

УДК 550.8.053

**Выделение аномалий и составляющих гравимагнитных полей в условиях интенсивных помех**

*А.Ю. Давыденко, тел. 8-9148-995128, факс: 8-3952 – 405113, [day@istu.edu](mailto:day@istu.edu)  
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия*

Использование разнообразного программного обеспечения для обработки, интерпретации и визуализации геофизических данных в рудной геофизике часто не сопровождается ожидаемым повышением эффективности геолого-геофизических заключений. Безусловно, одной из важнейших причин такой ситуации является проведение поисково-разведочных работ во все более сложных геолого-геофизических условиях, что приводит к необходимости выделения перспективных аномалий на фоне интенсивных помех. Это характерно, например, при поисках месторождений алмазов на площадях распространения траппов или развития магнитных терригенных осадков. Высокая интенсивность помех широкого спектра обуславливает в таких случаях приоритет в применении вероятностно-статистических методов, располагающих эффективными способами выделения аномалий и составляющих полей [1-4].

Важным фактором, негативно отражающимся на эффективности геофизических исследований, является частая недооценка роли или недостаточная проработка физико-геологических моделей (ФГМ), позволяющих формализовать априорную геолого-геофизическую информацию, в виде естественных для вероятностно-статистического подхода статистических и стохастических моделей системы «объект-поле» [2, 5, 6]. Отсутствие или слабая формализация модельных представлений, в явном или неявном виде используемых интерпретатором в процессе обоснования методов анализа данных и истолкования полученных результатов, снижает надежность геолого-геофизических выводов и увеличивает вероятности ошибок первого и второго рода.

Эффективные способы структурно-литологического картирования и выделения перспективных объектов на основе геофизических данных в условиях интенсивных помех естественной и технической природы требуют, как правило, решения перечисленных ниже типовых задач.

**Подавление аномалий-помех, обусловленных наличием в изучаемом разрезе контрастных физико-геологических неоднородностей значительных размеров.** Это могут быть интрузии долеритов, терригенная магнитная толща или другие объекты, создающие аномалии значительных размеров и интенсивности. Причем эффекты подобных неоднородностей обычно весьма значительны и не компенсируются стандартными методиками обработки данных, что проявляется, в частности, в значимой пространственной корреляции полей, создаваемых этими неоднородностями, с формами рельефа. Игнорирование подобных эффектов, как это отмечено в [7], может приводить к ложному толкованию эффектов поверхностных неоднородностей как аномалий от глубинных объектов. Наличие значимой пространственной корреляции гравитационного или магнитного поля с формами рельефа позволяет использовать аппарат регрессионного анализа для выявления составляющих геофизического поля приемами, аналогичными используемым в корреляционных методах интерпретации [8].

В примере, приведенном на рис. 1, для выявления составляющей гравитационного поля связанной с формами рельефа использованы уравнения многомерной линейной регрессии гравитационного поля на значения высотных отметок в скользящем окне. Вид этих уравнений для различных частей площади уточнялся в ходе итеративного районирования участка по характеру регрессионных зависимостей. В данном примере проводился расчет регрессии гравитационного поля на высотные отметки в окне 41×41 точка, т.е на 1681 точку в окне. Для решения вычислительных проблемы, связанных с необходимостью нахождения

значительного числа (1681) коэффициентов регрессионных уравнений, был использован известный алгоритм SVD [9].

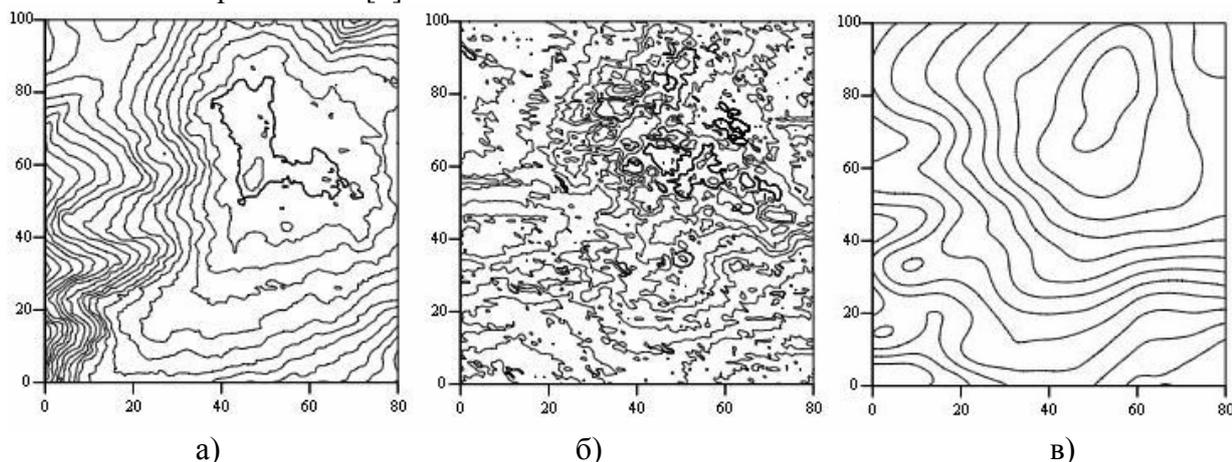


Рис.1. Поле высотных отметок рельефа (а), гравитационное поле (б), выявленный гравитационный эффект влияния форм рельефа (в).

**Разделение полей на составляющие, связанные с источниками полей, существенно отличающимися условиями залегания.** Такая задача возникает при необходимости разделения поля на составляющие, связанные с объектами, залегающими на различных глубинах или определяющими его анизотропию за счет физико-геологических структурных неоднородностей различных форм и простираний. Для выделения составляющих поля использован алгоритм фильтрации методом главных компонент (ФМГК), основанный на анализе структуры поля по спектру собственных векторов автоковариационной матрицы [2]. Визуальный анализ 3D-изображений собственных векторов позволяет интерпретатору выбрать подмножества векторов, в наибольшей степени соответствующих, по его мнению, структуре выделяемой составляющей поля. Дальнейшее обратное преобразование выбранных главных компонент поля позволяет восстановить выделенную составляющую поля (рис. 2). Способ позволяет выделять «региональную» или «локальную» составляющие полей, а также реализовать полосовую фильтрацию.

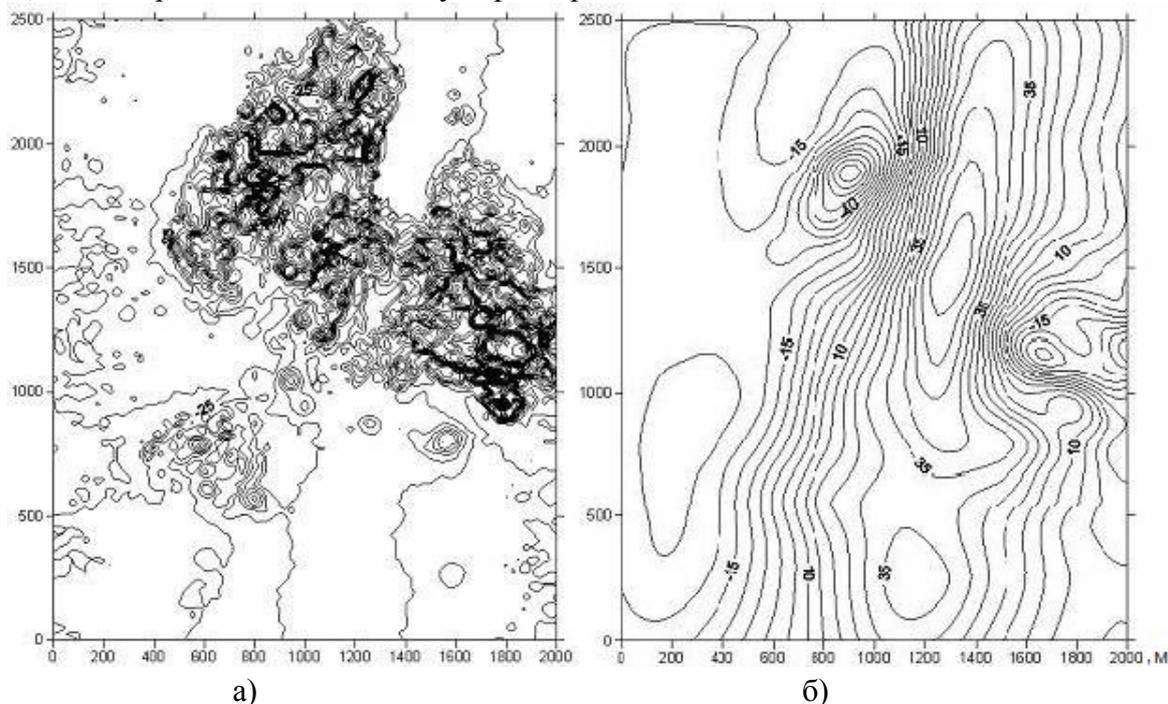


Рис.2. Результаты детальной магнитной съемки (а) и низкочастотная составляющая магнитного поля (б), выделенная способом ФМГК. Окно обработки 500×500 м (21×21 точка), сечения изолиний 25 нТл (а) и 5 нТл (б).

**Районирование полей по особенностям их пространственной структуры.** В этом случае производится разделение области задания поля на участки сходные по его амплитудно-пространственным характеристикам. Такого рода задачи актуальны при геологическом картировании по геофизическим данным, а также для выделения в нестационарном поле участков относительной стационарности по уровню, изрезанности и автокорреляционным свойствам поля. Дифференциация поля на стационарные участки проводится с помощью параметрического алгоритма автоматической классификации [2] с разбиением множества точек площади на компактные подмножества с относительно стационарным характером поля.

**Выделение перспективных аномалий на фоне интенсивных помех.** Построение оптимальных фильтров для решения этой задачи требует, в общем случае, формирования ФГМ перспективных объектов и объектов-помех, а также моделей полей случайных помех, связанных с верхней частью разреза. Одним из наиболее перспективных подходов к формированию ФГМ для решения этой задачи является использование вероятностного описания возможных вариантов геометрических и физических параметров ФГМ искомым и мешающих объектов для построения стохастических моделей системы «объект-поле», а также построение статистических моделей полей, характеризующих амплитудно-пространственные свойства случайных помех в фоновых областях [2, 4-6].

Стохастические модели позволяют формализовать нечеткую информацию о параметрах искомым объектов и объектов-помех и получать вероятностно-статистические характеристики в виде векторов математических ожиданий и ковариационных матриц моделируемых полей.

Например, случайный гравитационный аномальный эффект может быть выражен через произведение независимых случайных величин

$$\Delta g = \delta F,$$

где  $\delta$  - случайная избыточная плотность модели трубки;  $F$  - случайный вектор параметров базисной (координатной) функции, выражающей решение прямой задачи для геометрического образа модели. Математическое ожидание аномального эффекта

$$\mu_{\Delta g} = \mu_{\delta} \mu_F, \quad (1)$$

где  $\mu_{\delta} = M[\delta]$  - математическое ожидание плотности;  $\mu_F = M[F]$  - математическое ожидание вектора базисной функции. Ковариационная матрица аномального эффекта

$$C_{\Delta g} = (\mu_{\delta}^2 + \sigma_{\delta}^2) C_F + \sigma_{\delta}^2 \mu_F \mu_F^t, \quad (2)$$

где  $\sigma_{\delta}^2$  - априорная дисперсия плотности;  $C_F$  - априорная ковариационная матрица для значений базисной функции  $F$ .

Получены также выражения для стохастического магнитного эффекта через вторые производные гравитационного потенциала и вероятностно-статистические характеристики уровня и изменчивости магнитных свойств (магнитная восприимчивость, вектор остаточной намагниченности, намагничивающее поле), а также параметры нормального магнитного поля [4]. Реализованное программное обеспечение позволяет рассчитывать стохастические аномальные эффекты для вероятностно-статистических описаний объектов заданной формы. Например, широкий класс объектов (кимберлитовые трубки, дайки, карстовые углубления и др.) может быть аппроксимирован усеченными эллиптическими конусами.

Для определения аналогичных параметров случайных помех могут быть использованы результаты статистического анализа выделенных фоновых областей, либо прямой расчет стохастического эффекта для моделей случайно-неоднородных сред, аппроксимирующих неоднородности вмещающей среды [2, 5, 6].

В зависимости от характера и относительных размеров неоднородностей возможно использовать типовые модели: пуассоновского поля случайных источников – для рассеянных во вмещающей среде относительно небольших источников потенциальных полей; модель ячеистого беспорядка – для аппроксимации сред с сопоставимыми и

относительно выдержанными размерами неоднородностей; случайного поля – в том случае, когда может быть задана его корреляционная характеристика. При интерпретации гравитационных и магнитных полей выбор типа стохастической модели вмещающей среды и определение ее параметров наиболее целесообразно проводить с привлечением данных плотностного каротажа и КМВ, позволяющих оценивать преобладающие размеры и физические характеристики неоднородностей вмещающей среды.

Расчет стохастических гравитационных (1, 2) или магнитных эффектов в сочетании с аналогичными параметрами случайных помех, а также эффектов возможных объектов-помех позволяет сформировать фильтры для выделения аномалий по методу максимального правдоподобия [1, 2].

Рассмотренные принципы обработки и интерпретации практически реализованы в системе обработки и интерпретации геофизических данных «GeoSMI» и апробированы при решении задач поисков месторождений алмазов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра, 1986, 342 с.
2. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра, 1987, 194 с.
3. Петров А.В., Пискун П.В., Зиновкин С.В. Новые возможности компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3Dt» //Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. 2005. С.219-221.
4. Давыденко А.Ю., Утюпин Ю.В. Развитие функциональных возможностей программного комплекса GravMag3D для решения поисковых задач на закрытых территориях //Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. – С.374-380.
5. Vakhromeyev G.S, Davydenko A.Yu. Stochastic Modelling of Potential Fields for Geological Objects with Complex Internal Structure. //Geophysical data inversion methods and applications. Free University of Berlin. 1989. - pp. 273-287.
6. Давыденко А.Ю. Прямая задача для вероятностного распределения гравитационного поля над случайно-неоднородным объектом и ее значение для интерпретации данных и планирования геофизического эксперимента //Геофизика и математика. Пермь: изд-во ГИ УрО РАН. 2001. С.73-79.
7. Красовский С.С, Красовский А.С. Гравитационное моделирование глубинных структур, их изостатическое уравнивание и вред формального выделения регионального фона //Геофизика и математика. Пермь: изд-во ГИ УрО РАН. 2001. С.190-200.
8. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М., Недра, 1977.
9. Форсайт Дж., Малькольм И., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980, 200 с.

\*\*\*\*\*

УДК 550.8.028: 550.837

#### Комплексные геофизические исследования городских плотин

*В.А Давыдов., E-mail: davydov@mizarpro.com<sup>1</sup>*

*А.И. Человечков, т.(343) 267-95-18, ф.(343) 2678-872, E-mail: humanek@mail.ru<sup>2</sup>*

*С.В. Байдинов, т.(343) 267-95-18, E-mail: badikek@mail.ru<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> – ЗАО «Дубль-Гео», Екатеринбург, <sup>2</sup> – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В Институте геофизики УрО РАН накоплен многолетний опыт проведения электроразведочных работ методами гальванических и индукционных зондирований на Урале и

в других регионах. Созданные в лаборатории электрометрии аппаратно–программные комплексы для магнитотеллурических, гальванических и индукционных методов изучения геологической среды отвечают современному уровню и являются во многом пионерскими. Одной из последних разработок является аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований “МЧЗ–8”. Она задумана для использования в качестве измерительного средства безконтактной электроразведки при решении геоэкологических, инженерно–геологических и геологоразведочных задач. Основным преимуществом аппаратуры является возможность работы в условиях проблематичных для использования заземления: на застроенных территориях с асфальтовым и щебенистым покрытием, на курумниках и сухих песках, в условиях мерзлоты, со льда водоемов, при высоком снеговом покрове и т.д. С помощью аппаратуры решаются следующие задачи: изучение геоэлектрического строения малоглубинных рудных месторождений; инженерные изыскания; поиск коллекторов водонасыщенных пород; обнаружение утечек воды из подземных трубопроводов; выявление подземных карстовых полостей под полотном железных дорог и т.д.

В состав аппаратуры “МЧЗ–8” входит генератор переменного тока с рамочным излучателем электромагнитного поля (вертикальный магнитный диполь – источник электромагнитного поля) и измерительный блок с чувствительным магнитоприемником индукционного типа со стержневым ферритовым сердечником (датчик), имеющим большое значение относительной магнитной проницаемости  $\mu$ . Аппаратура позволяет выполнять измерения вертикальной  $H_z$  и горизонтальных  $H_r$ ,  $H_\phi$  составляющих магнитного поля или большой  $H_a$  и малой  $H_b$  осей эллипса поляризации магнитного поля. В возбуждающем диполе формируется ток прямоугольной формы  $J=J_m*Sign(Sin(\omega_0t))$ , где  $J_m$  – амплитуда периодической знаковой функции  $Sign$  аргумента  $Sin(\omega_0t)$ ,  $\omega_0=2*\pi*f_0$  – частота периодического сигнала. На расстоянии  $r$  осуществляются измерения вертикальной  $H_z$  и горизонтальной  $H_r$  составляющих магнитного поля в диапазоне частот (рис.1). По отношению:  $K=\{H_z(r)/H_r(r)\}$  определяется эффективное (кажущееся) сопротивление горных пород.

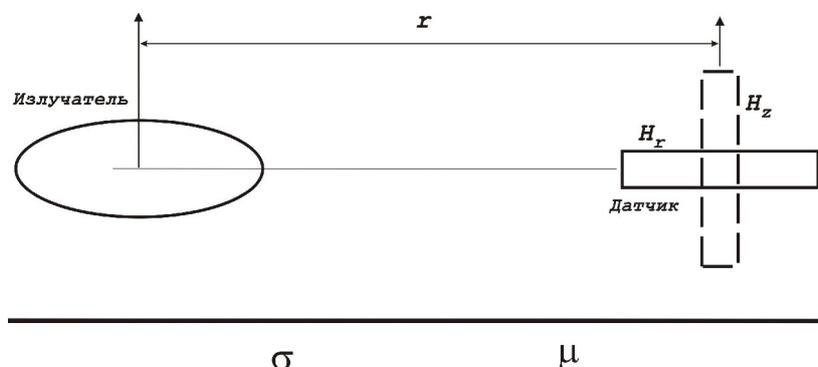


Рис. 1. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований “МЧЗ–8”

Как измерительный, так и генераторный блок имеют в своем составе микропроцессор. Внешнее управление работой аппаратуры осуществляется с помощью встроенной клавиатуры. В измерительном блоке реализован автоматический выбор диапазона измерений, в зависимости от уровня сигнала. Режимы работы и результаты измерений выводятся на двухстрочный жидкокристаллический индикатор и запоминаются во внутренней памяти прибора. По окончании работ, данные в виде файла можно переписать в компьютер по интерфейсу RS–232 или USB. Аппаратура “МЧЗ–8” имеет 8 рабочих частот: 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 и 128кГц.

Изучение возможностей многочастотной аппаратуры “МЧЗ–8” было проведено при комплексном геофизическом обследовании плотин Паркового и Городского прудов г. Екатеринбурга. Измерения велись в индукционном варианте частотного и дистанционного зондирования. В обоих случаях возбуждающее электромагнитное поле генерировалось вертикальным магнитным диполем, измерялись ортогональные составляющие переменного

магнитного поля. Индукционные частотные зондирования (ИЧЗ) со всеми рабочими частотами аппаратуры “МЧЗ–8” проводились по гребню плотины Паркового пруда при расстоянии между генератором и приемником равным 40 метров, с шагом в 20 метров. Изучалось поведение ортогональных магнитных составляющих сигнала на разных частотах в условиях интенсивных промышленных полей. Выявлено, что в условиях низких сопротивлений имеющаяся частотная сетка прибора не позволяет исследовать самую верхнюю часть разреза, поэтому основные исследования были проведены с помощью дистанционных индуктивных зондирований (ДИЗ). При дистанционных зондированиях, приемник оставался на месте, а генератор последовательно относился на расстояние от 5 до 50м по линии профиля, с шагом 5м. Точка записи отнесена к месту расположения приемника, интервал между точками зондирования составлял 10м. Технология измерений заключались в регистрации двух взаимно перпендикулярных компонент переменного магнитного поля ( $H_z$  и  $H_r$ ), по которым затем рассчитывалось эффективное удельное электрическое сопротивление (УЭС) [1]. Для определения оптимальной частоты исследований, по профилю плотины Паркового пруда были произведены ДИЗ на частотах: 2, 8 и 16 кГц. Для сравнения, по этому же профилю проведены подобные зондирования с аппаратурой “ДЭМП–СЧ” (ЦКБ “Геофизика”, г. Красноярск) на частоте 20 кГц. Результаты опытных работ можно видеть на рис.2. При рассмотрении разрезов следует иметь ввиду, что вертикальная ось ( $Z$ ) соответствует глубине исследования, а горизонтальная ось ( $X$ ) соответствуют расстоянию вдоль профиля в метрах.

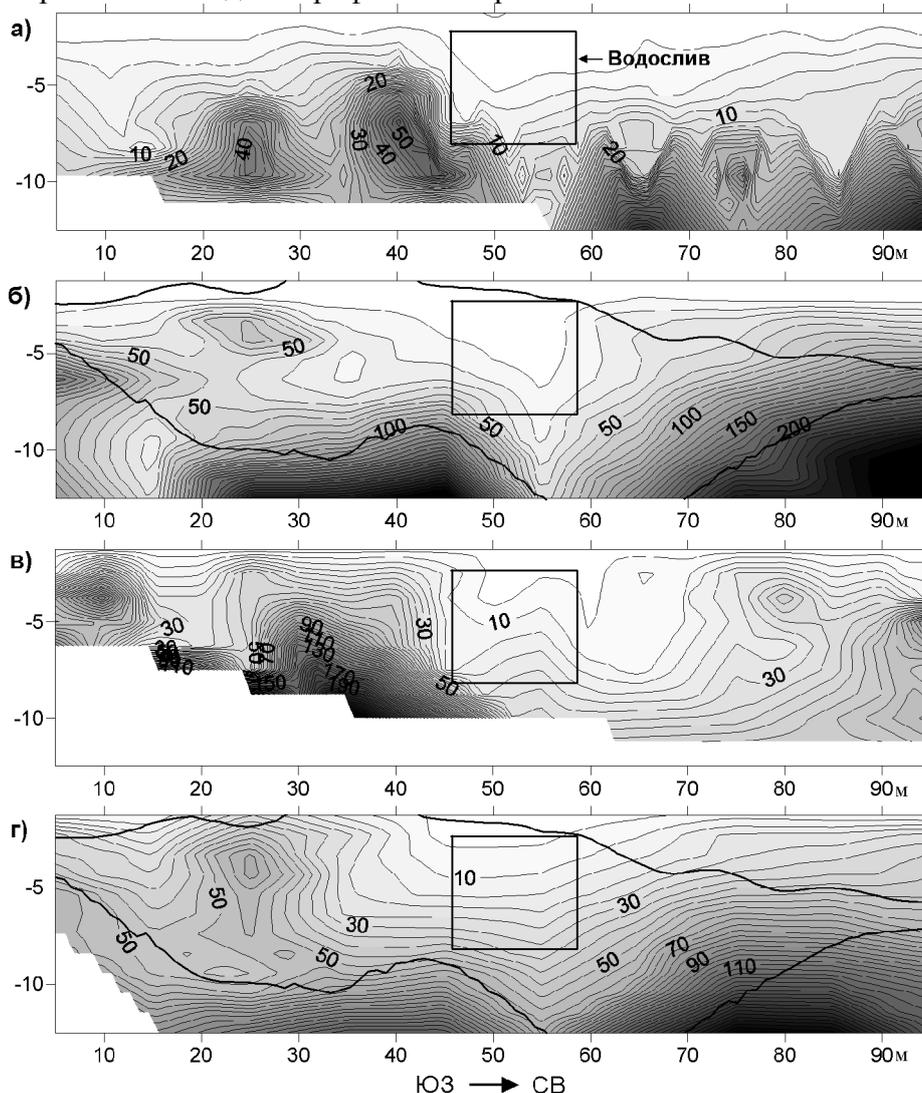


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы по гребню плотины Паркового пруда, полученные методом ДИЗ с помощью аппаратуры “МЧЗ–8” на частотах: 2 кГц (а), 8 кГц (б), 16 кГц (в) и 20 кГц (г)

аппаратурой ДЭМП–СЧ на частоте 20 кГц (г). Жирными линиями показаны сейсмические границы.

Известно, что при увеличении частоты разрешающая способность увеличивается, это дает более детальную прорисовку верхней части разреза, однако ограничивает глубину исследований, т.к. усиливается затухание сигнала в низкоомных областях. Кроме того, электромагнитный параметр поля  $P = |k| * r$  [2] в ряде точек может выходить за допустимые пределы низкочастотной асимптотики. Благоприятной для проведения ДИЗ считается область малых и средних параметров поля  $P < 10$ , при превышении этой величины полученные данные отбраковывались. По этим причинам часть разрезов выглядят не полными. Критерием при выборе оптимальной частоты послужило получение наиболее полного геоэлектрического разреза, согласующегося с результатами сейсмического метода исследований. Проведенная по профилю сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), с помощью сейсмостанции “Синус–24М”, также разработанной в ИГФ УрО РАН [3], позволила выделить две преломляющие границы. Первая выделяет тело плотины, вторая фиксирует границу коренных породы, представленных гранитами. Сопоставляя геоэлектрические разрезы, полученные на разных частотах с положением сейсмических границ, можно заметить их хорошую корреляцию на частоте 8кГц и 20кГц. Водослив выделяется на всех геоэлектрических разрезах широкой низкоомной аномалией. Электромагнитная аномалия в районе  $X=15$ м относится к техногенной помехе и связана с нахождением в этом месте ливневой канализации. В результате проведенных опытно–методических работ определено, что при изучении высококонтрастных по УЭС разрезов, какими являются плотины, наиболее оптимальная частота ДИЗ для аппаратуры “МЧЗ–8” составляет 8кГц. Дистанционные индуктивные зондирования на плотине Городского пруда проводились уже на оптимальной частоте ( $f=8$ кГц), в качестве арбитражного метода на двух профилях использовалась сейсморазведка МПВ. Для количественного определения УЭС грунтов, в благоприятных для заземления местах проведены точечные вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) аппаратурой “ЭРА” (з–д “Геологоразведка”, г. Санкт–Петербург) по стандартной методике измерений [4].

Всего на плотине аппаратурой “МЧЗ–8” было отснято 5 профилей протяженностью по 220 метров. Результаты основных геофизических наблюдений представлена на рис. 3. Для сравнения приведен разрез электросопротивлений, полученный на Профиле 5 двумя годами ранее с помощью аппаратуры ДЭМП–СЧ ( $f=20$ кГц) по схожей методике [5], здесь профиль разбит на пикеты, кратные 10м. По результатам изучения физических свойств, плотина Городского пруда представляет собой трехслойную среду:

№ слоя	Описание (тип грунтов)	Плотность, г/см <sup>3</sup>	УЭС (ρк), Ом*м	Скорость Vp, м/с
1	Почвенно–растительный слой, асфальт, плитка, насыпной грунт	1.5 ÷ 2.2	40 ÷ 280	150 ÷ 300
2	Тело плотины (суглинки, глины)	1.9 ÷ 2.0	10 ÷ 22	400 ÷ 500
3	Основание (дресвяно–щебенистый грунт, сланцы, габбро)	2.1 ÷ 2.2	60 ÷ 800	800 ÷ 3200

Верхняя часть разреза (1.0÷1.5м), за исключением асфальта и тротуарной плитки, представлена рыхлыми породами, характеризующимися низкими скоростями распространения сейсмических волн и широким разбросом по удельным сопротивлениям. Средний слой имеет относительно выдержанную скорость распространения сейсмических волн и величин электросопротивлений. По результатам ВЭЗ намечается дополнительное деление на 2 подслоя: верхний подслон мощностью 2÷5 метров близок по свойствам к суглинкам, нижний подслон характеризуется большей мощностью (5÷8 метров) и низкими значениями УЭС, характерных для глин (10÷11 Ом\*м), поэтому его следует отнести к “древнему” ядру современной Городской плотины.

Основание разреза представлено плотными подстилающими породами, с повышенными значениями сопротивлений и высокими скоростями распространения сейсмических волн. По геологическим данным коренными породами западной стороны плотины являются метаморфические горные породы, представленные сланцами, перекрытыми обломочной зоной коры выветривания. Коренными породами восточной стороны плотины являются габбро, поэтому предполагаемая зона контакта пород разного состава проходит по древнему руслу реки, т.е. в пределах плотины Городского пруда.

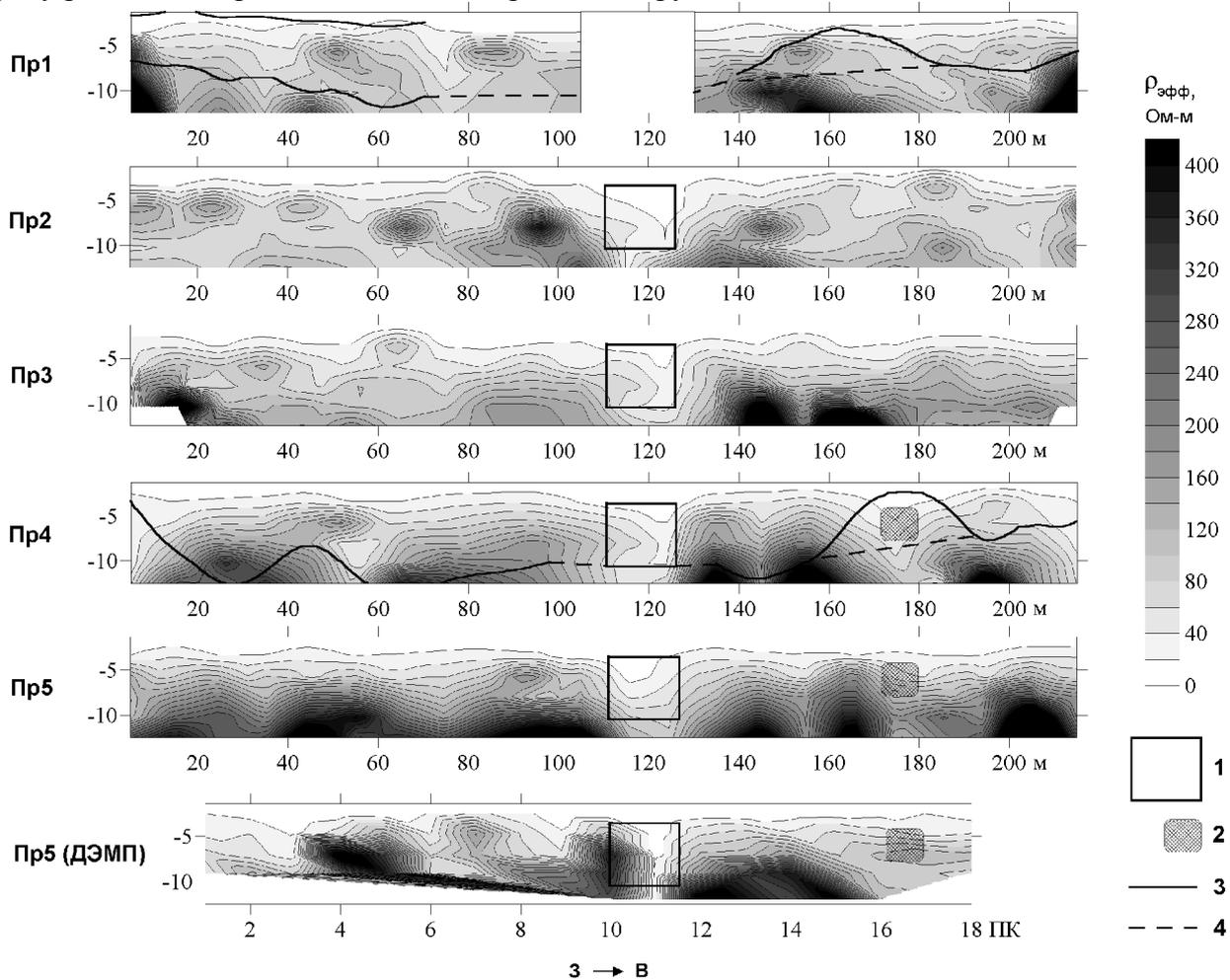


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы плотины Городского пруда (Пр1 – 5: аппаратура “МЧЗ–8”,  $f=8\text{кГц}$ ; Пр5: аппаратура “ДЭМП–СЧ”,  $f=20\text{кГц}$ ), совмещенные с сейсмическими преломляющими границами (Пр1, 4: сейсмостанция “Синус–24М”). Условные обозначения: 1 – водосливной тоннель плотины, 2 – подземный переход, 3 – преломляющие сейсмические границы, 4 – положение предполагаемой границы основания плотины.

Геоэлектрические разрезы, совмещенные с сейсмическими преломляющими границами (Профили 1,4), показывают хорошую корреляцию и в тоже время взаимно дополняют друг друга в плане геологической интерпретации. Все основные элементы геоэлектрических разрезов находят свое отражение и на форме сейсмических границ. Сейсморазведочными работами выделяются две преломляющие границы, разделяющими: насыпной грунт, тело плотины и коренные породы. Главной особенностью геоэлектрических разрезов на всех профилях является четкое выделение положения водослива в районе  $X=110\div 125\text{м}$  аномалией низких значений эффективных УЭС. Вторым по важности, выделяемым элементом разрезов, является подземный переход в районе  $X=170\div 180\text{м}$  и его “продолжение”: засыпанный дополнительный прорез плотины. Заметим, что подземный переход также выделяется пониженными сопротивлениями, что вызвано использованием железобетона в его

конструкции. Сейсмическая граница в районе подземного перехода (см. рис.3, Профиль 4) приподнята, как бы огибая его сверху. Такое поведение характерно для пустотелых и рыхлых объектов, имеющих облицовку из плотного материала (камень, бетон и т.п.). Локальная проводящая аномалия наблюдается в районе дренажного колодца (Пр4, X=60м), ей соответствует и депрессия сейсмической преломляющей границы. Судя по геоэлектрическому разрезу глубина заложения колодца составляет более 10 метров. Электромагнитные аномалии, связанные с подземными коммуникациями наблюдаются в начале и на концах некоторых профилей, остальные аномалии носят одиночный характер и связаны в основном с наружными металлическими объектами.

Выводы:

- 1) Электроразведочная аппаратура “МЧЗ–8” позволяет вести исследовательские работы в сложных городских условиях, при отсутствии заземления и высоких промышленных помехах.
- 2) Комплексование электроразведочных и сейсморазведочных методов позволяет более полно охарактеризовать сложный геологический разрез, содержащий вертикальные и горизонтальные границы разделов.
- 3) Как и любая аппаратура электромагнитных методов, “МЧЗ–8” критична к наличию поблизости металлических объектов, поэтому при проведении съемки в пределах городской черты необходимо учитывать возможные помехи техногенного характера.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Р.Б. Журавлева, С.А. Самоделкина, В.П. Бакаев. “К выбору интерпретационных параметров при дистанционном зондировании и профилировании с аппаратурой ДЭМП–СЧ” // Российский геофизический журнал, 1994, №2–4, с.67–70.
2. В.С. Титлинов, Р.Б. Журавлева. Технология дистанционных индуктивных зондирований. Екатеринбург: УИФ “НАУКА”, 1995.
3. Л.Н. Сенин, Т.Е. Сенина. “Накопительная сейсмическая станция с цифровой коррекцией смещения нуля”. Патент RU 2248592 С1. Оpubл. Бюл. №8 20.05.2005 г.
4. “Инструкция по электроразведке”. – М.: Недра, 1983.
5. О.И. Федорова, Р.Б. Журавлева, Б.М. Чистосердов, В.П. Бакаев. “Применение электромагнитных методов для изучения состояния городской плотины на р. Исеть г. Екатеринбурга” // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006.

\*\*\*\*\*

УДК 550.346

#### **Механохимические изменения в сидеритах под действием давления**

*К.Н. Данукалов Тел.:(347)2728256. Факс:(347)2730368. E-mail: [ig@anrb.ru](mailto:ig@anrb.ru)*

*Учреждение Российской Академии наук Институт геологии Уфимского Научного Центра РАН*

Изучение механохимических изменений в естественных железосодержащих минералах и горных породах является относительно новой и весьма интересной отраслью магнетизма горных пород, позволяющей уточнить некоторые закономерности превращений природных минералов, обладающих атомным магнитным порядком.

В работе [1] сообщалось о сильном увеличении электропроводности сидерита ( $\text{FeCO}_3$ ) при первом нагружении в интервале температур 160 – 250°C. Однако результат был получен попутно при изучении других процессов и всего на нескольких образцах сидеритов Бакальского месторождения. Природа эффекта не была выявлена.

Цель настоящей работы – изучение закономерностей аномального изменения электросопротивления сидеритов при первом цикле повышения давления и установление

физической природы этого явления. Объектами исследования служили сидериты из месторождений Южного Урала (Бакальского, Саткинского), Казахстана (Каражальского) и Украины (Лебединского), существенно различающиеся по химическому составу, структуре и условиям образования. Каражальские сидериты крупнокристаллические и практически без примесей (менее 0,1 % гематита и гидроокислов железа), бакальские – мономинеральные агрегаты крупных кристаллов с 8 % магнезия в твердом растворе, саткинские – ассоциируют с кальцитом и магнезитом. Образцы Лебединского месторождения тонкозернистые со значительной примесью гематита. Температурные превращения сидеритов Каражальского и Бакальского месторождений при атмосферном давлении ранее детально изучены магнитными методами и методами Мессбауэровской спектроскопии [2, 3].

Измерения электросопротивления осуществлялись на постоянном токе в твердофазной установке типа цилиндр – поршень с внешним обогревом по методике, разработанной Э.И. Пархоменко [4]. Для удаления свободной влаги образцы предварительно прогревались до 100°C и выдерживались при этой температуре в течение 1 – 1,5 ч., пока не устанавливалось постоянное значение электросопротивления. Магнитные измерения были выполнены на стандартной магнитометрической аппаратуре.

Для всех образцов, представляющих указанную коллекцию, при первом нагружении до давлений 1,5 ГПа было установлено интенсивное увеличение электропроводности, продолжающееся и в процессе снятия давления. Эффекту аномального уменьшения сопротивления соответствуют температуры значительно меньшие температур начала диссоциации сидерита при атмосферном давлении. Ввиду различия значений последних у сидеритов разного типа, эффект проявляется в интервале 20 – 250°C. Амплитуда изменения сопротивления зависит от температуры опыта и петрохимических особенностей сидеритов. Например, для бакальских сидеритов значения удельного электросопротивления находятся в пределах от  $10^8$  до  $5 \times 10^3$  Ом·м, а суммарные изменения составляют 1,3 – 4,5 порядков величины. Оптимальные температуры эффекта (при которых изменения электропроводности наибольшие) лежат в интервале 50 – 150°C. Для каражальских образцов эти изменения составляют от  $10^7$  до  $4 \times 10^4$  Ом·м и колеблются в пределах 1,8 – 2,6 порядков. Оптимальная температура эффекта здесь четко не выделена. Подобные явления наблюдаются и у двух других изученных типов сидеритов.

Выдержка образцов после первого нагружения при фиксированной температуре опыта и давлении 0,1 ГПа приводит к значительному увеличению сопротивления, которое однако не достигает первоначального значения. При этом скорость и амплитуда релаксации сопротивления также зависит от температуры выдержки и типа сидерита: чем выше температура, тем быстрее протекает процесс релаксации. Особенно четко это проявляется у бакальского сидерита, температура диссоциации которого выше, чем у других.

Повторные нагружения до давлений, не превышающих максимальных величин первого нагружения, в отмеченном интервале температур не вызывают существенных изменений электропроводности. Последовательные циклы нагружения с возрастающими значениями предельных нагрузок при температуре 50°C приводят к дальнейшим изменениям сопротивления. Суммарное уменьшение электросопротивления в этом случае несколько ниже, чем при однократном нагружении до тех же величин давления. Следует отметить, что на амплитуду изменения сопротивления сильно влияет скорость повышения и снятия давления. При медленном нагружении суммарное увеличение электропроводности меньше, чем при быстром. Это, вероятно, связано с частичной релаксацией сопротивления в процессе эксперимента.

По мнению автора аномальное изменение электросопротивления сидеритов при первом нагружении может быть обусловлено двумя причинами: образованием токопроводящих каналов вследствие выделения влаги из закрытых пор при растрескивании образца или возникновением низкоомных магнитных окислов железа при механохимической реакции диссоциации сидерита по поверхности новообразованных трещин. Механохимические изменения карбонатов описаны в работе [5].

Для уточнения механизма изучаемого явления были поставлены дополнительные исследования. С целью ограничения выхода влаги из образца последний помещался во фторопластовое (вместо пирофиллитового) кольцо. В этом случае качественных изменений в поведении сопротивления не наблюдалось, т.е. интенсивное увеличение электропроводности при первом нагружении имело место. В условиях же, близких к гидростатическим, когда образец помещался в закрытую фторопластовую камеру, чем практически исключался процесс трещинообразования, уменьшение сопротивления было незначительным. Это указывает на связь аномального роста электропроводности сидеритов под действием давления с трещинообразованием, которое само по себе еще не обеспечивает возникновение рассматриваемого эффекта. Так, в кальците и магнезите во время диссоциации не образуется высокопроводящих фаз и при нагружениях до 2 ГПа не наблюдается аномальных изменений сопротивления, хотя образцы и растрескиваются. Таким образом, предположение о механизме изучаемого эффекта за счет выделения воды не подтверждается проведенными экспериментами.

Сопоставление магнитных свойств сидеритов до и после опытов (табл.) показало сильное увеличение остаточной намагниченности насыщения ( $I_{rs}$ ) от 1,5 до 100 раз и уменьшение величины разрушающего поля насыщения ( $H_{cr}$ ) после первого нагружения. Это свидетельствует о новообразовании относительно магнитомягких минералов.

Величины изменения  $I_{rs}$  и  $H_{cr}$  зависят от состава ферромагнитной примеси в исходном образце и от температуры опыта. Особенно сильно параметры насыщения изменяются у каражальских сидеритов, которые в исходном состоянии содержат магнитожесткую примесь с  $H_{cr}$  порядка 800000 А/м (гематит или гидроокислы железа), а новообразованный продукт является магнитомягким ( $H_{cr}$  в пределах 15000 – 30000 А/м). Согласно [2], при диссоциации каражальского сидерита образуется маггемит. Состав исходной магнитной примеси в бакальских сидеритах установить не удалось из-за очень малого ее количества. Продуктом диссоциации бакальских сидеритов является магномагнетит [3].

Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) сидеритов в экспериментах при высоких давлениях ведет себя сложным образом. Более низкие значения  $\chi$  образцов сидерита после опытов при температурах не выше 125°C по сравнению с исходными (табл.), по-видимому, связаны с измельчением магнитных минералов-примесей, приводящим к уменьшению  $\chi$ . Количество новообразованной фазы при этих температурах еще недостаточно для общего роста  $\chi$ . При температурах же 150 – 200°C магнитная восприимчивость заметно возрастает. В данном случае увеличение  $\chi$  за счет образования новой магнитной фазы преобладает над уменьшением  $\chi$  в результате структурных изменений исходной ферромагнитной примеси.

Таблица. Сравнение магнитных свойств сидеритов после первого нагружения с магнитными свойствами исходных образцов

Номер образца	Условия опыта		$I_{rs}, 10^{-3} \text{ А} \times \text{м}^2/\text{кг}$		$H_{cr}, 10^3 \text{ А/м}$		$\chi, \text{ усл.ед.}$	
	Температура, °С	давление, ГПа	до	после	до	после	до	после
			опыта		опыта		опыта	
К № 10	125	1,5	0,236	0,390	892,9	628,7	132	129
К № 12	150	1,5	0,611	1,20	897,7	527,6	108	114
К № 13	200	1,5	0,195	21,8	761,6	25,5	103	232
Б № 16	50	1,5	0,011	0,092	45,4	31,8	47	46
Б № 13	50	1,5	0,009	0,169	24,7	20,4	94	47
Б № 12	125	1,6	0,016	0,950	29,2	26,0	84	47

*Примечание: К и Б – Каражальское и Бакальское месторождения.*

Специальные опыты по измельчению сидеритов в яшмовой ступке при комнатной температуре показали, что это приводит к значительному уменьшению магнитной

восприимчивости. В дальнейшем отмечается асимптотический рост магнитной восприимчивости измельченных сидеритов, причем наиболее интенсивное возрастание  $\chi$  происходит в первые 1 – 3 часа после измельчения. Вероятно, последнее связано с окислением первичных продуктов механохимической реакции диссоциации сидеритов до ферримагнитных окислов: маггемита, магнетита, магномагнетита и ростом зерен последних.

На основании изложенного можно сделать следующее заключение: обнаруженный ранее эффект аномально сильного уменьшения электросопротивления бакальских сидеритов при первом цикле повышения квазигидростатического давления и температурах значительно ниже температур начала процесса диссоциации является характерным для всех сидеритов. Установлено, что наблюдаемое явление сопровождается существенными необратимыми изменениями магнитных характеристик. Анализ поведения электрических и магнитных параметров сидеритов под действием высоких давлений позволяет утверждать, что эффект аномального увеличения электропроводности при первом нагружении связан с механохимической реакцией диссоциации минерала по поверхности новообразованных трещин. Продуктами реакции являются проводящие магнитные окислы железа. Выявление у сидеритов аномальных изменений электропроводности и магнитных характеристик при разрушении указывает на возможность проявления аналогичного эффекта у пород, в составе которых имеются железосодержащие карбонаты. Такие породы могут быть чувствительными индикаторами изменения напряженного состояния.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А. Исследование процесса декарбонатизации сидерита, магнетита и арагонита методом электросопротивления при высоких давлениях // Геохимия. 1975. № 6. С. 829 - 834.
2. Багин В. И., Гендлер Т. С., Кузьмин Р. Н., Рыбак Р. С. Исследование магнитных свойств и эффекта Мессбауэра при температурных превращениях сидерита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 11. С. 71 – 84.
3. Багин В. И., Гендлер Т. С., Рыбак Р. С., Кузьмин Р. Н. Температурные превращения природного твердого раствора (Fe,Mg)CO<sub>3</sub> // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 6. С. 73 – 84.
4. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 279 с.
5. Juhasz A. Z. Mechanochemical reaction of carbonate minerals // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1982. V. 25. № 3/4. P. 247 – 270.

\*\*\*\*\*

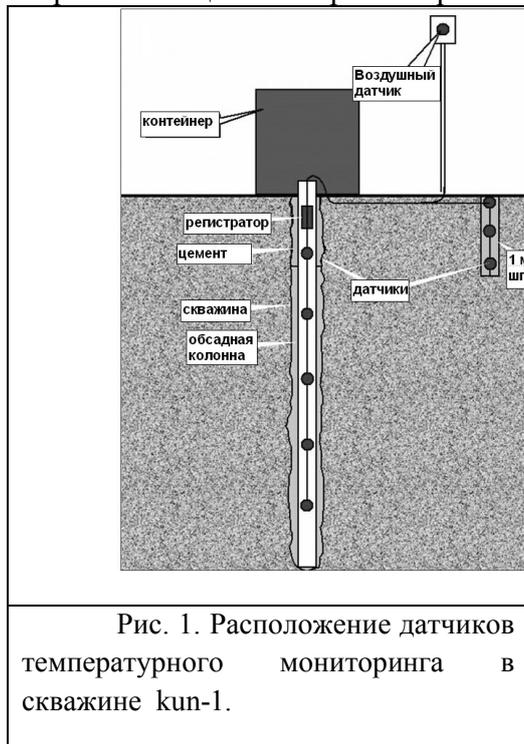
УДК: 550.36

#### Температурный мониторинг в скважине kup-1 (о. Кунашир)

Д.Ю. Демежко<sup>1</sup>, А.К. Юрков<sup>1</sup>, Д.Г. Рывкин<sup>1</sup>, В.В. Дергачев<sup>1</sup>, Р.В. Жарков<sup>2</sup>, В.Г. Корсунцев<sup>3</sup>  
1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург; 2 - Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; 3 - Геофизическая служба РАН, Южно-Курильск

Данные пространственно-временного температурного мониторинга содержат важную информацию о факторах формирующих тепловое поле Земли [1, 2]. Однако практическая возможность непрерывных температурных измерений в скважинах появилась лишь недавно с разработкой высокоточных автономных станций. В течение последнего десятилетия геотермический мониторинг проводился в Канаде (Pomquet station, Nova Scotia), США (Microclimate Research Station, Fargo, North Dakota и Barrow Environmental Observatory, Alaska, Emigrant Pass Observatory, Utah), Чехии (Prague microclimate Station), Словении и Португалии. Основное внимание в этих проектах уделялось, главным образом, температурным изменениям в верхнем почвенном слое (первые метры), для количественной оценки влияния поверхностных условий (температуры, осадков, снежного покрова,

характера растительности, а также фильтрации, испарения, таяния и замерзания почвенной влаги) на распространение климатического сигнала. Мониторинг в скважинах на глубинах в первые сотни метров проводился фрагментарно и в ограниченные - от нескольких дней до первых месяцев - интервалы времени [2-7].



Температурный мониторинг в скважине kun-1 направлен на комплексное изучение факторов пространственно-временной изменчивости теплового поля Южных Курил и выявление изменений, связанных со сменой гидродинамического режима при подготовке тектонического землетрясения. С этой целью в октябре 2007 г. На о. Кунашир в 300-метровой скважине kun-1 нами была установлена 16-канальная станция непрерывного температурного мониторинга. С этого момента и до настоящего времени проводятся температурные измерения с периодичностью 0,5 часа в скважине на глубинах: 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240 м, а также в почве на глубинах 7, 37, 107 см и в воздухе на высоте 1,73 м (рис.1). В этой же скважине Центром государственного мониторинга геологической среды с помощью аппаратуры «Радиус-М» проводятся наблюдения за изменением уровня грунтовых вод с целью прогноза сильных землетрясений.

Вертикальное распределение температур в скважине на момент каротажа (октябрь 2007г.) характеризуется следующими особенностями: до глубины 20 м фиксируется отрицательный градиент, связанный с проникновением сезонной температурной волны, ниже, до глубины 90 м наблюдается медленное увеличение градиента до величины 0,1 К/м, а в интервале 145 –235 м отмечается температурная аномалия, связанная с нисходящим заколонным перетоком подземных вод.

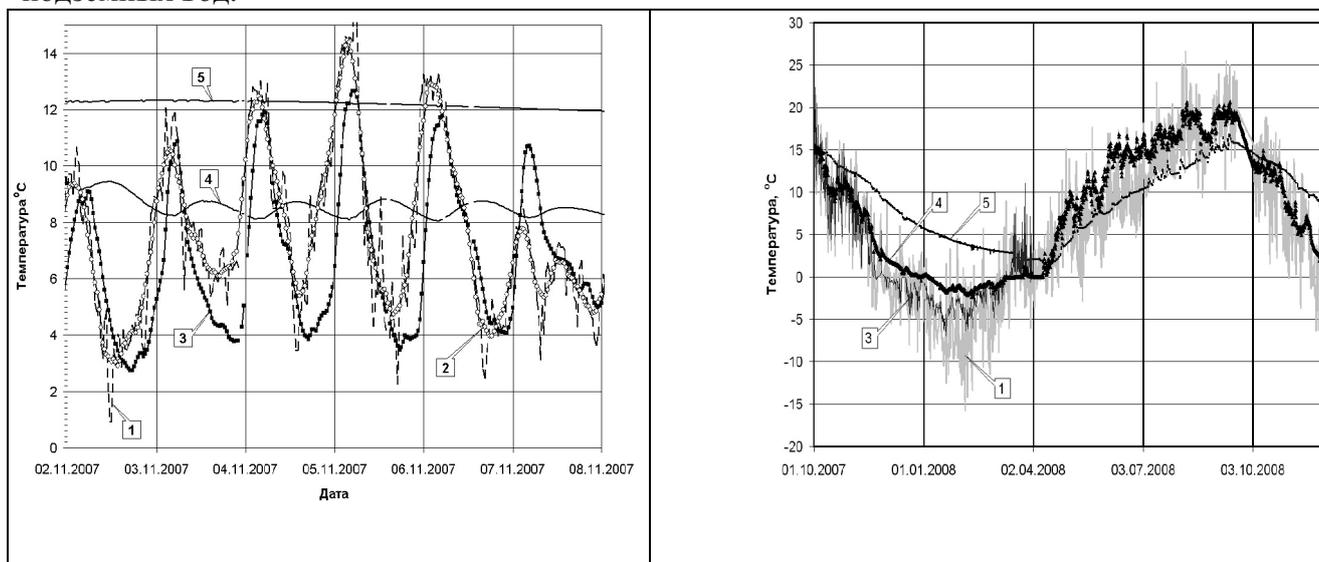


Рис.2. Суточные и годовая температурные волны, зарегистрированные «воздушным» (1-зарегистрированная, 2- сглаженная кривая ) и приповерхностными датчиками на глубинах: 3 – 0,07м, 4 – 0,37 м, 5- 1,07 м.

Температурные вариации, регистрируемые «почвенными» датчиками, отражают динамику распространения годовых и суточных температурных волн (рис.2). По характеру

затухания и сдвигу фазы этих волн были оценены эффективные значения коэффициента температуропроводности верхнего слоя пород (туфобазальты) – табл.1. За исключением нескольких аномальных оценок, обусловленных, влиянием конвективного переноса тепла метеорными водами и фаовых переходов (верхние 37 см), они оказались достаточно близки  $(0,58-0,87) 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Сопоставление геотермической реконструкции изменения температуры земной поверхности с дендрохронологией по дубу показало, что оптимальное совмещение одноименных климатических событий (похолоданий и потеплений) наблюдается если принять значение коэффициента температуропроводности (ответственного за временную шкалу реконструкции) равным  $0,70 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  [8]. Лабораторные оценки температуропроводности образцов туфобазальтов, полученные на установке LFA 457 *MicroFlash*, также оказались близки:  $(0,70- 0,76) 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Таблица 1. Оценка температуропроводности пород различными методами.

Интервал, м	волна	Анализируемый период	Температуропроводность, $a 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$
<b>По характеру распространения годовой и суточной волн</b>			
0-1,07	годовая	2.10.07-2.10.08	0,87
0,37-1,07	годовая	2.10.07-2.10.08	0,58
0-0,37	годовая	2.10.07-2.10.08	17,02 !!
0-0,37	суточная	2.10.07-2.10.08	1,20 !!
0,07-0,37	суточная	3.11.07-6.11.07	0,63
0,07-0,37	суточная	2.02.07-20.02.08	0,78
<b>По сопоставлению геотермической реконструкции с древесно-кольцевой хронологией</b>			
0-100	десятилетия		0,70
<b>По измерениям на установке LFA 457 <i>MicroFlash</i></b>			
3 образца туфобазальтов при $T=25^\circ\text{C}$			0,70-0,76

Амплитуды температурных колебаний, зарегистрированных датчиками, расположенными в скважине (рис. 3), существенно ниже и определяются уже другими факторами. Так, на глубине 40 м. фиксируются температурные колебания с амплитудой не превышающей 0,01 К, связанные с изменениями уровня воды под действием приливных сил. Колебания, соответствующие приливным суточным ( $O_1, K_1, P_1$ ) и полусуточным ( $N_1, M_1, S_1$ ) волнам хорошо отмечаются на периодограммах (рис. 4).

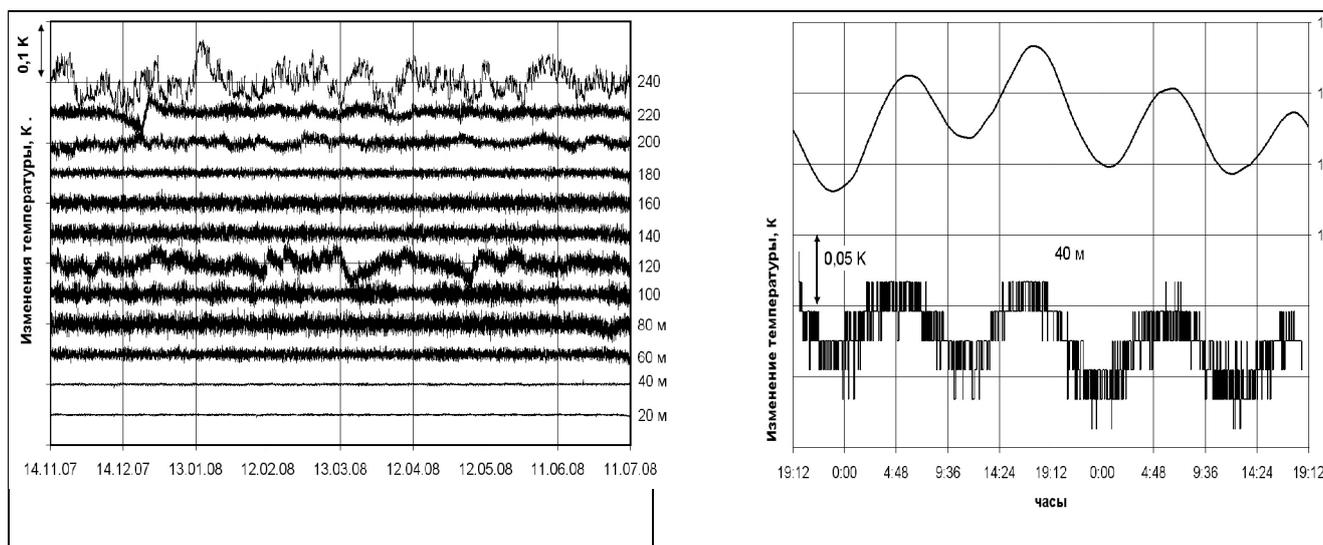


Рис. 3. Температурные вариации на различных глубинах в скважине kup-1. Температурные ряды на левом рисунке представляют остатки от сглаживания 30-дневным фильтром.

В интервале 60-240 м к приливным изменениям добавляются хаотические колебания длительностью от нескольких секунд до суток, связанные вероятно с возникновением свободной тепловой конвекции в скважине. Периодограмма в этом временном диапазоне отражает процесс типа «голубого шума» когда спектральная плотность смещена в высокочастотную область. Подобные процессы возникают в системах с отрицательной обратной связью. Можно предположить, что инициированная в скважине свободная тепловая конвекция сама запускает механизмы своего разрушения. Лабораторные эксперименты, воспроизводящие характерные размеры скважины и величину вертикального термического градиента, показали, что размеры возникающих конвективных ячеек, сопоставимы с диаметром скважины.

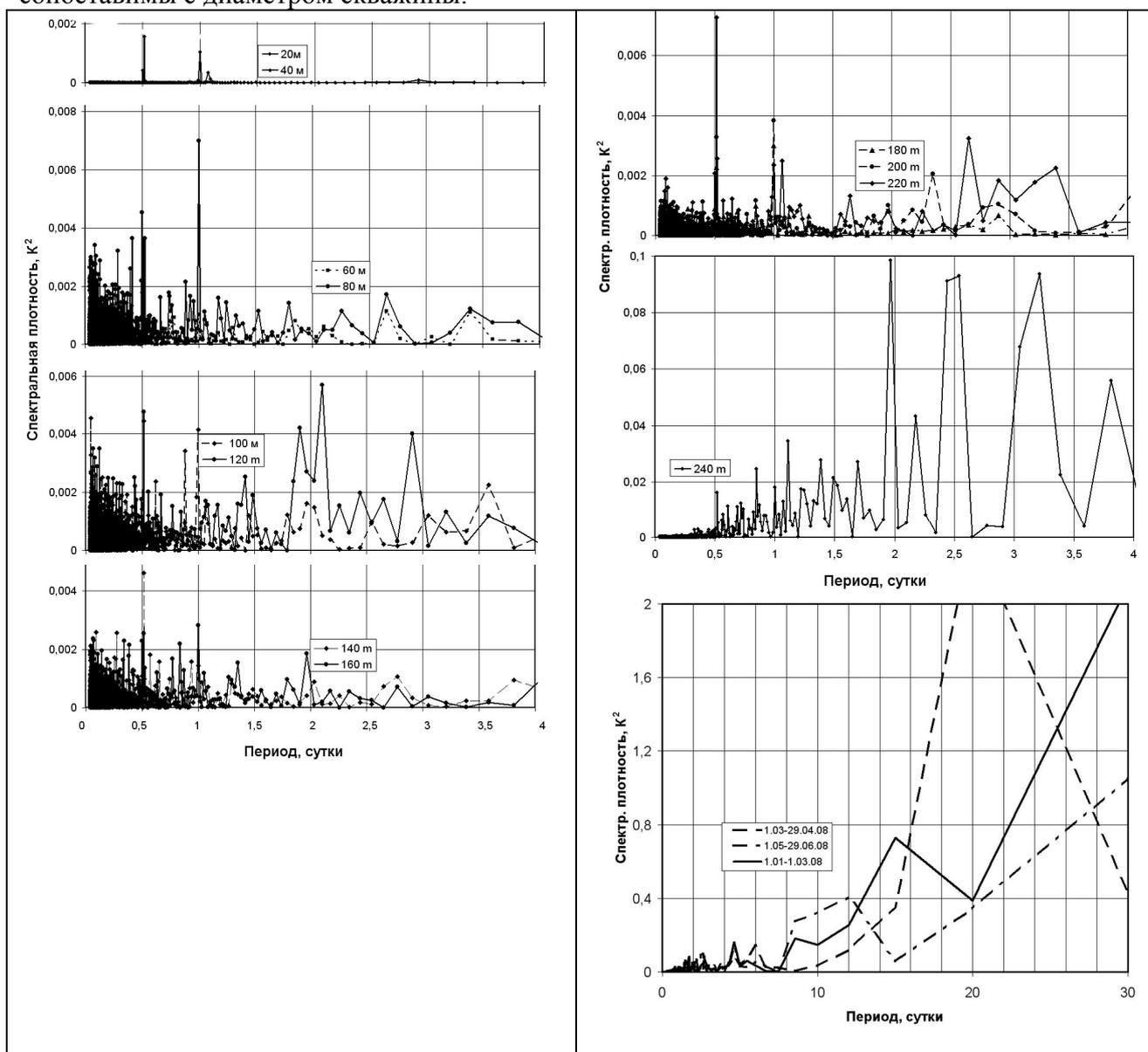


Рис. 4. Периодограммы температурных вариаций на различных глубинах.

Наконец, кроме перечисленных процессов, ряд датчиков фиксирует низкочастотные аperiodические изменения температуры длительностью от нескольких суток до месяца. Особенно заметно эти колебания проявляются на глубинах 120 и 240 м, а их амплитуда возрастает с увеличением периода, превышая на порядок амплитуду приливных и конвективных колебаний. Спектр этих вариаций – т.н. «розовый шум», отражает физические явления, в развитии которых существенную роль играют положительные обратные связи. Мы полагаем, что низкочастотные колебания связаны с гидродинамическими процессами,

активизирующимся под действием тектонических сил. Вызванное ими неравномерное изменение порового давления компенсируется перераспределением воды между различными водоносными горизонтами, в том числе, через открытое заколонное пространство. При этом, как показали результаты мониторинга, перераспределение подземных водных масс в глубоких горизонтах может не отражаться на изменении уровня воды в скважинах (регистрируемое верхними температурными датчиками и уровнемером). Таким образом, геодинамическая информативность температурного мониторинга может быть существенно выше информативности традиционных измерений уровня воды в скважинах.

На рис. 5 приведены примеры температурных изменений на глубине 240 м перед, во время и после тектонических событий, происшедших за период наблюдений в радиусе 300 км от скважины. Очевидна реакция температурного поля на мелкофокусные (до 30 км) землетрясения с магнитудой  $M > 5$ , происшедшие к юго-востоку от Южно-Курильска. Моменту землетрясения соответствует локальный температурный минимум, отмечающий смену нисходящего течения подземных вод восходящим. Наиболее наглядно проявилось землетрясение 14 августа 2008 г ( $M=5,3$ ; глубина эпицентра - 10 км), происшедшее в 132 км к востоку от станции мониторинга на продолжении Малой Курильской гряды. Ему предшествовало примерно недельное снижение температуры, достигшее к моменту землетрясения 0,3 К. В момент землетрясения и последовавших за ним афтершоков происходили высокочастотные колебания температуры с амплитудой 0,05 К, а затем в течение двух суток – подъем температуры на 0,1 К.

В то же время хоккайдское землетрясение 11 сентября 2008 г. ( $M=6,8$ ; глубина эпицентра - 25 км, расстояние от станции – 294 км) отразилось лишь косейсмическими колебаниями температуры амплитудой 0,05 К на фоне ее непрерывного подъема. Локальное и незначительное ( $<0,05$  К) понижение температуры наблюдалось лишь за несколько часов до события. Целый ряд «характерных» температурных изменений и вовсе не был отмечен сколь-нибудь заметными тектоническими событиями.

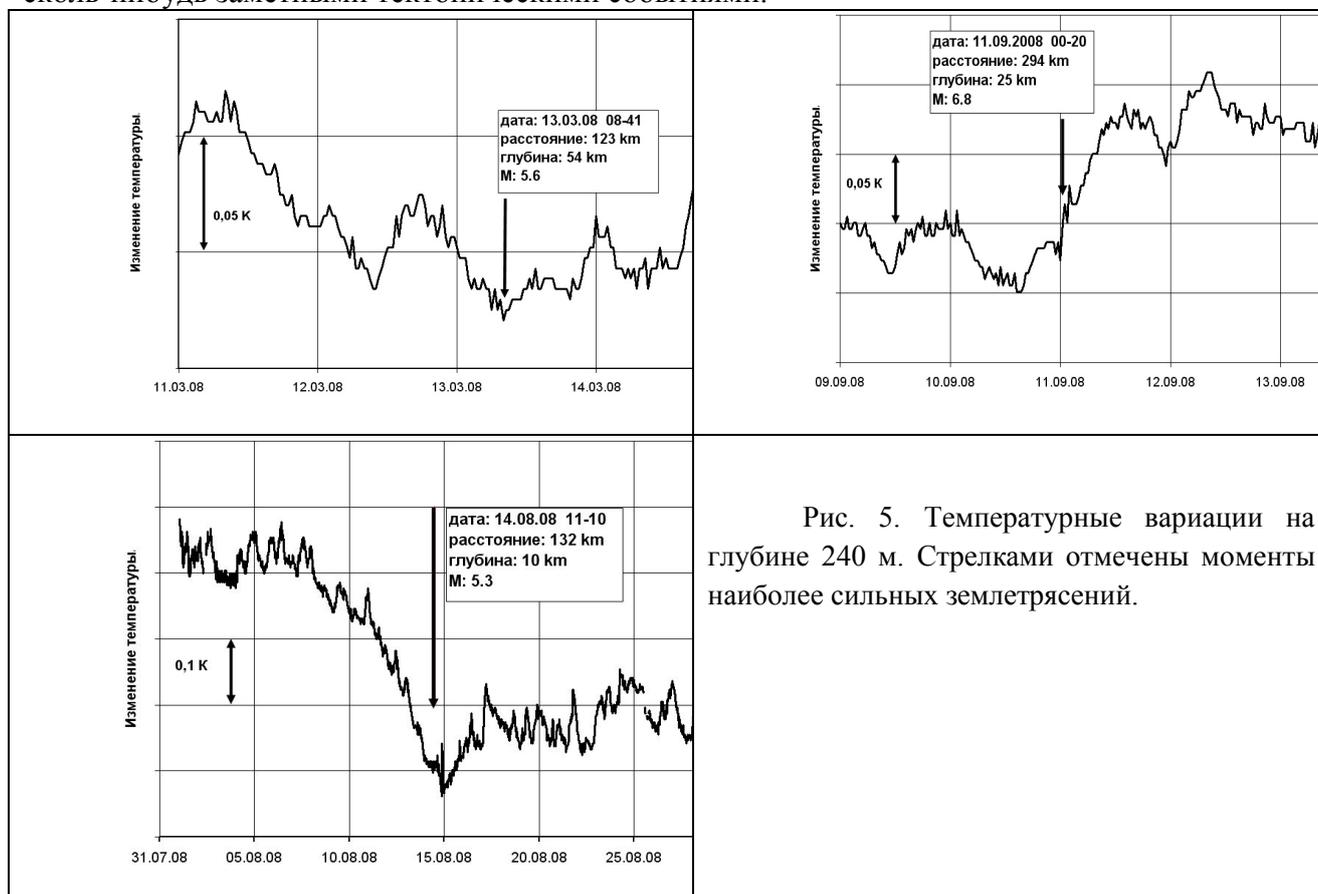


Рис. 5. Температурные вариации на глубине 240 м. Стрелками отмечены моменты наиболее сильных землетрясений.

Таким образом, можно утверждать, что изменения тектонического режима в районе станции температурного мониторинга приводят к смене направления движения подземных вод (и заколонных перетоков), что уверенно отмечается температурными датчиками. На эти температурные изменения накладывается высокочастотный шум, вызываемый свободной тепловой конвекцией и приливными колебаниями уровня воды в скважине. Все перечисленные явления оперируют в различных частотных диапазонах и легко разделяются. Однако говорить о прогностических возможностях температурного мониторинга пока рано. Необходимо локализовать область, сейсмический режим в которой наиболее тесно связан с температурными изменениями в исследуемой скважине, и оценить соотношение между параметрами землетрясений (магнитуда, глубина, расстояние) и температурных колебаний. Уверенной идентификации «тектонического сигнала» в геотемпературном поле будет способствовать расширение сети мониторинга, которая должна охватывать несколько соседних островов. Это позволит выделять согласованные температурные изменения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Haenel R, Rybach L, Stegena L Fundamentals of geothermics. In: Haenel R, Rybach L, Stegena L. (eds) Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Dordrecht: Kluwer, 1988. P. 9–57.
2. Cermak V., Safanda J., Kresl M. Intra-hole fluid convection: High-resolution temperature time monitoring. *Journal of Hydrology*, 2008, 348, 464–479.
3. Shimamura, H., Groundwater microtemperature measurements, coseismic signals and atmospheric pressure effects, *Annales Geophysicae* 1, 235-238, 1983.
4. Shimamura, H., M. Ino, H. Hikawa & T. Iwasaki, Groundwater microtemperature in earthquake regions, *Pageoph.* 122, 933-946, 1985.
5. Buntebarth, G., V.M. Belikov, G.A. Ishankuliev, G. Kumsiashvili. Jerks and long-term variations in borehole temperatures in the Transcaucasus and near the Kopet-Dagh Front Fault in Turkmenistan. *Cahier du Centre European de Geodynamique et de Seismologie*, Luxembourg, 1997, 14, 65–79
6. Contadakis M. E. and Asteriadis G. Recent results of the research for preseismic phenomena on the underground water and temperature in Pieria, northern Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2001, V 1, 165–170
7. Cermak V., Safanda J., Bodri L. Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part 1: Experiments and field data. *International Journal of Earth Sciences*, 2008b, 97(2), 365–373
8. Демежко, Д. Ю., Соломина, О.Н. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным. //Доклады Академии наук 426(2): 1-4.

\*\*\*\*\*