (7)$$

$$E(2) = 40,8 \text{ Ln}(N2) - 109,2 \quad D = 0,96, \quad (8)$$

где $N1$ и $N2$ – плотность ядер конденсации, меняющаяся в диапазоне $(0,25-4,50) \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ и $(0,33-4,10) \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ соответственно, D – достоверность аппроксимации.

На рис. 3 представлены измеренные значения АЭП и расчетные значения поля по выражениям (7) и (8).

Коэффициенты корреляции между измеренными и расчетными значениями поля в первом и втором случае равны $k_1[E(1);E(N1)] = 0,91$, $k_2[E(2);E(N2)] = 0,96$.

Полученный результат однозначно показывает, что исследования по выявлению связей элементов приземного атмосферного электричества с геологическими неоднородностями и геодинамическими процессами должны проводиться исключительно в условиях стабильности или квазистабильности метеоситуации. В атмосферном

электричестве подобная метеорологическая ситуация именуется «хорошей погодой»; описание условий «хорошей погоды» достаточно полно представлено в работах [29, 30].

Перенос радона в приповерхностные слои грунта и атмосферу

На заключительном этапе анализа радонового механизма генерации объемного заряда приземной атмосферы остановимся на процессе переноса радиогенного газа. По экспериментальным данным, транспорт радона по горной породе осуществляется со скоростью 40–60 см/сут [31]. Однако высокий молекулярный вес радона (222) исключает возможность его обособленной субвертикальной миграции с подобными скоростями в приповерхностные слои грунта и атмосферу.

По мере подъема водно-газовых систем в зоны повышенной проницаемости горных пород растворенные в воде летучие газы стремятся обособиться в самостоятельные фазы в виде отдельных пузырьковых образований. В ходе этого процесса в пузырьках происходит падение давления с увеличением их объема – площади контакта пузырьков с жидкостью. Пузырьки становятся природными дегазаторами, куда, наряду с другими газами, стекает и почвенный радон, образующийся в подземных водно-газовых системах при распаде растворенного радия [32–34].

Те же пузырьковые образования выносят сотые, тысячные доли газа-эманации в приповерхностную атмосферу [35, 36]. Согласно оценкам [15], в слое воздуха до высоты 0,5 км ионизация на 75% происходит за счет гамма-излучения почвенного радона и на 25% – за счет космического излучения; в слое в диапазоне высот 0,5–1,0 км ситуация меняется – 64% воздуха ионизируется из космоса и только 36% – почвенным радоном.

Долгое время считалось, что носителями радона в приповерхностные слои грунта и атмосферу являются все летучие газы почвенного воздуха [32–34]. Однако эксперименты последних лет показали, что в качестве газов-носителей выступают только два из них – метан и водород [35–37]. Для иллюстрации проведем сравнение данных комплексных полевых наблюдений радона почвенного воздуха с результатами лабораторного анализа проб на содержание водорода, метана, двуокиси углерода и азота. Концентрации азота и двуокиси углерода меняются в противофазе и охвачены жесткой корреляционной связью $k(N_2; CO_2) = (-0.99)$ при отсутствии корреляционной связи с метаном и водородом $|k(H_2; N_2, CO_2)| = 0.28; 0.29$. Коэффициент корреляции водорода и метана весьма высок: $k(H_2; CH_4) = 0.96$; коэффициенты корреляции между концентрациями двух последних летучих

газов с объемной активностью радона также достаточно велики: $k(\text{Rn}; \text{H}_2) = 0.84$, $k(\text{Rn}; \text{CH}_4) = 0.89$. Незначительный спад значений коэффициентов корреляции концентраций летучих газов с объемной активностью радона имеет понятное физическое объяснение: точность лабораторного определения концентрации водорода и метана существенно выше точности полевых измерений объемной активности радона.

Присутствие радона в земной коре будет определяться распространением материнского вещества. В таблице приведены данные исследований по распространению радия в биосфере Земли, проводившихся в Биогеохимической лаборатории академика В.И. Вернадского.

Таблица

Содержание радия в биосфере Земли

Компоненты биосферы	Концентрация радия, %
Горные породы	$10^{-9} - 10^{-10}$
Почвы	$10^{-10} - 10^{-11}$
Растения	10^{-12}
Животные	10^{-13}
Воды рек и морей	$10^{-12} - 10^{-14}$

В частности, в глинистых породах, являющихся водоупором водоносных горизонтов, среднее содержание радия составляет $1,3 \cdot 10^{-10}\%$, что всего лишь в два раза меньше по сравнению с его содержанием в гранитах ($2,58 \cdot 10^{-10}\%$) [38].

Представленный материал позволяет построить модель связей водород-метан-радоновых и атмосферно-электрических полей Земли и атмосферы (рис. 4). Следует заметить, что в атмосферу выносятся сотые-тысячные доли содержания радона в приповерхностных слоях грунта [39, 40]. Это значит, что сотые-тысячные доли содержания радона грунта обеспечивают нормальные фоновые значения атмосферного электрического поля. Изменение выноса ионизатора в два раза практически не скажется на содержании радона грунта, однако приведет к двукратному изменению поля. Другими словами, элементы приземного атмосферного электричества крайне чувствительны к вариациям плотности субвертикального потока водорода и метана.

Необходимо подчеркнуть, что представленная схема будет работать исключительно в условиях «хорошей погоды» [29, 30]. Особенно жестко должно

соблюдаться условие постоянства суммарного количества заряженного и нейтрального аэрозолей – первое уравнение системы (3). Эффект изменения АЭП с изменением плотности аэрозоля наглядно виден на рис. 2, 3 и способен затушевать вариации поля, связанные с вариациями эксхалирующего почвенного радона.

В приведенных выше обзорных материалах [1–12] даны примеры реверсивного и классического электродных эффектов, наблюдаемых в преддверии таких уникальных природных явлений, как землетрясения. Из построенного модельного представления связей водорода, метана, радона и атмосферного электрического поля следует, что изменение плотности субвертикального потока метана неизбежно приведет к изменениям АЭП. Результаты анализа геохимических полей углеводородных скоплений доказывают присутствие метана в шлейфах нефтяных и газовых месторождений. Рассмотрим материалы полевых наблюдений, показывающие возможность использования АЭП для наземного картирования контура УВ-скоплений [41].

Классический и реверсивный электродные эффекты над УВ-скоплениями

На поле концентраций метана в тропосфере оказывает влияние нефтегазоносность недр [42, 43]. Например, содержание метана в тропосфере над нефтяными и газовыми структурами Бухаро-Чарджоуской тектонической ступени [42] в 1,2–1,5 раза выше среднепланетарных. Натурные исследования показали, что на границе проекции контура нефтяной залежи на дневную поверхность имеет место перепад концентраций горючего газа в приповерхностных слоях грунта [44].

Работы выполнялись путем отбора образцов почвенного воздуха для последующего лабораторного анализа на содержание метана. Концентрация метана грунта может быть увеличена в случае привнесения в среду вибросейсмического излучения. В работах использовались стандартные сейсморазведочные источники сейсмических сигналов типа СВ 20/60, СВ 10/100. Однако даже при этом концентрации метана грунта варьируют в пределах 10^{-4} – 10^{-2} %об. (рис. 5).

Первые результаты профильных наблюдений АЭП были получены на территории 3-го Речицкого нефтепромысла (Белоруссия). Измерения проводились в два этапа: в 1989 году, в непосредственной близости от пущенной в эксплуатацию новой скважины, и в 1992 году на том же профиле (рис. 6). Как и следовало ожидать, за три года спад поля над

залежью существенно уменьшился – вследствие снижения внутрислоевого давления в процессе эксплуатации, заводнения пласта, уменьшения плотности шлейфа углеводородов.

Следует обратить особое внимание на тенденцию к росту поля на уровне пикетов № 2–4. Полученный результат позволяет говорить о возможном отсечении области пласта под пикетом № 3 от основной залежи.

Пузырьковые образования газов-носителей не только выносят ионизатор в атмосферу, но и формируют поле радона в приповерхностных слоях грунта. Рассмотрим результаты одновременных наблюдений объемной активности радона грунта и АЭП, полученные на Александровском нефтяном месторождении в Белоруссии.

Исследуемая территория не в полной мере подходила для постановки измерений: из-за расположенных на ней были разбросаны многочисленных островков кустов и деревьев; а также небольших заболоченных участков, на которых мог присутствовать биогенный метан. Тем не менее на ней удалось расположить 29 наблюдательных пикетов, шаг между которыми колебался в пределах 50–100 м. Полученные результаты измерений представлены на рис. 7.

Из графиков рис. 7 видно, что в зоне пикетов 2–8 исследуемый профиль пересекает нефтяную залежь – малые значения поля из-за повышенного содержания радона грунта, транспортируемого метаном нефтяного шлейфа. Массивы данных наблюдений делились на две части – над залежью и вне залежи, и строились линейные аппроксимации АЭП как функции объемной активности радона почвенного воздуха. С достоверностью $\sim 0,8$ эти аппроксимации запишутся в виде: $E(Rn_{2-8}) = 553,3 - 119,2 \cdot Rn$ и $E(Rn)_{1,9-29} = 377,4 - 55,2 \cdot Rn$ (рис. 7).

Очевидно, что локальные значения АЭП на каждом пикете будут зависеть от произведений содержания радона грунта на суммарное локальное содержание газов-носителей. Из графика рис. 7 видно, что вне залежи среднее значение объемной активности радона грунта достаточно стабильно и составляет $Rn(sp)_{1,9-29} = 2,74 \pm 0,20$ Бк/л. Рост объемной активности радона грунта над нефтяной залежью объясняется участием в переносе радона метана нефтяного шлейфа. Увеличение вклада метана нефтяного шлейфа в этот рост можно грубо оценить по отношению коэффициентов редукции введенных аппроксимационных выражений – $119,2/55,2 \sim 2,2$.

Результаты полевых наблюдений, представленные на рис. 5 и 6, полностью укладываются в рамки модельных представлений о связях газовых и электрических полей

Земли и атмосферы (см. рис. 4). Однако в литературе описаны случаи всплесков АЭП над нефтяной залежью. Примером тому могут служить вариации атмосферного электрического поля, зарегистрированные во время исследований в районе купольной структуры Карсак (Гурьевский свод, Западный Казахстан) (Широков Б.И., 2011 г.; Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М., 2004 г.) (рис. 8). В северо-восточной части территории выявлена положительная аномалия АЭП; она имеет юго-восточную протяженность и два четких максимума ~ 250 В/м. Здесь по результатам бурения были найдены промышленные запасы нефти.

На этом же участке, но в юго-западной части выявлена еще одна аномалия, на этот раз отрицательная, неправильной формы. Ее значение в минимуме достигает (-110) В/м. По результатам разведки эта территория признана непродуктивной относительно промышленных запасов нефти вследствие насыщенности пластов-коллекторов минерализованной водой.

Структурный элемент Сатыбальды-Карсак расположен в северо-западной части солянокупольной структуры Карсак (Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М., 2004 г.), перекрывающей нефтяную залежь. По данным электроразведки и бурения, площадь соляного купола существенно больше суммарной площади нефтяных пластов. Герметичный соляной купол препятствует движению глубинного субвертикального потока летучих газов и шлейфов нефтяной залежи к дневной поверхности. Происходит накопление газов под куполом и их последующий субвертикальный сброс по его периметру. Вероятнее всего, это и приводит к отрицательным значениям АЭП в юго-западной части исследуемой территории (рис. 8). Таким образом, глубинный и мелкий – от нефтяной залежи, субвертикальные потоки летучих газов регулируются соляным куполом, а не покрывочной областью месторождения.

Другой пример – район участка бурения скважины Симферопольская №1 (Зуя) в Украине (рис. 9). По результатам предварительных исследований участок был обозначен как перспективный; дальнейшими исследованиями перспективность не была подтверждена. АЭП на этом участке отрицательное: значения в максимуме достигают (-60) В/м, в минимуме (-270) В/м. Аномалия вытянута, имеет юго-восточное направление [45].

Контур предполагаемой нефтяной структуры и распределение изолиний АЭП на поверхности Земли никак не укладываются в рамки разрабатываемых модельных представлений. На настоящий момент нет никаких данных по геологическому разрезу исследуемой территории, поэтому результаты измерений следует рассматривать как пример зарегистрированных вариаций АЭП над возможной нефтяной структурой.

В рамках разрабатываемой модели рассмотрим экспериментальные данные по влиянию на вариации АЭП газовой залежи. В период 1999–2009 гг. проводились многочисленные комплексные наблюдения водорода, радона, АЭП и полярных проводимостей атмосферного воздуха на территориях Щелковского, Касимовского и Северо-Ставропольского газохранилищ (ПХГ).

Первая серия наблюдательных маршрутов для профильных измерений атмосферного электрического поля была реализована осенью 1999 года на территории Щелковского ПХГ. Результаты наблюдений уверенно подтвердили правильность сформулированных выше модельных положений. Повторный опрос системы в 2000 году показал высокий уровень повторяемости вариаций АЭП.

На графиках рис. 10 даны примеры наиболее контрастных вариаций АЭП на двух профилях протяженностью 1,5 и 1,1 км. Низкие уровни поля соответствуют положению профиля над зоной закачки, высокие – выходу профиля на борт зоны закачки. Профили имеют одну общую точку: зарегистрированные значения поля на 31 пикете нижнего графика соответствуют полю на пикете 1 верхнего графика. Спад поля на пикетах 1 и 2 нижнего графика – экранный эффект громоотвода.

Измерения проводились в последних числах сентября 1999 и 2000 гг. Повторяемость результатов очень высокая: коэффициенты корреляции между данными профильных изменений лежат в пределах 0,7–0,9. Более того, даже абсолютные значения поля близки друг другу.

Всего на территории Щелковского ПХГ было заложено 11 профилей, на которых в 1999 и 2000 гг. ставились наблюдения АЭП. По данным наблюдений 1999 года, среднее АЭП над объемом закачки $E(1999)^{0.3} = 284$ В/м; среднее значение АЭП вне зоны закачки $E(1999) = 557$ В/м. Аналогичные расчеты, проведенные по результатам наблюдений 2000 года, приводят к средним значениям АЭП: $E(2000) = 599$ В/м вне зоны закачки и $E(2000)^{0.3} = 368$ В/м. Таким образом, только по перепадам значений АЭП над зоной

закачки над вмещающими породами можно по данным профильных наблюдений параметра оценить положение проекции пласта-коллектора на дневную поверхность.

Работы, начатые на Щелковском газохранилище, были продолжены в 2000 и 2003 гг. на территории Касимовского ПХГ. В ходе полевых работ были поставлены профильные наблюдения АЭП, радона и водорода почвенного и атмосферного воздуха; в 2003 году исследования были дополнены контролем сейсмических шумов.

В отличие от вариаций поля на Щелковском ПХГ, над контуром газохранилища под Касимовым не наблюдался ярко выраженный провал АЭП. Тем не менее, если сравнить средние абсолютные значения поля над пластом-коллектором и за его пределами, можно констатировать незначительный спад АЭП. Средние значения поля по трем профилям или их отрезкам над объемом закачки – 138, 136 и 140 В/м. Средние значения поля вне зоны закачки – 184 и 240 В/м.

Особый интерес представляют результаты сравнения вариаций поля, зарегистрированных на Касимовской ПХГ на профилях 1 и 2 в 2000 и 2003 гг. (рис. 11). Профиль 1 проходит по границе горного отвода ПХГ; часть профиля 2, параллельного профилю 1, лежит на расстоянии 500–600 м от куста нагнетательных скважин.

Абсолютные значения поля в 2000 г. практически в два раза выше, чем в 2003 г.; для удобства сравнения вариаций поля они представлены на рис. 11 по двум шкалам. Наблюдения 2000 года проводились в сентябре, дождей в период наблюдений не было; в 2003 году наблюдения проводились в жаркую погоду в начале июля, практически каждый день гремели грозы, сопровождаемые сильными ливнями. Таким образом, разница абсолютных значений поля определялась исключительно погодными условиями в периоды наблюдений [37].

Относительные вариации поля на профиле 1 в 2000 и 2003 гг. сходны: коэффициент корреляции $k = 0,69$. Коэффициент корреляции по всему массиву данных наблюдений на профиле 2 в 2000 и 2003 гг. не значим ($k = 0,14$). Однако, если разбить данные измерений на две части по пикетам (1–3, 22–31) и (4–21), то коэффициенты корреляции становятся значимыми величинами: $k(1–3, 22–31) = 0,82$ и $k(4–21) = 0,51$.

Если сравнить вариации поля по линии пикетов (4–21), то явный всплеск АЭП 2000 года сменяется в 2003 году провалом. Причина наблюдаемых отличий кроется, скорее всего, во временной задержке постановки измерений относительно начала цикла закачки

горючего ископаемого. В 2000 году измерения проводились с задержкой в 4–5 месяцев относительно начала закачки, в 2003 году – с задержкой в 2 месяца [46].

В ходе закачки метана в пласт-коллектор по фронту закачки происходит расклинивание покрышечной области. По линии нарушения ее герметичности имеет место незначительный сброс метана, который, по данным многочисленных экспериментальных наблюдений [46], достигает дневной поверхности с запаздыванием на срок до двух месяцев. Зарегистрированный провал поля на уровне пикетов (4–21) следует, вероятнее всего, отнести к эффекту выноса ионизатора в приповерхностные слои атмосферы мелким потоком метана из пласта-коллектора, возникшим в апреле–мае 2003 года при прохождении фронта объема закачки под наблюдательным профилем 2. На профиле 1 подобных эффектов не наблюдается.

Щелковское и Касимовское ПХГ относятся к числу искусственно выбранных геологических образований, которые по своим особенностям могут быть использованы в качестве буферных емкостей для хранения метана, предназначенного для нужд промышленности и коммунального хозяйства. Одно из самых первых – Щелковское ПХГ, за многие десятилетия эксплуатации частично утратило герметичность покрышечной области. В результате практически по всей площади пласта-коллектора имеет место незначительный сброс горючего газа, достигающего в конечном итоге дневной поверхности и уходящего в атмосферу. Следствие этого процесса – уверенно регистрируемый провал АЭП внутри проекции контура объема закачки на дневную поверхность (рис. 10).

В Касимовском ПХГ также происходят потери горючего ископаемого, однако в короткие временные интервалы и исключительно в областях прохождения фронта объема закачки, вследствие деформации покрышечной области. Результаты профильных АЭП-наблюдений в сентябре 2000 года и в начале июля 2003 года показывают, что после прохождения фронта объема закачки герметичность покрышек восстанавливается (рис. 11).

Продолжим рассмотрение результатов профильных измерений атмосферного электрического поля на примере данных полевых работ, выполненных в 2003, 2006 и 2007 гг. на территории Северо-Ставропольского ПХГ. Здесь в качестве буферного резервуара используется пласт-коллектор Северо-Ставропольского месторождения, выработанного к концу XX века.

За многолетний период работы на Северо-Ставропольском ПХГ было заложено порядка 500 км профилей комплексных атмосферно-электрических и водород-радоновых наблюдений. В юго-западном секторе Северо-Ставропольского ПХГ один из наблюдательных профилей был выведен за границы горного отвода ПХГ [39]. Метеорологическая ситуация удовлетворяла условиям «хорошей погоды» [29, 30]; исследуемая территория идеально подходила для наблюдений АЭП – чистое поле, ближайшие посадки на расстоянии ~ 100 м от линии профиля; первые 4 км профиля – пикеты 1–8 лежали над пластом-коллектором; пикеты 9–17 располагались вне проекции пласта-коллектора на дневную поверхность. На рис. 12 представлены измеренные и средние значения АЭП на 16-км профиле.

Средние значения поля вне зоны проекции пласта-коллектора на дневную поверхность на $\Delta E = 61$ В/м ниже. Полученный результат позволяет сделать вывод, что поле над покрывной областью бывшего Северо-Ставропольского месторождения заметно ниже, чем за ее пределами.

Более того, зарегистрированный спад поля по внешнему виду напоминает функцию функции $(\sin x/x)$. Близкий результат был получен ранее во время профильных наблюдений полярных проводимостей воздуха над разуплотнениями земной коры – вкrest линий метро и карстовых полостей [47, 48]. При этом $1/4$ периода зарегистрированных на профиле колебаний контролируемого параметра соответствовала глубине заложения линии метро или глубине карстовой полости. В рассматриваемом случае $1/4$ периода зарегистрированных колебаний АЭП соответствует 750 м при средней глубине пласта-коллектора ~ 800 м.

Для иллюстрации рис. 13 приведены рассчитанные значения содержания метана грунта на рассматриваемом профиле. Расчеты выполнены по разработанной методике оценки содержания метана грунта по данным наблюдений радона и водорода грунта и атмосферы, полярных проводимостей и АЭП [37]. Как и следовало ожидать, среднее содержание метана грунта над покрывной областью ниже среднего мирового фонового уровня, за пределами области – выше; отношение средних значений $CH_4(11-17)/CH_4(1-8) = 1,9$.

Заключение

В соответствии с теорией приземного атмосферного электричества, теорией электродного эффекта и материалами комплексных геофизических наблюдений

разработано модельное представление о связях метана, водорода и радона почвенного воздуха и атмосферного электрического поля. Согласно модели, пузырьковые образования водорода и метана переносят радон в приповерхностные слои грунта и приземную атмосферу. Эскалирующий радон является единственным естественным ионизатором приземного воздуха: в процессе ионизации образуются легкие ионы, рекомбинирующие с нейтральными ядрами конденсации с образованием тяжелых ионов, ответственных за АЭП. При дефиците ионизатора наблюдаются высокие значения АЭП; при избытке – имеет место спад поля вплоть до отрицательных значений.

Поскольку метан является неизменным ингредиентом шлейфов УВ-скоплений, проведена экспериментальная проверка изменений АЭП над нефтяными и газовыми месторождениями, которая привела к следующим выводам:

- над нефтяной залежью наблюдается спад поля относительно его фоновых значений за пределами контура месторождения; результат подтверждается повышенным содержанием радона грунта на отрезке профиля над залежью;

- при наличии соляного купола, площадь которого перекрывает площадь залежи, поступление метана в приповерхностные слои грунта и атмосферу происходит по периметру купола, что приводит к высоким значениям АЭП над куполом и к спаду поля за его пределами;

- над искусственными газовыми залежами (ПХГ) наблюдается спад АЭП над контуром пласта-коллектора, что особенно заметно в ходе многомесячных циклов закачки;

- при переходе границы газового месторождения зарегистрирован спад АЭП; спад имеет характер функции $(\sin x/x)$, где $\frac{1}{2}$ полупериода колебаний сравнима с глубиной пласта-коллектора.

За последние десятилетия была отработана методика мобильных непрерывных профильных измерений атмосферного электрического поля с борта движущегося со скоростью 30–40 км/ч автотранспортного средства. Используемые измерительные инструменты уже многие годы создаются силами ОКБ Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова, Владимирского государственного университета, Южного федерального университета. Все это позволяет рекомендовать атмосферное электрическое поле к активному использованию при решении задач поиска и разработки залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Milne J.* Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena // *Trans. Seismol. Soc. Jap.* 1890. V. 15. P. 135–164.
2. *Чернявский Е.А.* Электрическая буря // *Бюл. САГУ.* 1925. № 10. С. 157–162.
3. *Чернявский Е.А.* Атмосферно-электрические и электротеллурические явления при землетрясениях // *Соц. наука и техника.* 1935. № 12.
4. *Чернявский Е.А.* Атмосферно-электрические предвестники землетрясений // *Метеорология и гидрология в Узбекистане.* Ташкент, 1955. С. 317–327.
5. *Бончковский В.Ф.* Измерения градиента электрического потенциала в атмосфере как один из возможных предвестников землетрясений // *Тр. Геофиз. ин-та.* 1954. № 25. С. 192–206.
6. *Церфас К.Э.* Явления атмосферного электричества, предшествующие землетрясению // *Ташкентское землетрясение 26.06.66.* Ташкент, 1971. С. 184–187.
7. *Hao J.G.* Near earth surface anomalies of the atmospheric field and earthquake // *Acta Seismol. Sin.* 1988. Vol. 1. № 2. P. 48–54.
8. *Hao J.G., Pan H.W., Li D.R.* Regional features of atmospheric electric field anomalies before earthquakes // *Earthquake.* 1993. N 6. P. 48–54.
9. *Hao J.G., Zhang Y.F., Li D.R., Tang T.M., Liu X.Q.* Ultra low frequency electromagnetic wave anomaly and its spectrum characteristics before earthquakes // *Acta Seismol. Sin.* 1995. Vol. 8, N 1. P. 101–109.
10. *Hao J.G., Tang T.M., Liu X.Q.* A kind of information on short-term and imminent earthquake precursors research on atmospheric electric field anomalies before earthquakes // *Acta Seismol. Sin.* 1998. Vol.11, N 1. P. 121–131.
11. *Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В.* Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник камчатского землетрясения 6.III.1992, $M=6,1$ // *Докл. РАН.* 1992. Т. 326, № 6. С. 980–982.
12. *Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф.* Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.1993 г., $M=7,0$ // *Докл. РАН.* 1996. Т. 348, № 6. С. 814–816.
13. *Электромагнитные предвестники землетрясений / Под ред. М.А. Садовского.* М.: Наука, 1982. 88 с.

14. Поиск электромагнитных предвестников землетрясений / Под ред. М.Б. Гохберга. М.: Изд-во ИФЗ АН СССР, 1988. 243 с.
15. *Тверской П.Н.* Курс метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1951. 887 с.
16. *Чалмерс Дж.* Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 247 с.
17. *Имянитов И.М., Чубарина Е.В.* Электричество свободной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 240 с.
18. *Chalmers J.A.* The theory of electrode effect I // *J. Atm. Terr. Phys.* 1966. Vol. 28. P. 565–572.
19. *Chalmers J.A.* The theory of electrode effect II // *J. Atm. Terr. Phys.* 1966. Vol. 28. P. 573–579.
20. *Chalmers J.A.* The theory of electrode effect III // *J. Atm. Terr. Phys.* 1966. Vol. 28. P. 1029–1033.
21. *Chalmers J.A.* The theory of electrode effect IV // *J. Atm. Terr. Phys.* 1967. Vol. 29. P. 217–219.
22. *Crozier W.D.* Atmospheric electrical profiles below three meters // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, N 20. P. 2785–2790.
23. *Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.* Теория электродного эффекта в атмосфере // Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 122 с.
24. *Куповых Г.В.* Электродный эффект в приземном слое атмосферы: Автореф. докт. дис. Нальчик, 2005. 35 с.
25. *Редин А.А.* Математическое моделирование электродинамических процессов в приземном слое в условиях аэрозольного загрязнения атмосферы: Автореф. канд. дис. Таганрог, 2011. 19 с.
26. *Редин А.А., Куповых Г.В., Болдырев А.С.* Электродинамическая модель турбулентного приземного слоя при наличии многократно заряженных аэрозольных частиц // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. СПб., 2012. С. 199–201.
27. *Редин А.А., Куповых Г.В., Болдырев А.С., Букантис А.А.* Электродинамическая модель конвективно-турбулентного приземного слоя атмосферы // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. СПб., 2012. С. 202–203.
28. *Стыро Б.И.* Вопросы ядерной метеорологии. Вильнюс, 1959. 418 с.

29. Руководство по наземным наблюдениям за элементами атмосферного электричества. Л.: Изд-во ГГО им. А.И. Воейкова, 1960. 95 с.
30. Семенов К.А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества // Тр. ГГО им. А.И. Воейкова. 1982. Вып. 455. С. 112–119.
31. Баранов В.И. Радиометрия. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 343 с.
32. Войтов Г.И., Рудаков В.П., Шулейкин В.Н., Козлова Н.С., Баранова Л.В. Эманационные и электрические эффекты в атмосфере подпочв над Калужской кольцевой структурой // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 6. С. 503–510.
33. Войтов Г.И., Гусев А.С., Шулейкин В.Н. и др. Эманационные (водород-радоновые) и электрические эффекты над сложно построенными тектоническими структурами (на примере Александровской зоны предразломных поднятий, Белоруссия) // ДАН. 2000. Т. 370, № 1. С. 105–108.
34. Гергедава Ш.К., Бузинов С.Н., Шулейкин В.Н., Войтов Г.И. Нетрадиционная геофизика для подземных хранилищ газа // Нефть, газ и бизнес. 2001. № 5. С. 2–7.
35. Шулейкин В.Н. Косвенный контроль концентрации метана над углеводородными скоплениями – методика, метрология // Труды Международной конференции «Фундаментальные проблемы нефтегазоносной гидрологии». М., 2005. С. 551–555.
36. Шулейкин В.Н. Результаты косвенного контроля метана на территориях ПХГ // Труды Международной конференции «Фундаментальные проблемы нефтегазоносной гидрологии». М., 2005. С. 555–559.
37. Зубарев А.П., Шулейкин В.Н. Комплексный геофизический и геохимический контроль при эксплуатации подземных газохранилищ. М.: Изд-во «Газпром ПХГ», 2009. 264 с.
38. Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. Справочник по элементарной физике. М.: Наука, 1976. 255 с.
39. Сисигина Т.И. Измерения эксхалиции радона с поверхности горных пород // Вопросы ядерной метеорологии. М.: Госатомиздат, 1962. С. 104–111.
40. Сисигина Т.И. Эксхалиция радона с поверхности нескольких типов почв Европейской части СССР и Казахстана // Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., 1965. С. 40–48.

41. *Петухова А.В., Старобинец И.С.* Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений. М.: Недра, 1993. 332 с.
42. *Войтов Г.И., Старобинец И.С., Усманов Р.И.* О плотности потоков CH_4 в атмосферу в нефтегазоносных регионах (на примере Аму-Дарьинской впадины) // ДАН. 1990. Т. 313, № 6. С. 1444–1448.
43. *Войтов Г.И., Абдувалиев А.К., Аммосов С.М.* и др. О вариациях химического состава углеводородных газов в истощенных пластовых системах нефтяных месторождений Сель-Рохо (Западная Фергана) и Абузы (Краснодарский край) // ДАН. 1990. Т. 313, № 5. С. 1085–1089.
44. *Аммосов С.М., Войтов Г.И., Коробейник Г.С., Кузнецов В.В., Николаев А.В., Федорова Г.С.* О двух типах газово-геохимических эффектов в поле вибрационного источника сейсмических колебаний // ДАН. 1988. Т. 301, № 1. С. 62–68.
45. *Широков Б.И.* Атмосферное электричество и залежи углеводородов // Труды X Международной конференции по геоинформатике. Киев, 2011. S147.
46. *Никонов А.И., Новаковский Б.А., Переверзев М.В.* Геоинформационное эколого-геохимическое картографирование подземного хранилища газа // Геоинформатика. 2002. № 1. С. 3–8.
47. *Шулейкин В.Н.* Особенности перераспределения полярных проводимостей почвенного воздуха вокруг протяженных искусственных нарушений Земной коры // Тезисы III семинара «Нетрадиционные методы изучения неоднородностей Земной коры». М., 1993. С. 86–87.
48. *Шулейкин В. Н.* Результаты наблюдений полярных проводимостей почвенного воздуха в черте городской застройки // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. М., 1996. Вып. 2. С. 235-240.

ПРИЛОЖЕНИЕ

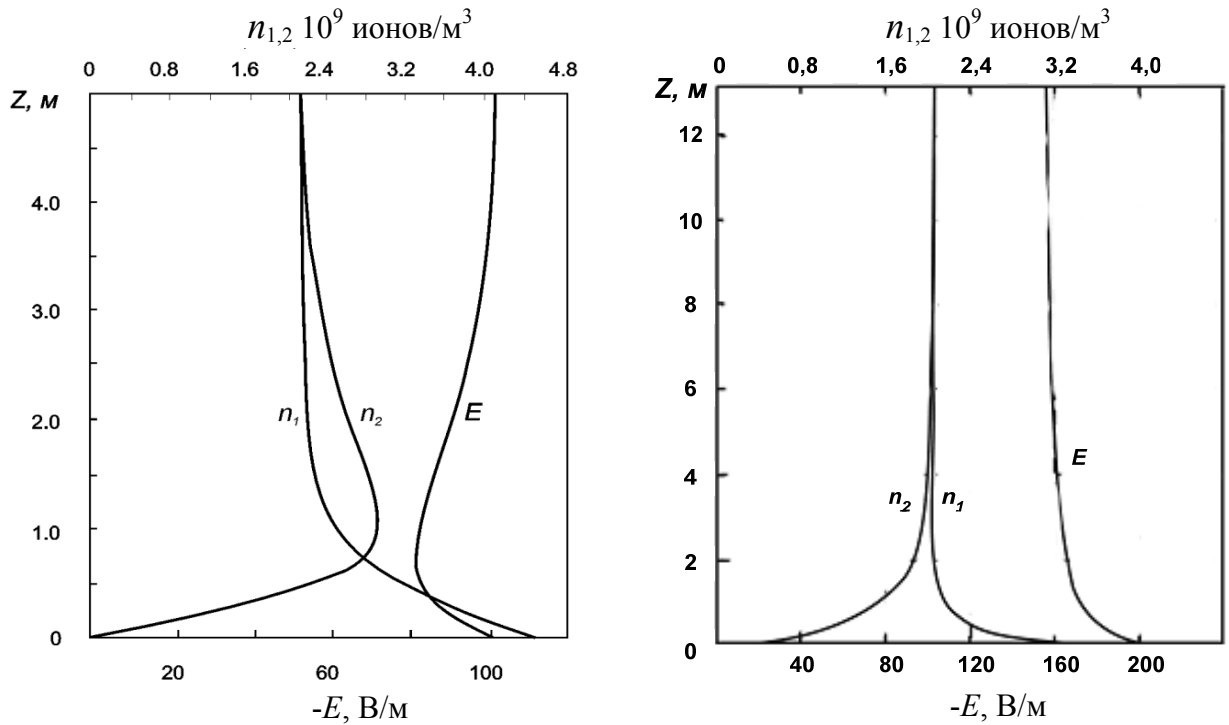


Рис. 1. Реверсивный и классический электродные эффекты при скоростях ионообразования $q(z) = 7 \cdot 10^6 + 80 \cdot 10^6 \exp(-2.362z)$ пар ионов $\text{м}^{-3}\text{с}^{-1}$ и $q(z) = [7 \cdot 10^6 + 4.8 \cdot 10^6 \exp(-2.362z) + 50 \text{tg}(8 \cdot 10^{-8} \cdot z^{-4})]$ пар ионов $\text{м}^{-3}\text{с}^{-1}$

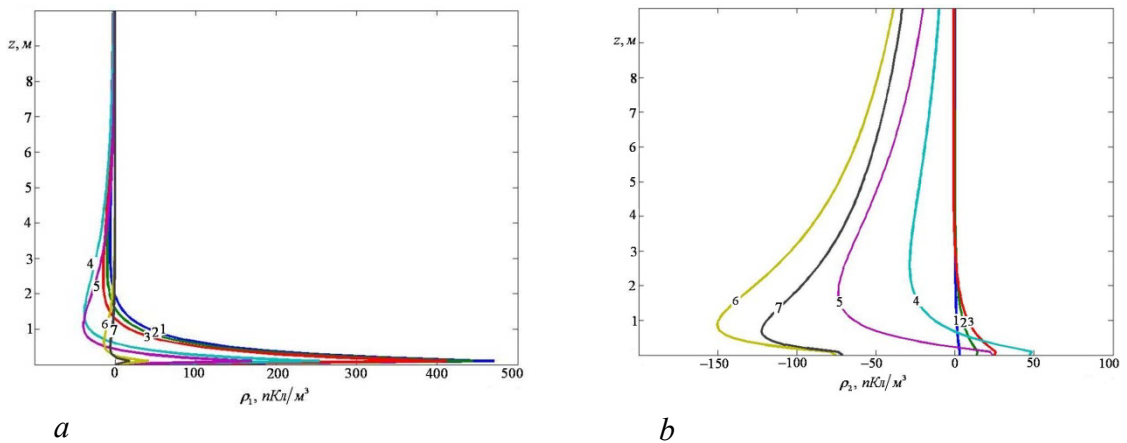


Рис. 2. Плотность объемного заряда, создаваемая легкими (a) и тяжелыми (b) ионами (кривые 1–7 построены для концентраций аэрозольных частиц $N \sim 10^8; 5 \cdot 10^8; 10^9; 5 \cdot 10^9; 10^{10}; 5 \cdot 10^{10}; 10^{11} \text{ м}^{-3}$)

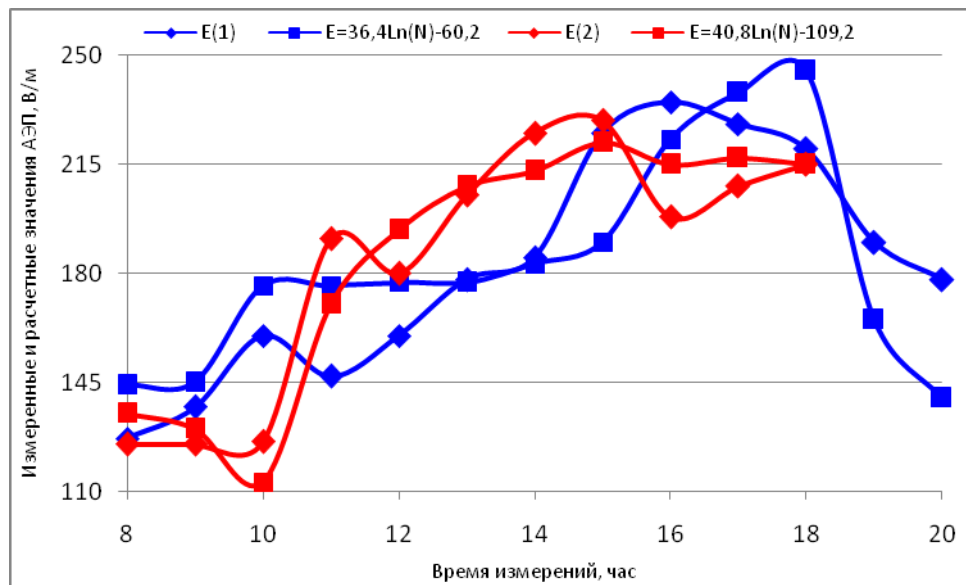


Рис. 3. Вариации измеренных и расчетных значений атмосферного электрического поля в зависимости от плотности ядер конденсации



Рис. 4. Модельное представление связей водорода, метана, радона и элементов приземного атмосферного электричества

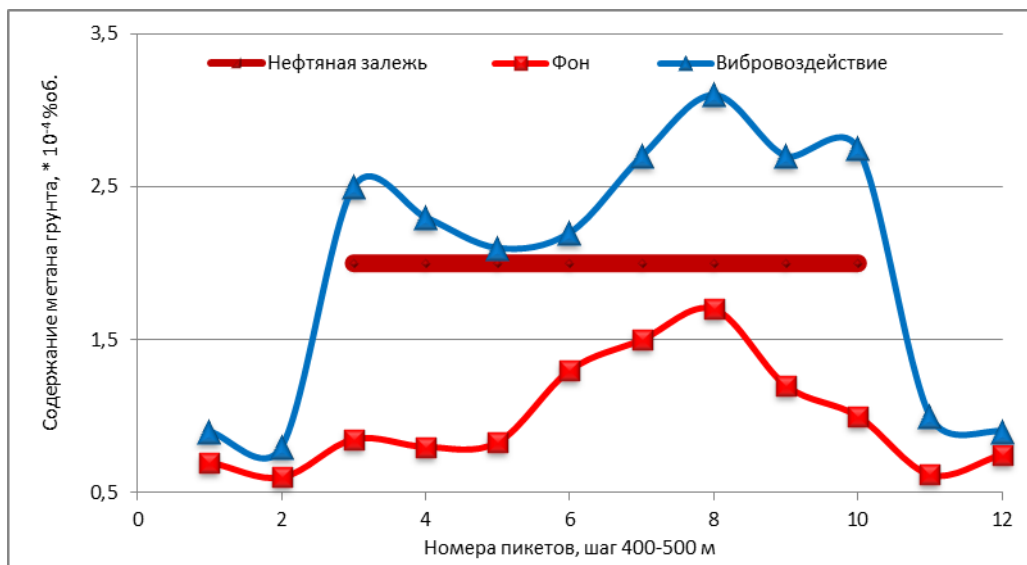


Рис. 5. Содержание метана грунта на профиле, секущем нефтяную залежь до (фон) и после вибровоздействия

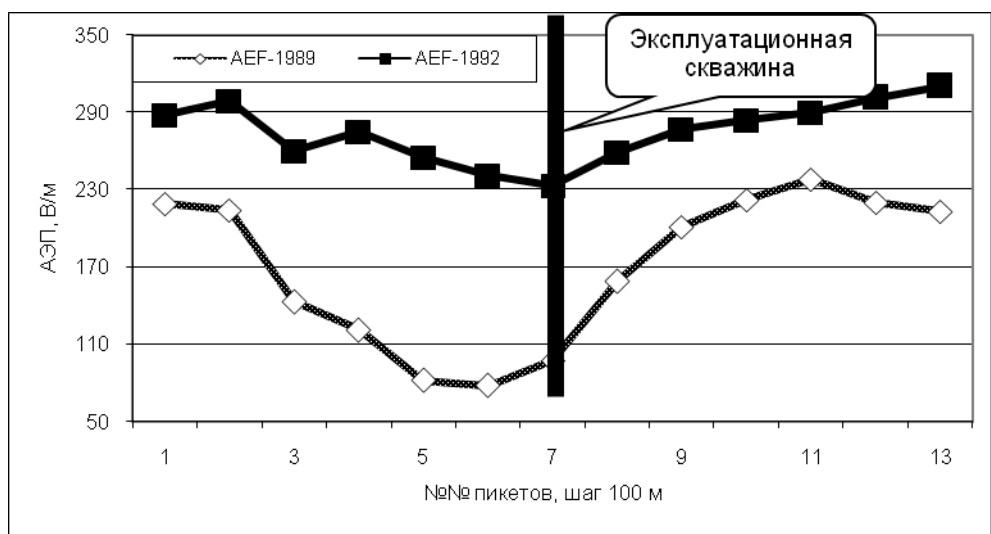


Рис. 6. Результаты повторных профильных наблюдений атмосферного электрического поля над нефтяной залежью на 3-м Речицком нефтепромысле (Белоруссия)

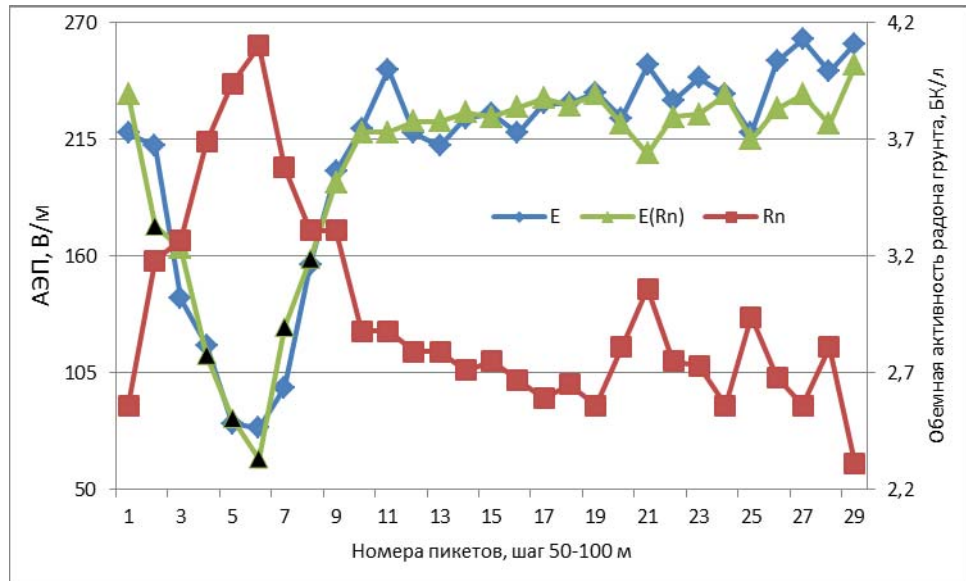


Рис. 7. Результаты наблюдений АЭП и объемной активности радона грунта в районе Александровского нефтяного месторождения (Гомельская область, Белоруссия)

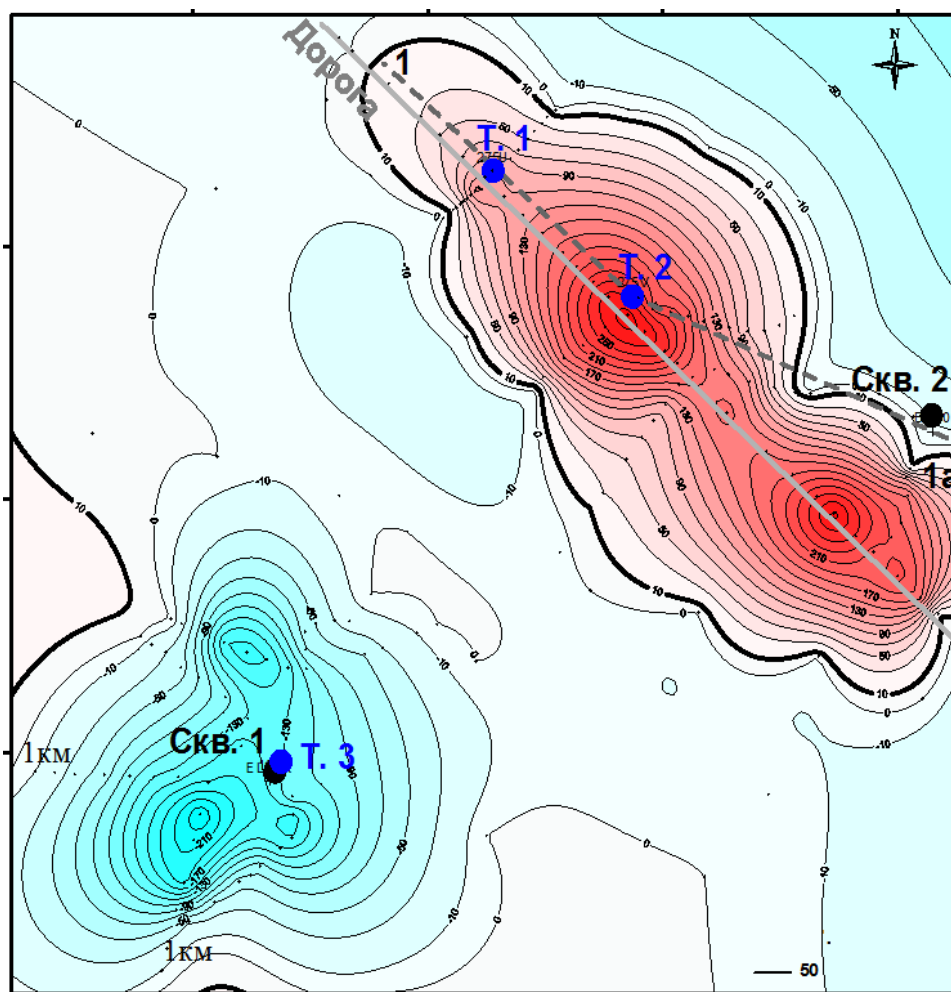


Рис. 8. Изолинии АЭП в районе структуры Сатыбальды-Карсак, Гурьевский свод, Западный Казахстан – марка 6. Положительная аномалия поля ~ 250 В/м в северо-восточной части над продуктивной нефтяной залежью; отрицательная $\sim (-110)$ В/м в юго-западной части [Широков]

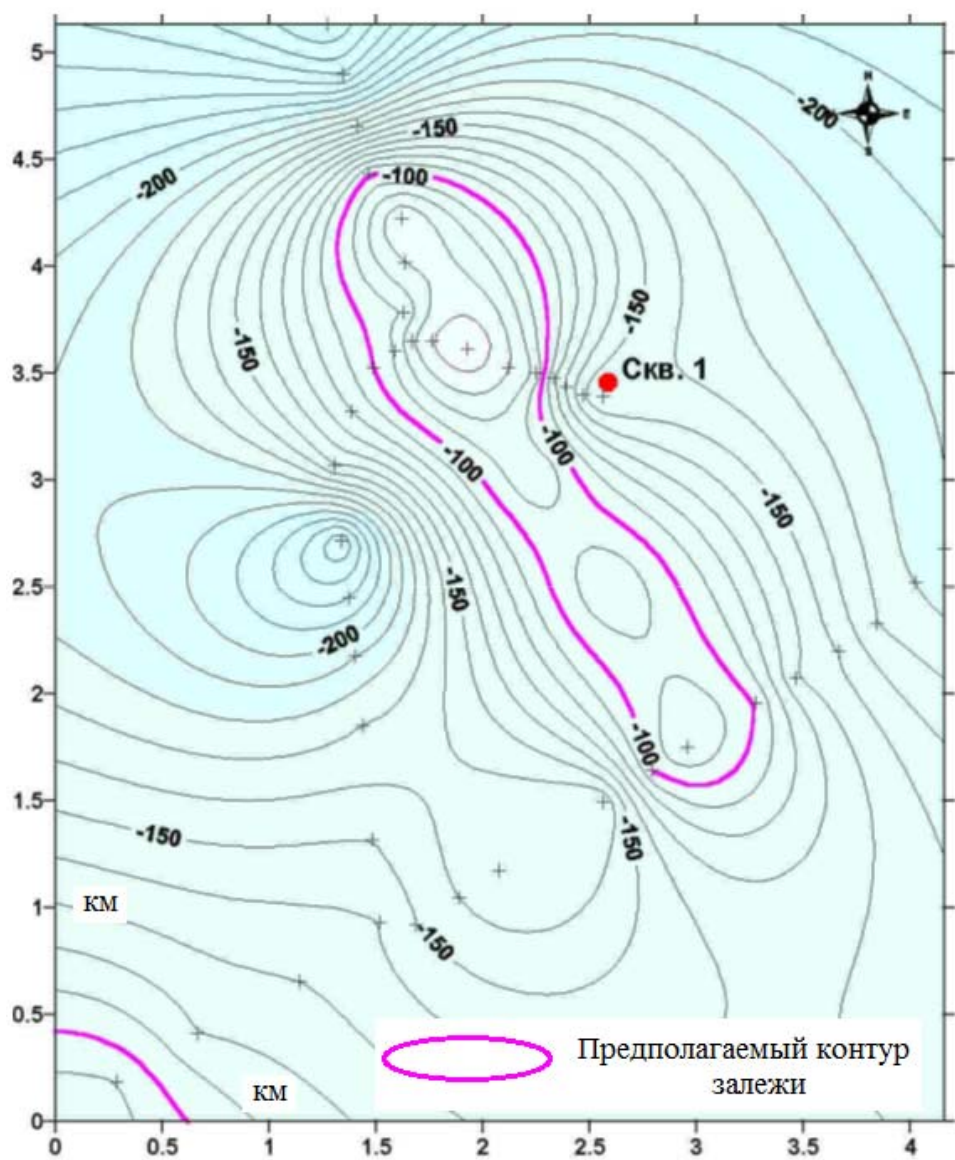


Рис. 9. Изолинии АЭП в районе участка бурения скважины Симферопольская № 1 [45]

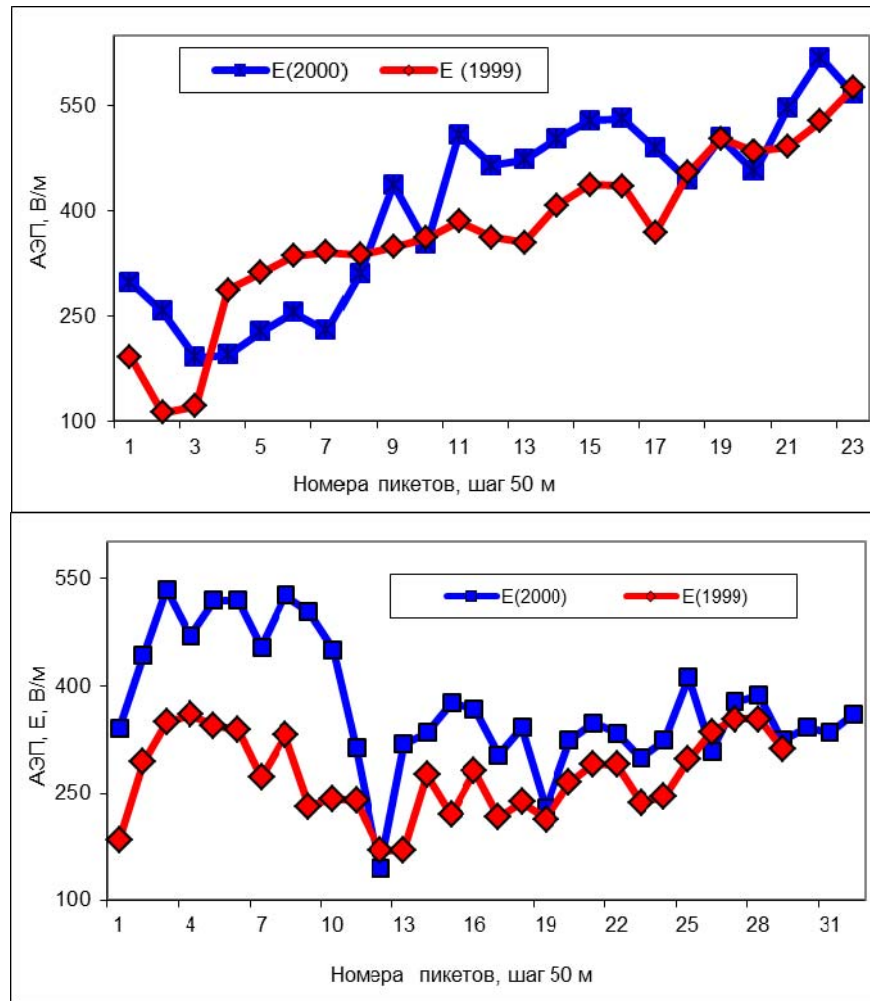


Рис. 10. Профильные вариации АЭП, зарегистрированные в 1999 и 2000 гг. на территории куста нагнетательных скважин Щелковского ПХГ

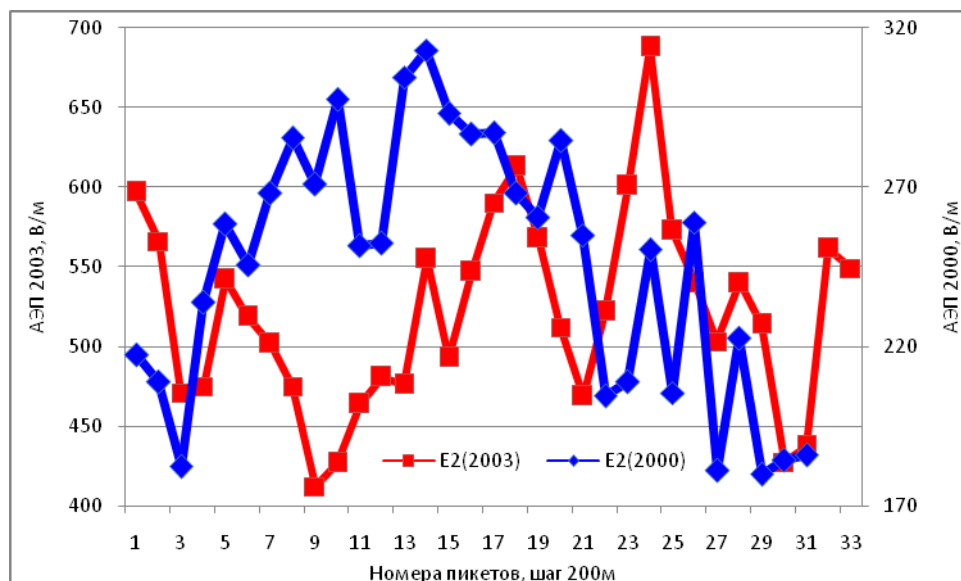


Рис. 11. Результаты профильных наблюдений АЭП 2000 и 2003 гг. профиль 1 – граница горного отвода ПХГ (верхний график); профиль 2 – на траверс куста нагнетательных скважин (нижний график)

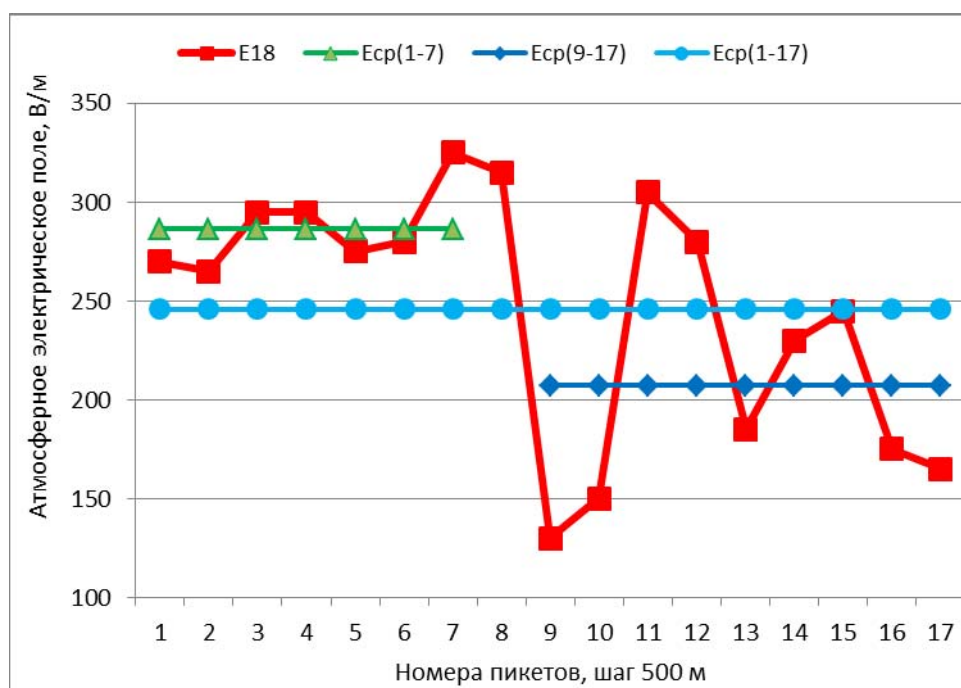


Рис. 12. Измеренные и средние значения АЭП на профиле, выходящем за пределы пласта-коллектора Северо-Ставропольского ПХГ (бывшего Северо-Ставропольского месторождения)

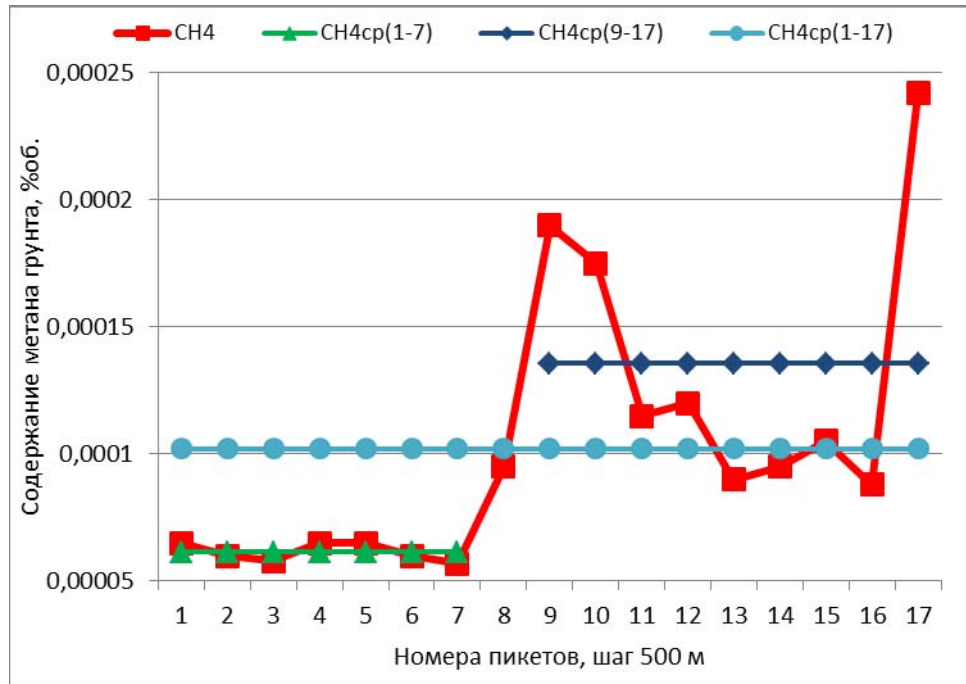


Рис. 13. Содержание метана грунта над покрывной областью – пикеты 1–8 и за ее пределами – пикеты 11–17 и средний мировой фоновый уровень метана $0,8 \cdot 10^{-4} \%об.$