

К теоретико-экспериментальному обоснованию сейсмoeлектрических технологий геологоразведочных работ

Михеев С.И., Хараз И.И., Лепёшкин В.П., ФГУП «НВНИГ», г. Саратов

Одно из перспективных направлений развития технологий геологоразведочных работ связано с разработкой новых способов, основанных на взаимодействии геофизических полей. Такие способы позволяют получить дополнительную информацию о строении геологического разреза, не доступную при раздельном применении каждого геофизического метода в отдельности. Наибольшее внимание при изучении взаимодействия геофизических полей уделяется сейсмoeлектрическим явлениям и процессам, возникающим при одновременном возбуждении упругих и электрических полей. На настоящий момент соответствующие технологии не вышли из стадии отдельных экспериментов, что можно объяснить, в том числе, с недостаточным развитием их теоретико-экспериментальных основ. Приводимые далее информация и сделанные на ее основе заключения, по нашему мнению, частично решают данную проблему.

1. Начальный этап изучения сейсмoeлектрических явлений

В 1939 г. А.Г. Иванов обнаружил, что распространение упругих волн в верхней части геологического разреза сопровождается появлением разности потенциалов между точками, расположенными на различных расстояниях от источника излучения. Это явление он назвал сейсмoeлектрический эффект второго рода Е – эффект [12], в отличие от эффекта первого рода J-эффект, открытого ранее Блау и Стэхемом [16]. Эффект первого рода (J- эффект) проявляется в изменении силы тока I, проходящего через среду при наличии постоянной разности потенциалов между двумя электродами, под действием упругих колебаний [13]. J-эффект, по мнению Иванова, обусловлен изменением электрического сопротивления пород под влиянием (действием) упругих колебаний, распространяющихся в среде. Е-эффект им объяснялся электрофильтрационным процессом в дисперсной среде. При этом поверхность раздела между частицами породы и водой являются средоточием двойных электрических слоев (Д.э.с.), обводненная сторона, которых имеет диффузное строение. Изучая это явление, Френкель Я.И. отметил [14], что согласно теории Гельмгольца и Смолуховского наблюдаемая разность электрических потенциалов для произвольных двух точек должна быть равна:

$$\Delta V = \frac{\epsilon \zeta}{4\pi \mu \sigma} \cdot \Delta P, \quad (1)$$

где: ζ – скачек потенциала в двойном поверхностном слое, μ – коэффициент вязкости дисперсной среды (воды), σ – ее электропроводность и ϵ – диэлектрическая проницаемость;

ΔP – разность гидростатических давлений между точками.

Так как распространение упругих продольных волн в почве сопровождается изменением давления, то оно также должно сопровождаться изменением электрического потенциала (Е-эффект). Экспериментальными работами А.Г. Иванова установлено, что электрод, расположенный ближе к месту возбуждения колебаний, приобретает в начальный момент при прохожде-

нии через него фронта упругой волны отрицательный потенциал по отношению более удаленному от места расположения излучателя электроду. Это подтвердило перспективность построения теории Е- эффекта на основе представлений Гельмгольца и Смолуховского [16].

2. Механо - электрические преобразования в гетерогенных породах

Гетерогенность пород обусловлена их неоднородным строением. При этом имеются в виду не только различия по составу скелета породы (твердая фаза), но и неоднородность заполняющих поры жидкостей, как по составу флюидов, так и по особенностям взаимодействия последних с твердым скелетом.

Гетерогенные породы характеризуются изменчивостью свойств, связанных с обменом энергией с внешней окружающей средой. При изменении условий, в которых находятся породы, нарушаются установившиеся равновесные связи, что вызывает процессы стабилизации равновесного состояния в новых условиях приводящих к минимуму свободной энергии. При одновременном воздействии несколькими геофизическими полями на геологическую среду в гетерогенных породах наблюдаются вторичные, в частности, электрокинетические эффекты [1]. Под ними понимаются эффекты, связанные с относительным движением твердой и жидкой фаз (в поровом пространстве) друг относительно друга. Механизм электрокинетических явлений основан на идее существования двойного электрического слоя (Д.Э.С.) на границе раздела твердой и жидкой фаз. Такой механизм был предложен Квинке еще в 1850 г. Общая теория Д.Э.С. разработана О.Штерном в 1936 г. [4] и хорошо соответствует результатам экспериментальных исследований.

Теория Д.Э.С. предусматривает, что на поверхности твердой фазы существует потенциал, определяющий слой с сформированными одноименно заряженными ионами, представляющей собой, как бы «внешнюю оболочку конденсатора». Ионы жидкой фазы, притянутые электрическими и адсорбционными силами к твердой поверхности, образуют «внутреннюю обкладку конденсатора» – слой Штерна [4]. Часть ионов «внешней оболочки», обладающие большей кинетической энергией, преодолевают потенциальную энергию поля поверхности и благодаря тепловому движению проникают в раствор. Устанавливается равновесие, в котором скорость диффузии ионов из поверхностного слоя в раствор равна скорости обратного процесса, обусловленного полем электрических сил. Такое распределение ионов аналогично распределению молекул газа в гравитационном поле и подчиняется закону Больцмана. Слой жидкости, в котором заряд распределен диффузно, называется диффузным слоем или слоем Гуи. Система внешне остается электрически нейтральной. Фазовый или термодинамический потенциал равняется сумме потенциалов Гуи и Штерна.

Двойной электрический слой (Д.э.с.) является пространственно распределенным электрическим зарядом на границе соприкосновения различных фаз, приводящий к возникновению

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ
ТОНКОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ





разности электрических потенциалов между ними. Наибольшие значения имеют ЭДС, возникающие на поверхности металлических электродов, погруженных в раствор электролита. Разделение зарядов вызывается разными причинами:

- переходом ионов из электродов в раствор или наоборот - ионный двойной электрический слой; заряд одного знака образуют перешедшие ионы, а другого знака - ионы (либо электроны) оставшиеся в электроде;
- специфической адсорбцией концентрации веществ из газа или раствора, происходящей на поверхности электрода ионов одного знака - адсорбированный двойной электрический слой; заряд Д.э.с. противоположного знака образуют ионы, находящиеся в растворе;
- ориентацией полярных молекул у поверхности электрода, в результате чего все молекулы оказываются обращенными одним и тем же концом к электроду - ориентированный двойной электрический слой.

Особенностью строения гетерогенных пород является сложность внутренней структуры, связанной с ее пористостью и трещиноватостью. Структурные дефекты приобретают свободную электрическую энергию (активные центры) и способствуют протеканию поверхностных реакций с наименьшей энергией активации, которой должны обладать сталкивающиеся или расходящиеся частицы при геохимических превращениях. Различие по типу и знаку заряда активных центров приводит к появлению различных по природе поверхностных сил взаимодействия. Под влиянием электрически активных центров скелета породы в жидкой (диффузной фазе) возникают процессы по перестройке ее структуры: изменение ориентации однородных связей и дипольных моментов воды, начиная со слоя, контактирующего непосредственно со скелетом. Формируются слои с упорядоченной структурой и аномальными свойствами жидкости в капиллярах (порах, трещинах) в сравнении со свойствами свободной жидкости. Толщина такого слоя зависит от пористости, трещиноватости и проницаемости пород.

3. Математическое моделирование сейсмoeлектрических процессов

Наиболее системно методика и результаты математического моделирования сейсмoeлектрических процессов изложены в работах Б.С. Светова и В.П. Губатенко [6, 7]. Ими рассмотрены вопросы:

- 1) возбуждения и распространения колебаний в сплошной среде, включающей границы, разделяющие области с различными акустическими свойствами;
- 2) флюидодинамики в пористой влагонасыщенной среде;
- 3) электрокинетики, т.е. определения характеристик электромагнитного поля, порождаемого течением флюидов в пористой среде;
- 4) электродинамики (определение электромагнитного поля в самой пористой среде и на поверхности зондируемой среды).

Остановимся далее на обсуждении каждого из перечисленных вопросов по отдельности.

1. Решение прямой задачи сейсморазведки для сплошной среды. В общем виде движение твердой фазы горной породы описывается уравнением Ламе:

$$(\lambda + 2\mu) \cdot \text{grad div } \vec{u} - \mu \cdot \text{rot rot } \vec{u} + \rho \cdot \omega^2 \cdot \vec{u} + \vec{F} = 0 \quad (2)$$

где: $\vec{u}$ - вектор смещения твердой фазы;
 λ и μ - параметры Ламе; $\vec{F}$ - вектор плотности внешних объемных сил, создаваемых источником упругих колебаний.

Решение задачи в рассматриваемом случае ищется в виде векторов смещений падающих и отраженных волн (продольных и поперечных). Составление математических моделей и программ расчета принципиальных проблем не вызывает, но является при описанном подходе сложным и трудоёмким.

По нашему мнению, можно использовать более простой по сравнению с изложенным подход к решению прямой задачи. Рассмотрим сферический источник колебаний типа центра расширения [8]. На сферической поверхности радиуса r действует радиально направленное давление $d(t)$, создающее продольное смещение:

$$\vec{U}_p(t, R) = \left[\frac{f(\tau)}{R^2} + \frac{\dot{f}(\tau)}{V_p \cdot R} \right] \cdot \frac{r}{\rho} \cdot \vec{r}_p \quad (3)$$

где: $\vec{r}_p$ - единичный вектор в направлении радиуса от источника колебаний к точке приема; V_p - скорость продольной волны;

$\tau = t - \frac{(R-r)}{V_p}$ - время прихода возмущения в

точку приёма; значения $f(\tau)$ определяются по спектру давления в источнике колебаний:

$$D(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} d(t) \cdot e^{i\omega t} dt \quad (4)$$

$$f(\tau) = \frac{1}{2\pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \frac{D(\omega) \cdot e^{i\omega \tau} d\omega}{\omega_{0p}^2 - \omega^2 + 2i\omega\alpha_p} \quad (5)$$

$\omega_{0p} = \frac{2V_s}{r}$ - частота собственных колебаний

источника; V_s - скорость поперечной волны (в области среды, близкой к источнику);

$\alpha_p = \frac{2V_s^2}{(r \cdot V_p)}$ - коэффициент затухания очага.

Спектр смещения можно вычислить по простой формуле:

$$S_u(\omega) = (r/R) \cdot M(\omega) \cdot D(\omega) \quad (6)$$

где $M(\omega)$ - частотная характеристика очага излучения:

$$M(\omega) = \frac{1/R + i\omega/V_p}{\rho \cdot (\omega_{0p}^2 - \omega^2 + 2i\omega \cdot \alpha_p)} \quad (7)$$

ρ - плотность среды в области возбуждения колебаний.

С увеличением глубины фронт падающей волны выполаживается и становится близким к плоскому. Тогда для задания граничных условий вектора смещения, можно использовать систему уравнений Нотта-Цёппригца [8] в виде:

$$\begin{aligned} (1 - A_{pp}) \cdot \sin \alpha_{p1} + A_{ps} \cdot \cos \alpha_{ps1} - \\ - B_{pp} \cdot \sin \beta_{pp} + B_{ps} \cdot \cos \beta_{ps} = 0, \\ (1 + A_{pp}) \cdot \cos \alpha_{p1} + A_{ps} \cdot \sin \alpha_{ps} - \\ - B_{pp} \cdot \cos \beta_{pp} - B_{ps} \cdot \sin \beta_{ps} = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned}
& -(1 + A_{PP}) \cdot \sin 2\alpha_P + A_{PS} \cdot (V_{P1}/V_{S1}) \cdot \cos 2\alpha_{PS} + \\
& + B_{PP} \cdot (\rho_2/\rho_1) \cdot (V_{S2}/V_{S1})^2 \cdot (V_{P2}/V_{P1}) \sin \beta_{PP} - \\
& - B_{PS} \cdot (\rho_2/\rho_1) \cdot (V_{S2}/V_{S1})^2 \cdot (V_{P1}/V_{S2}) \cdot \cos 2\beta_{PS} = 0 \\
& (A_{PP} - 1) \cdot \cos 2\alpha_{PS} + A_{PS} \cdot (V_{S1}/V_{P1}) \cdot \sin 2\alpha_{PS} + \\
& + B_{PP} \cdot (\rho_2/\rho_1) \cdot (V_{P2}/V_{P1}) \cdot \cos 2\alpha_{PS} + \\
& + B_{SP} \cdot (\rho_2/\rho_1) \cdot (V_{S2}/V_{P1}) \cdot \sin 2\beta_{PS} = 0
\end{aligned}$$

где: A - коэффициенты отражения, B - коэффициенты прохождения соответствующих волн; α и β - углы падения и преломления, соответственно. Индексы соответствующих коэффициентов формируются по правилам, приведенным в [8]. Заметим, что для пористых насыщенных пород система уравнений (7) не является полной, так как не учитывается возникающий в среде второй тип продольной волны - волна Френкеля - Био [14]. Если угол падения прямой волны по отношению к границе близок к нормали, то возникновение новой волны можно учесть изменением коэффициентов отражения и прохождения. Наличие волн Френкеля - Био в нашем случае имеет важное значение так как для них будут наблюдаться наибольшие значения электрокинетического эффекта и, соответственно, наибольшим будет воздействие электромагнитного поля на сейсмическую волну.

2). Задача флюидодинамики. Для продольных волн скорость относительного движения скелета породы и флюида определим по формуле, приведенной в [7]:

$$V^f - V^s = -\frac{1}{a} \cdot (\text{grad } P - i \cdot \omega \cdot \rho^f \cdot V^s), \quad (8)$$

где: "f" - индекс флюида, "s" - индекс скелета (твердой фазы); $V^s = -i\omega \cdot U^s$ - скорость скелета;

$$a = \frac{\eta \cdot m}{k} - i\omega \cdot \rho^f, \quad (9)$$

η - динамическая вязкость жидкости, m - пористость породы, k - проницаемость среды. Для определения $\text{grad } P$, в случае плоской волны, можно пользоваться упрощенной формулой:

$$\text{grad } P = E \cdot \frac{\partial^2 U^s}{\partial x^2} = \frac{E}{V_p^2} \cdot U^s, \quad (10)$$

где: E - модуль Юнга, V_p - скорость продольной волны в среде.

3. Задача электрокинеки. Определив относительную скорость флюида и скелета, можно рассчитать источник электромагнитного поля как сторонний ток [6,7]:

$$j^* = -Q \cdot \Theta \cdot (V^f - V^s), \quad (11)$$

где: Q - плотность поверхностного заряда на границе твердой и жидкой фазы; Θ - удельная поверхность пористого пространства в горной породе.

Определить электрическое поле можно по градиенту давления:

$$\vec{E} = \frac{\varepsilon \cdot \zeta}{\eta \cdot \sigma} \cdot \text{grad } P, \quad (12)$$

где: ζ - диэлектрическая проницаемость среды; η - вязкость флюида; σ - электро-

проводность флюида.

4. Электродинамическая задача. Если электрическое поле или сторонний ток известны, то задача определения электромагнитного поля как внутри среды, так и на поверхности Земли сводится к решению системы уравнений Максвелла:

$$\left. \begin{aligned} \text{rot } \vec{H} &= \sigma(\omega) \cdot \vec{E} + j^* \\ \text{rot } \vec{E} &= i\omega \cdot \mu \cdot \vec{H} \end{aligned} \right\}, \quad (13)$$

где: $\vec{H}$ - напряженность магнитного поля;

$\sigma(\omega)$ - электропроводность, зависящая от частоты ω ; μ - магнитная проницаемость среды. Естественно следует учитывать граничные условия.

При регистрации горизонтальной составляющей электрического поля на поверхности Земли задачу можно упростить, заменив всю толщу до поверхности усредненным по сопротивлению полупространством. При этом считать основным источником поля горизонтальные электрические диполи [10]:

$$\Delta U = \frac{3\rho}{2\pi \cdot R^3} \cdot \frac{\Delta \vec{l} \cdot \vec{R}}{R} \cdot \frac{\vec{R} \cdot \vec{r}}{R} - \frac{\rho}{2\pi} \cdot \frac{\Delta \vec{l} \cdot \vec{r}}{R^3}, \quad (14)$$

где: ρ - удельное сопротивление среды (усредненное по всей толще); $\Delta \vec{l}$ - вектор, совпадающий по длине и направлению с отрезком заземленной регистрирующей линии; $\vec{r} = \int \vec{r} \cdot dl \cdot dS$ - элемент излучающего диполя малой длины dl и dS сечением. Для вычисления регистрируемого сигнала следует выполнить пространственное интегрирование.

Если среда, соответствующая проводящей толще, имеет очень высокое сопротивление, то можно учесть переходной процесс становления электрического поля, умножив правую часть выражения (14) на переходную функцию $h(t)$, которую можно определить в соответствии с работой [11].

В схеме теоретического анализа, предложенной Губатенко В.П. и Световым Б.С. остались не охваченными некоторые рассмотренные ниже проблемы.

Регистрация электрического сигнала на поверхности Земли при прямом воздействии упругого поля на пористую флюидонасыщенную среду является трудной технической задачей в связи небольшой амплитудой регистрируемых сигналов. Для преодоления возникающих проблем при достигнутом уровне технического обеспечения можно пойти следующим путем. Если учесть, что среда неравновесная, то с позиций неравновесной термодинамики устанавливаются связи например, между электрическим током I и градиентом потенциала φ , потоком флюида J и градиентом давления "р" [9]:

$$\begin{bmatrix} I \\ J \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} L_{11} & L_{12} \\ L_{21} & L_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -\nabla \varphi \\ -\nabla p \end{bmatrix}, \quad (15)$$

где: L_{11} - электропроводность среды; L_{22} - проницаемость; L_{12}/L_{11} - электрокинетический потенциал; L_{21}/L_{22} - коэффициент электроосмотического давления, причем L_{12}/L_{21} - это следует из общих соотношений неравновесной термодинамики.

В случае, когда при расчетах учитывается большее количество потоков и градиентов, размерность системы (15) увеличится. Входящие перекрестные коэффициенты необходимо определять либо теоретически (на специальных моделях), либо использовать эксперименталь-



ные данные. Электрокинетические явления будут влиять на характеристики упругих волн. Изменения рассматриваемых величин можно выявить высокоточным скоростным анализом [18] или технологией вероятностного литологического прогноза [19]. В свою очередь при воздействии на среду упругих волновых полей электрические характеристики среды также должны меняться.

Описанные процессы должны обладать инерцией, т.е. должен быть период релаксации (потoki флюидов имеют время релаксации, как и изменения электрокинетических полей).

Следующие из теоретических представлений выводы позволяют на объективной основе планировать полевые эксперименты с целью определения степени влияния совместного действия электрического и упругого полей на пористую флюидонасыщенную среду.

4. Лабораторное изучение сейсмoeлектрической активности 1-го и 2-го рода

Лабораторное изучение сейсмoeлектрической активности горных пород выполнялось под нашим руководством в Наро-Фоминском отделении ФГУП ВНИИГеофизика (А.Н. Кузнецов и др., 2005г.) по керну скважин Саратовской, Ульяновской и Томской областей. Полученные данные позволили сделать ряд важных с точки зрения обоснования сейсмoeлектрических технологий выводов.

- Сейсмoeлектрические эффекты 1-го и 2-го рода, проявляющиеся в горных породах, являются небольшой, но вполне измеримой величиной.
- Наименее сильно как функция петрофизических и литологических характеристик среды меняется проявление сейсмoeлектрического эффекта 1-го рода.
- Проявление сейсмoeлектрических эффектов уменьшается (по крайней мере в ультразвуковом диапазоне) с ростом частоты механических вибраций, что благоприятствует повышению глубинности исследований.
- Сейсмoeлектрический эффект 2-го рода растет с увеличением коэффициента пористости K_p для терригенных образцов и мало зависит от K_p для карбонатных образцов.
- Сейсмoeлектрический эффект 1-го рода проявляется для терригенных коллекторов в увеличении сопротивления образцов после вибрации (т.е. имеет положительную величину) и в уменьшении сопротивления для коллекторов карбонатных (имеет отрицательную величину). При этом в последнем случае (карбонатные коллекторы) изменение сопротивления может достигать 100% и более.
- Изученные в процессе лабораторных работ образцы могут быть по сейсмoeлектрическим свойствам разделены на два класса: а. Образцы высокого сопротивления (100 – 102 кОм), характеризующиеся отсутствием частотной зависимости в проявлении сейсмoeлектрического эффекта; б. Образцы низкого сопротивления (102 – 103 Ом), характеризующиеся сильной частотной зависимостью в пределах ультразвукового диапазона. Образцы с сильной частотной зависимостью СЭЭ 2-го рода и образцы, характеризующиеся его постоянством, представлены различными литологическими разностями: первые –

терригенные, относительно крупнозернистые породы, вторые – карбонатные или терригенно-карбонатные мелкозернистые породы.

- Проявление сейсмoeлектрических эффектов 1-го и 2-го рода зависит от минерализации пластовых вод. Рост минерализации от 0 до 20 г/л вызывает некоторое усиление сейсмoeлектрического эффекта 2-го рода. Дальнейшее увеличение минерализации (до 200 г/л) ослабляет СЭЭ 2-го рода.
- Увеличение температуры (до 50°C) усиливает проявление сейсмoeлектрического эффекта 2-го рода.
- Некоторые из выявленных закономерностей являются общими для близких по текстуре и составу горных пород из различных регионов страны, что позволяет их рассматривать в качестве общих закономерностей проявления сейсмoeлектрического эффекта 1-го и 2-го рода.

5. Результаты натурных экспериментов

Натурные исследования по воздействию упругого и электромагнитного полей на геологическую среду велись и ведутся в различных научно-исследовательских и производственных организаций: НГПГ "Нефтегеофизика", ВНИИГеофизика и ПГП "Спецгеофизика" (Безрук Гродзенский В.А., Кузнецов А.Н., Потапов О.А. и др.), СГЭ НВНИИГГ (Озерков Э.Л., Хараз И.И., Лепешкин В.П.).

В ФГУП «НВНИИГГ» исследования по данному направлению выполняются с 1985 года [2, 3]. Основное внимание по разработке методики работ было уделено методике и технологии полевых наблюдений и регистрации сигналов электромагнитного вихревого поля (ЗС и ЗСМП). Выполнялись также наблюдения МОГТ при отсутствии электромагнитного поля при одновременном возбуждении импульсных колебаний. Сигналы становления электромагнитного поля (ЗСБ) регистрировались при одновременном возбуждении упругого поля на моночастотах от 10 до 80 Гц и без такого возбуждения.

В целом натурными исследованиями установлено:

- при воздействии на геологическую среду сейсмическими колебаниями интенсивность электромагнитных сигналов возрастает, что особенно четко проявляется на контурах залежей углеводородов и в зонах разрывных нарушений;
- воздействие на среду упругих полей вызывает изменение электропроводности пород. Этот эффект наиболее интенсивен при наличии нефтяных залежей;
- при воздействии на среду электромагнитным полем интенсивность сигналов отраженных волн возрастает до полутора и более раз;
- на временных сейсмических разрезах МОГТ после воздействия на среду электромагнитного поля, многие элементы строения разреза (несогласное залегание границ, выклинивание отложений) проявляются более четко.

Результаты выполненных натурных экспериментов, данные теоретических и экспериментальных исследований легли в основу предложенной сейсмoeлектрической технологии геологоразведочных работ [20]. Ее отличительной особенностью является одновременное воздей-

ствие на среду источниками электрического поля и упругих волн на совмещенных профилях. При этом последовательно регистрируют сейсмические и электромагнитные поля методикой многократного профилирования. Путем сопоставления характеристик одного из геофизических полей до и после инициирования среды другим изучаются закономерности их изменений и на этой основе делаются выводы о строении разреза.

Эффективность применения описанной технологии работ была подтверждена результатами, полученными в Саратовской геофизической экспедиции в Бузулукской впадине на эталонных профилях проходящих через скважины с доказанной продуктивностью девонского комплекса отложений [2].

Вышеприведенные материалы не претендуют на полноту, так как отражают преимущественно собственный опыт авторов либо результаты, полученные с их участием. Несмотря на это они могут рассматриваться как база для продолжения исследовательских работ по разработке принципиально новых методик и технологий геофизических работ, базирующихся на нелинейных моделях сред. Существуют определенные предпосылки для утверждения, что именно эффекты взаимодействия полей и нелинейные эффекты будут научной базой последующего развития прикладной геофизики, послужат основой новых эффективных геофизических методов, позволяющих получать более достоверную и детальную информацию о структуре и составе исследуемых пород.

Литература.

1. Кондрат В.Ф., Шпот Ю.А. О влиянии упругих низкочастотных колебаний на диффузионно-адсорбционный потенциал горных пород. / Изв. АН РФ, Физика Земли, № 1, 1996 г., с. 90-92.
2. Хараз И.И., Андрейченко Д.К., Иванчук А.М., Лепешкин В.П. Методика разведки гетерогенных сред при взаимодействии различных геофизических полей. / Геофизика, ЕАГО, № 3, 1999 г., М., с.14-21.
3. Хараз И.И., Иванчук А.М., Михайлов В.А., Озерков Э.Л., Лепешкин В.П. Влияние электрического поля диполя на характеристики поля упругих волн./Геофизика, ЕАГО, № 1, М.,1999 г., с. 25-40.
4. Штерн О.К. К теории электромагнитного двойного слоя. В сб. Когуляция коллоидов. М., 1936 г.
5. В.С.Сизоненко. О взаимодействии двойного электрического слоя во флюидонасыщенных породах с внешними полями./ В книге "Геофизическая диагностика нефтегазоносных и угленосных разрезов. Киев, Наукова думка 1989 г. с.133- 141.
6. Светов Б.С., Губатенко В.П. Элетромагнитное поле механо-электрического происхождения в пористых влагонасыщенных горных породах. I. Постановка задачи // Физика Земли, № 10, 1999. - с. 67 - 73.
7. Светов Б.С. К теоретическому обоснованию

сейсмoeлектрического метода геофизической разведки/Геофизика, № 1, 2000 - с. 28 - 39.

8. Сейсморазведка: Справочник геофизика / Под ред. В.П. Номоконова. Книга первая - 2-е изд. - М.: Недра, 1990 - 336 с.
9. Fitterman D.V. Electrokinetic and Magnetic Anomalies Associated With Dilatant Regions in a Layered Earth. - Journal of Geophysical Research, Vol. 83, № B12, - 1978. - p. 5923 - 5928.
10. Электроразведка: Справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. Книга первая. - М.: Недра, 1989. -438 с.
11. Ваньян Л.П. Электромагнитные зондирования. - М.: Научный мир, 1997. - 219 с.
12. Иванов А.Г. Сейсмoeлектрический эффект второго рода./ Изв. АН СССР, серия географическая и геофизическая, 1940 г. № 5, с. 18-21.
13. Иванов А.Г. О сейсмoeлектрическом эффекте первого рода в электронной области./ Док. АН СССР, 1949 г. 18. № 1, с. 53-56.
14. Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмoeлектрических явлений во влажной почве./ Изв. АН СССР, сер.Геогр. и геофизика., том.VIII., №4, с. 133-150
15. Васильев Ю.А., Видмонт Н.А., Гвоздев А.А., Иванова Л.А., Молотова Л.В., Николаев А.В., Соколов В.Л., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В., Щербо М.Н. Экспериментальное исследование сейсморадиационного напряжения в мягком грунте./ Изв.АН СССР, Физика Земли, № 1, 1986 г.
16. W. Blau and L. Statham, USA, Pat. № 2054067 (1936 г.).
17. Беляков А.С., Гамбурцев А.Г., Лавров В.С., Николаев А.В., Приваловский Н.К. Иницирующие вибровоздействия и сейсмическая эмиссия горных пород./ Изв. РАН РФ, Физика Земли, № 2, 1996 г., с. 68-74.
18. Хараз И.И. Методика изучения скоростей по годографам сейсмических волн и их интерпретация в сожнопостроенных средах. Саратов: Изд-во СРО МОО ЕАГО, 2004-144 с.
19. Скорнякова Е.Г., Титаренко И.А. Сейсмопетрофизическое прогнозирование методом ВЛП. Геофизика, спецвыпуск "Технология сейсморазведки" II, 2003, с.100-102.
20. Патент № 2119180.Способ геофизической разведки. / авторы: Хараз И.И. и др. НВНИ-ИГГ, 21.10.97, Бюл. № 26, 20.09.98.
21. Николаев А.В., Павленко О.В., Яковлев А.П. Квазистатические деформации земной поверхности, вызванные вибровоздействием и линейные свойства земных пород. М. Физика Земли. 1994 г. № 12.
22. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1979. - № 11. - С. 72-77.



ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ ТОНКОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ