

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*  
*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН*

**МАТЕРИАЛЫ**

**IV Школы – семинара**  
**«ГОРДИНСКИЕ ЧТЕНИЯ»**

Москва, 20 - 22 ноября 2017 г.  
ИФЗ РАН

УДК  
ББК  
П75

Под редакцией:  
чл. - корр., д.ф. - м.н. **С.А. Тихоцкого**, к.т.н. **В.А. Рашидова**

**П75**: Сборник материалов IV Школы-конференции «Гординские чтения»: Президиум РАН / отв. сост. А.А. Макарова. – М.: ИФЗ РАН, 2017. – 204с.  
ISBN: 978-5-91682-038-6

IV Школы-конференции «Гординские чтения» посвящена памяти выдающегося геофизика и талантливого учителя Валерия Михайловича Гордина, проходила с 20 по 22 ноября 2017 г. в конференц-зале Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук.

УДК  
ББК  
П75

ISBN: 978-5-91682-038-6

© *Институт физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН, 2017*



## **ВАЛЕРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ГОРДИН (1942 – 2006)**

### **Информация о конференции**

Школа - конференция посвящена памяти выдающегося геофизика и талантливого учителя Валерия Михайловича Гордина.

Тематика конференции определяется кругом интересов Валерия Михайловича, который был поистине широк: от вопросов построения комплексных геолого - геофизических моделей при поисках и разведке полезных ископаемых до фундаментальных проблем геодинамики и геофизики океанской литосферы, эволюции Магнитного поля Земли и истории нашей науки - геофизики.

Большое внимание Валерий Михайлович уделял воспитанию научной молодёжи. Более 10 лет он читал на кафедре геофизики Геологического факультета МГУ спецкурсы, посвящённые современным методам интерпретации геофизических данных, передавал свой опыт, знания, делился идеями. Его беспокоило падение качества образования: отставание учебных планов от передовых технологий, выхолащивание фундаментальной компоненты. Как подготовить геофизика - исследователя - того, кто будет не только использовать, но и создавать новые методы и технологии? Какова на деле должна быть интеграция науки, производства и высшей школы? К этому вопросу Валерий Михайлович возвращался постоянно.

## СОДЕРЖАНИЕ

**Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р.**

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НА ОСНОВЕ ДИСКРЕТНОГО МАТЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА .....7

**Алёшин М.И., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е.**

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СТРОЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА АКВАТОРИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ..... 12

**Алешин И.М., Малыгин И.В.**

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ЮЖНОЙ ФЕННОСКАНДИИ..... 16

**Бабаянц П.С., Контарович О.Р., Мейснер А.Л., Трусов А.А.**

СОВРЕМЕННЫЕ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ: ТЕХНОЛОГИЯ И ИНФОРМАТИВНОСТЬ..... 19

**Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К., Александров П.Н., Матюков В.Е., Забиякова О.Б.**

РАЗДЕЛЕНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЭКЗОГЕННУЮ И ЭНДОГЕННУЮ СОСТАВЛЯЮЩИЕ. ПЕРВЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ..... 24

**Блох Ю.И.**

ГЕОФИЗИК КРУПНОГО КАЛИБРА АЛЕКСЕЙ ЗАМОРЕВ ..... 29

**Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.**

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ..... 35

**Боровский М.Я., Шакуро С.В., Богатов В.И.**

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССОВ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВЕРХВЯЗКИХ НЕФТЕЙ ПРИ ТЕПЛОМ ВОЗДЕЙСТВИИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ КАРТИРОВАНИЯ..... 40

**Иваненко А.Н., Веклич И.А., Левченко О.В.**

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГНИТНОМ ПОЛЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПО МАТЕРИАЛАМ 42 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК БОРИС ПЕТРОВ»)..... 46

**Гарагаш И.А.**

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ПРИ ТРАНСПОРТЕ ПРОПАНТА В КАНАЛЕ ..... 50

**Долгаль А.С.**

ЭФФЕКТИВНЫЕ ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ РЕШЕНИЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ «РУДНОГО» ТИПА ..... 53

**Долгая А.А., Палуева А.А., Рашидов В.А.**

РЕЛЯЦИОННАЯ БАЗА ДАННЫХ ПРОФИЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СТАНЦИЙ ДРАГИРОВАНИЯ, ВЫПОЛНЕННЫХ В РЕЙСАХ НИС «ВУЛКАНОЛОГ» В 1977-1991 гг. .... 58

**Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Прохорова П.Н., Фомин А.Н.**

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА НЕФТЕМАТЕРИНСКОЙ КИТЕРБЮТСКОЙ (ТОГУРСКОЙ) СВИТЫ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ ..... 62

<b>Костицын В.И.</b> УЧАСТНИКИ ПЕРВОЙ ВСЕСОЮЗНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ (1932) И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА .....	69
<b>Кузнецов К.М., Булычев А.А.</b> АНАЛИЗ ПРОФИЛЬНЫХ И ПЛОЩАДНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТОВ ПУАССОНА .....	75
<b>Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А.</b> АЛГОРИТМ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ОТ «СФЕРИЧЕСКОГО КУБА» ПЛОТНОСТЕЙ .....	82
<b>Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</b> ОПЕРАТИВНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ГРУНТОВЫХ ВОД НА УЧАСТКЕ СТРОИТЕЛЬСТВА ЖИЛОГО КОМПЛЕКСА .....	88
<b>Милановский С.Ю., Кабан М.К., Розен О.М., Егоркин А.В.</b> СТРОЕНИЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ОБЛАСТИ КОРЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА .....	93
<b>Милановский С.Ю., Великин С.А., Петрунин А.Г., Истратов В.А., Черепанов А.О.</b> ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА МЕРЗЛОТЫ НА ОБЪЕКТАХ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ .....	97
<b>Миненко П.А., Миненко Р.В., Мечников Ю.П., Плишко И.В.</b> ОСОБЕННОСТИ РЕШЕНИЯ НЕКОРРЕКТНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГРАВИМАГНИТНЫХ СЪЕМОК .....	102
<b>Мирлин Е.Г., Родкин М.В., Чесалова Е.И.</b> ВНУТРИПЛИТНЫЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА: МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ, ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ, ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ .....	107
<b>Мирлин Е.Г., Родкин М.В., Чесалова Е.И.</b> МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ .....	118
<b>Натяганов В.Л., Левашов С.П., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</b> НОВЫЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ТУНГУССКОГО ВЗРЫВА 1908 г. ....	126
<b>Натяганов В.Л., Степанов И.В.</b> ОСНОВНЫЕ ПАРАДОКСЫ ТУНГУССКОГО ФЕНОМЕНА 1908г. ПО ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ СЦЕНАРИЮ .....	131
<b>Новикова П.Н.</b> ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ МЕТОДОМ ИНЖЕНЕРНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ .....	136
<b>Пономарева Т.А.</b> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (СЕВЕР УРАЛА) .....	140
<b>Рашидов В.А., Аникин Л.П.</b> ПОЛЕВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОВА-ВУЛКАНА АЛАИД (ОСТРОВ АТЛАСОВА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В 2015-2017 гг. ....	145
<b>Ребецкий Ю.Л.</b> О ВОЗМОЖНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ МАЛЫХ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ МАССОВЫХ СИЛ .....	150

<b>Рябова С.А.</b> ГЕОМАГНИТНАЯ АКТИВНОСТЬ НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО» ИНСТИТУТА ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР РАН .....	156
<b>Самсонов А.И., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</b> ПРИМЕНЕНИЕ МОБИЛЬНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ЛОКАЛЬНОЙ ПОИСКОВОЙ ПЛОЩАДИ.....	160
<b>Сеначин В.Н., Сеначин М.В., Кочергин Е.В.</b> РАСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ CRUST 2 .....	166
<b>Собисевич А.В.</b> К ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ (XVIII – первая четверть XX вв.).....	169
<b>Соловьев В.Д., Левашов С.П., Корчагин И.Н., Якимчук Н.А., Божежа Д.Н.</b> ПРИМЕРЫ КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ГАЗОГИДРАТОВ В СТРУКТУРАХ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН МИРОВОГО ОКЕАНА (ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ) .....	172
<b>Суетнова Е.И.</b> НЕСТАЦИОНАРНЫЕ РЕЖИМЫ ФИЛЬРАЦИИ КОРОВЫХ ФЛЮИДОВ В МОРСКОМ ДНЕ И НАКОПЛЕНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ЗОНАХ ИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ.....	177
<b>Тихоцкий С.А.</b> К ВОПРОСУ О СПЕКТРАЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНАМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ.....	180
<b>Устьянцев В.Н.</b> ЭНЕРГЕТИКА СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ О ЕДИНОМ ВОЛНОВОМ МЕХАНИЗМЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ГЕНЕРАЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ .....	185
<b>Цирель В.С., Паршин А.В., Анцев В.Г., Капштан Д.Я.</b> ПРОГРЕСС В ТЕХНОЛОГИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ. БЕСПИЛОТНАЯ АЭРОМАГНИТОМЕТРИЯ, 1995 – 2017 гг.....	191
<b>Шатахцян А.Р., Родкин М.В.</b> РАСШИРЕНИЕ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ДЛЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....	199
<b>Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А.</b> ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА .....	204
<b>Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А., Доленко С.А.</b> ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОСТРОЕНИИ НЕЙРОСЕТЕВЫХ АППРОКСИМАТОРОВ ИНВЕРСИИ.....	207
<b>Шкиря М.С., Давыденко Ю.А., Петрищев М.С.</b> ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ ДЛЯ ПОИСКА ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРИБРЕЖНОЙ МЕЛКОВОДНОЙ ЗОНЕ .....	210

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НА ОСНОВЕ ДИСКРЕТНОГО МАТЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Агаян С.М.<sup>1</sup>, Богоутдинов Ш.Р.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, <sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Дискретный математический анализ (ДМА) – новый подход к анализу дискретных данных, созданный в Геофизическом центре РАН. ДМА основан на моделировании умения исследователя анализировать данные и представляет собой серию алгоритмов, нацеленных на решение основных задач анализа данных [1, 2].

Все алгоритмы ДМА (рис. 1) носят универсальный характер и скреплены единой формальной основой, базирующейся, в свою очередь, на нечеткой логике (НЛ) и нечеткой математике (НМ).

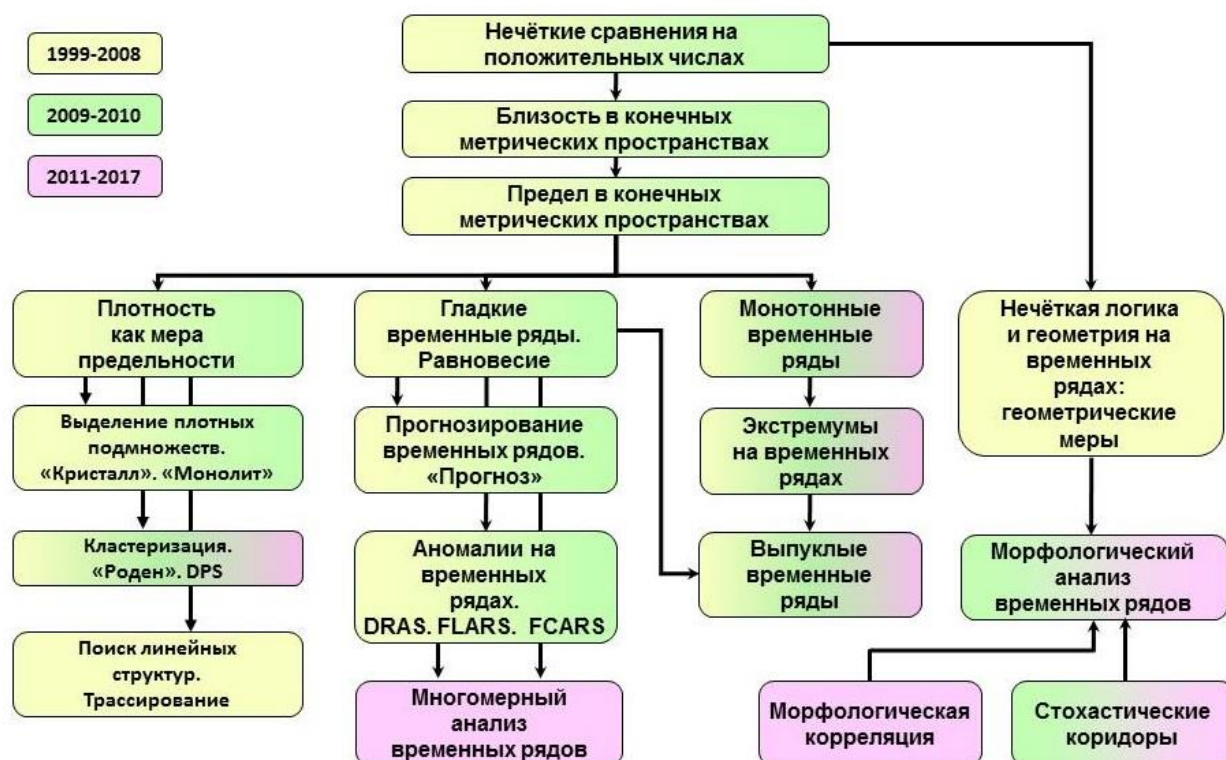


Рис. 1. Динамика развития ДМА.

## ДМА-мониторинг динамических процессов

Под динамическим процессом понимается набор временных рядов произвольной природы. Мониторинг состоит в анализе мер активности отдельных временных рядов с последующими выводами о поведении динамического процесса в целом (стабильность, нестабильность, синхронизация и т.д.). Мера активности является формализацией нечеткого и многозначного понятия активности временного ряда.

Для реализации этого подхода реализован переход: запись  $f(t) \rightarrow$  выпрямление  $\Phi(f)(t) \rightarrow$  мера активности  $\mu f(t) = \mu \Phi(f)(t)$ . Выпрямление  $\Phi(f)(t)$  количественно выражает взгляд исследователя на запись  $f$  в точке. Мера активности ( $\equiv$  мера максимальности выпрямления) показывает в какой степени в этой точке выпрямление велико в сравнении с остальными. Другими словами, мера активности показывает, в какой степени происходящее в точке интересно (активно) с точки зрения исследователя. Мера максимальности реализованы в рамках ДМА разными способами: нечеткие сравнения, колмогоровские средние и т.д. (рис. 2).

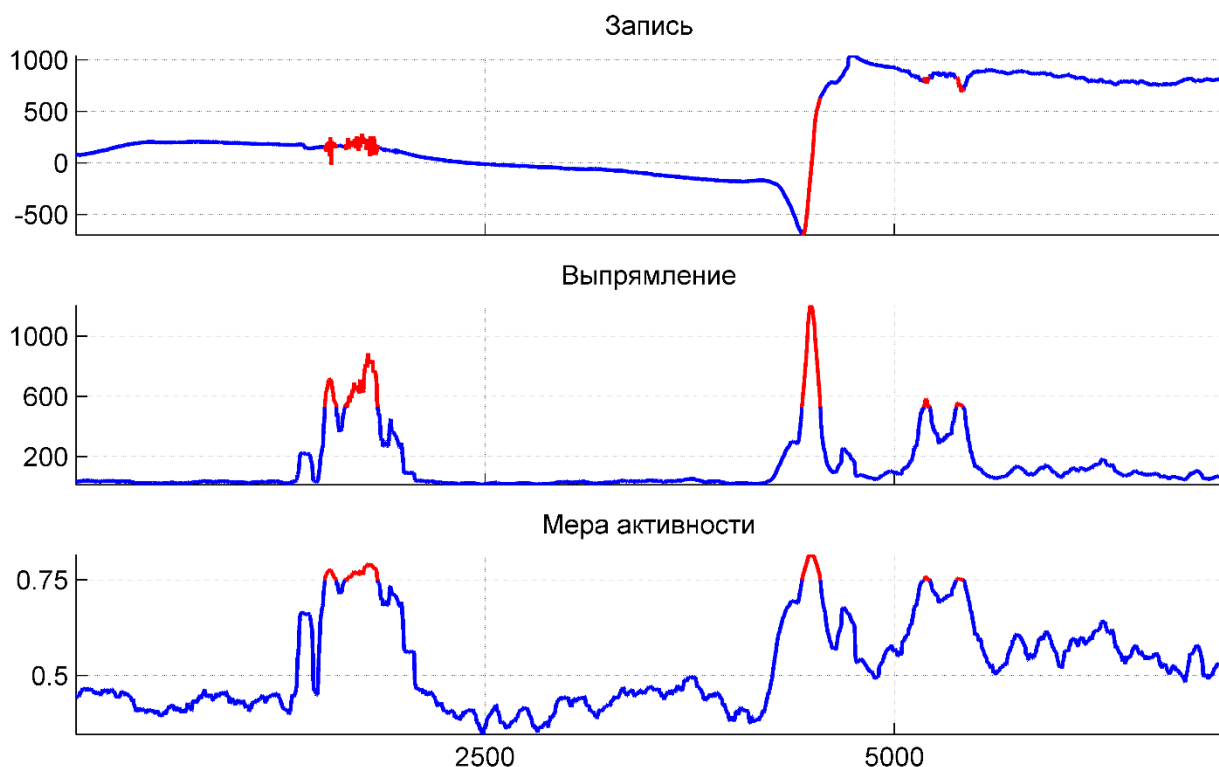


Рис. 2. ДМА-мониторинг временного ряда.

Построение меры активности  $\mu f$  – суть мониторинга ряда  $f$  на основе ДМА.

Мера активности дает ключ к точечным аномалиям: аномальными на  $f$  называются моменты  $t$ , в которых  $\mu f(t) \geq 0.75$  (если некоторое свойство выражено в шкале  $[0, 1]$ , то естественно считать аномальными его проявления, попадающие в отрезок  $[0.75, 1]$ ).

В силу изначальной стохастичности ряда  $f$  его локально аномальные узлы могут представлять собой подмножество, нуждающееся в дополнительной работе (предварительной топологической фильтрации и последующей кластеризации). По нашему мнению, первые две аномалии на рис. 2 представляют собой единую аномалию, а две последние незначительны и их хотелось бы удалить. В настоящее время эти задачи решаются алгоритмом ДМА-кластеризации DPS, речь о котором пойдет ниже.

Меры активности различных записей и более того совершенно разной природы выражают одну и ту же сущность, а именно, интерес к ним исследователя. Поэтому записи напрямую сравнивать нельзя, а их меры активности можно. Это обстоятельство - основа ДМА-мониторинга геофизических процессов, под которыми понимается система записей.

Пусть  $F = F(t) = \{f_x(t), x \in X\}$  - система записей, индексированная множеством  $X$  ( $X$  - множество источников исследуемых записей). Суть ДМА-мониторинга системы  $F$  – построение системы мер активностей  $\mu F = \mu F(t) = \{\mu f_x(t), x \in X\}$ , позволяющая понять в каждый момент времени  $t$ , что происходит в сети  $X$  на каждой станции  $x$ .

На рис. 3 показан фрагмент анимации сети ИНТЕРМАГНЕТ. На карте можно видеть распределение локальной активности  $\mu F$  по всей совокупности обсерваторий сети. Показателем активности на каждой обсерватории служит мера активности в шкале от 0 до 1. Справа снизу приведена горизонтальная динамическая гистограмма для каждого момента времени, которая отражает распределение обсерваторий, соответствующее разным значениям меры активности  $\mu F$ . По оси ординат – шкала активности от 0 (нет аномалии) до 1 (сильная аномалия), разбитая на десять интервалов. По оси абсцисс каждому интервалу поставлено в



соответствие количеству станций, находящихся в этом состоянии на текущий момент времени.

Также на рис. 3 приведен динамический график компоненты  $B_z$  межпланетного магнитного поля. Можно наблюдать четкое соответствие между гистограммой наблюдаемой активности на обсерваториях и поведением  $B_z$ : при резком изменении  $B_z$  наблюдается переход большинства обсерваторий в аномальное состояние.

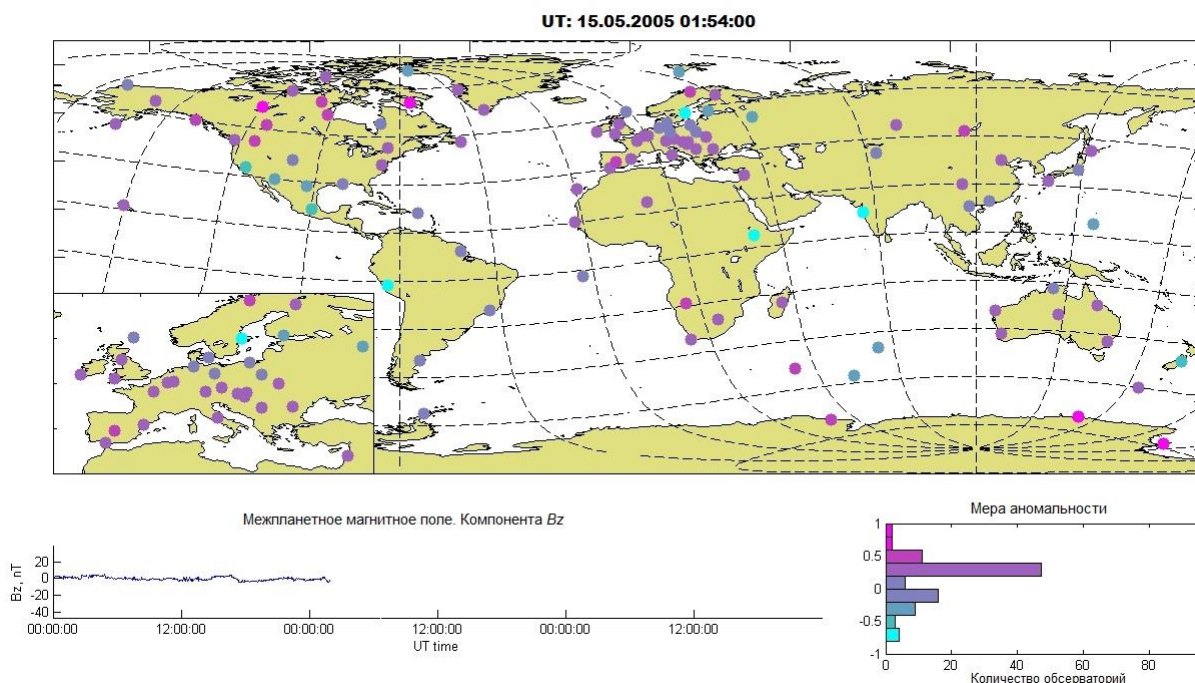


Рис. 3. Динамический мониторинг сети INTERMAGNET.

По аналогии с временным рядом система мер активностей  $\mu F$  позволяет выделить аномальные моменты времени в сети временных рядов (аномальными считаются моменты времени  $t$ , в которые средняя активность  $\mu F(t)$  по всей сети больше или равна 0.75). В отличие от одномерного случая в многомерном случае возникает задача о топологии источников из  $X$ , аномальных в текущий момент времени  $t$ , которая решается многомерным вариантом алгоритма DPS. Это дает возможность следить за возникновением, развитием и смертью аномальных областей в сети  $X$ .

### Алгоритм ДМА-кластеризации DPS

Основой алгоритма DPS [3] служит формальное понятие плотности многомерного массива данных в каждой своей точке. Если  $X$  конечное множество евклидова пространства  $E$  со стандартной метрикой  $d$ ,  $A$  подмножество  $X$  и  $x$  точка в  $X$ , то по определению плотность  $P_A(x)$  задается формулой:

$$P_A(x) = \sum_{y \in B_A(x,r)} \left( 1 - \frac{d(x,y)}{r} \right),$$

где  $B_A(x,r) = \{y \in A : d(x,y) \leq r\}$  замкнутый шар в  $A$  радиуса  $r$  с центром в  $x$ . Здесь  $r = r_q(X)$  радиуса локализации в  $X$ . Он определяется следующим образом. Пусть  $D(X)$  множество всех нетривиальных расстояний в  $X$ :

$$D(X) = \{d(x_1, x_2) : x_1, x_2 \in X, d(x_1, x_2) \neq 0\}.$$

Радиус локализации  $r$  определяется как степенное среднее при отрицательной степени  $q < 0$  всех расстояний из  $D(X)$ :

$$r = r_q(X) = \left( \frac{\sum_{d \in D(X)} d^q}{|D(X)|} \right)^{1/q}, q < 0.$$

Здесь, как обычно, через  $|D(X)|$  обозначено количество элементов во множестве  $D(X)$ .

Задачей алгоритма DPS является построение такого множества  $X(\alpha)$ , что его плотность больше или равна уровня  $\alpha$  во всех его точках:

$$X(\alpha) = \{x \in X : P_{X(\alpha)}(x) \geq \alpha\}.$$

Если понимать плотность  $P_A(x)$  как меру предельности точки  $x$  для множества  $A$  и считать все точки с плотностью большей или равной  $\alpha$  предельными для  $A$

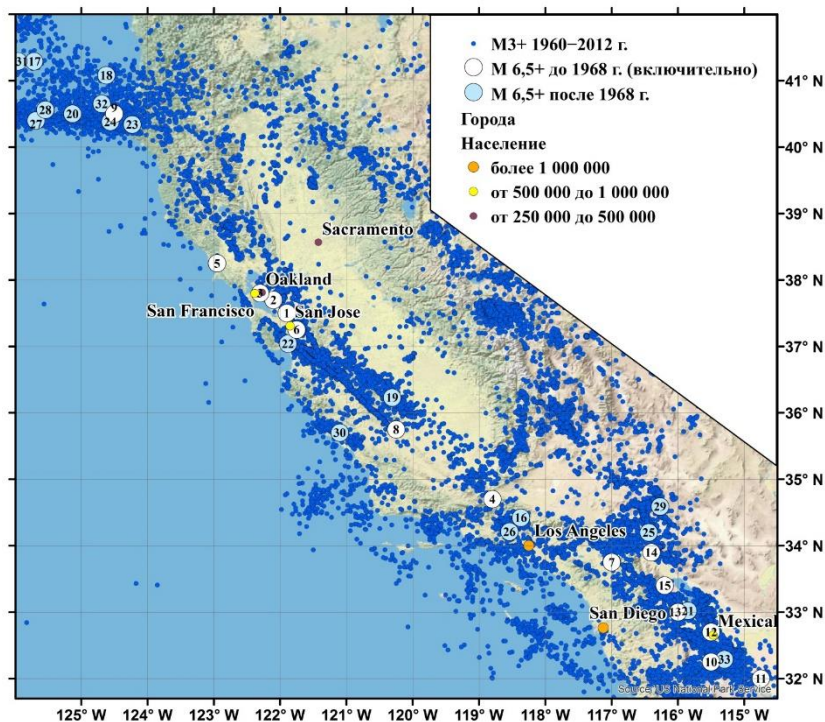
$$\{x \in X : P_{X(\alpha)}(x) \geq \alpha\},$$

то множество  $X(\alpha)$  будет совпадать с множеством своих предельных точек. В этом смысле  $X(\alpha)$  является аналогом топологического совершенного множества. Этим объясняется название алгоритма: Discrete Perfect Sets.

Вместо ненормированного уровня плотности  $\alpha$  удобно использовать нормированный уровень  $\beta \in (-1,1)$ . Использование уровня  $\beta$  позволяет сформулировать необходимые требования к плотности результата алгоритма DPS. Поэтому результат алгоритма DPS при уровне  $\beta$  обозначается как  $X(\beta)$ .

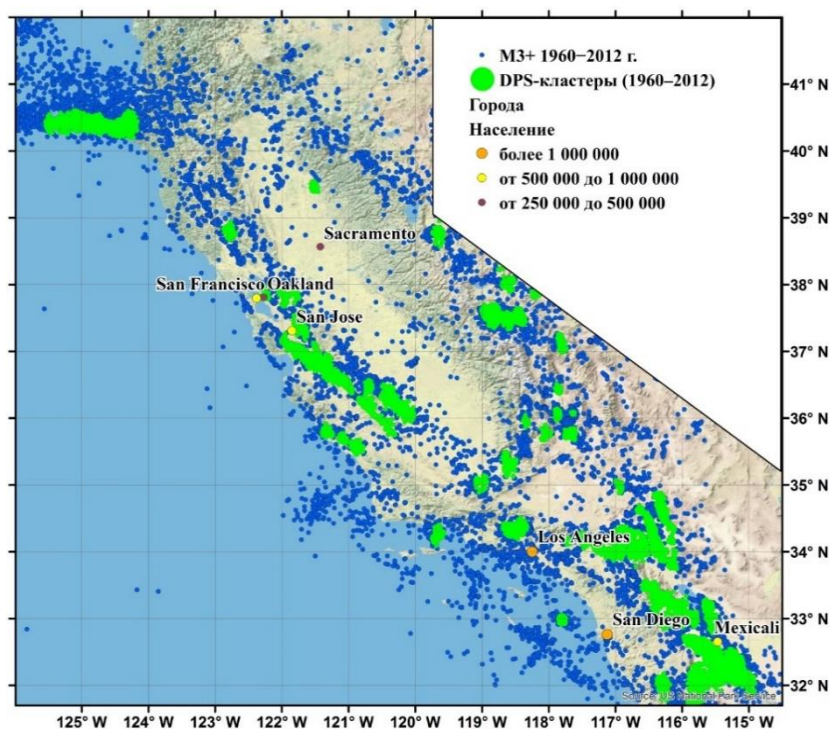
Уровень  $\beta$  и плотность  $P = P(r_q)$  однозначно определяют уровень плотности  $\alpha$  и таким образом  $\alpha = \alpha(\beta, q)$ .

В заключение приведем пример работы двумерного алгоритма DPS на эпицентрах землетрясений в Калифорнии с магнитудой  $M \geq 3.0$  из каталога [4]. В каталоге содержится информация о 31874 таких землетрясениях (рис. 4).



**Рис. 4.** Объекты распознавания алгоритмом DPS в Калифорнии (эпицентры землетрясений с  $M \geq 3.0$  за 1960–2012 гг.) и эпицентры землетрясений с  $M \geq 6.5$ .

Параметры алгоритма DPS:  $q = -2$ ,  $\beta = 0.1$ , Результаты кластеризации [5] приведены на рис. 5.



**Рис. 5.** Результат применения алгоритма DPS к эпицентрам землетрясений с  $M \geq 3.0$  в Калифорнии за 1960-2012 гг.

*Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 15-05-07436 “Мониторинг нерегулярных динамических процессов геофизической природы методами дискретного математического анализа”.*

#### **Литература:**

1. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Определение аномалий на временных рядах методами нечеткого распознавания // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 1. С. 101-105.
2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А. Дискретный математический анализ и геолого-геофизические приложения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 109-125.
3. Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Добровольский М.Н. Дискретные совершенные множества и их применение в кластерном анализе // Кибернетика и системный анализ. 2014. № 2. С. 17-32.
4. <http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>
5. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Добровольский М.Н., Дзедобоев Б.А. Объективная классификация эпицентров и распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений в Калифорнии // Геоинформатика. 2013. № 2. С. 44-57.

# РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СТРОЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА АКВАТОРИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

**Алёшин М.И.<sup>1,2</sup>, Токарев М.Ю.<sup>3</sup>, Рыбалко А.Е.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,* <sup>2</sup> *Научная компания ООО «Сплит»,* <sup>3</sup> *ООО «Центр Анализа Сейсмических данных МГУ»,* <sup>4</sup> *Санкт-Петербургский Государственный Университет.*

## Район работ

Петрозаводская губа — залив в северо - западной части Онежского озера на территории Республики Карелия, на берегу которого расположен город Петрозаводск. Залив вытянут с северо-запада на юго-восток. С северо-востока он отделен от залива Большое Онего - Ивановскими островами. Устьевая часть губы открывается в центральную часть Онежского озера проливом шириной 2 км и глубиной 23 м. Берега губы высокие, мало изрезаны, пологие.

## Геологические условия работ

Петрозаводская губа вдаётся в западный берег Онежского озера между мысом Деревянский в районе села Деревянное и мысом Шуйнаволок на полуострове Баранний Берег. Закрытый характер акватории предопределяет отсутствие интенсивной волновой деятельности, что, в свою очередь, приводит к накоплению существенно илистых осадков. Практически вся акватория подстилается образованиями нижнего и позднего (преимущественно на южном берегу) протерозоя, в составе которого чередуются терригенные и вулканогенные породы.

Четвертичные отложения образуют практически сплошной, различной мощности, покров рыхлых отложений мощностью от первых до 100 и более м, перекрывающих протерозойские породы. На геологической карте четвертичных отложений показано, что на берегах Петрозаводской губы развиты преимущественно моренные отложения, которые чередуются с площадными выходами кристаллических пород фундамента. Чрезвычайно важно, что к западу от Петрозаводска установлены моренные всхолмления и озы, часть из которых имеет северо-западное простирание.

## Геофизические работы

В ходе опытно-методических работ, проводившихся в 2015 году, на акватории Петрозаводской губы, были впервые зарегистрированы следы газонасыщенности придонных осадков. Было пройдено 3 профиля длиной порядка 10 км каждый. Съёмка производилась одновременно методом сейсморазведки сверх высокого разрешения (ССВР) и гидролокации бокового обзора (ГЛБО).

В результате работ были получены разрезы нулевых удалений, а также сонарограммы. Несмотря на то, что данные были получены по отдельным профилям и их целью была отработка методики последующих работ в Ладожском озере, на них удалось выделить следы газонасыщенных осадков.

На основании полученных результатов, была организована экспедиция, состоявшаяся в 2016 году, нацеленная на изучение строения и свойств придонных осадков Петрозаводской губы. Работы выполнялись по регулярной сетке профилей, разбитой на площадке 10×1 км. Шаг между продольными профилями составил 100 м, между поперечными – 1 км.

На акватории Петрозаводской губы был применен комплекс геолого-геофизических изысканий:

1. Сейсморазведка сверх высокого разрешения (ССВР)
2. Высокочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (ВЧ НСП)
3. Гидролокация бокового обзора (ГЛБО)
4. Геологический пробоотбор

В ходе выполнения ОМР были выбраны следующие параметры регистрации:

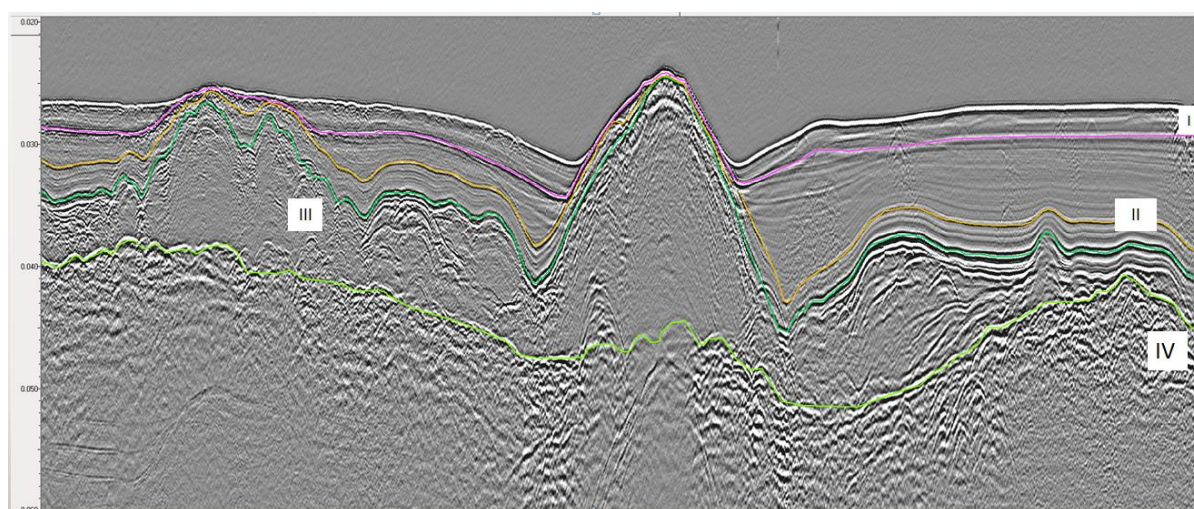
Параметры съемки ССВР:

- Шаг дискретизации – 0.1 мс
- Длина записи – 200 мс
- Энергия возбуждения (Бумер) – 200 Дж

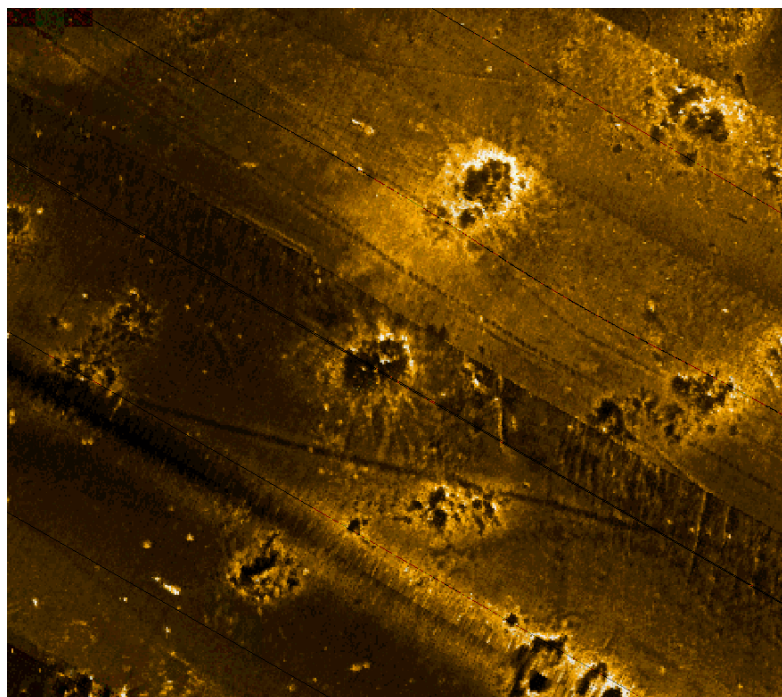
Параметры съемки ГЛБО:

- Частота излучаемого импульса – 445 КГц
- Развертка на борт – 50 м
- Тип сигнала: ЛЧМ
- Превышение над дном – 5 м

Таким образом, были получены, обработаны и проинтерпретированы сейсмоакустические разрезы, построены карты выделенных сейсмоакустических горизонтов, разделяющих различные сейсмокомплексы (рис. 1, 2). Также по данным ГЛБО была построена мозаика, позволившая детально изучить поверхность дна.

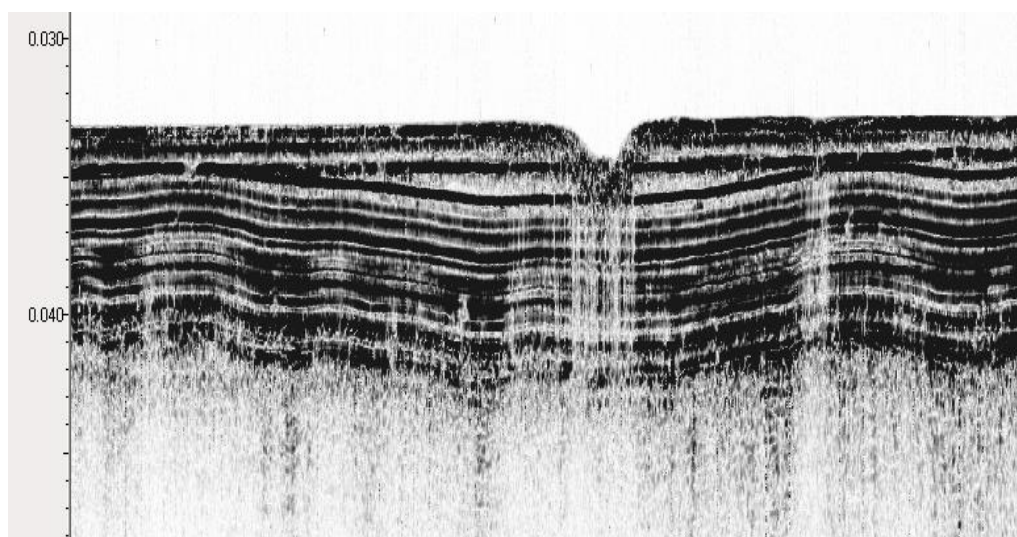


**Рис. 1.** Пример обработанного сейсмоакустического профиля, полученного комплексом ССВР. Разноцветными линиями отмечены границы сеймостратиграфических комплексов, римскими цифрами отмечены их порядковые номера.



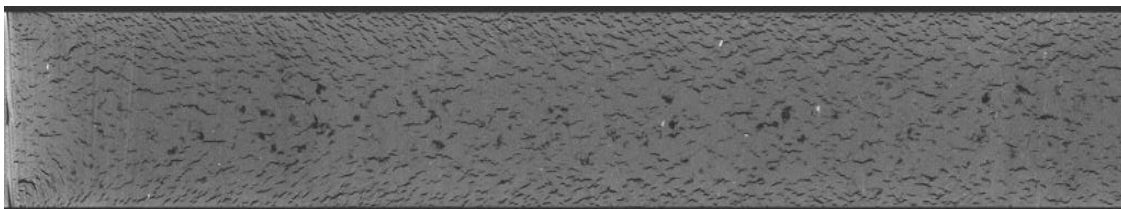
**Рис. 2.** Фрагмент мозаики (размер фрагмента: 200 на 200 м), полученной ГЛБО.

Отдельный же интерес представляют собой объекты – значительные углубления в рельефе, имеющие округлую форму в плане (рис. 2, 3). Таких объектов на всей площадке выделяется несколько десятков. Радиус их оценивался по данным ГЛБО и составил 5-10 м, глубина же рассчитывалась исходя из данных ВЧ НСП и составила – 1-2 м. Волновая картина, полученная методами ВЧ НСП и ССВР обладает четкими признаками газонасыщенности: увеличение интенсивности отражения от дна, изменение фазы сигнала, поглощение сигнала на больших временах. Естественным образом, описанные объекты были проинтерпретированы как покмарки.

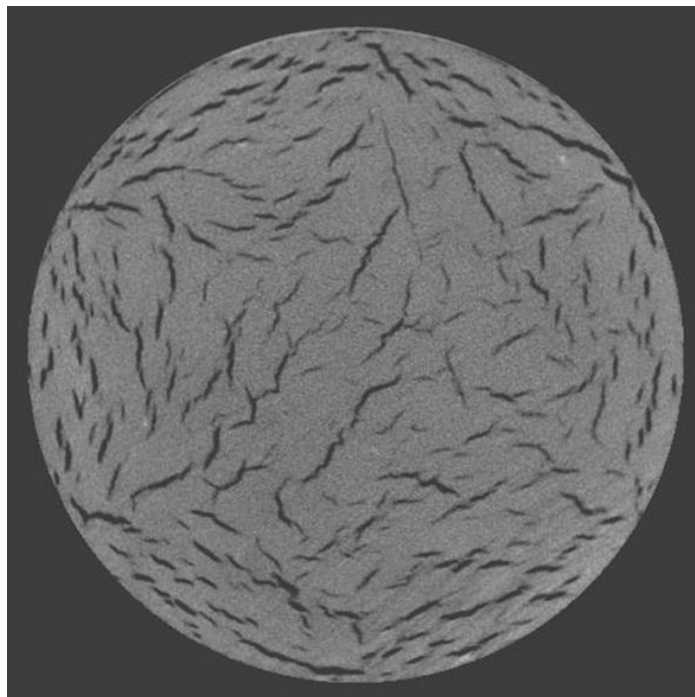


**Рис. 3.** Фрагмент записи профилографа. Понижение рельефа, расположенное в центре изображения – покмарк.

По результатам геологического пробоотбора и лабораторных исследований, было подтверждено наличие газа в осадках. Был определен сосав газа.



**Рис. 4.** Фрагменты томографического снимка вдоль образца, название трубки ONG - 8, интервал глубин: 1–2 м.



**Рис. 5.** Фрагменты томографического снимка по сечению образца, название трубки ONG - 8, интервал глубин: 1–2 м.

Компьютерная томография была проведена на всех образцах, полученных на объекте. Были получены изображения в различных плоскостях. На изображениях (рис. 4, 5) показана вертикальная колонка с видимыми порами, заполненными газом (более темные, результат разницы в коэффициентах поглощения минерального грунта и газа), а также горизонтальный срез, также хорошо видна текстура, связанная с газонаполнением осадка.

Все описанные данные в дальнейшем будут использоваться для оценки различных геолого-геофизических свойств осадков.

# ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ЮЖНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Алешин И.М., Малыгин И.В.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН*

В работе представлены первые результаты повторной интерпретации скоростных разрезов, полученных методом приемных функций [1] по данным международного эксперимента SVEKALAPKO [2].

Для построения трехмерной модели основой являются близкие к вертикали одномерные вектора значений скоростей поперечных волн  $V_s$ , полученных в цитированной выше работе [1] в приближении локальной горизонтальной однородности, неравномерно распределенных по латерали. Задача построения трехмерной модели в данном случае сводится к расчету значений скоростей  $V_s$  в узлах трехмерной решетки под изучаемой областью. Отметим, что размеры решетки определяются параметрами волн (обменных и поверхностных), на основе которых были получены одномерные модели. Эти размеры, вообще говоря, могут меняться с глубиной и сами являются параметрами оптимизации.

Первоначально, трехмерное моделирование проводилось методом кригинга [3, 4], который имеет известные недостатки. Этот метод интерполяции основан на обобщении линейной регрессии и при построении количественного распределения пространственных данных (вариограмм) отличается нечеткими границами между областями с постоянным значением интерполируемой величины. В исследуемой задаче возникает необходимость более точного оконтуривания слоев по сравнению с методом кригинга.

Рассматривая задачу пространственной интерполяции зависимости скорости  $V_s$  от координат как задачу регрессии, становится возможным применять отличные от линейной методы машинного обучения для уточнения границ слоев распределения целевой переменной.

В предлагаемой работе использован алгоритм интерполяции, состоящий из регрессии на основе нелинейного метода машинного обучения  $k$ -nearest neighbors ( $k$ NN) и процедуры пост-процессинга, который дает, на наш взгляд, существенно лучшие результаты. При иллюстрации метода, мы ограничились построением верхнего 20-километрового слоя коры, уделив основное внимание областям пониженной скорости  $V_s$ .

Метод  $k$ NN является достаточно сильным алгоритмом машинного обучения, который способен восстанавливать сложные зависимости целевых переменных от их признаков описаний. Он относится к группе метрических методов, для корректного применения которых, необходимо, чтобы признаки были одинаково масштабированы (например, выражены в одинаковых единицах измерения).

Обучающая выборка построена на данных, измеренных на 23 геофизических станциях в исследуемом районе, и состоит из 2300 узлов. Шаг сетки по горизонтали составил  $\sim 0.6$  км., по вертикали 1 км.

Для повышения точности построения горизонтального и вертикального профилей проводилась настройка гиперпараметра  $k$  (число ближайших соседей) через процедуру вычисления метрики качества на кросс-валидации с разбиением обучающей выборки на 5 частей. В качестве метрики качества использовался коэффициент детерминации  $R^2$ , который отражает долю дисперсии целевой переменной, объясненную моделью. В результате, лучшая оцененная точность модели составила 98% при  $k=7$ .

Результат работы алгоритма без использования процедуры пост-процессинга проиллюстрирован на (рис. 1).



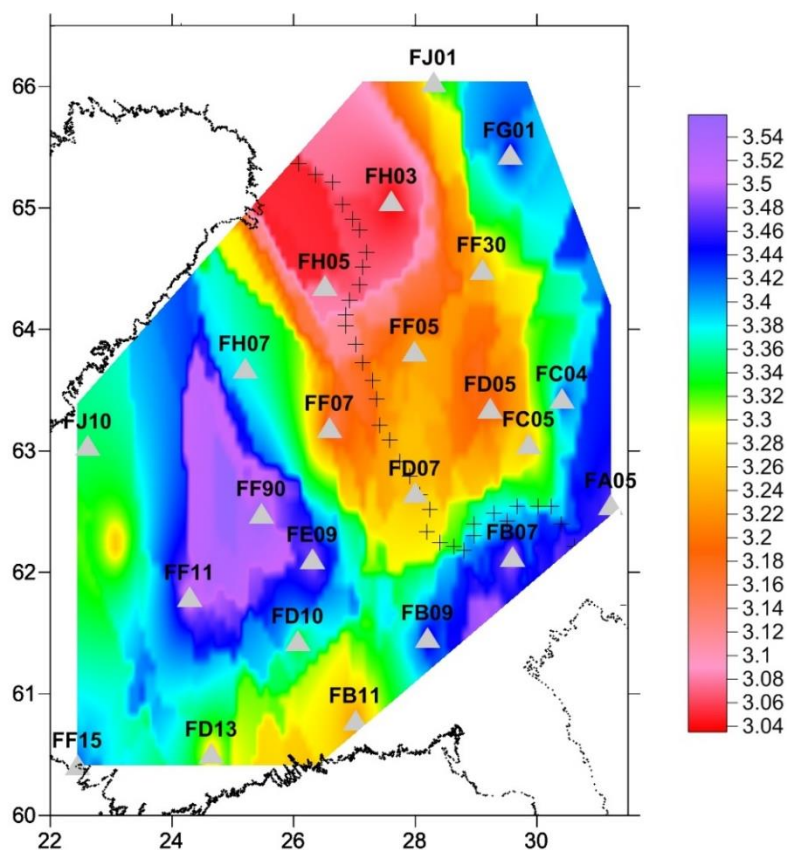


Рис. 1. Горизонтальный профиль скорости  $V_s$  на глубине 1 км.

Для повышения качества визуализации вертикальных разрезов без существенной потери точности модели в качестве пост-процессинга применялась гауссовская фильтрация (рис.2).

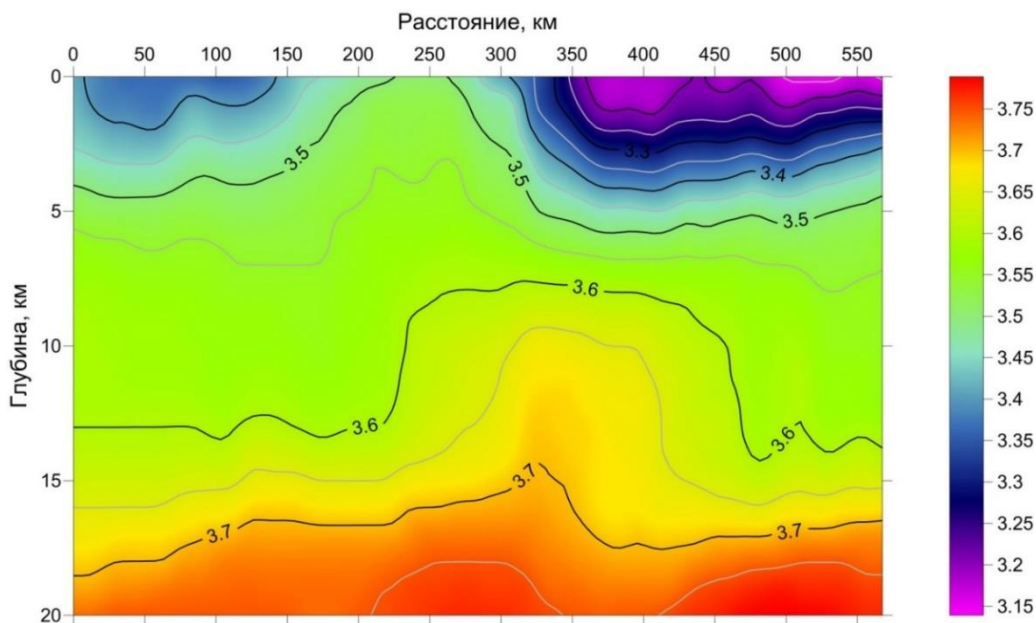


Рис. 2. Вертикальный профиль скорости  $V_s$  на глубинах до 20 км. по направлению FF15-FF30.

Полученная модель, по сравнению с построенными ранее, существенно уточняет геофизическую структуру исследуемого участка, а также выделяет характерную особенность

– слой пониженной скорости. Наличие такой области в архейской части Фенноскандии впервые было описано в работе [5].

Предложенный подход позволяет, во-первых, оконтурить эту область как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Во-вторых, показано, что в части, относящейся к протерозою, также имеется область пониженных значений  $V_s$ , с меньшим значением контраста скорости и с меньшей глубиной залегания.

#### **Литература:**

1. Kozlovskaya E., Kosarev G., Aleshin I., Ryzhichenko O., Sanina I. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean–Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array // *Geophysical Journal International*, 2008, 175, pp. 135 – 152.
2. Bock G. and Seismic Tomography Working Group. Seismic Probing of Fennoscandian Lithosphere // *EOS, Trans. AGU*. 2001. V. 82, N 50. P.621, 628, 629.
3. Isaacs, E.H. & Srivastava, R.M., 1989. *Applied Geostatistics*, Oxford Univ. Press, New York, 80 pp.
4. Алешин И.М., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А. Скоростной разрез земной коры под сейсмической группой RUKSA, Карелия // *Геофизические исследования*, 2007, вып.7, с. 3 – 13.
5. Grad, M. & Luosto, U., 1994. Seismic velocities and Q-factors in the uppermost crust beneath the SVEKA profile in Finland, *Tectonophysics*, 230, 1 – 18.

# СОВРЕМЕННЫЕ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ: ТЕХНОЛОГИЯ И ИНФОРМАТИВНОСТЬ

**Бабаянц П.С., Контарович О.Р., Мейснер А.Л., Трусов А.А.**  
*АО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия*

## Введение

В настоящее время аэрогеофизические методы и технологии находят свое применение на всех этапах изучения нефтегазоперспективных территорий, начиная с ранних стадий опоскования и вплоть до транспорта добытой нефти. Особенности их использования и результативность регулярно обсуждается в научных публикациях и на различных форумах как в России [1, 2], так и за рубежом [3, 4].

Важными особенностями аэрогеофизических технологий являются высокая производительность (до 20 000 погонных км в месяц одним летательным аппаратом – ЛА), отсутствие техногенной нагрузки на изучаемые территории, практически неограниченный по времени полевой сезон. Это делает их незаменимыми при выполнении нефтегазоперспективных работ на Арктическом шельфе. Использование традиционных для поисков углеводородов «тяжелых» методов (сейсморазведка, бурение) на акватории северных морей сталкивается со значительными трудностями из-за сложностей с логистикой (что влечет за собой серьезное удорожание работ) и крайне ограниченной длительности полевой сезон (2-3 месяца). Применение комплекса аэрогеофизических методов в этих условиях позволяет в краткие сроки получить значительный объем информации о геологическом строении изучаемой территории. Как следствие, в последние годы наблюдается устойчивое смещение объемов, выполняемых на нефтегазоперспективных территориях РФ аэрогеофизических работ в направлении акватории вообще и шельфа Арктических морей в частности (рис. 1).

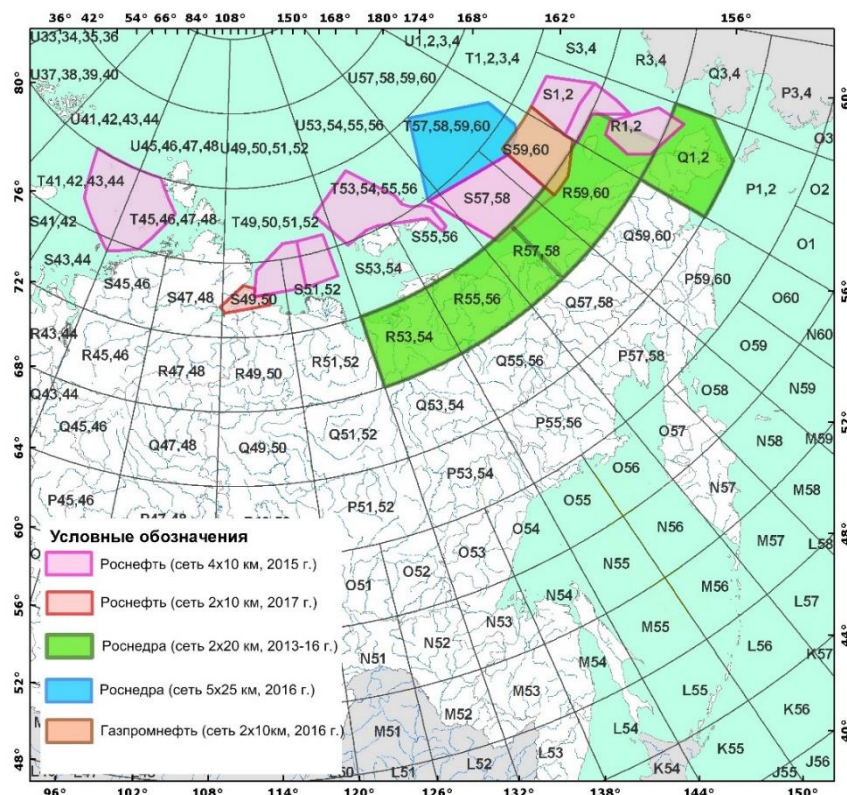


Рис. 1. Современные аэрогеофизические съемки на акватории Арктического шельфа РФ.

Из всего многообразия методов и модификаций, используемых в аэрогеофизике, для использования на акваториях доступен комплекс, состоящий из аэромагнитной и аэрогравиметрической съемок.

В настоящее время для выполнения аэромагнитных съемок используются практически исключительно магнитометры, использующие в качестве чувствительного элемента квантовые датчики серии CS (CS-3, CS-L) фирмы Scintrex (Канада). К сожалению, Россия утратила лидирующие позиции в разработке и производстве подобных приборов, которые по праву занимала вплоть до конца 80-х годов прошлого века.

### **Аэрогравиметры**

На сегодняшний день в мире производятся и используются для выполнения съемок аэрогравиметры серии GT – разработка российской компании «Гравиметрические технологии»; AirGrav канадской компании Sander Geophysics; «Чекан АМ» производства Санкт-Петербургского завода «Электроприбор»; Lacoste & Romberg, разработанный в одноименной компании, объединившейся впоследствии с фирмой Scintrex. Две последние системы фактически представляют собой модифицированные для выполнения аэросъемок морские гравиметры и заметно уступают по своим техническим характеристикам аэрогравиметрам GT и AirGrav, которые, в свою очередь, сравнимы по своим параметрам [5]. Однако AirGrav производится компанией Sander Geophysics исключительно для собственных нужд. Таким образом, с учетом особенностей Российского законодательства, на территории России выполнение аэрогравиметрических съемок требуемого качества возможно только с приборами серии GT (GT-1, GT-2, GT-X).

Основные проблемы аэрогравиметрии связаны с необходимостью измерения и учета действующих на гравиметр возмущающих ускорений ЛА, амплитуда которых может превышать полезный сигнал (аномалию силы тяжести) на 3–4 порядка. Решение этой задачи требует использования частотных фильтров значительной (60–100 секунд) протяженности. Отсюда пространственное разрешение аэрогравиметрии вдоль линии полета составляет 2–8 км (в зависимости от скорости ЛА) [6].

Опыт использования аэрогравиметрии в различных геолого-ландшафтных условиях свидетельствует, что при соблюдении определенных технических требований аэрогравиметрическая съемка может полностью удовлетворять условиям масштаба 1:50000.

### **Навигационное обеспечение**

При выполнении аэрогравиметрической съемки погрешность определения координат самолета не должна превышать первых десятков сантиметров, что достигается применением самой совершенной аппаратуры, специальных алгоритмов обработки спутниковых данных и организацией дифференциального режима работы самых современных спутниковых навигационных систем совмещенного созвездия GPS+ГЛОНАСС. Для достижения требуемых точностей позиционирования к техническим характеристикам таких систем предъявляются весьма жесткие требования: фазовый режим измерений, работа минимум на двух частотах (это особенно важно в полярных широтах для учета влияния ионосферы на сигнал от спутников, низко возвышающихся над плоскостью горизонта), дифференциальный режим коррекции, частота измерений не менее 10 раз в секунду и т.п. Таким требованиям в полной мере удовлетворяют, например, двухантенные навигационные приемники JAVAD DUO G3D и антенны AvAnt производства Javad Positioning System, США.

Аэрогеофизическая съемка имеет ряд принципиальных отличий по сравнению с наземными геофизическими методами, влияющих на особенности методики выполнения работ, которые дополнительно усиливаются при выполнении работ в полярных широтах, в частности, на шельфе Арктических морей.

1. Съемка над акваторией северных морей выполняется при большой удаленности от аэропорта базирования и запасных аэропортов, в районах с неразвитой инфраструктурой, в условиях быстро меняющейся метеорологической обстановки и при отсутствии надежного

метеорологического обеспечения. Это диктует, в частности, необходимость использования воздушных судов, которые позволяют обеспечить полет на малых скоростях (до 300 км/ч) в течение продолжительного времени (8-9 часов).

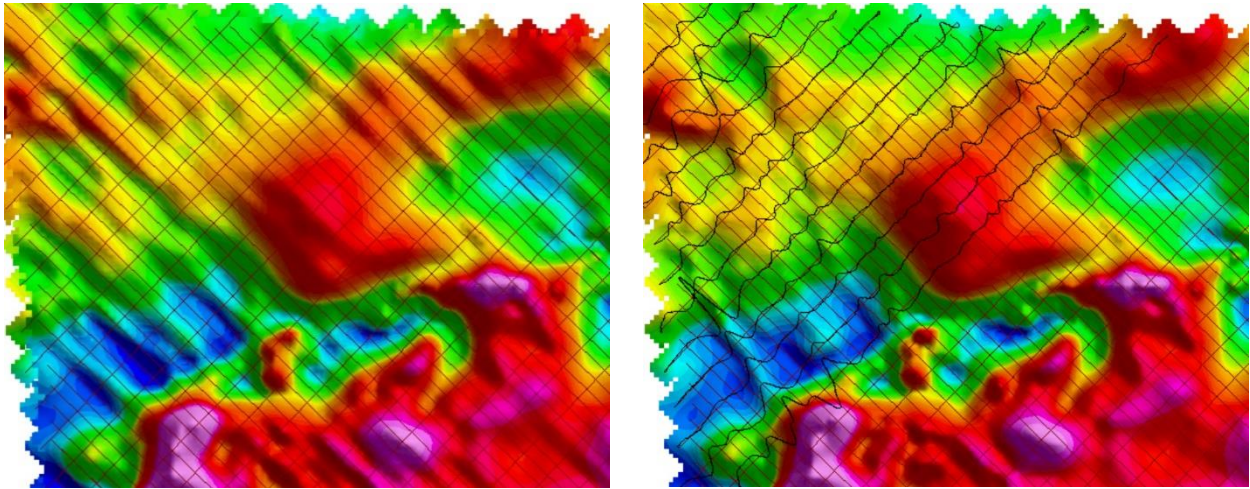
2. Наблюдения выполняются по системе параллельных маршрутов, ориентированных примерно вкрест простирающихся основных геологических структур. Расстояние между рабочими маршрутами определяет масштаб съемки. На суше обычно используется расстояние между рядовыми маршрутами 500 м, а на акватории – 1–2 км. Относительное разрежение сети на акватории объясняется с одной стороны – значительными размерами участков работ, а с другой стороны – более благоприятными условиями съемки (отсутствие турбулентности атмосферы), что позволяет добиваться более высоких кондиций аэрогравиметрических данных при относительно редких сетях. Выполнение съемки мельче масштаба 1:500 000 представляется нецелесообразным, т.к. получаемые в этом случае аэрогравиметрические данные будут немногим лучше по точности и пространственному разрешению, чем имеющиеся в свободном доступе данные спутниковой альтиметрии [5]. При выборе масштаба съемки кроме того следует учитывать, что интерпретация геофизических данных обеспечивает геологическую информацию с кондициями как минимум на масштаб мельче масштаба геофизической съемки.

3. Измерения по маршруту выполняются непрерывно, с последующей фильтрацией данных. Длина фильтра в постобработке зависит от метода исследований, и если для магниторазведки применяются фильтры минимальной длины (0.3–0.5 сек, что соответствует 25–40 м по профилю), то для обработки данных аэрогравиметрии с целью подавления влияния на результаты измерений собственных ускорений ЛА используются фильтры длиной 100–150 секунд (что соответствует 8000–12000 м по профилю для скорости 300 км/ч). Использование фильтрации с такими параметрами накладывает ограничения на минимальный выделяемый размер аномалии и приводит к некоторой анизотропии измерений (разнице амплитуды аномалии в зависимости от направления маршрута). Наличие анизотропии измерений в аэрогравиметрической съемке не позволяет использовать для оценки точности измерений метод пересечений. Однако этот метод может быть использован для контроля качества маршрутов.

4. Для увязки и приведения данных в единый уровень используется система опорных маршрутов, ортогональных рабочим. Для получения равнозначных значений поля силы тяжести на всей исследуемой территории необходимо, чтобы съемочные профили целиком ее охватывали, выходя за контур площади работ. В итоге, все профили удлиняются примерно на 10 км. Равномерное покрытие территории густой сетью метрологически однородных наблюдений является одним из важных преимуществ аэрогеофизических съемок.

5. Для реализации дифференциального режима коррекции навигационных данных и учета влияния вариаций магнитного поля используется сеть базовых наземных навигационных и магнитовариационных станций. Главным фактором, влияющим на эффективность решения указанных задач, является максимальная удаленность съемочных маршрутов от ближайшей базовой станции, которая не должна превышать 500 км для навигационных и 100 км для магнитовариационных задач. Последнее практически недостижимо при выполнении работ на Арктическом шельфе, в силу объективных причин. В этих условиях для корректной увязки аэромагнитных данных и обеспечения необходимого качества съемки сеть опорных маршрутов сгущают от 10 до 2–5 межмаршрутных расстояний рядовой сети.

В процессе дальнейшей увязки сначала уравнивается опорная сеть маршрутов по точкам пересечения с рядового. Затем по увязанной (уравненной) сети опорных маршрутов проводится уравнивание сети рядовых маршрутов. В зависимости от метода исследования количество проводимых итераций при уравнивании и вводимый тренд различаются. Если для аэрогравиметрии используют 2–3 итерации с трендами нулевого порядка (уравнивание уровней), то для аэромагнитной съемки используется метод полного уравнивания с 5–10 итерациями для полного учета магнитных вариаций (рис. 2).



**Рис. 2.** Пример увязки аномального магнитного поля с использованием съемки на опорных маршрутах. Растром показано аномальное магнитное поле, слева – до увязки, справа – увязанное. Тонкими линиями обозначена система рабочих (северо-западного направления) и опорных маршрутов. На правом рисунке черными линиями отображаются графики локальной составляющей аномального магнитного поля по опорным маршрутам.

Заметим, что использование формальных математических процедур статистического уравнивания, включенных в состав большинства пакетов программ обработки данных, может привести к существенной потере информации. В частности, отчетливо просматривающиеся на карте увязанного магнитного поля (рис. 2, справа) сублинейные локальные аномалии, простирающиеся практически совпадает с направлением съемочных маршрутов, при использовании формальных способов увязки, безусловно, будут потеряны.

6. Аэрогеофизические измерения выполняются на постоянной высоте вдоль прямолинейных съемочных профилей. Никакие изменения высоты, скорости и направления полета самолета при полете по съемочному маршруту не допускаются. Для обеспечения максимально возможного пространственного разрешения геофизических измерений комплексная аэрогеофизическая съемка проводится на минимально допустимой постоянной высоте, отвечающей требованиям безопасности полетов. Такая высота полетов на акваториях по Российскому законодательству составляет 300 м над уровнем моря.

Только учет всех перечисленных выше особенностей комплексных аэрогеофизических съемок на северных акваториях и соблюдение требований к ним позволяет получить аэрогеофизические данные необходимого качества (гравиметрическая съемка с погрешностью не хуже  $\pm 0.4-07$  мГал в зависимости от масштаба, магнитная съемка –  $\pm 2$  нТл) для решения широкого спектра геологических задач.

Методы и подходы, используемые при интерпретации аэрогеофизических данных на суше и над акваторией, практически идентичны, разве что крайний дефицит априорной информации диктует необходимость использования алгоритмов, сохраняющих работоспособность вплоть до полного отсутствия дополнительных данных.

Аэрогеофизические методы являются эффективными на региональном, поисково-оценочном и разведочном этапах геолого-геофизических работ на нефть и газ. В настоящее время в ГНПП «Аэрогеофизика» используется технология интерпретации комплексных аэрогеофизических данных, разработанная специально для решения задачи поисков месторождений углеводородов. С учетом особенностей геологического строения территории, перед аэрогеофизическими методами могут быть поставлены и успешно решены следующие геологические задачи.

1. Оценка глубины и изучение морфологии поверхности фундамента, получаемой с помощью магнитной съемки.

2. Вещественно-петрофизическое картирование фундамента на основе прямого физико-математического моделирования гравитационного и магнитного полей с использованием модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью (технология REIST из пакета СИГМА–3D).

3. Картирование разрывных нарушений в фундаменте по данным потенциальных методов осуществляется как традиционными методами, так и с использованием специально разработанных методов линеamentного анализа полученных петрофизических моделей. Также, важнейшей задачей является картирование разрывных нарушений в осадочном чехле и установление их взаимоотношения с разломами фундамента.

4. Изучение особенностей геологического строения осадочного чехла. Указанная задача решается на основе разделения полей фундамента и осадочного чехла. Магнитные свойства образований осадочного чехла зависят как от состава слагающих его пород, так и от влияния наложенных процессов, в частности, под воздействием вертикально мигрирующих от залежи легких углеводородов.

5. Изучение пространственной морфологии наиболее ярких структур в составе осадочного чехла на основе объемного (3D) моделирования образований осадочного чехла. Моделирование остаточных гравитационного и магнитного полей методами интерпретационной томографии позволяет получить объемные модели распределения эффективных параметров, характеризующие морфологию плотностных (магнитных) неоднородностей в составе осадочного чехла.

6. Основываясь на результатах совместной интерпретации данных аэрогеофизической и сейсмической съемок, а также данных бурения можно сделать вывод о перспективах нефтегазоносности исследуемого участка в целом, выделить отдельные структуры и ранжировать их по перспективности. При ранжировании учитываются все выявленные факторы, которые могли повлиять на миграцию, аккумуляцию и сохранность УВ в ловушке.

Использование комплекса аэрогеофизических методов позволяет в весьма ограниченные сроки получить значительный объем информации о геологическом строении изучаемой территории. Таким образом, целесообразно проведение аэрогравимагнитной съемки в целях оптимизации планирования сейсмической съемки 2D, а также для совместной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Результаты интерпретации позволяют выявить возможные ловушки УВ, ранжировать выделенные объекты по перспективности и уточнить их контуры в местах редкой сети сейсмических профилей.

## **Литература:**

1. Атаков А.И., Гололобов Ю.Н., Мавричев В.Г. и др. Оптимизация нефтегазопроискового процесса на основе комплекса современных аэрогеофизических технологий. // Тюмень. Горные ведомости, № 6(13), 2005. С. 82-89.
2. Бабаянц П.С., Контарович Р.С. Возможности современных аэрогеофизических методов при изучении нефтегазоперспективных территорий // Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток. М-лы III Международной конференции. М., ВНИИГАЗ, 2010. С. 47-58.
3. Elliott P., Laharia P. The Use of Aeromagnetism and Airborne Gravity in Petroleum Exploration // 7-th International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics "Hiderabad 2008". Hiderabad, 2008. P. 91.
4. Bodger T.R. Airborne survey techniques for oil and gas exploration // Oil and Gas Engineer - Production/Processing, 21st Feb. 2013 (<http://www.engineerlive.com/content/24361>).
5. Sandwell, Garcia, Soofi, Wessel, Chandler, and Smith. Towards 1 mGal Global Marine Gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 / The Leading Edge, August. 2013.
6. Могилевский В.Е. Контарович Р.С. Аэрогравиметрия – новый метод изучения труднодоступных территорий, перспективных на углеводородное сырье // Приборы и системы разведочной геофизики. Саратов. 2004. № 2. С. 40-43.

# РАЗДЕЛЕНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЭКЗОГЕННУЮ И ЭНДОГЕННУЮ СОСТАВЛЯЮЩИЕ. ПЕРВЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Баталев В.Ю.<sup>1</sup>, Баталева Е.А.<sup>1</sup>, Рыбин А.К.<sup>1</sup>,

Александров П.Н.<sup>2</sup>, Матюков В.Е.<sup>1</sup>, Забинякова О.Б.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизская Республика, г. Бишкек, <sup>2</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Российская Федерация, г. Троицк

Использование данных магнитотеллурических зондирований для прогноза сейсмических событий связано с возможностью разделения электромагнитного поля, измеренного на дневной поверхности, на поля эндогенного и экзогенного происхождения. В работе получены импедансные соотношения для горизонтально - слоистой модели геоэлектрической среды с распределенными в ней источниками электромагнитного поля. Найденное решение позволяет решить задачу о разделении электромагнитного поля, зарегистрированного на дневной поверхности, по положению источников.

В последние десятилетия наблюдается повышение интереса к изучению сейсмoeлектромагнитных явлений, связанных с подготовкой землетрясений [1]. Предполагается, что в процессе разрушения горной породы формируется наиболее мощный источник электромагнитного поля, связанный с трещинообразованием. Эти эндогенные источники носят случайный характер как по ориентации, амплитуде, так и по времени появления и местоположению. В совокупности они могут создавать электромагнитное поле, которое может регистрироваться на дневной поверхности [2]. Одним из пассивных методов исследования геоэлектрической среды является метод магнитотеллурических зондирований (МТЗ), в котором в качестве источника рассматривают теллурическое поле экзогенного происхождения. Однако при полевых измерениях регистрируются электромагнитные поля как экзогенного, так и эндогенного происхождения. Таким образом, появляется задача, связанная с теоретическим обоснованием использования данных МТЗ для прогноза сейсмических событий. Данное обоснование, прежде всего, связано с возможностью разделения электромагнитного поля, измеренного на дневной поверхности, на поля эндогенного и экзогенного происхождения, чему и посвящена настоящая работа.

Электромагнитное поле, в общем случае линейной неоднородной среды, подчиняется системе уравнений Максвелла, которая в частотной области имеет вид

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E} + \alpha \mathbf{H} + \mathbf{J}^{ext}, \\ \operatorname{rot} \mathbf{E} &= -i\omega \mu \mathbf{H} + \beta \mathbf{E} + \mathbf{V}^{ext}. \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\mathbf{H} = [H_x, H_y, H_z]^T$  – вектор напряженности магнитного поля,  $\mathbf{E} = [E_x, E_y, E_z]^T$  – вектор напряженности электрического поля;  $\mathbf{J}^{ext}$ ,  $\mathbf{V}^{ext}$  – вектора плотности стороннего электрического тока и сторонней индукции магнитного поля, соответственно, которые являются источниками электромагнитного поля;  $\omega$  – частота;  $i = \sqrt{-1}$  – мнимая единица;  $^T$  – знак транспонирования. Электромагнитными параметрами неоднородной среды являются:  $\mu$  – магнитная проницаемость,  $\sigma$  – удельная электропроводность,  $\alpha, \beta$  – бианизотропные параметры [3]. Эти параметры описывают наиболее общие линейные электромагнитные свойства среды и являются матрицами размерности  $3 \times 3$ . Они необходимы для максимально полного описания линейных электромагнитных свойств геоэлектрической среды. Наличие источников электромагнитного поля в геологической среде интерпретируется как характеристика геодинамической активности геологической среды [4].

Рассмотрим горизонтально-однородную модель геоэлектрической среды. Введем декартовую систему координат  $x, y, z$ . Ось  $z$  направим вглубь земли. Для такой среды достаточно переформулировать систему уравнений Максвелла (1): исключая компоненты  $H_z$  и  $E_z$ , воспользоваться преобразованием Фурье по горизонтальным координатам относительно



4-х компонентного вектора  $\mathbf{X}=[H_x, H_y, E_x, E_y]^T$ , содержащего только тангенциальные компоненты электромагнитного поля [5], и, следовательно, непрерывного на границе раздела сред. В этом случае, уравнения Максвелла будут иметь вид системы обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка

$$\frac{\partial}{\partial z} \mathbf{X} = \mathbf{A}\mathbf{X} + \mathbf{J}\delta(z - z_j), \quad (2)$$

где  $\mathbf{A}$  - матрица, включающая параметры среды, пространственные  $(k_x, k_y)$  и временную  $\omega$  частоты;  $\mathbf{J} = \mathbf{I}_j e^{i(k_x x_j + k_y y_j + \omega t_j)}$  - вектор сторонних источников электромагнитного поля с номером  $j$ , амплитудой  $\mathbf{I}_j$ , сосредоточенный в точке с координатами  $x_j, y_j, z_j$ ;  $\delta$  - дельта-функция Дирака [6]. Источник появляется в момент времени  $t_j$ . Решение системы уравнений (2) в однородной среде выражается, согласно теории матриц, через экспоненту от матрицы и в данном случае имеет следующий вид:

$$\mathbf{X} = e^{Az} \mathbf{C} + \int_{-\infty}^{\infty} [S e^{\lambda_+(z-z')} U(z-z') S^{-1} - S e^{\lambda_-(z-z')} U(z'-z) S^{-1}] \mathbf{J}(z') dz' = e^{Az} \mathbf{C} + \mathbf{X}^f(z),$$

где  $\mathbf{C}$  - постоянный вектор;  $S$  - матрица, составленная из собственных векторов матрицы  $A = S\lambda S^{-1}$ ,  $\lambda = \begin{pmatrix} e^{\lambda_- z} & 0 \\ 0 & e^{\lambda_+ z} \end{pmatrix}$ ;  $\lambda_-$ ,  $\lambda_+$ , - диагональные матрицы собственных значений матрицы  $A$  с действительными частями меньшими и большими нуля, соответственно,  $0$  - нулевые матрицы размерностью  $2 \times 2$ ;  $\mathbf{X}^f$  - вектор первичного поля. Продолжение поля  $\mathbf{X}$  с кровли слоя с координатой  $z_l$  на подошву с координатой  $z_{l+1} = z_l + h_l$  имеет вид

$$\mathbf{X}(z_{l+1}) = e^{A h_l} \mathbf{X}(z_l) - e^{A h_l} \mathbf{X}^n(z_l) + \mathbf{X}^f(z_{l+1}) = e^{A h_l} \mathbf{X}(z_l) + \mathbf{Y}_l.$$

Используя это выражение, найдем продолжение поля через слоистую среду с количеством слоев, равное  $n$

$$\mathbf{X}(z_n) = \mathbf{X}_n = \prod_{l=1}^{n-1} e^{A h_l} \mathbf{X}_0 + \sum_{l=1}^{n-1} \prod_{k=1}^l e^{A_k h_k} \mathbf{Y}_l,$$

где  $\mathbf{X}_0$  - поле на кровле слоистого разреза.

Представим общее решение для поля в слое бесконечной толщины с номером  $n$  в виде суммы убывающего  $\mathbf{X}^-$  и возрастающего  $\mathbf{X}^+$  полей при  $z \rightarrow +\infty$ :  $\mathbf{X}^n(z) = \mathbf{X}^- + \mathbf{X}^+$ . Исходя из условий на бесконечности, необходимо положить  $\mathbf{X}^+ = 0$ , откуда следует  $S \begin{pmatrix} [0] & [0] \\ [0] & e^{\lambda_+ z} \end{pmatrix} S^{-1} \mathbf{X}^n(z) = 0$ ,  $[0]$  - нулевая матрица. Отсюда, при  $z \rightarrow z_n + 0$ , получим:

$$SBS^{-1} \mathbf{X}^n(z_n) = SBS^{-1} \left[ \prod_{l=1}^{n-1} e^{A h_l} \mathbf{X}_0 + \sum_{l=1}^{n-1} \prod_{k=1}^l e^{A_k h_k} \mathbf{Y}_l \right] = D\mathbf{X}_0 + \mathbf{Y}_0 = \begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix} \mathbf{X}_0 + \begin{pmatrix} \mathbf{Y}_1 \\ \mathbf{Y}_2 \end{pmatrix} = 0,$$

где  $B$  - диагональная матрица, с диагональными элементами, равными единице для собственных значений, больших нуля, и с диагональными элементами, равными нулю для собственных значений, меньших нуля.

Из этого выражения получим связь между тангенциальными компонентами электрического  $\mathbf{E}_0$  и магнитного  $\mathbf{H}_0$  полей на поверхности слоистого разреза

$$\mathbf{E}_0 = -d_{11}^{-1} d_{12} \mathbf{H}_0 + d_{11}^{-1} \mathbf{Y}_1 = -d_{21}^{-1} d_{22} \mathbf{H}_0 + d_{21}^{-1} \mathbf{Y}_2 = \mathbf{Z}\mathbf{H}_0 + \mathbf{Y}. \quad (3)$$

Таким образом, из условия убывания электромагнитного поля на бесконечности получена линейная связь между тангенциальными компонентами электромагнитного поля, зарегистрированными на поверхности нижнего слоистого полупространства с распределенными в нем источниками электромагнитного поля вне зависимости от электромагнитных свойств верхнего полупространства и источников, расположенных там же. Выражение (3) противоречит теории Тихонова-Каньяра [7] в точности до наоборот, в том

смысле, что магнитотеллурический импеданс зависит только от параметров верхнего полупространства в случае наличия источников в нижнем полупространстве.

Рассмотрим этот парадокс более подробно. Для этого предположим, что верхнее полупространство является горизонтально слоистым и в нем также находятся источники электромагнитного поля, которые создают поле  $\mathbf{Y}^v$ . Тогда горизонтальные компоненты будут связаны соотношениями, аналогичными (3):

$$\mathbf{E}_0 = Z^v \mathbf{H}_0 + \mathbf{Y}^v, \quad (4)$$

где  $Z^v$  - импеданс верхнего полупространства.

Найдем решение прямой задачи для всего слоистого пространства. Учитывая непрерывность полей  $\mathbf{E}_0$  и  $\mathbf{H}_0$  на границе двух полупространств, вычитая из равенства (3) выражение (4), получим  $0 = (Z - Z^v) \mathbf{H}_0 + (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v)$ , откуда

$$\mathbf{H}_0 = -(Z - Z^v)^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v) = ([1] - Z^{v-1} Z)^{-1} Z^{v-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v). \quad (5)$$

Для электрического поля аналогично получим

$$\mathbf{E}_0 = (Z^{-1} - Z^{v-1})^{-1} (Z^{-1} \mathbf{Y} - Z^{v-1} \mathbf{Y}^v) = ([1] - Z Z^{v-1})^{-1} (\mathbf{Y} - Z Z^{v-1} \mathbf{Y}^v). \quad (6)$$

Таким образом, решена прямая задача геоэлектрики для слоистого пространства с находящимися в нем источниками электромагнитного поля в терминах импедансов верхнего и нижнего полупространств.

Рассмотрим задачу разделения поля по положению источников при магнитотеллурических исследованиях в случае горизонтально слоистой модели среды. В практике МТЗ находят линейную связь между тангенциальными компонентами электромагнитного поля, зарегистрированными на дневной поверхности через кажущийся импеданс  $Z_0$ .

При нахождении кажущегося импеданса  $Z_0$  по экспериментальным данным из выражения  $\mathbf{E}_0 = Z_0 \mathbf{H}_0$  с использованием полученных решений (5) и (6), получается система уравнений вида:

$$(Z^{-1} - Z^{v-1})^{-1} (Z^{-1} \mathbf{Y} - Z^{v-1} \mathbf{Y}^v) = -Z_0 (Z - Z^v)^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v),$$

при этом  $Z_0$  будет зависеть от местоположения источников.

Последнее выражение можно переписать в следующем виде:

$$(Z_0 Z^{v-1} - [1]) (Z Z^{v-1} - [1])^{-1} \mathbf{Y} = (Z_0 Z^{-1} - [1]) ([1] - Z^v Z^{-1})^{-1} \mathbf{Y}^v,$$

из которого следует, что в случае отсутствия источников в нижнем полупространстве, то есть при  $\mathbf{Y} = 0$ , кажущийся импеданс будет равен импедансу нижнего полупространства  $Z_0 = Z$ . Наоборот, если в верхнем полупространстве источники отсутствуют, то есть  $\mathbf{Y}^v = 0$ , то кажущийся импеданс будет равен импедансу верхнего полупространства  $Z_0 = Z^v$ .

Таким образом, полученный вывод обобщает на случай слоистой анизотропной и бианизотропной модели геоэлектрической среды известный вывод, вытекающий из модели Тихонова-Каньяра о зависимости импеданса от электромагнитных параметров нижнего полупространства для источников, находящихся в верхнем полупространстве, и наоборот.

Следовательно, уравнение (3) имеет место и на его основе можно построить систему обработки данных МТЗ с целью изучения геодинамической активности геологической среды. Для этого необходимо знать импеданс нижнего полупространства  $Z$ , который можно найти в период геодинамического затишья.

Отсюда следует постановка обратной задачи пассивного электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов: по известному импедансу нижнего полупространства  $Z$  найти электромагнитное поле источников, находящихся в нижнем полупространстве из уравнения

$$\mathbf{Y} = \mathbf{E}_0 - Z \mathbf{H}_0 \quad (7)$$

Это уравнение будет иметь место при любых источниках, находящихся в верхнем полупространстве и, соответственно, при любых параметрах слоистого (при чем, не

обязательно слоистого) верхнего полупространства. По этому полю, зарегистрированному и вычисленному на дневной поверхности, можно ставить задачу определения местоположения области разрушения горной породы и количественной оценки интенсивности этих процессов.

Также имеет место и уравнение (4). Тогда для изучения источников в верхнем полупространстве необходимо знать импеданс верхнего полупространства  $Z^v$ . Для изучения источников в верхнем полупространстве необходимо использовать уравнение

$$\mathbf{Y}^v = \mathbf{E}_0 - Z^v \mathbf{H}_0. \quad (8)$$

Уравнения (7) и (8) позволяют решить задачу о разделении электромагнитного поля, зарегистрированного на дневной поверхности, по положению источников.

Таким образом, получены импедансные соотношения для горизонтально-слоистой модели геоэлектрической среды с распределенными в ней источниками электромагнитного поля, которые являются решением обратной задачи на определение краевых условий третьего рода. При этом импеданс слоистого разреза  $Z$  не зависит от источников электромагнитного поля, а электромагнитное поле, связанное с источниками в слоистой среде, входит аддитивным образом в импедансное соотношение. Данное решение является обобщением импедансных соотношений Тихонова - Каньяра на случай наличия источников электромагнитного поля в нижнем полупространстве.

Полученные теоретические результаты были положены в основу обработки данных полевых магнитотеллурических исследований, проводимых на Научной станции РАН в г. Бишкеке. Были обработаны данные, полученные с помощью станции Феникс MTU - 5 в пункте ГМТЗ-901 (территория Центрального Тянь-Шаня - Нарынская впадина) в период 2011 г., 07 м., 29 д., 13.1006 ч. по 2011 г., 07 м., 29 д., 73.2291 ч.

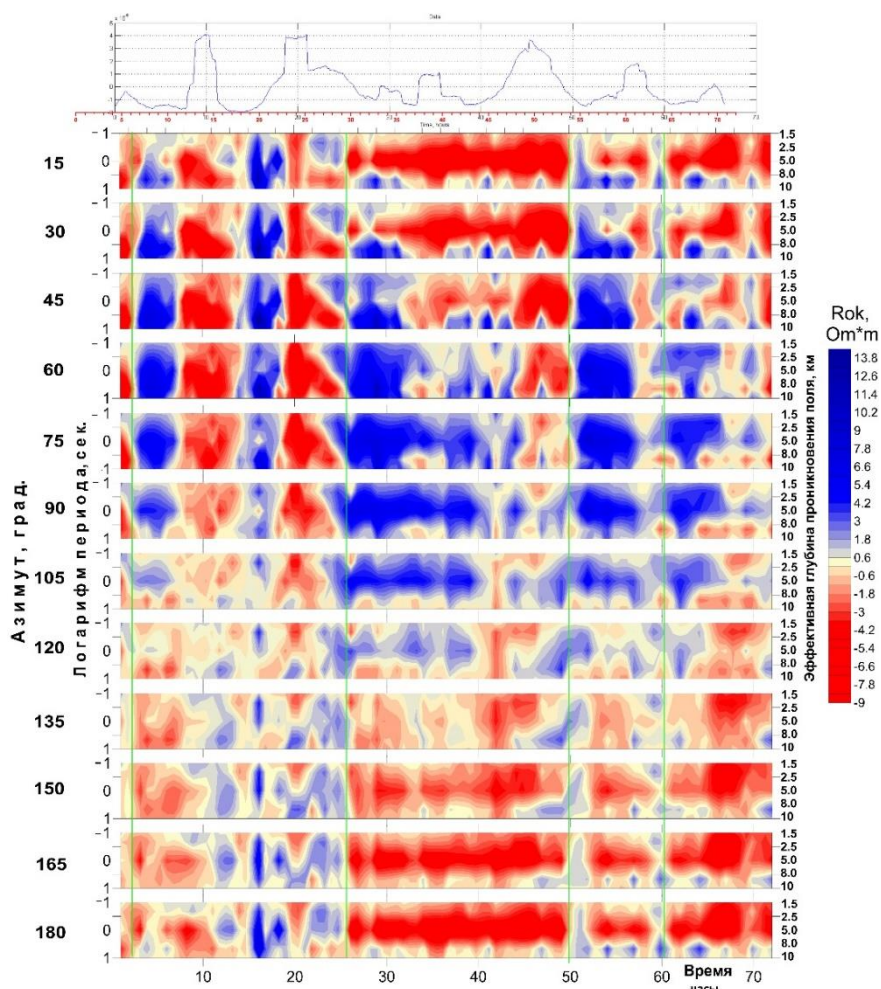
В качестве причины полученного здесь изменения энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения рассматривались лунно - солнечные приливы. По предложению В.Ю. Баталева, было определено время задержки между лунно - солнечными приливами и энергией электромагнитного поля эндогенного происхождения для всех возможных частот, которое составило 2.2 ч. Иначе говоря, сначала меняются лунно - солнечные приливы, а затем, через 2.2 ч меняется энергия электромагнитного поля эндогенного происхождения.

Далее рассматривалась идея о связи энергии электромагнитного поля эндогенного происхождения с изменениями электрического сопротивления геосреды, требующая своего практического подтверждения. Для этого на основе результатов магнитотеллурического мониторинга в пункте Камбарата было проведено сравнение между анизотропными свойствами электрического сопротивления с энергетической характеристикой электромагнитного поля эндогенного происхождения (рис. 1).

Существует устойчивая связь между анизотропией электрического сопротивления и энергетической характеристикой электромагнитного поля эндогенного происхождения (рис. 1).

Это позволяет трактовать полученные практические результаты следующим образом. Современные геодинамические процессы приводят к изменению структурно-текстурных характеристик горной породы, выражающиеся в как обратимых процессах (закрытие и раскрытие трещин), так и в необратимых процессах, связанных с процессами трещинообразования.

Этот единый геодинамический процесс проявляется в двух связанных явлениях – изменении сопротивления горной породы и генерации источников электромагнитного поля.



**Рис. 1.** Сопоставление вариации анизотропных свойств электрического сопротивления (пункт Камбарата) с вариацией энергетической характеристики электромагнитного поля эндогенного происхождения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №17-05-00844).*

### Литература:

1. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: «Наука», 2003. 270 с.
2. Александров П.Н. К теории сейсмического и электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 49 - 58.
3. Александров П.Н. Эффективные электромагнитные параметры капиллярной системы электропроводности горной породы // Физика Земли. 2000. № 2. С. 87 - 94.
4. Соболев Г.А. Перспективы оперативного прогноза землетрясений по электротеллурическим наблюдениям // Предвестники землетрясений. 1973. № 5498. С. 172 - 185.
5. Александров П.Н. Прямая задача геоэлектрики в одномерных бианизотропных средах // Физика земли. 2001. № 4. С. 51 - 61.
6. Кеч В., Теодореску П. Введение в теорию обобщенных функций с приложениями в технике. М.: «Мир». 1978. 518 с.
7. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. М.: Недра, 1992. 250 с.

## ГЕОФИЗИК КРУПНОГО КАЛИБРА АЛЕКСЕЙ ЗАМОРЕВ

Блох Ю.И.

*Москва*

Одним из самых ярких отечественных геофизиков-теоретиков конца 30-х—начала 40-х годов XX века являлся А.А. Заморев. Судьба отвела ему всего 33 года жизни, и он погиб на войне, поражая захватчиков из гаубиц крупного калибра, тем не менее, успел сделать в геофизике так много, что и калибр его научных достижений нельзя характеризовать иначе как выдающимся.

Алексей Алексеевич Заморев (рис. 1) родился 2 (15) февраля 1910 г. в Туле. В советских анкетах он писал, что происходил из семьи крестьянина-середняка села Нечаева Алексинского уезда, что, вообще говоря, было правдой, но не полной. Его отец Алексей Васильевич Заморев в детстве действительно занимался земледелием, но уже в юности стал священнослужителем. Тульский Синодик сообщает [1, с. 220 - 221], что родился он в 1883 г., в 16 лет начал церковное служение как исполняющий обязанности псаломщика Успенской церкви в селе Теплое и несколько лет учительствовал в тамошней церковно-приходской школе. Затем его перевели в Тулу, и в течение 5 лет он состоял учителем пения церковно-приходской школы при Всехсвятском кафедральном соборе. В 1909 г. Алексей Васильевич стал диаконом тульской кладбищенской церкви Димитрия Солунского и служил там до 1916 г. — в этот период в их семье и появился младенец Алеша. В 1911 г. отца наградили серебряной медалью «За усердие» на Александровской ленте, а в 1916 г. перевели диаконом в Троицкую церковь неподалеку от Тульского кремля.

Алексей Алексеевич окончил в 1926 г. тульскую школу-девятилетку и начал трудовую деятельность чашечником на хлебозаводе. Меж тем, в 1928 г. при прокладке трамвайного пути разрушили колокольню Троицкой церкви, а через год храм вообще закрыли и снесли. В итоге семья Заморевых покинула Тулу и переехала в подмосковный рабочий поселок Ильинское Раменского района. В течение года Алексей Алексеевич заведовал экспедицией в одной из московских пекарен, а в 1930 г. поступил на астрономо-геодезическое отделение физико-механического факультета МГУ. Спустя три года, во время очередной реорганизации университета студента Заморева причислили к отделению астрономии вновь образованного механико-математического факультета. В 1931 - 32 гг. он, формулируя его словами, прошел «высшую вневойсковую подготовку» и был «удостоен звания командира запаса артиллерии» [2].

Одновременно с учебой ему приходилось постоянно подрабатывать: поначалу рабочим на разных московских заводах, а в 1933 г., на выпускном курсе — преподавателем математики в Московском дирижаблестроительном институте в Тушино, где он также руководил кабинетом математики и механики. Ему довелось принять участие в организации Всесоюзного астрономо-геодезического общества (ВАГО) в качестве секретаря ВАГО и члена Оргкомитета по подготовке 1-го Всесоюзного астрономо-геодезического съезда, состоявшегося в январе 1934 г. в Москве. Незадолго до открытия съезда, 1 января Алексей



**Рис. 1.** Алексей Алексеевич Заморев. Фотография 1939 г. с отчетной карточки на партийный билет [РГАСПИ. Ф. 17. Оп. 99].

Алексеевич окончил университет, защитив на отлично дипломную работу «О движении в сопротивляющейся среде», подготовленную под руководством профессора Георгия Николаевича Дубошина в Государственном Астрономическом институте при МГУ им. П.К. Штернберга (ГАИШ) Впоследствии эту работу частично опубликовали [3].

Той зимой, после полутора десятков лет отвержения государство решило восстановить в стране систему ученых степеней и званий. Совет Народных Комиссаров СССР (Совнарком) выпустил соответствующее постановление, и, благодаря этому, Алексею Алексеевичу удалось поступить в аспирантуру и продолжить исследования в секторе космогонии и небесной механики ГАИШ, возглавляемого Н.Д. Моисеевым. Тематикой его аспирантских исследований являлось изучение планет по данным наблюдений за движением их спутников. Как писал впоследствии А.А. Заморев, «мысль о выполнении... работы была дана автору проф. Л.Н. Сретенским» [4, с. 369], а в качестве непосредственного научного руководителя выступил профессор Борис Михайлович Щиголев. Учась в аспирантуре, Алексей Алексеевич не прекращал преподавательской деятельности и с мая 1935 г. читал математику в Инженерно-технической академии связи им. В.Н. Подбельского в Лефортово.

А.А. Заморев показал, что решение поставленной перед ним задачи можно свести в первом приближении к решению линейного интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода, и проанализировал условия единственности этого решения. В целом же, полученные результаты позволили ему защитить в 1937 г. диссертацию на тему «Об определении формы планет и о нахождении законов распределения плотности внутри планет по движению спутников» и стать кандидатом наук. Любопытно, что, несмотря на прошедшую смену номенклатуры ученых степеней, в большинстве документов он продолжал формально числиться кандидатом астрономических наук, хотя уже должен был именоваться кандидатом физико-математических наук — сам он в анкетах писал именно так [2].

Работая над кандидатской диссертацией, молодой ученый заинтересовался теорией решения обратных задач и осознал, что одной из самых перспективных областей ее применения является разведочная геофизика. Это привело его на работу в Институт теоретической геофизики АН СССР (ныне Институт физики Земли РАН), и 1 октября 1937 г. он поступил туда исполняющим обязанности старшего научного сотрудника отдела физических методов разведки, возглавляемого Г.А. Гамбурцевым.

Через год А.А. Заморев, ставший наконец-то обладателем кандидатского диплома и полноправным старшим научным сотрудником, получил интереснейшие научные результаты. Они вошли в статью «Об определении производных гравитационного потенциала и соотношений между моментами возмущающих масс по производной, заданной на плоскости», представленную академиком П.П. Лазаревым в академический журнал [5]. Эта публикация оказалась знаковой в развитии разведочной геофизики, и число ссылавшихся на нее и продолжающих ссылаться ученых исключительно велико.

В преамбуле к статье Алексей Алексеевич так сформулировал программу своих исследований: «Возникает ряд задач интерпретации наблюдаемых аномалий: 1) задача об определении массы, координат центра тяжести и других величин, находимых по наблюдаемым данным, которые могут быть получены без введения особых предположений о возмущающих массах; 2) задача об определении формы возмущающего тела, однозначное решение которой может быть получено лишь при выполнении определенных условий, и другие» [5, с. 275]. В данной работе А.А. Заморев опирался на разложение потенциала в степенной ряд, где в качестве коэффициентов фигурируют гармонические моменты источников, а также формулу Грина. На основе этого классического аппарата он вывел формулы, с помощью которых можно пересчитывать одни элементы гравитационного поля в другие, а также вычислять гармонические моменты и интегральные характеристики источников аномалий для 3D и 2D объектов. Через несколько месяцев появилась другая его статья [6], распространявшая полученные результаты на магнитные объекты и аномалии — ее к публикации представил академик О.Ю. Шмидт.

Здесь следует сделать отступление и отметить, что вопрос о гармонических моментах к тому времени имел уже длительную историю, и не все ее подробности были известны Алексею Алексеевичу. Он ссылался на знакомые ему публикации, упоминал о формулах, выведенных Г.А. Гамбурцевым и А.П. Казанским, однако, истинного первопроходца этого научного направления, творившего за несколько десятилетий до них, он не знал. Таковым являлся легендарный профессор Императорского Московского университета Федор Алексеевич Слудский (1841-1897) [7], но его геофизические работы во время послереволюционного хаоса оказались забытыми. Первую из работ по гармоническим моментам Федор Алексеевич доложил в 1871 г., и через два года ее опубликовали. Итоговая же его статья по этой теме, результаты которой А.А. Заморев фактически воспроизвел в работе 1939 г., вышла в свет в 1896 г. Тем не менее, достижения Алексея Алексеевича, как говорится, дорогого стоят, ведь упомянутые им крупные ученые так и не достигли уровня Ф.А. Слудского в этих вопросах. Что касается анализа двумерных полей, им Федор Алексеевич не занимался, и здесь заслуги Алексея Алексеевича исключительно велики.

Главным достижением А.А. Заморева в анализе 2D моделей стало широкое применение теории функций комплексной переменной (ТФКП). Этот классический аппарат он начал использовать не сразу, и комплексные характеристики впервые появились в его публикациях 1941 года. Конечно, к решению задач теории потенциала ТФКП ранее применяли многие ученые, среди которых следует особо выделить Дмитрия Александровича Граве (1863-1939) и Густава Герглотца (1881-1953), но для изучения потенциальных полей в разведочной геофизике ТФКП первым применил всерьез именно он.

Восстановление системы ученых степеней и званий в стране сопровождалось опробованием оригинальных форм подготовки специалистов высшей квалификации. В декабре 1939 г. Совнарком выпустил постановление «Об учреждении премий и стипендий имени Сталина», и 10 июня 1940 г. стипендии решили назначить 50-ти докторантам, в число которых вошел А.А. Заморев. Списки стипендиатов опубликовал Вестник АН СССР, во исполнение данного решения Алексея Алексеевича отчислили из Института с 1 июля 1940 г., и он официально занялся подготовкой докторской диссертации на тему «Теория интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений». Стоит сказать, что стипендия, назначенная ему, как и другим докторантам, была по тем временам весьма внушительной и составляла 1500 рублей в месяц, тогда как заведующий кафедрой геофизики Московского геологоразведочного института, профессор А.И. Заборовский получал в месяц 1200 рублей, а доцент Л.М. Альпин — 800 рублей. Срок окончания докторантуры назначили на 1 июня 1942 года.

В 1941 г. вышли 3 статьи А.А. Заморева, представленные О.Ю. Шмидтом [8 - 10], наиболее подробная из которых называлась «Исследование двумерной обратной задачи потенциала». Алексей Алексеевич, как всегда, четко обозначил тематику своего исследования, сообщив, что им «разобраны частные задачи общей обратной проблемы теории потенциала: 1) продолжено исследование задачи нахождения характеризующих возмущающую массу величин, однозначно определяемых по внешнему гравитационному полю, 2) изучена задача об аналитическом продолжении производных потенциала в область, занятую возмущающей массой, и 3) решена задача об определении формы тела заданной плотности по производным потенциала при некоторых ограничениях, наложенных на форму» [10, с. 487 - 488].

Для первой из указанных задач он ввел комплексные гармонические моменты двумерных источников, сосредоточив внимание на единственности их определения по внешнему полю, после чего перешел ко второй задаче.

Ее исследованием до него занимались недостаточно, хотя, как он справедливо писал, «вопросы аналитического продолжения производных потенциала в область, занятую массой, имеют прямое отношение к задаче об определении формы возмущающего тела» [10, с. 490]. Здесь им для описания гравитационного поля и была введена комплексная напряженность, хотя само это название возникло позднее. Сам же Алексей Алексеевич писал: «В дальнейшем в целях упрощения выкладки вместо рассмотрения одной первой производной будем изучать

сумму  $(-W_x + iW_z)$ » [10, с. 491]. Эта идея, как очевидно современному геофизику, позволила ему с легкостью разобрать вопрос об аналитическом продолжении с помощью интегралов Фурье, а также на основе синтеза поля с помощью заранее определенных гармонических моментов.

Третья из рассмотренных в статье задач относилась к источнику с заданной плотностью, который можно назвать моделью Заморева. Две крайние точки излома его границы располагаются на горизонтальной прямой  $z=h$ , тогда как верхняя и нижняя части границы являются аналитическими кривыми. Он показал, что поле такой модели можно аналитически продолжать с одного горизонтального уровня на другой вплоть до  $z=h$ , но, поскольку крайние точки являются особыми для функции, описывающей поле, в них осуществить аналитическое продолжение невозможно. Тем не менее, когда одна из частей границы, например, нижняя, заранее известна, в частности, является прямой, обратная задача может быть решена однозначно. Единственно решение обратной задачи и для нескольких таких тел, разнесенных по горизонтали.

Последняя из этой серии статей А.А. Заморева под названием «Определение формы тела по производным внешнего гравитационного потенциала» поступила в редакцию 6 июня 1941 г., представил ее П.П. Лазарев, а вышла она в начале 1942 г. [11]. Статья продолжала анализ поставленных ранее задач, в частности рассматривала случай, когда искомая граница модели Заморева является полиномом. Стоит сказать, что в каждой из статей серии ее автор выражал благодарность А.Н. Тихонову за советы и консультации по работе. Судя по всему, они тогда постоянно общались, ведь Андрей Николаевич тоже с 1937 г. работал в Институте теоретической геофизики: сначала научным сотрудником, затем заведующим отделом математической геофизики, а в январе 1939 г. его избрали членом-корреспондентом АН СССР по специальности «геолого-географические науки». В чем конкретно состояли советы, полученные А.А. Заморевым от А.Н. Тихонова, мы уже вряд ли узнаем. При этом, как оказалось, для Андрея Николаевича общение с докторантом тоже являлось небесполезным, и в 1943 г. в своей первой публикации по устойчивости обратных задач [12] он сослался на работу А.А. Заморева 1939 года.

В своих последних статьях Алексей Алексеевич анонсировал предстоящие исследования, в частности, писал: «Исследование, результаты которого изложены в настоящей работе, будет продолжено автором и обобщено на трехмерную задачу. В последующем будут разобраны задачи с иными ограничениями, накладываемыми на форму, в частности — задачи о нахождении формы тел с заданной переменной плотностью» [10, с. 499].

К сожалению, осуществить задуманное ученому не удалось: началась война, и 24 июня 1941 г. он отправился на фронт [2]. Напомним, что А.А. Заморев еще в студенческие годы прошел военную подготовку, так что, попав на войну, быстро приобрел солидный боевой опыт. Летом 1942 г. он в звании старшего лейтенанта воевал в составе 590-го гаубичного артиллерийского полка большой мощности, на вооружении которого находились 8-дюймовые (203,2 мм) буксируемые гаубицы Б-4 образца 1931 года.

Тогда завершался утвержденный ему срок пребывания в докторантуре и, опираясь на это, он предпринял попытку демобилизоваться. В письмах, отправленных в различные инстанции, в том числе, на имя Сталина, Алексей Алексеевич, особо подчеркивая, что является «сталинским стипендиатом», просил уволить его из армии и направить на работу по специальности в АН СССР, чтобы «продолжить свои работы в практической части в одном из районов разведки нефти» [2]. В одном из писем от 21 июля 1942 г. на имя коллег С.С. Ковнера, А.Н. Тихонова и Е.С. Кузнецова он писал: «У меня есть новые планы по работе, которые, к сожалению, трудно изложить в кратком письме. Командование полка, в котором я служу, окажет мне нужное содействие. Всем товарищам шлю привет. Я здоров, служу в том же полку, несколько месяцев нахожусь на передовых позициях. Много видел интересного, что можно было бы рассказать устно» [2].

Ходатайство о демобилизации А.А. Заморева за подписью О.Ю. Шмидта направили 11 августа 1942 г. в Президиум АН СССР, но там его не поддержали. Произошло это, судя по



всему, из-за нашумевшего конфликта между О.Ю. Шмидтом и Президентом Академии наук В.Л. Комаровым. Подробности конфликта изложены во множестве публикаций, причем с диаметрально противоположных позиций, и рассматривать его суть здесь неуместно, а для судьбы А.А. Заморева имело значение лишь то, как он завершился. 24 марта 1942 г. И.В. Сталин направил конфликтующим телеграмму, где сообщил свое решение: «...со стороны вице-президента О.Ю. Шмидта была сделана нелояльная попытка игнорирования и фактического отстранения президента от руководства Академией наук. Совнарком считает такое положение нетерпимым, а поведение О.Ю. Шмидта — дезорганизующим работу Академии наук. Ввиду изложенных обстоятельств Совнарком СССР решил отстранить О.Ю. Шмидта от обязанностей вице-президента и исключить его из состава Президиума Академии наук» [13, с. 138]. Через несколько месяцев после такого решения шансы на поддержку ходатайства за подписью отстраненного вице-президента АН СССР являлись крайне малыми, и Алексей Алексеевич остался в армии.

Через год он стал капитаном и начальником штаба 1-го дивизиона «119-й гаубичной артиллерийской бригады большой мощности Резерва Главного Командования». Осенью 1943 г. бригада вошла в главную ударную группировку Западного фронта, участвовала в Смоленско-Рославльской наступательной операции и 15 сентября с рубежа, находившегося в полутора десятках километров западнее Ельни, нанесла мощнейший удар по формированиям группы немецких армий «Центр». Враг при этом ожесточенно сопротивлялся, предпринимал контратаки, и это, к несчастью, не прошло бесследно. Хранящийся в Центральном архиве Министерства Обороны журнал боевых действий бригады за этот день включает следующую скорбную запись: «Осколком мины в р-не штаба дивизиона тяжело ранен начальник штаба 1<sup>го</sup> д-на, капитан Заморев Алексей Алексеевич, который на пути в госпиталь скончался» [14]. Похоронили его в братской могиле в центральном городском сквере Ельни.

33-летний Алексей Алексеевич Заморев отдал жизнь за Родину, не успев защитить докторскую диссертацию, но его научные достижения получили широкое признание, как в нашей стране, так и за рубежом. Среди ссылавшихся на его работы надо отметить члена-корреспондента АН СССР Валентина Константиновича Иванова, продолжившего исследование гармонических моментов. Из зарубежных ученых, опиравшихся на результаты А.А. Заморева, укажем известного американского геофизика Лео Джеймса Питерса, который в начале 30-х годов длительное время работал вместе со своим учеником и будущим дважды лауреатом Нобелевской премии по физике Джоном Бардиным. Продолжают анализировать публикации Алексея Алексеевича и современные геофизики, занимающиеся интерпретацией потенциальных полей, при этом мало какие из их диссертаций обходятся без упоминания его принципиальных достижений.

В заключение хочется выразить искреннюю благодарность Сергею Андреевичу Тихоцкому и Виталию Викторовичу Погорелову, любезно предоставившим возможность познакомиться с материалами личного дела А.А. Заморева.

### Литература:

1. Тульский Синодик. Тульская епархия (1558 - 2009). Тула: АСТРА-ПРИНТ. 2010. 928 с.
2. Личное дело А.А. Заморева. Архив Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.
3. Заморев А.А. О движении двух тел в сопротивляющейся среде // *Астрономический журнал*. 1936. Т. 13. № 1. С. 84 - 91.
4. Заморев А.А. Об определении формы планет по движению спутников // *Астрономический журнал*. 1937. Т. 14. № 4. С. 364 - 369.
5. Заморев А.А. Об определении производных гравитационного потенциала и соотношений между моментами возмущающих масс по производной, заданной на плоскости // *Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая*. 1939. № 3. С. 275 - 286.

6. Заморев А.А. Об интерпретации значений производных магнитного потенциала возмущающих масс // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1939. № 6. С. 661 - 667.
7. Блох Ю.И. Ф.А. Слудский — основоположник российской геофизики // Физика Земли. 1997. № 3. С. 92 - 94.
8. Заморев А.А. Обратная двумерная задача теории потенциала // Доклады АН СССР. 1941. Т. 31. № 9. С. 872 - 874.
9. Заморев А.А. Решение обратной задачи теории потенциала // Доклады АН СССР. 1941. Т. 32. № 8. С. 546 - 547.
10. Заморев А.А. Исследование двумерной обратной задачи потенциала // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1941. № 4 - 5. С. 487 - 500.
11. Заморев А.А. Определение формы тела по производным внешнего гравитационного потенциала // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1942. № 1-2. С. 48 - 54.
12. Тихонов А.Н. Об устойчивости обратных задач // Доклады АН СССР. 1943. Т. 39. № 5. С. 195 - 198.
13. Сафронов А.А. Конфликт в Академии наук СССР: В.Л. Комаров — О.Ю. Шмидт — И.В. Сталин (1941 – 1942) // Документ. Архив. История. Современность. Екатеринбург: Издательство Уральского университета. 2009. Вып. 10. С. 128-149.
14. Журнал боевых действий 1222 ГАП и 119 ГАБР БМ РГК // Центральный архив министерства обороны Российской Федерации. <https://pamyat-naroda.ru/jbd/131987966> .

# КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Блох Ю.И.<sup>1</sup>, Бондаренко В.И., Долгаль А.С.<sup>3</sup>, Новикова П.Н.<sup>3</sup>, Петрова В.В.<sup>4</sup>,  
Пилипенко О.В.<sup>5</sup>, Рашидов В.А.<sup>6</sup>, Трусов А.А.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Москва, <sup>2</sup>Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, <sup>3</sup>Горный институт УрО РАН,

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, <sup>5</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,

<sup>6</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия, <sup>7</sup>АО «ГНПП Аэрогеофизика»

Планомерное изучение подводного вулканизма Курильской островной дуги (КОД) было выполнено в 11-ти комплексных вулканологических экспедициях в рейсах научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» в 1981 - 1991 гг. Материалы этих исследований по состоянию на 1987 г., основанные на данных, полученных в 6-ти рейсах, обобщены в монографии [1]. В этой работе были детально представлены минералогические, петрологические, петрохимические и геохимические данные, в то время как результаты геоморфологических и геофизических исследований приведены в лапидарной форме.

Для изучения строения отдельных подводных вулканов и вулканических массивов в пределах северной части КОД авторский коллектив в течение нескольких лет в рамках интеграции академической, вузовской и отраслевой науки проводит комплексные геолого-геофизические исследования материалов, полученных во всех 11 рейсах НИС «Вулканолог».

В настоящее время авторский коллектив при изучении подводных вулканов КОД эффективно использует комплексирование оригинальных интерпретационных технологий с результатами петромагнитных исследований, выполненных в современных лабораториях, с [2 - 10].

В результате исследований, выполненных в 2015 - 2017 гг., в пределах северной части КОД выделены три тектонические зоны: Парамуширская, Онекотанская и пролива Крузенштерна [11] и установлено, что здесь широко развиты процессы гидратообразования и грязевого вулканизма и выявлены крупные подводные каньоны и мощные гравитационно-неустойчивые «висячие» тела осадочных или рыхлых вулканогенных отложений на крутых склонах островов или подводных вулканов. Ниже этих тел, на склонах, рыхлые отложения удалены в результате эрозионных или оползневых процессов. Подобные тела при сильных землетрясениях могут приходить в движение и стать причиной цунами [6].

При современном уровне изученности в северной части КОД выделено 37 подводных вулканов и одна подводная кальдера. 15 подводных вулканов являются островершинными, а 22 – плосковершинными (табл. 1). Объем извергнутого материала по минимальным оценкам составляет  $\geq 2000 \text{ км}^3$ .

Петромагнитные и электронно-зондовые исследования горных пород, слагающих постройки подводных вулканов в северной части КОД, показали, что изученные породы относятся к средним и умеренно щелочным [5, 6, 9]. Среди вкрапленников встречается плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, отмечены крупные выделения титаномагнетита. В пределах КОД, как и в Идзу-Бонинской и Марианской островных дугах, драгированные породы сильно дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера [8-10]. Такая дифференциация связана с присутствием нескольких минералов-ферритмагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов. Установлено, что высокие величины естественной остаточной намагниченности в изученных образцах горных пород обусловлены псевдомономерной или однодоменной структурой зерен титаномагнетита и низкотитанистого титаномагнетита с незначительным количеством примесей Mg, Al, V, Mn, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферритмагнитных зерен. Магнитная анизотропия в образцах достигает 9%.

Структурные и петрографо-минералогические особенности драгированных образцов свидетельствуют о том, что они относятся к породам разных стадий извержений [9].

**Таблица 1.** Характеристика подводных вулканов северной части КОД.

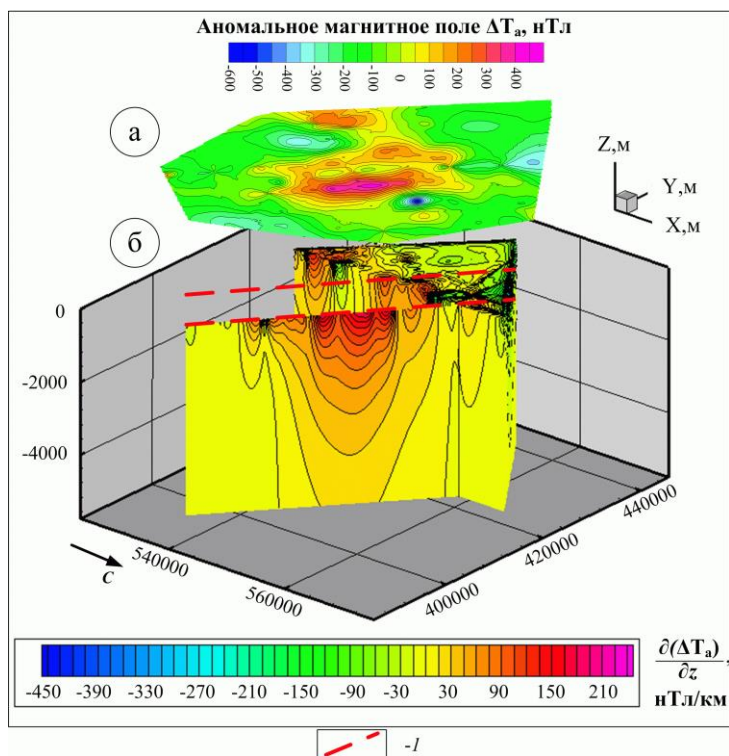
№	Название подводного вулкана	Координаты вулкана		Глубина вершины, м	Относ. высота, м	Объем, км <sup>3</sup>	Форма вершины
		с.ш.	в.д.				
1	Григорьева (1.1)	50.95	155.43	59	800	40.0	П
2	1.2	50.53	155.4	580	120	30.0	О
3	1.3	49.816	155.15	130	460	15.0	П
4	1.4	50.33	154.216	555	1200	13.0	О
5	1.5	50.432	155.351	520	550	2.0	О
6	1.6	50.432	155.236	400	450	0.4	О
7	1.7	50.434	155.472	650	550	22	П
8	Белянкина (2.1)	49.93	154.15	508	1100	35.0	О
9	Смирнова (2.2)	49.916	154.35	950	850	20.0	П
10	Ск. Авошь (2.3)	49.716	154.116	0.6 в.у.м.	2000	50.0	О
11	2.4	49.65	154.23	128	400	10.0	П
12	2.5	49.616	154.316	112	400	18.0	П
13	2.6	49.66	154.68	111	700	7.0	П
14	2.7	49.416	154.3	131	400	20.0	П
15	2.8	49.38	154.166	178	2000	40.0	П
16	2.9	49.35	154.26	150	300	2	П
17	2.10	49.30	154.28	730			П
18	Эдельштейна (3.1а)	49.233	153.48	620	2100	315.0	О
19	Эдельштейна (3.1б)	49.173	153.45	840	1760		О
20	3.2	49.13	154.166	337	360	10.0	П
21	3.3	49.08	154.016	162	440	110.0	П
22	3.4	48.95	154.366	21	40	1.0	П
23	3.5	48.916	153.616	21	450	1.4	О
24	Ратманова (3.6)	48.833	153.7	806	700	180.0	П
25	Макарова (3.7)	48.833	153.25	1416	1500	120.0	О
26	3.8	48.8	152.916	2160	1950	50.0	О
27	3.9	48.66	153.38	1328	1300	150.0	П
28	3.10	48.65	153.95	73	1100	30.0	П
29	Ск. Ловушки (3.11)	48.53	153.85	42 в.у.м.	400	70.0	О
30	3.12	48.43	153.76	152	300	6.0	П
31	3.13	48.38	153.7	124	300	20.0	П
32	3.14	48.6	153.116	1118	1900	140.0	О
33	3.15	48.56	153.3	1710	600	20.0	О
34	3.16	48.46	153.13	509	2500	190.0	П
35	3.17	48.38	152.96	2500	300	8.0	О
36	3.18	48.33	153.16	216	2200	150.0	П
37	3.19	48.2	153.51	1100	900	40	О
38	3.20	48.2	153.35	378	300		П

**Примечание.** О – островершинные вулканы; П – плосковершинные вулканы.

Количественная интерпретация материалов гидромагнитной съемки выполняется в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом намагниченности и химического состава драгированных горных пород. При расчетах всегда используется истинный рельеф вулканических построек с учетом погребенного под современными осадками основания, сведения о котором получены по данным эхолотного промера и непрерывного сейсмоакустического профилирования.

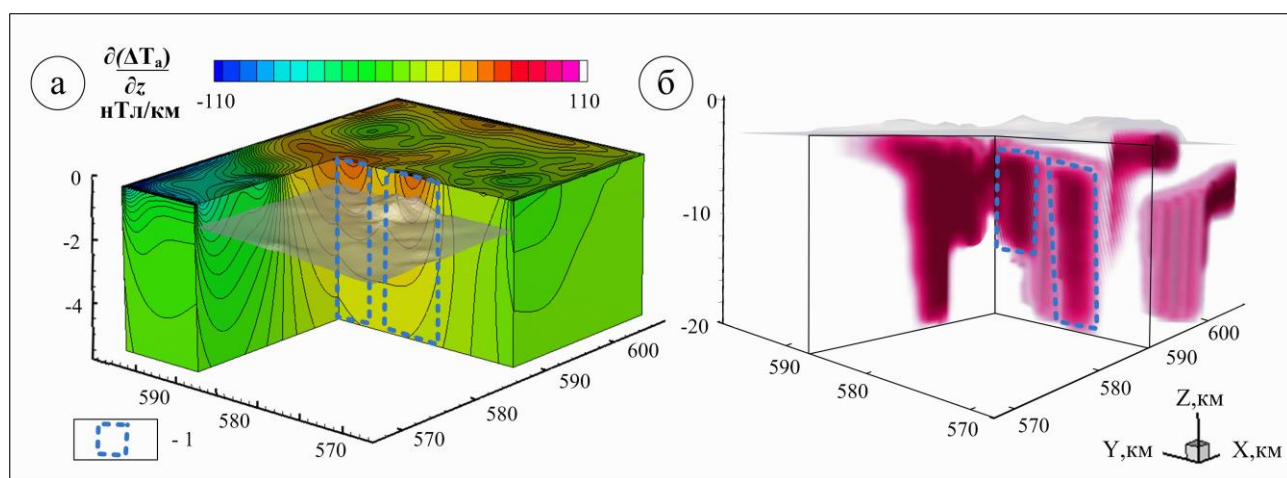
В северной части КОД в постройках одиночных вулканов и вулканических массивов выделены отдельные лавовые потоки, подводящие каналы и периферические магматические очаги [2 - 7]. При этом результаты выполненного авторами 3D - моделирования хорошо согласуются с данными петромагнитных исследований [4 - 6].

Метод интерпретационной томографии позволил приблизительно наметить пространственное положение магнитовозмущающих блоков, ассоциируемых с подводящими каналами подводных вулканов (рис. 1).



**Рис. 1.** Томографическая интерпретация вулканического массива Ратманова: аномальное магнитное поле (а); 3D-диаграмма распределения квазинамагниченности вдоль оси разломной зоны (б). 1 – оси разломных зон.

В результате последующего решения обратной задачи магниторазведки в смешанной постановке монтажным методом уточнена конфигурация этих блоков, охарактеризованы их магнитные свойства и оконтурены застывшие магматические системы (рис. 2).



**Рис. 2.** Глубинные геомагнитные неоднородности подводного вулкана 1.4, выделенные по результатам томографической интерпретации (а) и монтажного метода решения обратной задачи магниторазведки (б). 1 – магнитовозмущающие блоки, расположенные в представленном сечении 3D-диаграммы.

Пространственный анализ распределения векторов остаточной намагниченности вулканических построек в пределах северной части КОД показал, что горизонтальная компонента векторов суммарной намагниченности изученных подводных вулканов широко варьирует не только по модулю, но и по направлению [12]. Например, вектор эффективной намагниченности пород, слагающих подводный вулканический массив Ратманова, отклонен от вектора нормального поля  $T_0$  к юго-востоку на угол  $\sim 54^\circ$  (рис. 3.), что позволяет говорить о приуроченности времени образования этого массива к периодам геомагнитных инверсий [4 - 7].

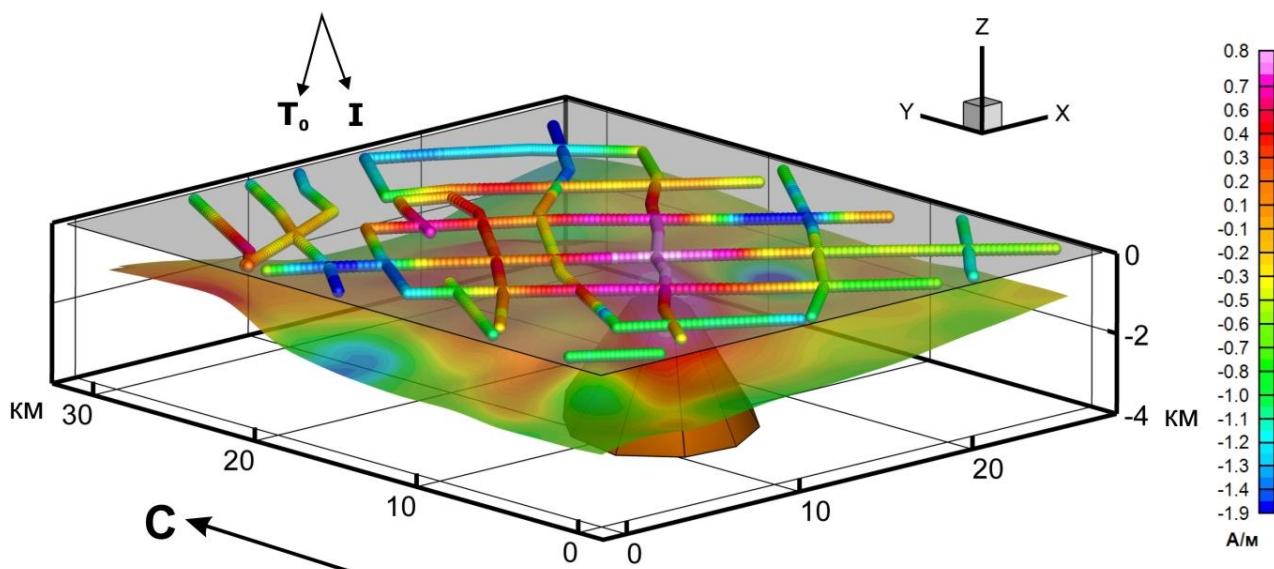


Рис. 3. Уточнение ориентации вектора намагниченности подводного вулканического массива Ратманова с помощью программы ИГЛА.

Выполненное комплексное геолого-геофизическое изучение проявлений подводного вулканизма в северной части КОД оказалось весьма эффективным и позволило получить новую информацию о петромагнитных свойствах горных пород, слагающих вулканические постройки, процессах гидратообразования и грязевого вулканизма и составить карту цунамиопасных участков на Охотоморском побережье дуги. Детально исследованы морфология, аномальное магнитное поле и глубинное строение целого ряда подводных вулканов и вулканических массивов.

Полученные данные, несомненно, являются новой вехой в изучении островодужного подводного вулканизма Тихого океана.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15-05-02955-а и 15-05-01823-а).*

### Литература:

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геолого-геофизические исследования подводных вулканов северной части Курильской островной дуги // Пятая научно-техническая конференция Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России, 27 сентября - 3 октября 2015 г., г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 25-29.
3. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Богданова О.Ю., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Жулева Е.В., Малиновский А.И., Колосков А.В., Новиков Г.В., Новикова П.Н., Палуева А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Романова И.М., Трусов А.А., Федоров П.И., Чесалова Е.И. Новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов Западной части Тихого океана // Материалы региональной

- научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 3-11.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23 – 27 января 2017 г. М: ИФЗ РАН, 2017. С. 60–65.
  5. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые данные о строении подводных вулканов и островов Курильской островной дуги // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 94–97.
  6. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования подводных вулканов Курильской островной дуги // Шестая научно-техническая конференция Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России 1-7 октября 2017 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: ФИЦ КФ «ЕГС РАН», 2017. <http://emsd.ru/conf2017lib/pdf/mon/bloh.pdf>.
  7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геофизические и петролого-минералогические исследования подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ТГФ УрО РАН. 2017 г. С. 73-77.
  8. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36-51.
  9. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84-106.
  10. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Особенности минерального состава и петромагнитные свойства пород подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. №. 5. С. 29-43.
  11. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Особенности тектоники северной части Курильской островной дуги // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах / Под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 24-27.
  12. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 5-10.

# ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССОВ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВЕРХВЯЗКИХ НЕФТЕЙ ПРИ ТЕПЛОМ ВОЗДЕЙСТВИИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ КАРТИРОВАНИЯ

**Боровский М.Я.<sup>1</sup>, Шакуро С.В.<sup>2</sup>, Богатов В.И.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ООО «Геофизсервис», г. Казань, <sup>2</sup>ООО «ФРОНТ ГЕОЛОГИЯ», г. Нижний Новгород

В последние годы большое внимание уделяется геоэкологическому обследованию предприятий нефтяной промышленности. Широкое распространение для повышения нефтеотдачи пластов, содержащих высоковязкие нефти и природные битумы, получили тепловые методы воздействия (внутрипластовое горение, циклическая закачка пара, циклическая закачка парагаза и др.). Предусматривается, на основе гидрохимических, газогеохимических и геофизических данных, полученных в ходе проведения работ, оценка состояния зоны активного водообмена в условиях разработки месторождений парогравитационным методом, выявление участков возможного загрязнения подземных вод и грунтов, картирование их в плане и разрезе по эколого - газогеохимическим и геофизическим показателям, разработка рекомендаций по организации системы мониторинга состояния окружающей среды.

В пределах западного склона Южно - Татарского свода запасы сверхвязких нефтей (природных битумов) залегают в отложениях уфимского яруса верхней перми (в зоне активного водообмена) на глубине 50 м и ниже. В этом же интервале осадочной толщи сконцентрированы основные запасы пресных подземных вод, слабо защищенных от загрязнения. Покрышкой для битумных залежей является региональный водоупорный слой «лингуловые» глины мощностью от 3–5 м (на сводовой части месторождения) до 20–30 м (по краям залежи). Покрышка весьма ненадежна. Из залегающих выше казанских водоносных горизонтов осуществляется водоснабжение населенных пунктов.

При извлечении углеводородного сырья по внутрипластовой технологии (внутрипластовый движущийся очаг горения (ВДОГ), закачка пара и растворителей) могут наблюдаться [1, 2] аномальные явления: преждевременный прорыв теплоносителей к забоям добывающих скважин, либо проникновение газообразных продуктов физико-химических реакций в покрывающую залежь толщу, вплоть до дневной поверхности. Вследствие этого представляется существенным раннее обнаружение зон, опасных с точки зрения прорыва теплоносителя. Это могут быть как природные пути перетоков (литологические окна, тектонические трещины), так и техногенные (заброшенные стволы старых, плохо ликвидированных структурных скважин).

Искусственное повышение давления в битумном пласте может привести к перетокам продуктов горения и сероводорода в вышележащие водоносные горизонты питьевых вод и воздушную среду. Поднятые на поверхность битум и пластовые воды представляют опасность для окружающей среды в случаях разлива их на дневную поверхность.

Для успешного решения вопроса по прогнозированию и выявлению факторов, способствующих загрязнению верхнего интервала осадочных пород, содержащего пресные водоносные горизонты, необходима надлежащая информация об особенностях строения верхней толщи. Это может быть достигнуто с применением новейших методов и методик. К таким технологиям относится электротомография, позволяющая получать детальную геологическую картину (наблюдения осуществляются со сгущенным шагом) и выявлять весьма «тонкие» особенности геологического разреза (производится специализированная томографическая обработка). Достоверность прогноза увеличивается при комплексировании различных методов, в частности электроразведки с газогеохимической съемкой. Целесообразно геофизические и геохимические исследования проводить по одним и тем же профилям в местах наибольшей мощности песчаниковой пачки. В ряде случаев выполняется кондуктометрия по поверхностным водотокам.



Для контроля экологической обстановки принимается следующая технология подхода:

- исследование характера распределения геофизических и геохимических полей по профилям и в плане;
- эколого-гидрогеологическое истолкование полученных геофизических и газо-геохимических материалов.

Предполагается:

- вертикальное электрическое зондирование (электротомография) – осуществляется в профильно-площадном варианте: уточняется геологическое строение приповерхностной толщи (литологическое расчленение разреза), выделение грунтов, подверженных загрязнению, трассируются каналы миграции загрязняющих веществ (соленые воды, нефтепродукты, продукты физико-химических реакций, происходящих в пласте в результате парогравитационного дренажа);
- газогеохимическая съемка – выполняется в профильно-площадном варианте: основной метод выделения аномальных зон нефтепродуктового загрязнения и подтверждения трасс движения поллютантов, регистрируются сумма углеводородных газов и углекислый газ;
- акваториальная геофизика (термометрия и резистивиметрия) проводится вдоль береговой линии поверхностного водотока: фиксируются выходы подземных вод, возможно загрязненных.

Основные ожидаемые изменения верхней части геологического разреза, связанные с эксплуатацией месторождения сверхвязких нефтей:

- Подток высокоминерализованных вод из нижележащих горизонтов по затрубному пространству. Конфигурация и глубина залегания ореолов широко варьируют. Наблюдается значительное снижение электросопротивления пород [3];
- Поступление горячих вод и пара из нагнетательных скважин. Повышение температуры подземных вод сопровождается заметным (как минимум в несколько раз) понижением электросопротивления грунтов. Для областей, в пределах которых влага замещена паром, напротив, характерны крайне высокие значения электросопротивления (La Brecque et. al., 1998);
- Компактные зоны внедрения тяжелых нефтепродуктов и ореолы их рассеяния в растворенном и эмульгированном виде. Зоны развития собственно тяжелых нефтепродуктов могут характеризоваться повышенным электросопротивлением, ореолы рассеяния продуктов разложения и биодеградации нефтепродуктов, как правило, проявляются в электроразведочных полях как области с заметно пониженным электросопротивлением. При этом области с неглубоким (до 10–15 метров) залеганием нефтепродуктов характеризуются газовыми аномалиями в приповерхностном слое, в основном – высокими (первые проценты) концентрациями углекислого газа [4, 5].

Таким образом, на территории месторождения сверхвязких нефтей (СВН) ожидается очень пестрое строение поля удельного электрического сопротивления и в плане, и в разрезе. Электроразведочным методом, который может достоверно локализовать сложнопостроенные техногенные аномалии, в настоящее время является электротомография.

Как правило, участки сосредоточения нефтепродуктов отмечаются [3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10] в поле электросопротивления как низкоомные аномалии. Тот факт, что нефтепродукты, представляя в чистом виде изоляторы, в естественных природных условиях снижают удельное электросопротивление грунтов, имеет несколько объяснений. Во-первых, в большинстве

случаев, вещество, слагающее тело линзы, является не чистым нефтепродуктом, а его водной эмульсией, которая сама по себе на фоне сухих пород не является высокоомным объектом.

Во-вторых, активные процессы аэробной и анаэробной биodeградации нефтепродуктов, протекающие в естественных условиях, приводят к образованию и накоплению как в пределах интервалов, в разной степени насыщенных нефтепродуктами, так и зоне аэрации над ними органических и неорганических (угольной) кислот и их солей [11], существенно снижающих электросопротивление породы. Так, над одной из «старых», истощенных линз нефтепродуктов, залегающей на глубине порядка 20 м, электрозондированием зафиксирован низкоомный ореол в зоне аэрации на глубинах не более 5–10 м, сформировавшийся в течение 20–30 лет под действием восходящих потоков углеродсодержащих газов [3, 5].

Результаты моделирования демонстрируют, что в указанном интервале глубин электротомография позволяет детально закартировать низкоомные ореолы загрязнения (минерализованные воды, горячие воды, продукты физико-химических реакций) и локализовать их источники.

С целью локализации углеводородного загрязнения целесообразно комплексирование электротомографии с газогеохимическими исследованиями для определения концентрации углекислого газа и суммарной концентрации углеводородных газов в почвенном воздухе. Изучение распределения концентраций углеродсодержащих газов в почвенном воздухе – один из наиболее эффективных методов картирования загрязнения [4, 9, 12, 13, 14].

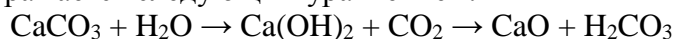
Интенсивность газогеохимических аномалий определяется рядом независимых факторов. В зоне развития линзы нефтепродуктов, при ее неглубоком залегании, состав почвенного газа существенно отличается от фонового за счет присутствия как собственно углеводородных газов, так и продуктов естественной биodeградации поллютантов (в аэробных условиях –  $\text{CO}_2$ , в анаэробных условиях –  $\text{CH}_4$  [4, 5, 9]). В местах дислокации «старых» загрязнений нефтепродуктами в почвенном воздухе присутствуют те же компоненты, но в несколько иных пропорциях – здесь преобладает углекислый газ как продукт аэробной деградации. Аномальные содержания в почвенном воздухе углекислого газа также характерны для участков загрязнения тяжелыми нефтепродуктами, поскольку последние практически не образуют летучих фракций. Выявленные аномалии, возможно, картируют каналы миграции гравитационно-подвижных нефтепродуктов.

Обнаружение аномальных концентраций  $\text{CO}_2$  представляет особенный интерес. По данным А.И. Обжирова [15] количество углекислого газа в воздухе, как правило, не превышает 0.1–0.2 %. Зафиксировано, что при достижении в общем объеме 10–11 % углекислого газа, имеются случаи смертельного исхода человека. Отмечается [15], что «... Углекислый газ не пахнет, не имеет цвета, и не является вредным газом. Но опасность его состоит в том, что при увеличении его концентрации в воздухе более 1–2 % парциального давления, кислорода становится недостаточным для поступления в кровь и поддержания в организме окислительно-обменных реакций, то есть человек погибает от удушья». Указывается и другая опасность углекислого газа, которая состоит в том, что он тяжелее воздуха почти в 1.5 раза. Акцентируется, что углекислый газ может накапливаться в низинах, в почвах, на дне пещер и других местах.

Следовательно, накопление углекислого газа представляет опасность удушья. Такие случаи известны [15] в жилых помещениях в районе шахт Артема и Тавричанки Приморского края.

Источниками  $\text{CO}_2$  могут быть известняки (карстовые пещеры), угольные пласты, насыщенные углекислым газом минеральные воды и другие. Не исключено и появление повышенных концентраций  $\text{CO}_2$  в результате паротеплового воздействия на карбонатные породы. Изучение газообразных продуктов термолитиза образцов карбонатных пород и распределение их по интервалу температур от комнатной до 600 °С показало [16], что основным компонентом газовой выделения при тепловом воздействии до 400 °С служит углекислый газ.

Все карбонаты могут выдерживать достаточно высокие температуры, однако в среде водяного пара они начинают диссоциировать при более низких температурах – от 100 до 350–400 °С [1]. Эта реакция выражается следующим уравнением:



При этом возможна генерация значительного количества углекислоты в зоне термического воздействия. Присутствие в небольших количествах в породе таких некарбонатных минералов как пирит, марказит, пирротин, свободная сера, нефть (битум), равно как и солей щелочных металлов, в том числе и хлористого натрия, также значительно снижает температуру диссоциации карбонатов [1].

Наличие карбонатных пород характерно как для самой залежи СВН (в виде цемента), так и вмещающих пород. Коэффициент карбонатности продуктивной части песчаниковой пачки может достигать 30 %.

Сложные термические и гидравлические процессы могут привести к нарушению целостности покрышки («лингуловые» глины) и возникновению путей миграции, по которым продукты физико-химических реакций могут попасть в вышележащие горизонты, в том числе сложенные карбонатными породами («среднеспириферовый» известняк).

Таким образом, имеются физико-геологические предпосылки для появления повышенных содержаний углекислого газа. Безусловно данный процесс требует тщательного изучения. В ряде случаев [14] подпочвенные газы обогащаются углекислым газом (например, за счет окисления углей), который находится под почвой. При повышении уровня подземных вод, газ вытесняется водой к поверхности. В этом случае, легкие газы уходят в атмосферу, а углекислый газ скапливается у дневной поверхности, в том числе около дна помещений [15].

При эксплуатации месторождений СВН с помощью паротеплового воздействия не исключено наличие высоких концентраций  $\text{CO}_2$  в приповерхностной части разреза. Это явление следует учитывать в районе нефтепромысла (подвалы, гаражи различных инженерно-технических сооружений и др.). Особенно внимательным надо быть при необычных природных явлениях, разливах рек и подтоплении объекта.

По материалам газогеохимической съемки определяется и суммарное содержание углеводородных газов по метану  $\Sigma \text{CН}_4$ . Геохимические исследования позволяют оценить экологическую обстановку, выделить и указать места техногенных загрязнений окружающей среды, выявить возможность вертикальной миграции УВ газов из пласта.

Р.Х. Муслимов с соавторами [17] отмечают, что сложные физико-химические явления, сопровождающие процесс термодеструкции битуминозной нефти при паротепловом воздействии, приводят к образованию газовыделений состава  $\text{CН}_4$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6$  и др.

Появление в приповерхностной зоне над залежью битумов повышенных концентраций метана и других непредельных углеводородов служит подтверждением [18] сообщаемости продуктивного пласта с вышележащими отложениями. Наличие аномальных содержаний углеводородных газов свидетельствует об их миграции по трещиноватым породам.

Важно учитывать, что при разработке залежи СВН, метан может проникать в подземные помещения, имеющиеся на нефтепромысле. При накоплении метана в атмосфере воздуха в закрытом помещении до концентрации 6–12 % от искры происходит взрыв [15].

Комплексная интерпретация геофизико - геохимических исследований включает:

- трассирование зон повышенной проницаемости верхней части геологического разреза; оконтуривание областей развития четвертично - неогеновых отложений увеличенной мощности (электротомография);
- выявление участков с аномальным содержанием углеводородных газов и областей с повышенным содержанием углекислого газа в почвенном воздухе (газогеохимическая съемка);
- выделение температурных аномалий, зон повышенной минерализации поверхностных водотоков (резистивиметрия / термометрия).

В соответствии с требованиями ВСЕГИНГЕО [17] к проведению геоэкологических исследований и показателей удельной техногенной нагрузки определяется система мониторинга природных сред с привязкой к наиболее информативным точкам возможного проявления гидрогеохимических и литолого-геохимических аномалий с учетом особенностей строения геологической среды.

Для контроля экологической обстановки в локальных зонах разработки залежей СВН на месторождении должен проводиться мониторинг особо опасных объектов.

Импактный мониторинг геологической среды включает электротомографические исследования и газогеохимическую съемку. Рекомендуется контроль по оценке техногенного воздействия при паротепловом методе разработки скопления СВН осуществлять по той же сети профилей, по которой уже получены результаты, являющиеся основой для дальнейших исследований. Данная система геофизико - геохимических наблюдений охватывает всю площадь месторождения как единого объекта, с расстоянием между профилями, в среднем, 200 – 300 м, размещенных, как правило, в местах наибольшей мощности продуктивного пласта. Целесообразно увеличение плотности сети профилей газогеохимической съемки путем уменьшения расстояния между ними до 50–100 м. Электроразведку следует осуществлять по ранее проведенным профилям.

### Литература:

1. Боровский М.Я. Боровский М.Я., Швыдкин Э.К., Мухаметшин Р.З., Халабуда Ю.Э., Успенский Б.В. Геофизические методы подготовки и контроля процессов эксплуатации месторождений природных битумов. М.: ГЕОС, 2000. 170 с.
2. Хисамов Р.С. Боровский М.Я., Гатиятуллин Н.; Геофизические методы поисков и разведки месторождений природных битумов в Республике Татарстан. Казань: Изд-во ФЭН АН РТ, 2007. 247 с.
3. Харьковский К.С. Поиск и оконтуривание очагов засоления подземных вод методами наземной электроразведки (на примере нефтедобывающих районов Республики Татарстан): автореферат дисс. на соискание уч. степени к.г.-м.н.: 04.00.06 / Харьковский Константин Станиславович. СПб: С-ПбГГИ, 1998. 21 с.
4. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности / под ред. проф. В.А. Шевнина и доц. И.Н. Модина. М.: РУССО, 1999. 511 с.
5. Гидрогеоэкологические исследования в нефтедобывающих районах Республики Татарстан / Под ред. А.И. Короткова, В.К. Учаева. Казань: Изд-во Репер, 2007. 300 с.
6. Геофизические методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1985. 250 с.
7. Полевые методы гидрогеологических, инженерно - геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого - геологических исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 352 с.
8. Шакуро С.В. Применение геофизических методов при изучении техногенных линз нефтепродуктов // Разведка и охрана недр. 2005. № 8. С. 24–26.
9. Шакуро С.В. Комплексные геофизические исследования техногенных линз лёгких нефтепродуктов // Материалы VI Международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2010». EAGE: г. Геленджик, 2010.
10. Шакуро С.В., Боровский М.Я. Геофизическая оценка площадей, загрязненных нефтепродуктами на урбанизированных территориях. Энергоресурсоэффективность и энергосбережение в Республике Татарстан // Труды X Междунар. симп, Казань, 1–3 декабря 2009 г. Казань: Изд-во Печатный салон Онегин. 2009. С. 202-212.
11. Мингазов М.Н., Терновская И.А., Петрова Г.И., Боровский М.Я., Большов В.А., Фахрутдинов Е.Г. Оценка эколого - гидрогеологической ситуации при разработке месторождений сверхвязких нефтей тепловыми методами // Нефть. Газ. Новации. 2011. № 2. С. 26–30.

12. Пинчук Н.П., Пинчук Н.П., Юнак А.И., Покутник А.С., Хархордин И.Л., Абрамов В. Ю. Изучение и очистка водоносных горизонтов и зоны аэрации, загрязнённых нефтепродуктами. М. 2002.
13. Sauck W. A.A Model for the Resistivity Structure of LNAPL Plumes and their Environs in Sandy Sediments. *Journal of Applied Geophysics*, 44 (2000). 1999. P. 151-165.
14. Waddill D.W., Parker J.C. Simulated Recovery of Light, Nonaqueous Phase Liquid from Unconfined Heterogeneous Aquifers. V. 35. No 6. *GROUND WATER*. 1997.
15. Обжиров А.И. Углекислый газ, метан и детективные истории // *Геофизический вестник*. 2014. № 4. С. 33-36.
16. Семкин В.И., Юсупова Т.Н., Романов Г.В., Маргулис Б.Я., Волков Ю.А. Изучение термического поведения карбонатных пород при моделировании паротеплового воздействия на пласт // Тезисы докладов научно-практической конференции «Математическое и физическое моделирование процессов разработки нефтяных месторождений и методов повышения нефтеотдачи пластов» (16-18 октября 1990 г., г. Казань). Альметьевск, 1990. С. 46-48.
17. Муслимов Р.Х., Тахаутдинов Ш.Ф., Васясин Г.И., Чендарев В.В., Чаганов М.С., Гатиятуллин Н.С., Романов Г.В., Юсупов И.Г., Покровский В.А., Иванов А.В., Магалимов А.Ф. / Под ред. Э.М. Хакимова. Мониторинг природной среды при разработке битумных залежей. Казань: Мониторинг, 1995. 244 с.
18. Смеркович Е. С., Смеркович Е.С., Близеев А.Б., Волков Ю.В., Колокольникова И.В. Обзор газогеохимических исследований в геоэкологических и геологоразведочных целях на залежах природных битумов // Новые идеи поиска, разведки и разработки нефтяных месторождений: труды научно-практической конференции VII Международной выставки «Нефть, газ – 2000» (Казань, 5–7 сентября 2000 г). Казань: Экоцентр, 2000. С. 228-232.
19. Гареев Р.М., Боровский М.Я., Петрова Г.И., Кубарев П.Н., Богатов В.И., Шакуро С.В., Филимонов В.Н. Разработка месторождений сверхвязких нефтей паротепловым воздействием: эколого-геофизический мониторинг // Особенности разведки и разработки месторождений нетрадиционных углеводородов: материалы Международной научно-практической конференции. Казань: Изд-во Ихлас, 2015. С. 139-444.
20. Боровский М.Я., Петрова Г.И., Шакуро С.В., Богатов В.И., Филимонов В.Н. Геофизико-геохимический контроль процессов эксплуатации месторождений сверхвязких нефтей // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: материалы Международной научно-практической конференции, посвященной юбилейным датам предприятий Пермнефтегеофизика, ЧЕГИС, Пермгеокабель, ФХС-ПНГ, ГЕОЛАЙН. Пермский государственный национальный исследовательский университет; Главный редактор В.И. Костицын. 2015. С. 29-37.
21. Гареев Р.М., Кубарев П.Н., Петрова Г.И., Терновская И.А., Боровский М.Я., Шакуро С.В. Эколого-геофизический мониторинг окружающей среды при разработке сверхвязкой нефти // *Георесурсы*. 2015. Т. 2. № 4 (63). С. 39-42.
22. Боровский М.Я., Петрова Г.И., Шакуро С.В., Богатов В.И., Филимонов В.Н. Геофизико-геохимическая оценка гидрогеоэкологической ситуации процессов эксплуатации месторождений сверхвязких нефтей при тепловом воздействии // II Международный семинар-конференция «Термические методы повышения нефтеотдачи: лабораторные исследования, моделирование и промысловые испытания», 19-23 июня 2017 (TheOR2017). Казань: Казанский (Приволжский) федеральный ун-т. 2017. С. 52.

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГНИТНОМ ПОЛЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПО МАТЕРИАЛАМ 42 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК БОРИС ПЕТРОВ»)**

**Иваненко А.Н., Веклич И.А., Левченко О.В.**

*Институт Океанологии РАН*

Весной 2017 г., впервые за последние четверть века, российские ученые из трех академических институтов – ИО РАН, ТОИ ДВО РАН и ГЕОХИ РАН провели комплексные геофизические исследования в Индийском океане. Целью этих работ являлось изучение особенностей строения дна в районе Восточно-Индийского хребта (ВИХ) (хребет 90-го градуса) и т.н. зоны внутриплитных дислокаций в центральной котловине Индийского океана. Исследовалось отражение этих структур в геофизических полях с целью установления их глубинной природы и выявления признаков неотектонических процессов.

Морская магнитная съемка выполнялась с помощью магнитометра МПМГ-4 разработки ООО «Импеданс», показавшем исключительную надежность при выполнении более 5000 погонных миль съемки. Также использованы данные (более чем 3500 погонных миль) из базы Geodas. Это позволило выполнить высокоточное картирование магнитных аномалий в изучаемых районах. Для картирования рельефа дна использовался многолучевой эхолот ATLAS HYDROSWEEP DS-2 («Мультибим»). Сейсмоакустические исследования осадочного чехла велись с помощью параметрического высокоразрешающего профилографа ATLAS PARASOUND DS-2 («Парасаунд»).

Работы проводились на пяти полигонах – трех в пределах ВИХ и двух в зоне дислокаций, а также на двух микрополигонах над отдельно стоящими подводными горами и региональных профилях между полигонами. В качестве примера приводятся данные по наиболее характерным с точки зрения объектов исследования полигонам – 1-й (ВИХ) и 4-й, 5-й – зона внутриплитных дислокаций.

Положение полигона 1 совпадает с положением полигона 1 экспедиции KNOX06RR американского исследовательского судна «Roger Revelle» в 2007 г. в районе скважины 758 проекта ODP и приурочено к двум небольшим подводным горам, расположенным в месте сочленения двух массивных фрагментов ВИХ (рис. 1а). Поскольку авторский коллектив располагает первичными данными и из экспедиции KNOX06RR, планирование галсов и обработка материалов велась совместно, что позволило существенно дополнить и детализировать материалы 2007 г.

В аномальном магнитном поле (рис. 1б) основные морфоструктурные элементы ВИХ на полигоне находят свое отражение в виде интенсивных (до 350 нТл) знакопеременных локальных аномалий, приуроченных либо к поднятиям в рельефе, либо к бортам линейных структур. К обеим главным возвышенностям приурочены локальные аномалии, причем разного знака. Над северной вершиной расположен интенсивный локальный максимум, что соответствует обратной полярности для приэкваториальных объектов. К южной вершине приурочена аномалия менее интенсивная, вызванная источником с прямой полярностью. Таким образом, можно предположить разный возраст образования этих объектов, по крайней мере, их разделяет один хрон магнитной геохронологической шкалы. Подобный характер намагниченности изучаемых объектов существенно затрудняет их палеомагнитный анализ посредством трансформаций магнитных аномалий, поскольку эти объекты близко расположены и поля от них сильно интерферируют. Обширный минимум поля в северной части полигона связан, по-видимому, с глубинными источниками в северном массивном сегменте хребта, выходящем за границы исследованной области, и не может быть однозначно интерпретирован по имеющимся данным.

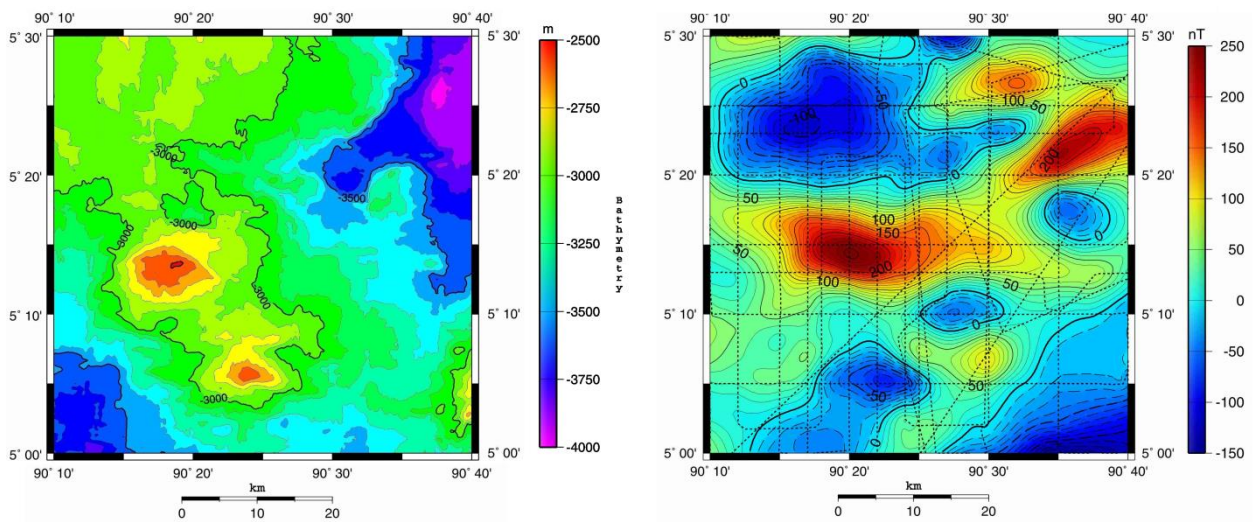


Рис. 1. Рельеф (а) и аномальное магнитное поле (б) на полигоне 1.

Наиболее интересными с точки зрения геолого-тектонического изучения ВИХ являются впервые обнаруженные на полигоне 1 слабо выраженные в рельефе, но создающие интенсивные магнитные аномалии, объекты с оцениваемой глубиной до центра магнитных масс порядка 5-7 км ниже поверхности дна, т.е. в слое 4 стандартной модели магнитоактивного слоя океанической литосферы. Таких объектов на полигоне 1 можно выделить как минимум два. Один, наиболее ярко выраженный, — это локальное поднятие с превышением  $\sim 300$  м в СВ глубокой ( $> 3200$  м) части полигона, к которому приурочена аномалии свыше 300 нТл. Второй в плане совпадает с небольшим хребтом на склоне южной возвышенности и создает аномалии порядка 150 нТл. Предварительный подбор моделей для источников этих аномалий показывает, что оба эти объекта – глубинные и имеют палеошироту образования от  $20^\circ$  до  $30^\circ$  ю.ш., т.е. могут быть существенно моложе окружающих структур ВИХ, которые, согласно гипотезе горячей точки, могли образоваться значительно южнее – около  $50^\circ$  ю.ш.

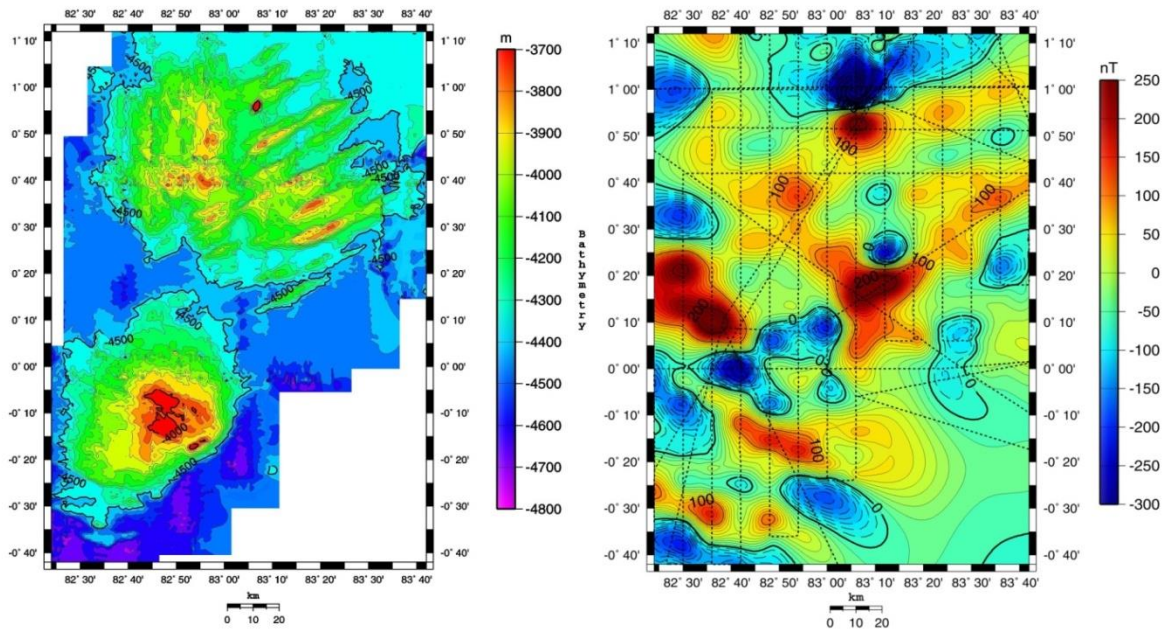
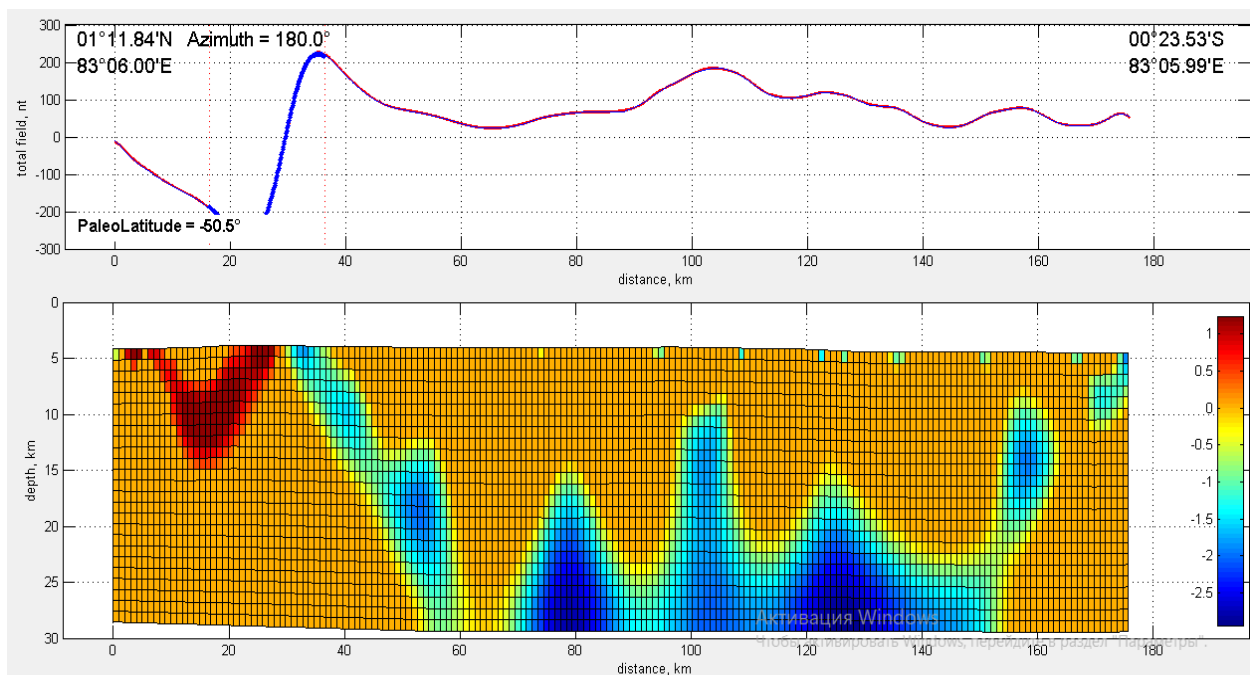


Рис. 2. Рельеф (а) и аномальное магнитное поле (б) на полигоне 4.

Полигон 4 рассматривался как весьма важный объект, поскольку был частью достаточно уникальной области, где развиты своеобразные дислокации, природа которых во многом не ясна. Магнитные аномалии на полигоне характеризуются высокой интенсивностью

и неоднородностью. В целом преобладают локальные интенсивные знакопеременные аномалии, приуроченные к отдельным морфоструктурным элементам, либо даже не связанные напрямую с особенностями рельефа (рис. 2). В то же время наблюдаются очевидные СВ и СЗ тренды в простирании аномалий либо их цепочек. СВ простирание аномалий преобладает в СВ части полигона и представлено двумя мощными линейными элементами, совпадающими в плане со складками рельефа, а СЗ простирание – в западной части исследованной области. Как и в районе ВИХ, нельзя не отметить наличие высокоинтенсивных (до 550 нТл) знакопеременных аномалий, приуроченных к относительно небольшим формам рельефа. Спектральный анализ аномалий по всей площади дал усредненную оценку положения верхних и нижних кромок источников аномалий на полигоне. Они неожиданно оказались довольно глубокими, 7.6 и 25.5 км соответственно (3 и 22 км ниже поверхности дна), т.е. магнитоактивный слой на полигоне простирается вглубь далеко за пределы общепринятых моделей магнитной структуры океанской литосферы и распространяется не только на кору, но и на верхи мантии. Для подтверждения этих результатов было выполнено решение обратной задачи для двух характерных, хорошо локализованных, аномалий методом интерактивного подбора с нелинейной оптимизацией, а также решение обратной задачи в 2D-варианте по меридиональному профилю (рис. 3). В обоих случаях построены модели со значительной (до 25 км) глубиной залегания нижней кромки, подтверждающие средние оценки по спектру поля. Следует отметить, что в последнее время в мировой геофизической литературе все активнее обсуждается вопрос о возможности образования вторичной т.н. «среднетемпературной намагниченности» на больших глубинах (глубже серпентинитов) при температурах свыше 600 °С при взаимодействии воды с мантийными породами. Поэтому, возможно, в исследованной области имеет место проявление подобного феномена.



**Рис. 3.** Расчет эффективной намагниченности многослойной модели в рамках решения обратной задачи.

Полигон 5 характеризуется абсолютным преобладанием малоамплитудных (до 50 м) пологих форм рельефа меридионального простирания (рис. 4). Следует также отметить несколько достаточно ярких изолированных крутых гор, четко выделяющихся на фоне относительно спокойного рельефа данной зоны. Эти объекты создают чрезвычайно характерные интенсивные знакопеременные аномалии с очевидной большой глубиной залегания центра магнитных масс, т.е. вполне сопоставимы по своей природе с ранее выделенными глубинными источниками на полигонах 1 и 4.



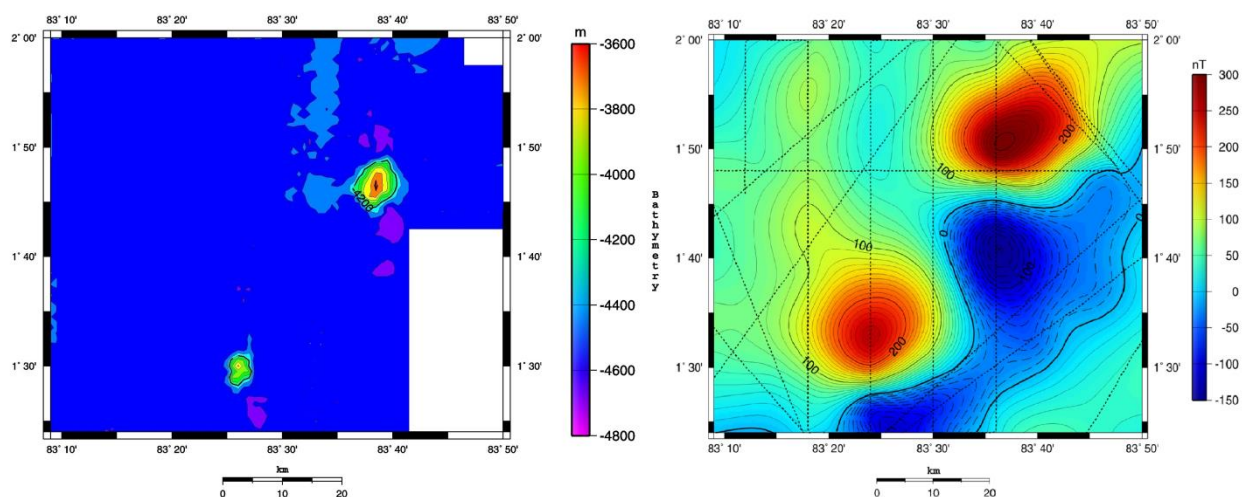


Рис. 4. Рельеф (а) и аномальное магнитное поле (б) на полигоне 5.

В результате выполненной магнитной съемки в недостаточно изученном районе Индийского океана получены обширные новые данные, которые позволяют:

- выяснить природу источников магнитных аномалий в районе ВИХ и зоны внутриплитных деформаций;
- определить палеошироту образования и геологическую природу отдельных магнитовозмущающих объектов в изучаемых районах;
- определить пространственное положение различных структур, создающих магнитные аномалии с целью их геолого - тектонической идентификации;
- построить модели глубинного строения магнитоактивного слоя для района ВИХ и зоны внутриплитных деформаций.

#### Литература:

1. National Geophysical Data Center (NGDC), <https://www.ngdc.noaa.gov/>.
2. Blakely R.J. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, 1996. 441 p.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ПРИ ТРАНСПОРТЕ ПРОППАНТА В КАНАЛЕ

Гарагаш И.А.

*Институт физики Земли РАН*

## Введение

Гидравлический разрыв пласта (ГРП) происходит в результате нагнетания флюида в продуктивный пласт под давлением. Для того чтобы предотвратить закрытие трещины гидроразрыва после снятия давления в нее нагнетаются в виде пульпы зернистые материалы, называемые проппантами или расклинивающими агентами. В качестве проппанта используются самые разнообразные материалы от естественных песков до синтетических материалов [1].

Известные модели транспорта проппанта в трещине ГРП основаны на приближении тонкого слоя [2]. Типичная модель включает уравнение переноса для концентрации частиц, закон Пуазейля для осредненной скорости жидкости, а также квазиэллиптическое уравнение для давления. Скорость частиц выражается алгебраическим соотношением через скорость жидкости и скорость смеси. Замыкающие соотношения включают полуэмпирические выражения для скорости осаждения с поправкой на эффект стесненного осаждения и влияние стенок, вязкость суспензии как функция объемной доли частиц, и критерий образования пробок (бриджинга).

Определяющим фактором для бриджинга является взаимодействие между частицами проппанта и границами щели [3]. Упаковка частиц в потоке постоянно меняется, что при определенной концентрации ведет к образованию арок. Это тормозит поток и происходит формирование пробок. Обычно считают, что для того, чтобы избежать закупорки трещины, ее ширина должна быть больше утроенного диаметра частиц проппанта.

## 1. Модель частиц в канале

Исследование распределения скоростей проппанта в потоке необходимо для понимания механизма их взаимодействия. Рассмотрим плоскую модель регулярного распределения жестких частиц в канале, заполненном вязкой жидкостью (рис. 1). С одной стороны модель нагружена давлением  $p$ , с другой стороны канал свободен.

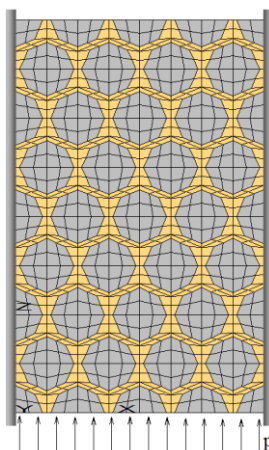
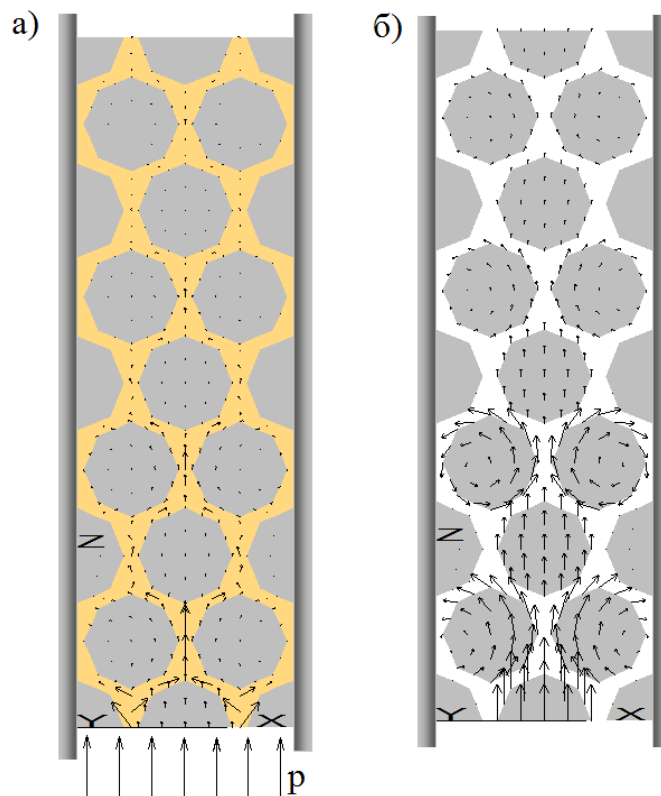


Рис. 1. Модель частиц в вязкой жидкости стороны.

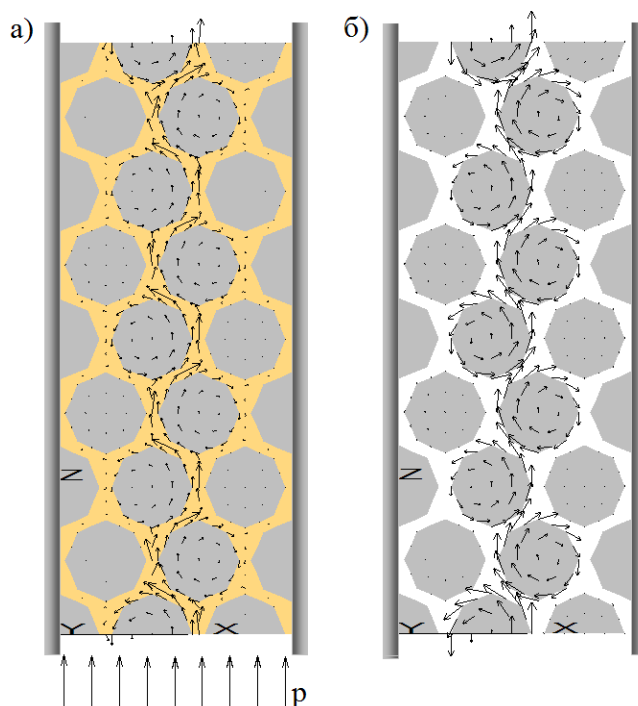
## 2. Анализ влияния ширины канала

Рассмотрим узкий канал, вмещающий две частицы по ширине (рис. 2). Видно, что флюид (рис. 2а) и проппант (рис. 2б) сильно тормозятся. Когда по ширине канала укладывается три частицы (рис. 3) движение флюида не затухает и происходит по извилистой

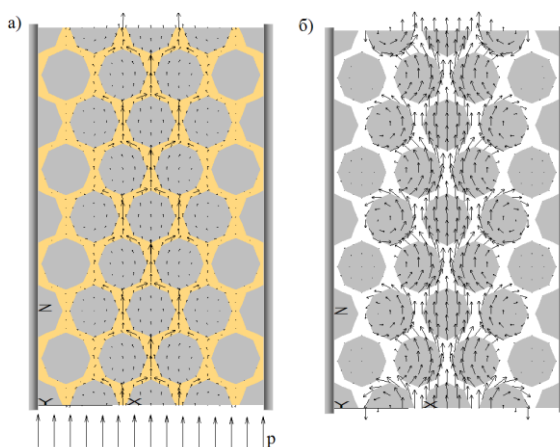
траектории. При этом частицы вращаются в процессе медленного движения. Если по ширине канала вмещаются четыре частицы (рис. 4), то течение флюида охватывает центральную часть канала (рис. 4а) и частицы движутся более свободно (рис. 4б).



**Рис. 2.** Движение в узком канале, вмещающем две частицы пропантанта по ширине: а) распределение скоростей в жидкости, б) распределение скоростей в пропантантае.



**Рис. 3.** Движение в канале, вмещающем три частицы пропантанта по ширине: а) распределение скоростей в жидкости, б) распределение скоростей в пропантантае.



**Рис. 4.** Движение в канале, вмещающем четыре частицы проппанта по ширине: а) распределение скоростей в жидкости, б) распределение скоростей в проппанте.

Следует отметить, что скорость флюида во всех рассмотренных случаях в три-четыре раза превышает скорость движения частиц на рис. 2а, 3а и 4а.

Когда по ширине канала укладывается более десяти частиц проппант движется практически прямолинейно, вращаясь только на границах.

#### Заключение

Изучено движение проппанта при разных соотношениях ширины канала и диаметра частиц. Установлено, что в узком канале, вмещающем две частицы по ширине, движение флюида и проппанта затруднено и быстро затухает. При расширении канала движению становится свободным, однако скорость движения частиц сильно отстает от скорости течения флюида. В случае, когда в канал вмещается до четырех частиц движение проппанта сопровождается сильным вращением. Если в канал укладывается более десяти частиц частицы проппанта движется практически прямолинейно, вращаясь только на границах.

#### Литература:

1. Economides M.J., Oligney R., Valko P. Unified fracture design: bridging the gap between theory and practice. Orsa Press, 2002.
2. Boronin S.A., Osiptsov A.A. and Desroches J., Displacement of yield-stress fluids in a fracture. // International Journal of Multiphase Flow. 2015. V. 76. P. 47-63.
3. Гарагаш И.А., Боронин С.А., Осипцов А.А., Рожков А.Н. Подходы к моделированию бриджинга при транспорте проппанта в трещинах ГРП: теория и эксперимент. // Тезисы докладов 10-й научно-практической конференции "Математическое моделирование и компьютерные технологии в процессах разработки месторождений". М.: Изд-во «Нефтяное хозяйство», 2017. С. 10-11.

# ЭФФЕКТИВНЫЕ ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ РЕШЕНИЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ «РУДНОГО» ТИПА

Долгаль А.С.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Пермский федеральный исследовательский центр Уральского отделения Российской академии наук*

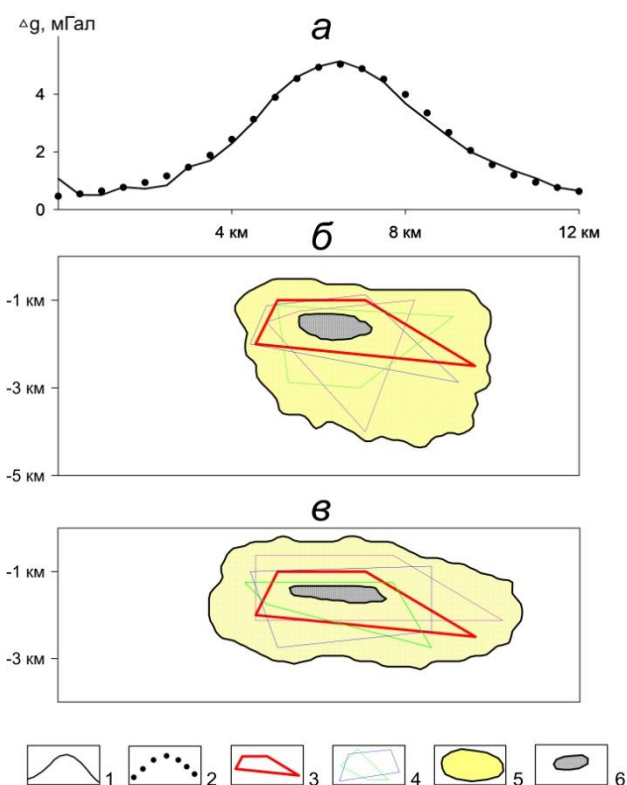
При количественной интерпретации гравитационных аномалий широко применяется метод подбора, направленный на построение единственного допустимого решения обратной задачи гравirazведки (ОЗГ), которое принято считать наилучшим. Однако, в силу практической неоднозначности ОЗГ, для объективной оценки точности интерпретационных построений наличие одного варианта пространственного распределения аномалиеобразующих масс недостаточно. Такая оценка может быть получена лишь в результате совместного анализа достаточно широкого (репрезентативного) множества  $Q$  допустимых решений ОЗГ (обеспечивающих требуемую величину невязки  $\varepsilon$  наблюдаемого и модельного полей, а также удовлетворяющих априорным сведениям о формах, размерах, глубинах залегания возмущающих объектов). Применительно к ОЗГ «рудного» типа эффективным инструментом для построения множества  $Q$  являются монтажные алгоритмы, основу которых составляет единство сеточного (конечноэлементного) описания плотностной среды и особого способа структурирования итерационного процесса подбора параметров модели. Концепция монтажного подхода была заложена в работах А.В. Овчаренко [1] и В.Н. Страхова [2] и получила дальнейшее развитие в работах П.И. Балка и др. исследователей.

Рассмотрим множество  $Q = Q(\varepsilon)$  допустимых решений обратной задачи для одного тела в конечно элементном классе моделей (его элементы обозначим  $\Omega_i, i = 1, 2, \dots, m$ ) и два его подмножества:  $D_1 = \bigcup \Omega_m$ , содержащее все возможные решения ОЗГ («объединение решений») и  $D_2 = \bigcap \Omega_m$ , содержащее фрагменты источников, принадлежащие искомым объектам во всей совокупности решений («пересечение решений»). Множество  $D_2$  будет являться фрагментом, гарантировано принадлежащим возмущающему объекту  $S$ , а множество  $D_1$  позволяет оконтурить область пространства, в котором может содержаться искомый объект:  $D_2 \subset S \subset D_1$ . Пару  $\langle D_1, D_2 \rangle$  можно рассматривать как альтернативную форму представления результатов количественной интерпретации, а меру проявления  $\varepsilon$  – эквивалентности оценивать с помощью метрики  $\tau(Q) = 1 - \mu(D_2) / \mu(D_1)$ , где  $\mu$  – мера Лебега [3].

Проиллюстрируем применение гарантированного подхода при совместном определении физических и геометрических параметров объекта по осложненным помехой измерениям силы тяжести. Аномалия поля  $\Delta g$  обусловлена изолированным выпуклым телом  $S$  избыточной плотности  $\sigma = 0.2$  г/см<sup>3</sup>, а среднеквадратическое значение помехи в измерениях поля  $\Delta \tilde{g}(x_i)$  не превосходит 0.1 мГал (рис. 1а). Приведены результаты интерпретации при невязке «наблюдаемого» и модельного полей  $\varepsilon \leq 0.2$  мГал в терминах пары  $\langle D_1, D_2 \rangle$  в случае, когда точное значение  $\sigma$  задано априори (рис. 1б), и в случае, когда известно лишь, что истинное значение  $\sigma$  лежит в достаточно широком интервале  $[0,1; 0,3]$  г/см<sup>3</sup> (рис. 1в). В последнем случае в качестве дополнительной информации выступает предположение, что максимальная вертикальная мощность тела не превышает 2 км (фактически она равна 1,75 км). Легко заметить, что размеры области  $D_1$ , гарантированно содержащей аномалиеобразующее тело, в этих двух вариантах оказались сопоставимыми. Область  $D_2$ , которая, заведомо является частью неизвестного тела  $S$ , в варианте с нечеткой априорной информацией о плотности лишь на 15 % меньше, чем в варианте с известной плотностью. Таким образом проявляет себя принцип взаимозаменяемости априорной информации о физических и геометрических параметрах источника поля [4].

Развитие гарантированного подхода позволяет провести оценку вероятности наличия возмущающих масс в пределах области  $D_1 \setminus D_2$ . Путем прямой проверки для каждого "элементарного" объема  $\omega$  геоплотностной среды можно установить число  $m_i$  построенных носителей  $\Omega_m \in Q$ , фрагментом которых он является. Если неизвестный истинный носитель масс  $S$  находится среди них, то  $\omega_i \subset S$ . Соответственно, частоту, с которой среди всех  $n$  найденных допустимых носителей встречаются включающие в себя область  $\omega$ , можно принять за оценку искомой вероятности  $p_i = m_i/n$ . Функцию пространственных координат  $\varphi(\omega) = p(x, y, z)$  с областью определения  $[0, 1]$  назовем функцией локализации, характеризующей структуру множества  $Q$  [5]. Можно предложить и другие похожие по смыслу характеристики: функции гарантии, доверия и обнаружения [6].

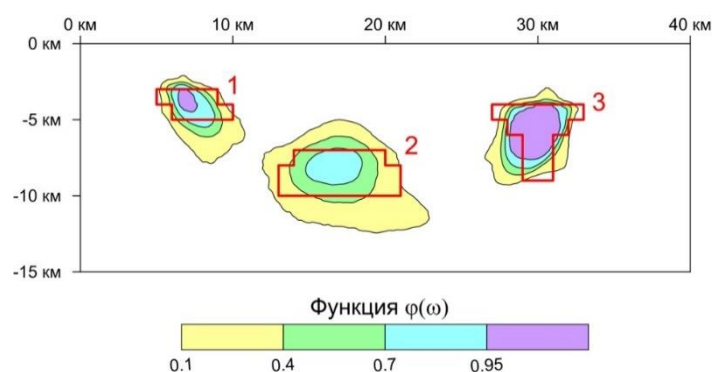
Проиллюстрируем принцип построения и возможности функции локализации  $\varphi(\omega)$  в 2D постановке ОЗГ; возмущающие тела ассоциируются здесь с их вертикальными сечениями. Аномалия  $\Delta g$  гравитационного поля обусловлена тремя телами эффективной плотности  $\sigma_1 = 0,15$ ,  $\sigma_2 = 0,20$  и  $\sigma_3 = 0,30$  г/см<sup>3</sup>, а ее измерения, осложненные слабой помехой, выполнены с шагом 500 м на профиле длиной 40 км. Можно провести аналогию между данной моделью и некими горизонтально протяженными интрузивными телами, залегающими в гравиактивном слое земной коры мощностью порядка 10 км. В постановку задачи вносятся типичные ограничения: допустимые решения обратной задачи представляют собой три локальных (связных) носителя  $S^j$ ,  $j = 1, 2, 3$  (по числу локальных максимумов  $\Delta g$ ), каждый из которых является односвязным (не содержит "дыр") и имеет достаточно гладкую границу. Пороговая величина невязки  $\varepsilon$  наблюдаемого и модельного полей составляет 0,1 мГал.



**Рис. 1.** Результаты интерпретации гравитационной аномалии (а) при точной (б) и интервально заданной (в) плотности ее источника: 1 – «наблюдаемое» гравитационное поле; 2 – выбранное гравитационное поле для одного из допустимых решений ОЗГ; 3 – источник аномалии; 4 – отдельные допустимые решения ОЗГ; 5 – область  $D_1$ ; 6 – область  $D_2$ .

Выбирая различные нулевые приближения к каждому из трех локальных тел удалось построить 1182 варианта модели геоплотностного разреза (3546 допустимых носителя  $S^j$ ).

Некоторое представление об их разбросе дает такой показатель: площадь (мера  $\mu$ ) области, покрываемой этими носителями, более чем в 2,5 раза превышает суммарную площадь реальных возмущающих объектов. На рис. 2 представлена вертикальная карта изолиний функции  $\varphi(\omega)$ , построенная по ее дискретным значениям в пределах элементов  $\omega$ , представляющих собой квадраты размером 250×250 м. Информативность результатов интерпретации в терминах функции локализации, без сомнения, значительно выше информативности единичного решения ОЗГ. При заверке аномалии бурением достаточно идентифицировать с высокой достоверностью один из фрагментов области  $S$ , занятой возмущающими массами, чтобы затем обоснованно выбрать местоположение и глубину буровой скважины. Однако, для практического использования результаты количественной интерпретации, в которых не представлены предполагаемые границы аномалиеобразующих тел, не всегда могут быть пригодными. В частности, наличие предполагаемых геоплотностных границ необходимо при решении задач, связанных с изучением глубинного геологического строения рудных районов.



**Рис. 2.** Вертикальная карта изолиний функции локализации для модели трех тел. Примечание: красный цвет – источники поля, их номера.

Для построения отдельных интерпретационных моделей, обладающих предпочтением перед другими из множества  $Q$ , целесообразно использовать различные критерии теории принятия решений [7, 8]. Можно, например, выбрать решение ОЗГ  $\Omega_1$ , состоящее из  $m$  элементов, средняя сумма значений функции локализации  $\Theta = \sum_1^m \varphi(\omega)/m$  для которого будет максимальной по отношению к прочим вариантам. Такое решение  $\Omega_1$  отвечает критерию максимума апостериорной вероятности [9] и обеспечивает невязку полей  $\varepsilon = 0,030$  мГал (рис. 3а). Традиционный способ выбора «наилучшего» решения ОЗГ  $\Omega_2$ , отвечающего минимальной невязке полей  $\varepsilon = 0.026$  мГал, дает заметно худший результат (рис. 3б).

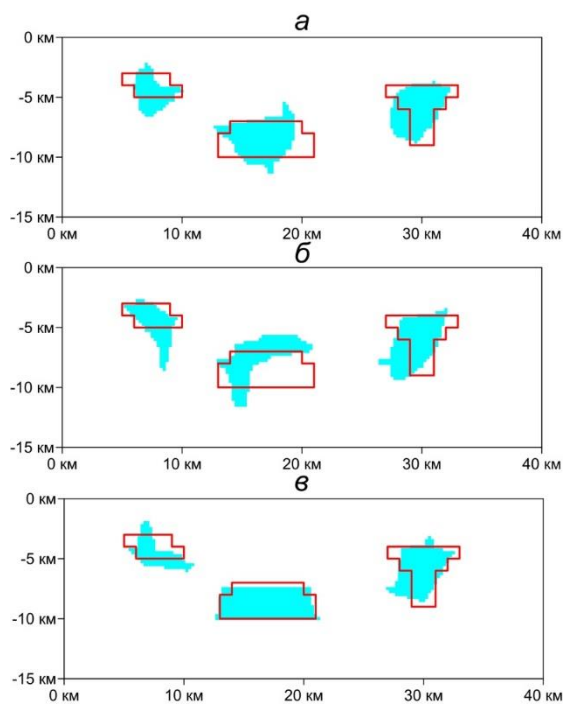
В дополнение к визуальной не помешает и количественная оценка этого преимущества. В качестве меры близости истинного аномалиеобразующего объекта  $S$  и его модели  $\Omega$  возьмем отношение площади (меры  $\mu$ ) их общего фрагмента к площади области, точки которой принадлежат хотя бы одному из них:  $\rho(S, \Omega) = \mu(S \cap \Omega) / \mu(S \cup \Omega)$ . В идеализированной ситуации, когда объект и результаты интерпретации полностью совпадают, значение  $\rho$  максимально и равно 1; если же они не имеют общих точек, то  $\rho = 0$ . В нашем примере  $\rho(S, \Omega_1) = 0.55$  (площадь общего для  $S$  и  $\Omega_1$  фрагмента составляет ~71 %), тогда как  $\rho(S, \Omega_2) = 0.37$  (здесь эта мера ~54 %). Однако, максимальное значение метрики  $\rho = 0.67$  обеспечивает решение  $\Omega_3$  (площадь общего фрагмента для  $S$  и  $\Omega_3$  ~73 %), характеризующееся сравнительно высокой величиной  $\varepsilon = 0,052$  мГал (рис. 3в).

Если рассматривать все множество найденных допустимых решений ОЗГ, то по результатам численного эксперимента наблюдается довольно тесная связь между качеством

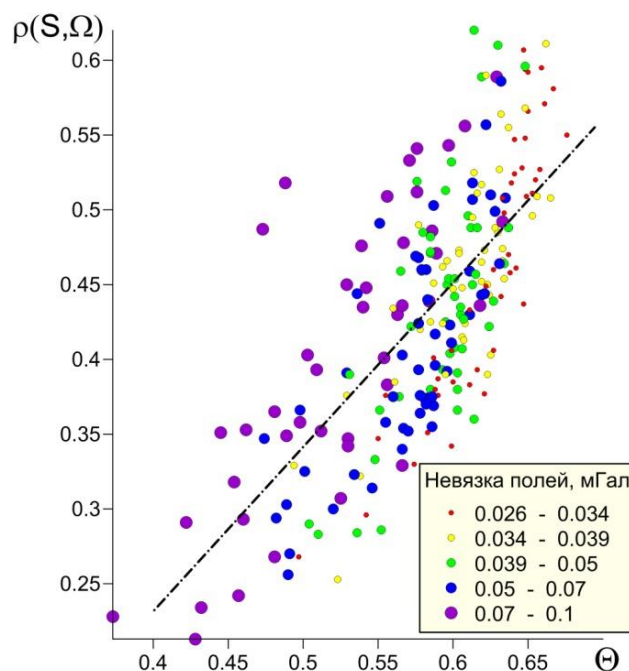
носителя  $\rho$  в целом и средним значением  $\Theta$  пофрагментных оценок его качества с использованием критерия максимума апостериорной вероятности [9]. Коэффициент корреляции между  $\rho$  и  $\Theta$ , по множеству из 1182 решений ОЗГ составляет 0.745 (рис. 4). Для сравнения, коэффициент корреляции между значением  $\rho$  и величиной  $\varepsilon$  невязки составляет всего лишь 0.277.

Представленные результаты исследований по оценке точности количественной интерпретации гравитационных аномалий позволяют сделать следующие выводы:

1. В качестве новой формы представления результатов решения ОЗГ "рудного" типа предлагается использовать "пакет информации", включающий в себя несколько распределений оценочных функций типа  $\varphi(\omega)$  и одну или несколько интерпретационных моделей типа  $\Omega_1$ , отвечающих критериям оптимальности (типа  $\Omega_1$ ).



**Рис. 3.** Решения обратной задачи гравirazведки:  $\Omega_1$  (а),  $\Omega_2$  (б),  $\Omega_3$  (в). Примечание: красные многоугольники – источники поля.



**Рис. 4.** Кросс-плот и линейная регрессионная зависимость  $\rho(S, \Omega) = 1,195\Theta - 0,268$  (штрихпунктирная линия). Примечание: цветными точками показаны параметры для каждого десятого решения ОЗГ из множества  $Q$ .

2. Отмечается (в целом ряде экспериментов) наличие в множестве  $Q$  наилучших решений типа  $\Omega_3$ , которые невозможно выявить без точной информации об исходной модели источников поля. С одной стороны, это является дополнительным аргументом правомерности применения критериев, базирующиеся на оценке близости между собой двух разных решений ОЗГ; с другой – обеспечивает потенциальную возможность повышения точности интерпретационных построений путем "сборки" новых частных решений из элементов  $\omega \in Q$  с учетом уже имеющихся оценок вероятности  $\varphi(\omega)$  их принадлежности истинному носителю масс  $S$ .

#### Литература:

1. Овчаренко А.В. Подбор сечения двумерного тела по гравитационному полю // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. Алма-Ата: Изд-во Казахского политехн. ин-та. 1975. Вып. 2. С. 71–75.



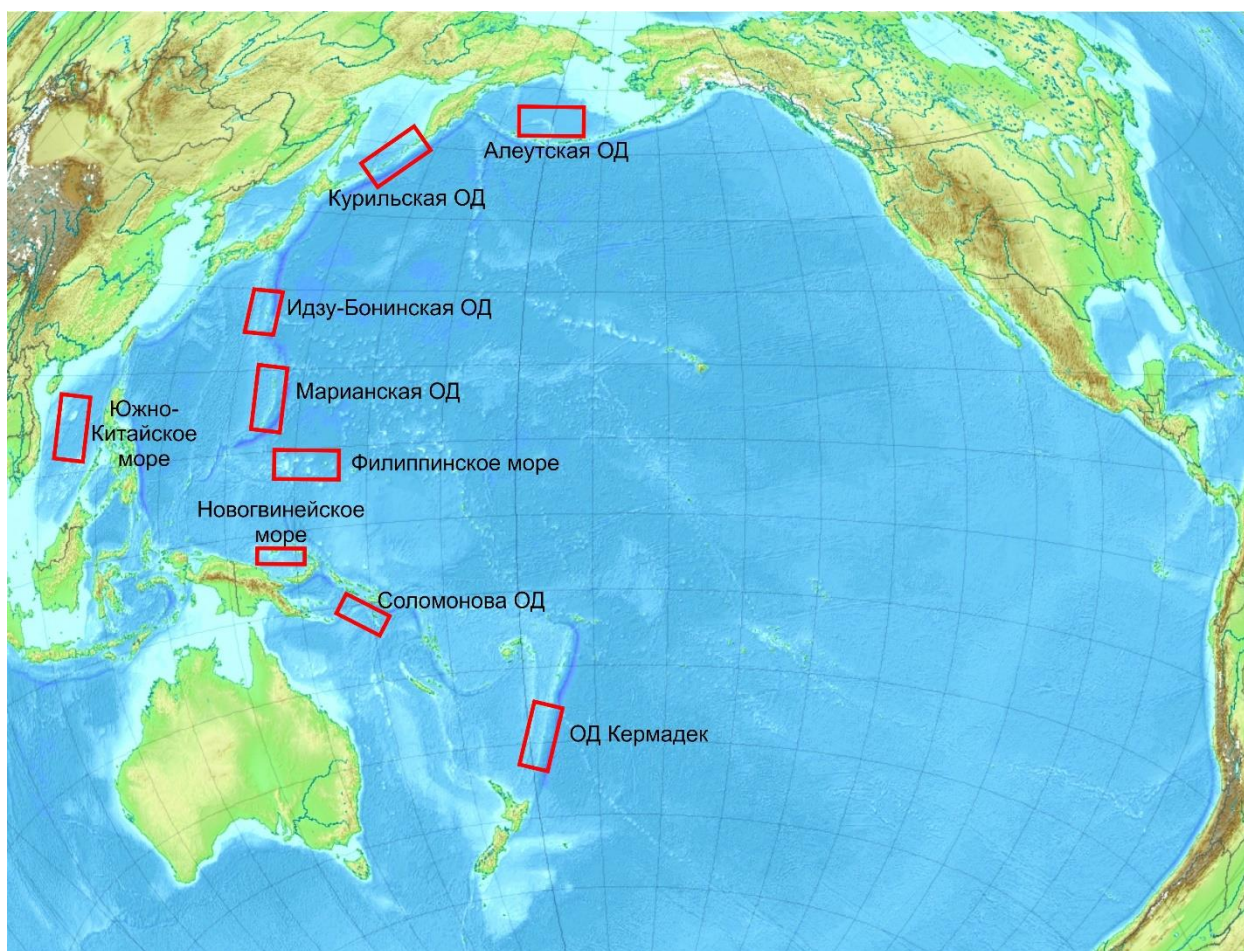
2. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Доклады Академии наук. 1976. Т. 227. № 2. С. 344–347.
3. Балк П.И. О надежности результатов количественной интерпретации гравитационных аномалий // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 6. С. 43–57.
4. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Локализация геологических объектов по данным гравirazведки при неполной информации о плотности горных пород // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 5. С. 686–690.
5. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 49–56.
6. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные технологии количественной интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2016. № 1. С. 43–47.
7. Балк П.И., Долгаль А.С. Минимаксный подход к решению обратных задач гравirazведки и магниторазведки // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 6. С. 706–710.
8. Балк П.И., Долгаль А.С. Обратные задачи гравirazведки как проблема принятия решения в условиях неопределенности и риска // Физика Земли. 2017. № 2. С. 45–61.
9. Балк П.И., Долгаль А.С. Новые возможности повышения информативности количественной интерпретации гравитационных аномалий // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 461–465.

# РЕЛЯЦИОННАЯ БАЗА ДАННЫХ ПРОФИЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СТАНЦИЙ ДРАГИРОВАНИЯ, ВЫПОЛНЕННЫХ В РЕЙСАХ НИС «ВУЛКАНОЛОГ» В 1977-1991 ГГ.

Долгая А.А., Палуева А.А., Рашидов В.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

В период 1977-1991 гг. с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» были выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка по системе взаимопересекающихся галсов и отработаны станции драгирования на ряде подводных вулканов и вулканических массивов в пределах островных дуг Алеутской, Курильской, Идзу-Бонинской, Марианской и Кермадек, Берингова, Южно-Китайского, Филиппинского и Новогвинейского морей (рис. 1).



**Рис. 1.** Районы работ НИС «Вулканолог».

В течение многих лет полученные данные непрерывных геофизических исследований хранятся на лентах различных самописцев, а координаты профилей и станций драгирования – на бумажных носителях.

Для удобства работы и хранения имеющихся материалов на современных носителях создана и эффективно используется реляционная база данных (БД) профильных геофизических исследований подводных вулканов Тихого океана и станций драгирования, выполненных в пределах Курильской островной дуги [1-3].

БД содержит сведения о съемочных галсах, полученных в ходе 28 рейсов НИС «Вулканолог», из которых 9 рейсов выполнены в пределах Курильской островной дуги (6900 записей) и 19 рейсов – в пределах Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской островных дуг,

Берингова, Южно-Китайского, Филиппинского и Ново-Гвинейского морей (12400 записей). В БД внесены сведения о 189 станциях драгирования подводных вулканов в пределах Курильской островной дуги.

Для работы с базой данных в интегрированной среде программирования Borland Delphi создано приложение Galses (рис. 2).

Программа позволяет просматривать списки рейсов, галсов и станций драгирования, добавлять и изменять данные, осуществлять сортировку и поиск данных по координатам и датам, а также экспортировать результаты поиска в файлы MS Excel.

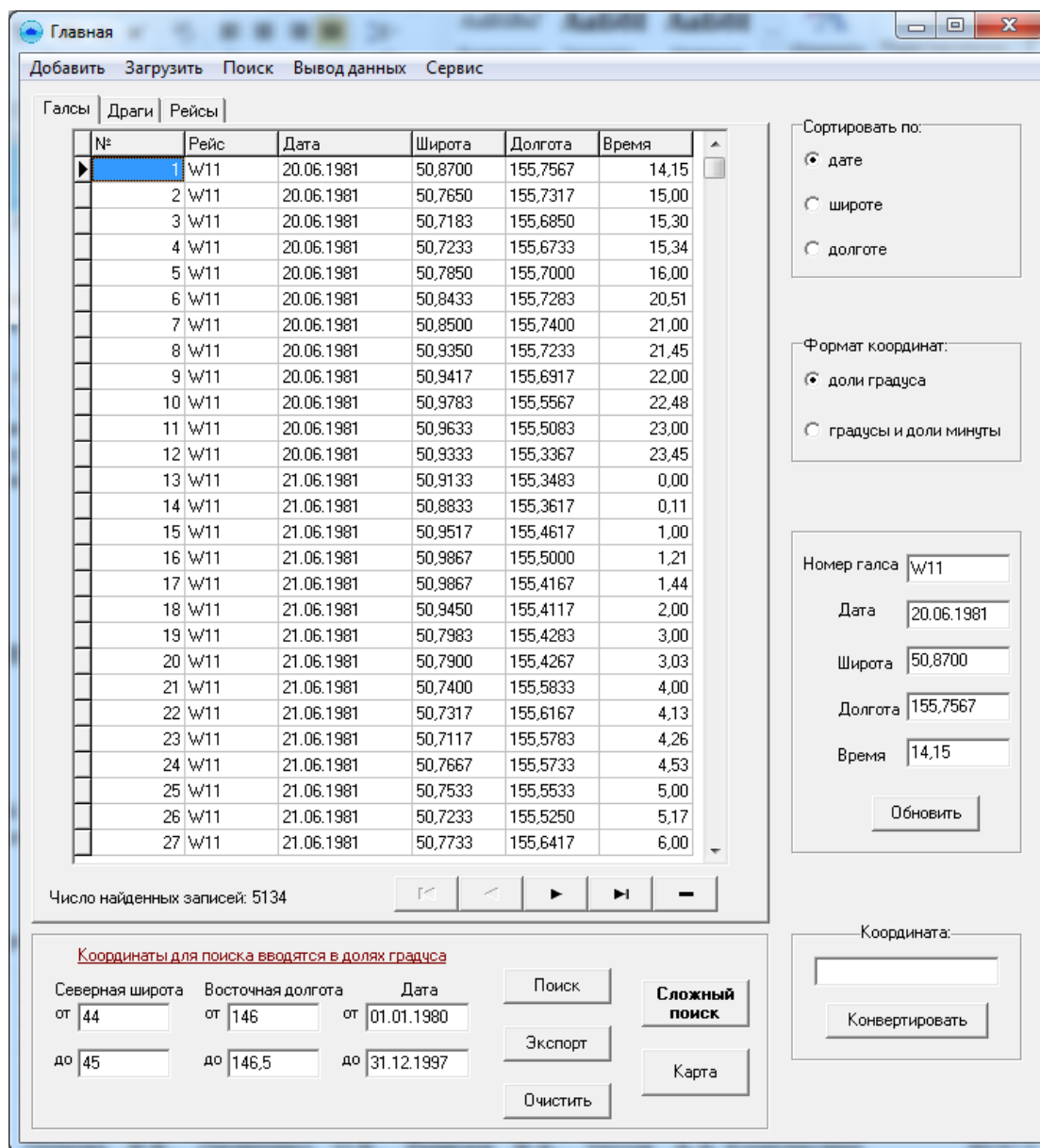


Рис. 2. Вид главного окна программы Galses.

Приложение позволяет добавлять в БД информацию о галсах и станциях драгирования через специальные формы (индивидуальный ввод) или загружать данные из внешних файлов (массовый ввод).

Помимо перечисленных стандартных функций обработки данных в приложении Galses реализована возможность осуществлять поиск координат галсов и станций драгирования в пределах произвольно задаваемой области. Результаты стандартного и

«сложного» поиска для удобства пользователя можно визуализировать на карте - схеме (рис. 3).

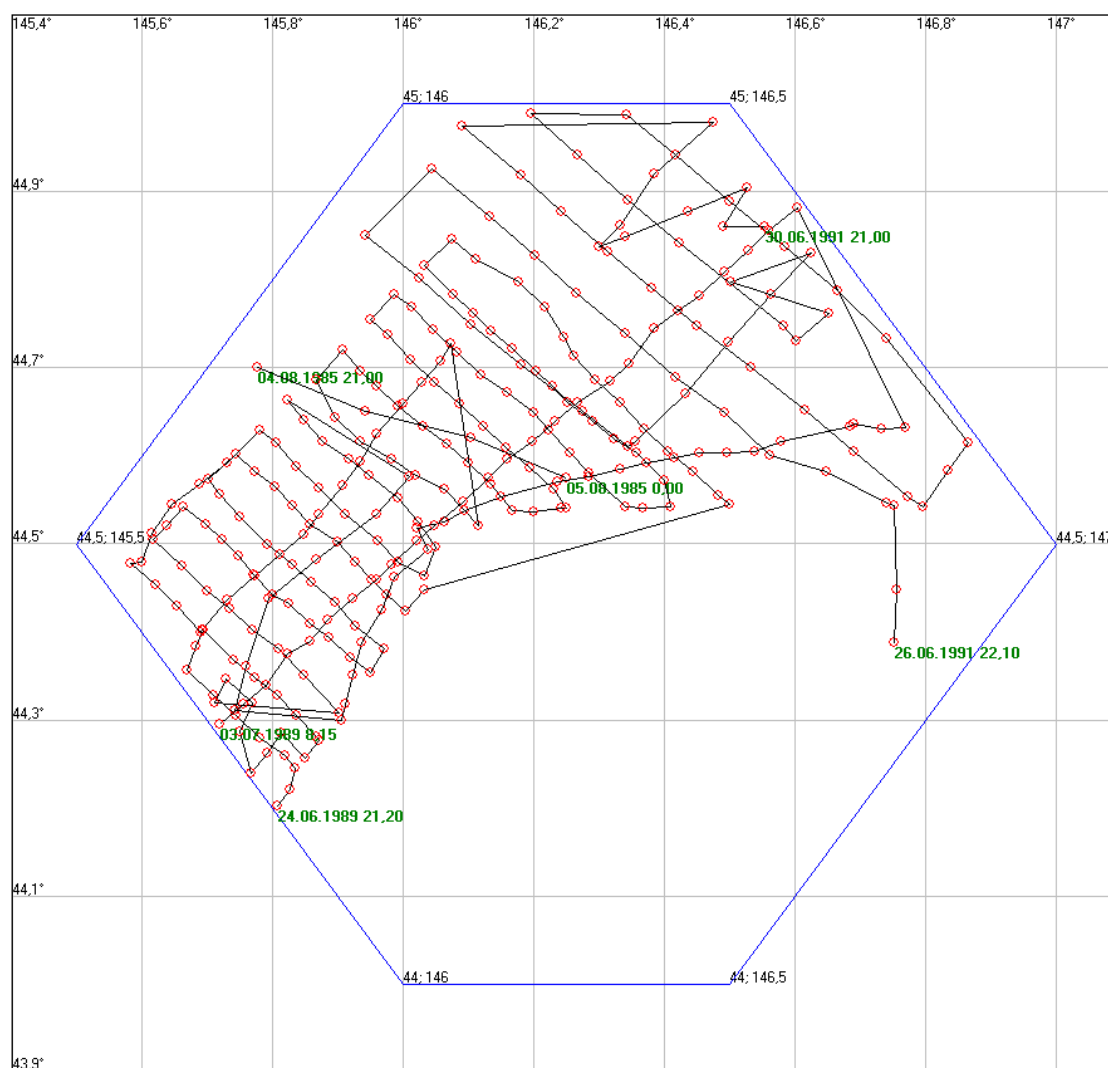


Рис. 3. Карта-схема с результатами «сложного» поиска.

На карте-схеме отображаются область поиска (прямоугольник при стандартном поиске и произвольный многоугольник при «сложном» поиске), линии галсов судна с точками, в которых были измерены координаты, а также станции драгирования с указанием номера рейса и станции. Для удобства на схеме обозначаются начальные и конечные точки галсов судна в каждом из рейсов, в ходе которых изучался показанный на схеме район.

Пользователь также может настроить внешний вид карты - схемы, установив поля карты, частотность координатной сетки и отображаемые данные (только галсы, только станции драгирования или оба набора данных одновременно). Построенную карту - схему с помощью приложения можно сохранить в файл с расширением bmp.

В программе также реализована возможность изменять формат представления координат: координаты отображаются в долях градуса (в этом формате чаще всего строятся современные карты и работают ГИС-проекты) или в градусах и минутах (этот формат использовался, в частности, в журналах и отчетах о рейсах НИС «Вулканолог»). Формат представления влияет на данные, отображаемые во всех окнах программы Galses, а также на данные, экспортируемые в MS Excel.

Реляционная БД оказалась надежной в работе и удобной в эксплуатации. В дальнейшем планируется расширить функционал приложения, а созданную БД пополнить

сведениями о станциях драгирования, выполненных во всех изученных с борта НИС «Вулканолог» регионах Тихого океана.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-02955-а.*

### **Литература:**

1. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Богданова О.Ю., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Жулева Е.В., Малиновский А.И., Колосков А.В., Новиков Г.В., Новикова П.Н., Палуева А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Романова И.М., Трусков А.А., Федоров П.И., Чесалова Е.И. Новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов Западной части Тихого океана // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 3-11.
2. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусков А.А. Новые данные о строении подводных вулканов и островов Курильской островной дуги // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 94-97.
3. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусков А.А. Комплексные исследования подводных вулканов Курильской островной дуги // Шестая научно-техническая конференция Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России 1-7 октября 2017 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: ФИЦ КФ «ЕГС РАН». 2017. <http://emsd.ru/conf2017lib/pdf/mon/bloh.pdf>.

# ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА НЕФТЕМАТЕРИНСКОЙ КИТЕРБЮТСКОЙ (ТОГУРСКОЙ) СВИТЫ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

**Исаев В.И.<sup>1</sup>, Искоркина А.А.<sup>1</sup>, Лобова Г.А.<sup>1</sup>, Прохорова П.Н.<sup>1</sup>, Фомин А.Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

## Постановка задачи

Оценка перспектив нефтегазоносности – оценка плотности ресурсов углеводородов и районирование территорий – выполняется объемно - генетическим методом (бассейновое моделирование). Количество генерированных углеводородов (УВ) рассчитывается на основе реконструкции геотемпературного режима материнских отложений [1, 2].

Для средне-, нижнеюрского и палеозойского нефтегазоносных комплексов (НГК) Западной Сибири материнской является *тогурская свита* ( $J_{1t1}$ ) с рассеянным органическим веществом (РОВ) гумусового и смешанного типов. Для нижнемелового и верхнеюрского НГК основным источником УВ является РОВ сапропелевого типа *баженовской свиты* ( $J_{3tt}$ ) [3]. В тоже время баженовская и тогурская свиты - перспективные формации для поисков сланцевой нефти (аккумулятивной *in situ*) [4].

Ранее [5, 6] на представительных примерах мезозойского-кайнозойского разреза юга Западной Сибири установлено, что не учет векового хода температур на поверхности Земли и толщи неоплейстоценовой мерзлоты не позволяет адекватно восстановить термическую историю материнских отложений. При учете зональных палеоклиматических факторов время нахождения материнских свит в главной зоне нефтеобразования (ГЗН) увеличивается до 2 - х раз, а абсолютный палеотемпературный максимум возрастает на 11 – 14 °С.

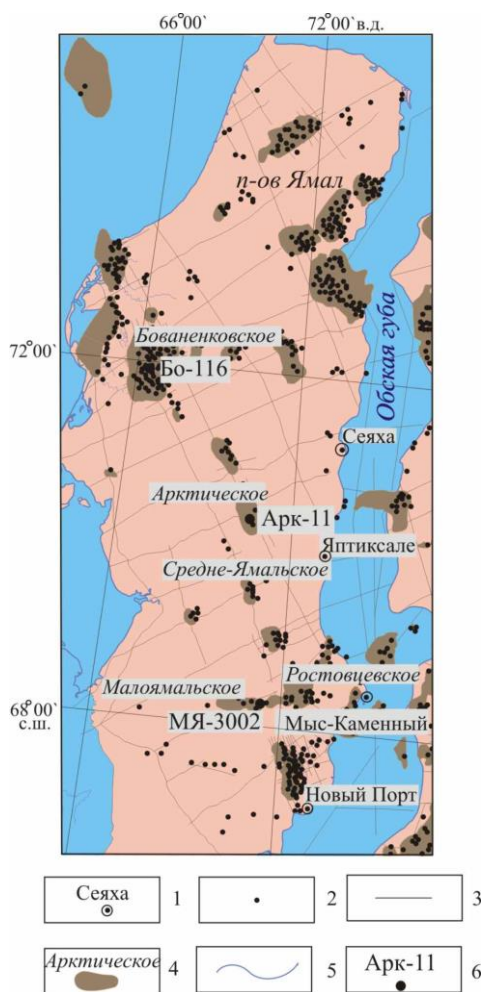
Новейшими исследования на площадях Ростовского, Среднеямальского и Арктического месторождений показано [7], что учет зональных палеоклиматических факторов для разрезов арктического региона увеличивает время нахождения баженовских отложений в ГЗН на 50% и более, палеотемпературный максимум возрастает на 10 – 13 °С. Было оценено влияние ледникового покрова на термический режим баженовских отложений как несущественное.

Вместе с тем, представляет несомненный интерес геотермический режим *китербютской (тогурской) свиты* ( $J_{1kt}$ ) арктических районов. В отличие от южных и центральных районов Западно - Сибирской нефтегазоносной провинции, баженовские отложения в арктическом регионе существенно варьируют как по концентрациям РОВ, нередко уменьшаясь до 1 - 2 %, так и по типу РОВ, переходя к гумусово - сапропелевому типу. Тогда как РОВ китербютской свиты на арктических землях имеет более стабильные концентрации (база данных ИНГГ СО РАН). *Основная цель настоящих исследований – дальнейшая аргументация существенного влияния факторов палеоклимата на расчетный геотермический режим нефтематеринских свит, определяющий подсчет плотности ресурсов.* Для этого выполнены палеотемпературные исследования тогурских отложений, вскрытых глубокими скважинами на Малоямальском, Арктическом и Бованенковском месторождениях п-ова Ямал (рис. 1).

## О методике исследований

Методика исследований базируется на оригинальном компьютерном палеотемпературном моделировании, учитывающем параметры седиментационной истории и истории теплофизических свойств осадочной толщи, включающей вечномёрзлые породы и ледники, и не требующем априорных сведений о величинах и природе глубинного теплового потока [8]. В математическую модель непосредственно включены климатический вековой ход

температур на земной поверхности (граничное условие) и палеотемпературы определений отражательной способности витринита (ОСВ), как «наблюдаемые».



**Рис. 1.** Обзорная схема территории исследований: 1 – населенный пункт и его название; 2 – поисково-разведочная скважина; 3 – сейсмический профиль работ МОГТ 2D; 4 – контур месторождения и его название (объекты экспериментальных исследований); 5 – гидрография и береговая линия; 6 – моделируемая скважина и ее индекс: МЯ-3002 – Малоямальская 3002; Арк-11 – Арктическая 11, Бо-116 – Бованенковская 116.

Количественное определение влияния палеоклимата на расчетный геотермический режим материнских отложений выполняется на основе анализа варибельности результатов пяти вариантов палеотемпературных реконструкций. *Вариант 1* – без учета факторов палеоклимата. *Вариант 2* – учет «стандартного» векового хода температур [1], без учета неоплейстоценовой мерзлоты и ледников. *Вариант 3* – учет «арктического» векового хода температур [9], без учета неоплейстоценовой мерзлоты и ледников. *Вариант 4* – учет «арктического» векового хода температур, учет динамики неоплейстоценовой мерзлоты [7], без учета ледников. *Вариант 5* – учет «арктического» векового хода температур, учет динамики неоплейстоценовой мерзлоты и динамики ледников [7].

В качестве примера параметризации осадочного разреза, вскрытого скважиной, определяющей параметры оптимальной седиментационной и теплофизической модели, приводится скважина Бованенковская 116 (табл. 1).

Таблица 1. Пример параметрического описания осадочной толщи скв. Бованенковская 116.

Свита, толща (стратиграфия)	Мощность, м	Возраст, млн. лет назад	Время накопления, млн лет	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Теплопроводность, Вт/м·град	Температуро проводность, м <sup>2</sup> /с	Тепловыделение, Вт/м <sup>3</sup>
Неоплейстоцен Q- N <sub>2</sub>	-	0.015-0.00	0.015	-	-	-	-
	-500	0.02-0.015	0.005	0.92	2.25	1.2e-006	1.22e-007
	-	0.04-0.02	0.02	-	-	-	-
	-1000	0.05-0.04	0.01	0.92	2.25	1.2e-006	1.22e-007
	-	0.120-0.050	0.070	-	-	-	-
	+1000	0.130-0.120	0.010	0.92	2.25	1.2e-006	1.22e-007
	-	0.177-0.130	0.047	-	-	-	-
	+500	0.182-0.177	0.005	0.92	2.25	1.2e-006	1.22e-007
	300	0.18215-0.1820	0.00015	2.10	2.09	1.05e-006	1.22e-006
	300	0.1823-0.18215	0.00015	2.10	1,3	7e-007	1.22e-006
	-600	0.1826-0.1823	0.0003	-	-	-	-
	-	0.5167-0.1826	0.3341	-	-	-	-
600	0.5197-0.5167	0.003	2.10	2.09	1.05e-006	1.22e-006	
-600	0.520-0.5197	0.0003	-	-	-	-	
Квартер+плиоцен Q- N <sub>2</sub>	212	4.1-0.520	3.58	2.04	1,29	6.5e-007	1,1e-006
N <sub>1-2</sub>	-143	4.1-5.4	1.3				
Новопортовская N <sub>1-2</sub>	80	5.4-8.4	3	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Таволжанская N <sub>1</sub>	25	8.4-12.5	4.1	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Бищеульская N <sub>1</sub> bsch	38	12.5-14.5	2	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
N <sub>1</sub>	-238	14.5-18.5	4				
Абросимовская N <sub>1</sub>	10	18.5-23.0	4.5	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Тургасская P <sub>3</sub> tur	20	23.0-28.0	5	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Новомихайловская P <sub>3</sub> nvm	15	28.0-30.0	2	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Атымская P <sub>3</sub> atl	37	30.0-34.0	4	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Тавдинская P <sub>2</sub> tv	50	34.0-42.6	8.6	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Нюрольская P <sub>2</sub> nl	37	42.6-50.4	7.8	2.08	1.33	7e-007	1.2e-006
Ирбитская P <sub>2</sub> ir	5	50.4-55.0	4.6	2.09	1.35	7e-007	1.2e-006
Серовская P <sub>1sr</sub>	20	55.0-58.0	3	2.09	1.35	7e-007	1.2e-006
Тибейсалинская P <sub>1tb</sub>	44	58.0-63.7	5.7	2.09	1.35	7e-007	1.2e-006
Ганькинская K <sub>2</sub> + P <sub>1gn</sub>	35	63.7-73.0	9.3	2.11	1.37	7e-007	1.25e-006
Березовская K <sub>2</sub> b	279	73.0-89.0	16	2.15	1.41	7.5e-007	1.25e-006
Кузнецовская K <sub>2</sub> kz	37	89.0-92.0	3	2.18	1.43	8e-007	1.25e-006
Марресалинская K <sub>2</sub> - K <sub>1mr</sub>	523	92.0-102.0	10	2.26	1.49	8e-007	1.25e-006
Яронгская K <sub>1</sub> jar	168	102-108.5	6.5	2.39	1.6	8e-007	1.25e-006
Танопчинская K <sub>1</sub> tn	746	108.5-133.2	24.7	2.44	1.62	8e-007	1.25e-006
Ахская K <sub>1</sub> ah	522	133.2-142.7	9.5	2.44	1.64	8e-007	1.25e-006
Баженовская J <sub>3</sub> +K <sub>1</sub> bg	15	142.7-149.3	6.6	2.42	1.62	8e-007	1.3e-006
Абалакская nr J <sub>2</sub>	83	149.3-161.7	12.4	2.42	1.62	8e-007	1.3e-006
Мальшевская J <sub>2</sub> ml	84	161.7-171.0	9.3	2.45	1.63	8e-007	1.3e-006
Леонтьевская J <sub>2</sub> ln	90	171.0-173.0	2	2.47	1.65	8e-007	1.3e-006
Вымская vm J <sub>2</sub>	143	173.0-175.0	2	2.45	1.63	8e-007	1.3e-006
Лайдинская ld J <sub>2</sub>	83	175.0-177.0	2	2.47	1.65	8e-007	1.3e-006
Надояская nd J <sub>2</sub> +J <sub>1</sub>	73	177.0-182.5	5.5	2.45	1.63	8e-007	1.3e-006
Китербютская kt J <sub>1</sub>	68	182.5-184.0	1.5	2.47	1.65	8e-007	1.3e-006
Шараповская shr J <sub>1</sub>	85	184.0-186.0	2	2.45	1.63	8e-007	1.3e-006
Левинская lv J <sub>1</sub>	111	186.0-186.70	0.7	2.47	1.65	8e-007	1.3e-006
Зимняя zm J <sub>1</sub>	13	186.7-200.2	13.5	2.45	1.63	8e-007	1.3e-006
Мощность разреза, м	3370						

**Примечание.** Коричневой заливкой показаны времена накопления нефтематеринских баженовской и тогурской свит и их параметрическое описание. Серой - показаны размывы палеоген-неогеновых отложений. Синей заливкой показаны времена формирования, существования и деградации толщи мерзлоты, светло-синей - показаны времена формирования, существования и деградации толщи ледников.



## Реконструкции геотермического режима китербютской (тогурской) свиты

Анализ расчетных значений плотности теплового потока из основания осадочного разреза (табл. 2) показывает следующее.

**Таблица 2.** Расчетные геотемпературы тогурской свиты в скв. Бованенковская 116.

Время, млн. лет назад	«Стандартный» ход, °С	«Арктический» ход, °С	Мощность мерзлых пород, м	Мощность льдника, м	Глубина положения тогурской свиты, м	Геотемпературы тогурской свиты, °С					
						Вариант 1	Вариант 2	Вариант 3	Вариант 4	Вариант 5	
										Геотемпературы	Глубина положения тогурской свиты, м (учет ледникового покрова)
0	0	-4	300	-	3127	118	116	116	115	115	3111
0,015	-2	-10	300	-	3126	118	116	115	115	114	3110
0,02	-3	-8	300	500	3126	118	115	115	115	113	3610
0,030	-4	-5	300	500	3125	118	115	116	114	113	3609
0,04	-2	-6	300	500	3125	118	115	115	114	112	4109
0,050	-1	-7	300	1500	3125	118	116	116	114	111	4608
0,070	-4	-4	300	1500	3123	118	116	115	113	109	4609
0,110	-4	-5	300	1500	3121	118	116	115	112	107	4609
0,120	-2	-6	300	1500	3121	118	116	114	111	107	4609
0,130	-1	-7	300	500	3120	118	116	114	111	106	3609
0,150	-4	-6	300	500	3119	118	117	114	111	106	3608
0,177	-6	-7	300	500	3118	118	116	114	122	106	3607
0,1820	-6	-7	300	-	3118	118	116	114	119	106	3108
0,1826	-7	-7	600	-	3118	118	116	114	112	106	3087
0,200	-7	-8	600	-	3117	118	117	114	111	106	3107
0,240	-10	-9	600	-	3115	118	117	113	111	106	3107
0,5167	-6	-10	600	-	3100	114	118	112	119	114	3089
0,5197	-5	-11	-	-	3100	117	118	112	126	114	2907
0,520	-5	-11	-	-	3100	117	118	112	118	114	3127
1,8	-3	-13	-	-	3034	114	116	109	115	110	3051
3,2	-2	+5	-	-	2962	111	113	120	126	121	2968
4,1	+3	+4	-	-	2915	110	113	119	125	120	2915
4,9	+5	+4	-	-	3003	113	116	121	127	123	3003
5,4	+5	+4	-	-	3058	115	119	124	130	125	3058
8,4	+9	+5	-	-	2978	112	117	118	127	122	2978
10	+9	+6	-	-	2968	111	117	122	127	123	2968
12,5	+10	+6	-	-	2953	110	118	121	127	122	2953
14,5	+10	+6	-	-	2915	110	118	121	126	122	2915
18,5	+11	+7	-	-	3153	120	127	132	138	133	3153
23	+4	+8	-	-	3143	119	122	132	138	133	3143
28	+8	+8	-	-	3123	118	124	131	137	132	3123
30	+10	+9	-	-	3108	117	125	131	137	132	3108
34	+11	+9	-	-	3071	116	126	130	136	131	3071
35	+14	+9	-	-	3065	116	128	130	135	130	3065
42,6	+20	+12	-	-	3021	114	133	131	136	131	3021
50	+21	+15	-	-	2986	112	132	132	137	132	2986
50,4	+21	+15	-	-	2984	112	132	132	137	132	2984
55	+21	+15	-	-	2979	112	131	132	137	133	2979
58	+20	+16	-	-	2959	111	130	132	136	132	2959
63,7	+19	+16	-	-	2915	109	127	130	135	130	2915
70	+19	+16	-	-	2891	108	126	128	134	129	2891
73	+19	+15	-	-	2880	107	126	127	133	128	2880
85	+19	+13	-	-	2671	98	117	116	121	116	2671
89	+20	+13	-	-	2601	95	115	113	118	114	2601
92	+20	+13	-	-	2564	94	113	111	116	112	2564
100	+22	+15	-	-	2146	77	98	95	99	96	2146
102	+22	+15	-	-	2041	73	94	91	95	92	2041
108,5	+22	+15	-	-	1873	67	87	85	88	85	1873
120	+22	+16	-	-	1526	54	75	72	75	73	1526
134	+21	+15	-	-	1083	34	59	55	57	55	1083
135	+22	+15	-	-	1028	32	57	52	55	53	1028
142,5	+22	+15	-	-	616	22	44	38	39	38	616
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м <sup>2</sup>						57	56	59	62	60	

**Примечание.** Коричневой заливкой показаны температуры главной фазы нефтеобразования (ГФН), темно-коричневой заливкой – палеотемпературный максимум ГФН. Серой заливкой обозначены времена размыва палеоген-неогеновых отложений.

В вариантах 1, 3, 4 и 5 тепловой поток увеличивается на 1–3–6–4 мВт/м<sup>2</sup> по отношению к расчетному значению теплового потока варианта 2–56 мВт/м<sup>2</sup>. Анализ термической истории тогурской свиты свидетельствует о том, что в варианте 1 (без учета всех факторов палеоклимата) материнская свита «пережила» самую короткую и самую «холодную» главную фазу нефтеобразования (ГФН). В варианте 4 присутствие толщ вечномёрзлых пород, обладающих высокими значениями теплопроводности, приводит к максимальным расчетным значениям плотности теплового потока, что, в свою очередь, приводит к наибольшей продолжительности ГФН, увеличивает расчетные геотемпературы материнских отложений до максимальных значений. Отметим, что доучет ледникового покрова (вариант 5) мало повлиял и на величину расчетного значения плотности теплового потока из основания, и на интенсивность и продолжительность ГФН.

Сопоставление расчетных и «наблюденных» геотемператур для 3-х скважин приведено в табл. 3. Так как «наблюденные» (измеренные) температуры (включая определенные по ОСВ) имеют погрешность порядка  $\pm 2$  °С, то варианты 1 и 2 решений нельзя признать приемлемыми. В этих вариантах «невязки» превышают оптимальную в 2 раза и много больше, а в варианте 1 разница с пластовыми температурами и с температурами по ОСВ достигает 14 °С и 18 °С.

Достоверность результатов палеотемпературного моделирования, выполненного на Малоямальской, Арктической и Бованенковской площадях, подтверждается хорошей согласованностью полученных расчетных значений плотности теплового потока (51–58–62 мВт/м<sup>2</sup>) с экспериментальными определениями плотности теплового потока для п-ва Ямал: 47–58 мВт/м<sup>2</sup>, при установленной закономерности увеличения плотности теплового потока в северо-западном направлении [10].

### Выводы

1. Учет палеоклимата обуславливает увеличение расчетного палеотемпературного максимума в истории тогурских отложений на площадях п-ва Ямал на 5-18°С и наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, а, следовательно, обеспечивает наибольшую расчетную плотность генерации тогурских нефтей.

2. Полученные результаты по оценке роли позднечетвертичных ледниковых покровов (в районе п-ва Ямал) позволяют отметить несущественное влияние ледникового покрова на термический режим материнских тогурских отложений.

**Таблица 3.** Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур тогурской (китербютской) свиты в скважинах Малоямальского, Арктического и Бованенковского месторождений.

Глубина, м	Измеренные температуры, °С	Способ измерения	Вариант 1		Вариант 2		Вариант 3		Вариант 4		Вариант 5	
			Значение	Разница	Значение	Разница	Значение	Разница	Значение	Разница	Значение	Разница
Скважина Малоямальская 3002												
2312	67.5	пластовые	81	+14	74	+6	72	+4	68	0	73	+5
2355	69	пластовые	83	+14	81	+12	73	+4	69	0	74	+5
2391	75	пластовые	84	+9	76	+1	74	-1	70	-5	75	0
2552	76	пластовые	89	+13	81	+5	79	+3	75	-1	80	+4
1917	80	по ОСВ	73	-7	76	-4	77	-3	79	-1	77	-3
1922	81	по ОСВ	73	-8	76	-5	77	-4	79	-2	77	-4
1937	81	по ОСВ	73	-8	77	-4	78	-3	79	-2	78	-3
2300	90	по ОСВ	85	-5	87	-3	89	-1	91	+1	89	-1
2315	90	по ОСВ	85	-5	88	-2	90	0	91	+1	89	-1
2323	90	по ОСВ	86	-4	88	-2	90	0	92	+2	89	-1
2339	91	по ОСВ	86	-5	89	-2	90	-1	92	+1	90	-1
2339	92	по ОСВ	87	-5	89	-3	91	-1	93	+1	91	-1
2407	92	по ОСВ	88	-4	91	-1	92	0	94	+2	92	0

Таблица 3. Окончание.

Среднеквадратическое отклонение («невязка»), °С			±9			±5			±3			±2			±3
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м <sup>2</sup>			52			48			50			51			49
Скважина Арктическая 11															
2000	100	по ОСВ	91	-9	97	-3	99	-1	102	+2	100	0			
2500	120	по ОСВ	109	-11	115	-5	117	-3	121	+1	119	-1			
3533	125	пластовые	133	+8	128	+3	126	+1	124	-1	126	+1			
3560	126	пластовые	133	+7	129	+3	127	+1	124	-1	126	0			
Среднеквадратическое отклонение («невязка»), °С			±9		±4		±2		±1		±1				
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м <sup>2</sup>			56		54		56		58		58				
Скважина Бованенковская 116															
2610	94	пластовые	100	+6	98	+4	97	+3	96	+2	97	+3			
2657	97	пластовые	102	+5	100	+3	99	+2	97	0	99	+2			
2795	103	пластовые	107	+4	105	+2	104	+1	103	0	104	+1			
3050	113	пластовые	116	+3	114	+1	113	0	112	-1	113	0			
2615	120	по ОСВ	102	-18	110	-10	113	-7	119	-1	115	-5			
Среднеквадратическое отклонение («невязка»), °С			±9		±5		±4		±1		±3				
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м <sup>2</sup>			57		56		59		62		60				

**Примечание.** Коричневой заливкой показаны варианты оптимальные (приемлемые) по критерию «невязки».

*Статья подготовлена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00080 мол. а.*

#### Литература:

1. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный Мир, 2007. 456 с.
2. Hantschel T., Kauerauf A.I. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Heidelberg: Springer, 2009. 476 p.
3. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно - Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 331 с.
4. Исаев В.И., Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Сунгурова О.Г. Районирование мегавпадин Томской области по плотности ресурсов сланцевой нефти // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 1. С. 1-21.
5. Искоркина А.А., Исагалиева А.К., Исаев В.И. Влияние отложений позднечетвертичной мерзлоты на термическую историю нефтематеринских отложений Западной Сибири // Сборник материалов III Школы-конференции «Гординские чтения». М.: ИФЗ РАН. 2015. С. 144–151.
6. Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Фомин А.Н. Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории баженовской и тогурской свит юго-востока Западной Сибири // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 4. С. 3–25.
7. Исаев В.И., Искоркина А.А., Косыгин В.Ю., Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Фомин А.Н. Комплексная оценка палеоклиматических факторов реконструкции термической истории нефтематеринской баженовской свиты арктических районов Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 13–28.

8. Исаев В.И. Оценка влияния толщ вечной мерзлоты позднечетвертичного климатического похолодания на геотермический режим нефтематеринских отложений Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 2. С. 1–24.
9. Искоркина А.А. Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории нефтематеринской баженовской свиты арктического региона Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 8. С. 59–73.
10. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.

# УЧАСТНИКИ ПЕРВОЙ ВСЕСОЮЗНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ (1932) И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА

Костицын В.И.

Пермский государственный национальный исследовательский университет

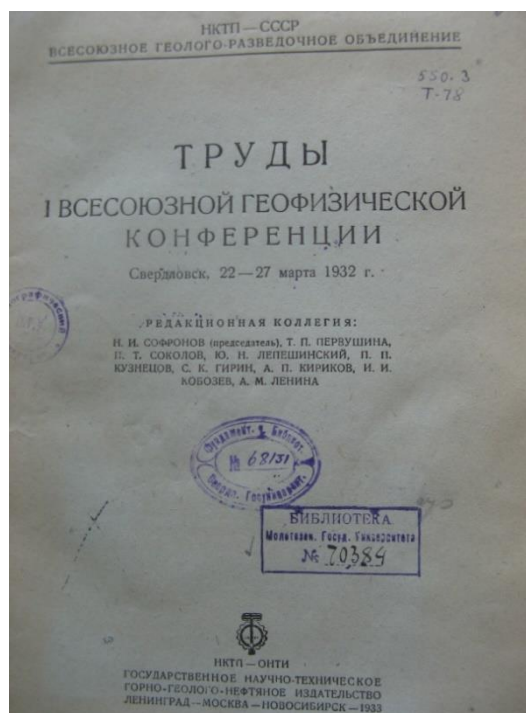


Рис. 1. Труды Первой Всесоюзной геофизической конференции.

Первая Всесоюзная геофизическая конференция (рис. 1) состоялась 85 лет назад (22–27 марта 1932 г.) в г. Свердловске [1, 2]. О многих участниках конференции нет никакой информации в справочнике «Геофизики России» [3]. О некоторых из них удалось найти краткие сведения в отдельных геофизических статьях [4–6]. При анализе имеющихся справочных документов оказалось, что 12 участников конференции (из 34 чел., которые выступали с докладами и в прениях) были репрессированы в 1934–1939 гг.: *Г.А. Баженов, В.Р. Бурсиан, С.К. Гирин, М.Ф. Думпис, А.П. Кириков, Б.Ю. Козловский, П.П. Кузнецов, Ю.Н. Лепешинский, Т.П. Первушина, Н.И. Сафронов, П.И. Соболев, П.Т. Соколов* [4]. Почти все они обвинены в принадлежности к контрреволюционной фашистской организации, имевшей террористические цели, или подготавливавшие покушение на И.В. Сталина (геофизическая ветвь «пулковского дела»). В 1956–1957 гг. они реабилитированы ВК Верховного Совета СССР, но многие из них уже, к глубокому сожалению, посмертно [4–6]. Приведем краткие сведения об участниках конференции, выступавших с докладами и (или) в прениях.

1. АСТАПОВИЧ В.А. – на Всесоюзной геофизической конференции в 1932 г. представлял Восточно - Сибирский геологоразведочный трест (г. Иркутск), в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
2. АЛЕКСЕЕВ С.И. – представлял Урал, в справочнике [2] нет информации.
3. БАЖЕНОВ Георгий Александрович (1899 – 1961). Геофизик, специалист по магнитометрической съемке. Сотрудник ЦНИГРИ, представлял Уральский геологоразведочный трест (г. Свердловск). Репрессирован.
4. БОГАТЫРЕВ – нет информации в справочнике «Геофизики России» [2].
5. БУЛГАКОВ Н.А. – профессор Ленинградского государственного университета, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.

6. БУРСИАН Виктор Робертович (1886 – 1945). Геофизик, физик-теоретик, специалист по электро- и термодинамике, физике кристаллов, теории электроразведки, доктор физ.-мат. наук, уроженец Петербурга, сын врача. Окончил физико-математический факультет Санкт-Петербургского университета. До 1919 г. преподавал физику в Петроградском политехническом институте, с 1919 – в ЛГУ, профессор (1932), заведующий кафедрой теоретической физики, декан физического факультета (1933), директор Научно-исследовательского физического института при ЛГУ (1934). В 1928–1933 гг. – участник ряда экспедиций (Урал, Западно - Сибирская низменность, Кузбасс, Кузнецкий Алатау, Прикаспийская низменность, Баку). Арестован 15 октября 1936 г., обвинен в принадлежности к «контрреволюционной фашистской организации», имевшей террористические цели и подготавливавшей покушение на Сталина (геофизическая ветвь «пулковского дела»). Умер в заключении. Реабилитирован определением ВК ВС СССР 8 декабря 1956 г.
7. ГИРИН Сергей Кузьмич (1896–1937). Геофизик, гравиметрист, кандидат технических наук, уроженец д. Фоминское Калязинского уезда Тверской губернии. Окончил ЛГИ (1925), работал там же (преподаватель, заведующий кабинетом гравиметрии, помощник декана) и в геофизическом секторе ЦНИГРИ, в научно-исследовательских полевых партиях, выпустил с соавторами учебник «Курс гравитационной разведки» [6, 7] и справочную книгу геофизика-разведчика в 4-х выпусках [8]. Член редакционной коллегии «Трудов I Всесоюзной геофизической конференции» [1]. Научный руководитель завода «Геологоразведка». Арестован 13 сентября 1936 г. (геофизическая ветвь «пулковского дела»). Выездной сессией ВК ВС СССР в г. Ленинграде 23 мая 1937 г. приговорен по ст. 58, п. 6, 8, 11 к высшей мере наказания. Расстрелян в день вынесения приговора. Реабилитирован определением ВК ВС СССР 3 декабря 1957 г.
8. ДУМПИС Макс Францевич (1893–1938)<sup>1</sup>. Родился в Курляндской губернии. Советский дипломат, геофизик. Унтер-офицер 4-го латышского полка, чл. РСДРП(б) с февр. 1917 г. В апреле 1918 г. назначен московским губернским военным комиссаром. С 1919 г. работал в Латвии: чл. РВС Латармии и Рижского ревкома, военком оперативного упр. штаба Зап. фронта; в 1920–21 гг. командовал 10-й и 170-й бригадами на Польском фронте. Во второй половине 1921 г. отозван из армии и направлен в НКВД. Генконсул РСФСР в Тебризе (Персия, 1921–1923), генконсул СССР в Мазари-Шерифе (Афганистан, 1923–1925) и Кашгаре (Китай, 1925–1928). В 1928 г. работал в секции водного хозяйства Госплана СССР. В 1930 г. окончил Горную академию в Москве, в 1931 г. – экстерном геофизический факультет МГРИ, работал преподавателем, заместителем декана геофизического факультета. В 1932 г. руководил комплексной экспедицией физических методов разведки в Якутии. В 1933–35 гг. работал в Главном геологоразведочном управлении НКТП; с дек. 1936 г. по март 1937 г. исполнял обязанности директора Московского горного института. С июля 1937 г. исполнял обязанности научного сотрудника, ст. научного сотрудника АН СССР. Награжден орденом Красного Знамени. Арестован в ночь с 23 на 24 декабря 1937 г., 19 февраля 1938 г. ВК ВС СССР приговорен к высшей мере наказания (шпионаж, КРТО). Приговор приведен в исполнение в тот же день на полигоне НКВД «Коммунарка». Реабилитирован ВК ВС 5 мая 1956 г.
9. ДЮКОВ И.А. – представлял Казанский университет, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
10. КАЛГАНОВ – представлял Уральский геологоразведочный трест (г. Свердловск), в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.

---

<sup>1</sup> Информацию представил Ю.И. Блох, доктор физико-математических наук, профессор.

11. КИРИКОВ Андрей Павлович (1892–1937). Геофизик, геохимик, доктор геолого-минералогических наук, профессор, создатель радиометрического метода поисков. Окончил ПГИ (1923). В 1920-е годы – научный сотрудник Радиевого института. К моменту ареста – заведующий радиометрической лабораторией ЦНИГРИ (г. Ленинград), преподаватель ЛГИ. Арестован 7 ноября 1936 г. (геофизическая ветвь «пулковского дела»), находился в «Крестах». 26 мая 1937 г. ВК ВС приговорен по ст. 58, п. 10, 11 к тюремному заключению на 10 лет с конфискацией имущества и последующим поражением в правах на 5 лет. После вынесения приговора переведен в Грязовец Вологодской области. Переписка оборвалась в 1937 г. В сентябре 1937 г. была арестована его жена и осуждена как ЧСИР на 5 лет ИТЛ. Посмертно реабилитирован 8 декабря 1956 г.
12. КОБОЗЕВ И.И. – инженер Геофизического сектора ЦНИГРИ (г. Ленинград). Член редакционной коллегии «Трудов I Всесоюзной геофизической конференции» [1]. В справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
13. КОЗЛОВСКИЙ Борис Юрьевич (1892–1953). Астроном, геодезист, гравиметрист, один из первых специалистов отечественной нефтяной геофизики. Князь, сын царского генерала, представитель рода А.С. Пушкина. Арестован в декабре 1934 г. Осужден ОСО при НКВД СССР по ст. 58, п. 10 и приговорен к 5 годам ИТЛ. В последние годы работал в Пермском университете, преподавал геофизические дисциплины. Умер в апреле 1953 г., похоронен на Егошихинском кладбище г. Перми. По инициативе кафедры геофизики Пермского университета и Пермского отделения Евро-Азиатского геофизического общества ему и его сестре княжне Ольге Юрьевне установлен новый гранитный памятник в 2013 г. [9].
14. КОМИН В.Г – представлял г. Свердловск, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
15. КРАСУЛИН – начальник Гумбейской микромагнитной партии на Урале, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
16. КУЗНЕЦОВ Павел Петрович (1887 – 1937). Геофизик, магнитометрист, специалист по горной геометрии. Окончил ПГИ (1916), с 1919 доцент ПГИ, работал на кафедре геофизики. В 1932 г. – инженер Геофизического сектора ЦНИГРИ (г. Ленинград). Член редакционной коллегии трудов конференции [1]. Арестован 8 октября 1936 г. (геофизическая ветвь «пулковского дела»). Выездной сессией ВК ВС СССР в Ленинграде 22 мая 1937 г. приговорен по ст. 58, п. 8, 11 к высшей мере наказания. Расстрелян 23 мая 1937 г. Реабилитирован 3 декабря 1957 г.
17. ЛЕНИНА А.М. – член редакционной коллегии «Трудов I Всесоюзной геофизической конференции» [1], в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
18. ЛЕПЕШИНСКИЙ Юрий (Георгий) Николаевич (1891 – 1937). Геофизик, специалист по электрометрическим и магнитометрическим методам поисков, уроженец с. Литвиновичи Могилевской губернии. Инженер, научный сотрудник Геофизического сектора ЦНИГРИ (г. Ленинград), профессор ЛГИ. Член редакционной коллегии трудов конференции [1]. Преподавал также в ЛГУ. Арестован 20 сентября 1936 г. в Зырянске (Рудный Алтай) по обвинению в принадлежности к контрреволюционной фашистской организации (геофизическая ветвь «пулковского дела»). Выездной сессией ВК ВС СССР в г. Ленинграде 22 мая 1937 г. приговорен по ст. 58, п. 8, 11 к высшей мере наказания. Расстрелян 23 мая 1937 г. Реабилитирован определением ВК ВС СССР 13 декабря 1957 г.
19. ЛОГАЧЕВ Александр Андреевич (1898–1978). *Ученый - геофизик с мировым именем в области магниторазведки, основоположник аэромагниторазведки, доктор физико-математических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизических методов разведки (1959–1976) Ленинградского горного института.* Во время войны разработал способы обнаружения затонувших кораблей и неразорвавшихся бомб. Более 40 лет отдал педагогической работе в Ленинградском горном институте.

- Выдающимися достижениями, принесшими ему мировую известность, являются теоретические исследования, ставшие основой современной магниторазведки. Основатель метода магнитной съемки с самолета, создатель первого в мире аэромагнитомера.
20. МАЛИНИНА Н.Е. – представляла Гидрометкомитет (г. Ленинград), в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  21. МОРОЗОВ А.П. – представлял Грознефть, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  22. ПЕРВУШИНА Татьяна Полиевктовна. Родилась в 1896 г. Геофизик, электроразведчик. Заведовала геофизическим сектором ЦНИГРИ. Член редакционной коллегии трудов конференции [1]. Участник XVII МК (1937 г.). Арестована в 1939 г., ее дальнейшая судьба неизвестна.
  23. ПЕТРОВСКИЙ Д.А. – заместитель начальника Союзгеоразведки (г. Москва) в 1932 г., в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  24. ПОЯРКОВ С.А – инженер, Казгеолтрест (г. Семипалатинск), в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  25. РОДИОНОВ Петр Федорович (1904–1984). Окончил Ленинградский горный институт (1926). Доктор геолого-минералогических наук (1971). В 1926–1933 гг. работал в геологоразведочных предприятиях Ленинграда и Москвы, в 1932 г. – инженер Союзгеоразведки, в 1933–1942 гг. – руководитель и консультант геофизических работ в тресте «Уралцветметразведка» (Свердловск). С 1945 г. работал в Горно-геологическом институте, затем в Институте геофизики Уральского отделения РАН (1956–1977) заведующим лабораторией электрометрии. Принимал непосредственное участие в создании методов эквипотенциальных линий, заряженного тела, естественных электрических полей, одноэлектродного каротажа, микромагнитной съемки, метода незаземленной петли. Награжден медалью «За боевые заслуги».
  26. САФРОНОВ Николай Ильич (1904 – 1982). Геофизик, геохимик, создатель геохимических методов поисков рудных месторождений. Доктор геолого-минералогических наук, профессор [5]. Окончил Ленинградский горный институт (1936). В 1930-е годы – сотрудник ЦНИГРИ, специализировался сначала в области электрометрических методов. Начальник первой Чаунской геологопоисковой экспедиции Всесоюзного Арктического института (1936–1937). Арестован в Ленинграде 6 ноября 1937 г. На допросах у него была повреждена барабанная перепонка и разорвана диафрагма. Осужден особым совещанием при наркомвнутренних дел СССР 3 декабря 1937 г. на 5 лет ИТЛ по ст. 58, п. 10, 11. Отбывал срок сначала на лесоповале в Карелии, после начала войны с Финляндией переведен в Актюблаг (Казахстан), где курировал поиски воды геофизическими методами под оборонные объекты. При освобождении (10 ноября 1942 г.) ему был запрещен выезд с территории Актюблага, и он выполнял маркшейдерскую работу на руднике Хромтау. Переведен в Магадан, с 15 апреля 1944 – начальник геофизического отдела ГРУ Дальстроя, проработал на Колыме 11 лет. В 1950-е годы был реабилитирован, к концу 1955 г. вернулся в Ленинград, работал старшим научным сотрудником, а затем заместителем директора ВИТРа по научной работе до 1970 г.
  27. СОБОЛЕВ Петр Илларионович (1906 – 1936). Уроженец с. Проскурино Бузулукского района Оренбургской области. Работал ст. инженером Западно - Сибирского геологоразведочного треста (г. Томск). Арестован в 1936 г. Расстрелян.
  28. СОБОЛЕВСКИЙ Петр Константинович (1868 – 1949). Советский учёный в области маркшейдерии, доктор технических наук (1936). После окончания Петербургского горного института (1898) работал на Голубовском и Троицком рудниках Донбасса. Профессор Томского технологического (1903 – 1920), Свердловского горного (1920 – 1933), Московского геологоразведочного (1933 – 1947) и Московского горного (1939



- 1949) институтов. Разработал методику геометризации месторождений полезных ископаемых, методы подсчёта запасов полезных ископаемых, измерения глубины шахтного ствола, создал измерительные приборы: деформатограф, стереоавтограф, воздушный анероид. Один из создателей первой в Сибири геодинамической станции. Организатор и научный руководитель первого на Урале и в Сибири НИИ геофизических методов разведки и геометрии недр (1928). Основатель Уральской научной школы геофизиков. Награжден двумя орденами «Знак Почета», медалями СССР.
29. СОКОЛОВ Павел Тимофеевич (1900 – 1937). Физик, геофизик, профессор. Специалист по теории упругости, сейсморазведке, атмосферному электричеству. В 1927–1929 гг. руководил экспедициями Геолкома по изучению радиоактивных руд Средней Азии. В 1929–1932 гг. – преподаватель ЛГИ (кафедра электродинамики), вел курс прикладной геофизики в Политехническом институте. В 1932 г. инженер Геофизического сектора ЦНИГРИ (г. Ленинград). Арестован в 1936 г. по обвинению в принадлежности к контрреволюционной фашистской организации (геофизическая ветвь «пулковского дела»), погиб в заключении. Реабилитирован определением ВК ВС СССР 3 декабря 1957 г.
  30. СОЛОВОВ А.П. – представлял Рудно-Алтайскую группу геофизических партий (Казгеолтрест) и Геофизический сектор ЦНИГРИ, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  31. СЫЧЕВ П.А. – представлял г. Свердловск, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  32. ШАПИРО – представлял Урал, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  33. ШАХОВ Н.И. – представлял Севцветметзолото, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.
  34. ЯКОВЛЕВ Д.А. – начальник 2-й Каменско - Синарской партии, в справочнике «Геофизики России» [2] нет информации.

В настоящее время труды Первой Всесоюзной геофизической конференции [1] не потеряли своей актуальности по стратегии развития геофизических методов, решаемым геологическим задачам и постановке масштабных геолого-геофизических исследований [3, 5, 6]. Участники первой конференции внесли существенный вклад в развитие науки и практики на первоначальном этапе развития отечественной геофизики и показали дальнейшие направления её развития.

Геофизическая общественность глубоко сожалеет о трагическом жизненном пути выдающихся геофизиков и надеется, что память о них останется на долгие годы, а их идеи, научные разработки и производственные дела будут развиваться и в современных условиях.

### **Литература:**

1. Труды I Всесоюзной геофизической конференции (Свердловск, 22–27 марта 1932 г.). Ленинград-Москва-Новосибирск: Гос. научно-техн. горно-геологическое нефтяное издательство, 1933. 184 с.
2. Труды I Всесоюзной геофизической конференции (с комментариями). Отв. за переиздание трудов В.И. Костицын. Пермь: ПГНИУ, 2012. 312 с.
3. Геофизики России. Информационно-биографический справочник. Гл. ред. Н.А. Савостьянов. М.: ЕАГО, 2005. 844 с.
4. Костицын В.И. Судьба первых советских геофизиков // Природа. 2014. № 3. С. 61–70.
5. Блох Ю.И., Цирель В.С. Знаменитый и неизвестный Николай Сафронов // Геофизический вестник. 2017. № 2. С. 23–31.
6. Блох Ю.И., Калинин Д.Ф., Михайлов В.О., Цирель В.С. Репрессированный учебник по гравиразведке // Геофизический вестник. 2015. № 2. С. 37–41.

7. Гирин С.К., Попов А.А., Садовский М.А., Успенский Д.Г. Курс гравитационной разведки. М.-Л: Главная редакция геологоразведочной и геодезической литературы. 1935. 368 с.
8. Справочная книга геофизика-разведчика. В 4-х выпусках, под общей редакцией С.К. Гирина. Вып. 2. Гравитационный метод. Ленинград-Москва-Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1933. 175 с.
9. Костицын В. И., Гравиметрист Б. Ю. Козловский -представитель рода А. С. Пушкина. Пермь: Пермский государственный университет, 2004. С. 165-177.

# АНАЛИЗ ПРОФИЛЬНЫХ И ПЛОЩАДНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТОВ ПУАССОНА

Кузнецов К.М., Булычев А.А.

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

e-mail: [kirillkuz90@gmail.com](mailto:kirillkuz90@gmail.com)

## 1. Общая теория

На сегодняшний день один из популярных подходов к анализу потенциальных полей строится на использовании преобразований Фурье и анализе разложения сигнала в ряд гармонических функций [1]. Наибольшую популярность имеет тригонометрический ряд Фурье, позволяющий разложить сигнал в ортогональный ряд с использованием функций  $\sin(x)$  и  $\cos(x)$ .

При обработке и интерпретации как профильных, так и площадных потенциальных полей возможно использование методик и алгоритмов, построенных на основе непрерывных вейвлет-преобразований с различными базисами [2]. Одним из возможных вариантов вейвлетов, которые могут применяться при анализе гравитационного и магнитного полей является группа вейвлетов, построенных на основе производных ядра Пуассона [3, 4].

Вейвлет-преобразование осуществляется путем свертки анализируемой функции с двух- или трехпараметрической функцией  $\psi_h(x)$  ( $\psi_h(x, y)$ ) для одномерных или двумерных сигналов соответственно. В общем виде непрерывное вейвлет-преобразование будет описываться сверткой следующего вида для профильных полей:

$$W(h, x) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\xi) \overline{\psi_{h,x}(\xi)} d\xi, \quad (1)$$

и следующим образом для площадных полей [8]:

$$W(h, x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(\xi, \eta) \overline{\psi_{h,x,y}(\xi, \eta)} d\xi d\eta. \quad (2)$$

Функция  $W(h, x)$  ( $W(h, x, y)$ ) является вейвлет-спектром исходной функции  $g(\xi)$  ( $g(\xi, \eta)$ ).

В случае одномерных сигналов вейвлет  $\psi_{h,x}(\xi)$  получается из базисного (материнского) вейвлета  $\psi_0(\xi)$ :

$$\psi_{h,x}(\xi) = \frac{1}{\sqrt{h}} \psi_0\left(\frac{\xi - x}{h}\right). \quad (3)$$

Для двумерных сигналов:

$$\psi_{h,x,y}(\xi, \eta) = \frac{1}{h} \psi_0\left(\frac{\xi - x}{h}, \frac{\eta - y}{h}\right), \quad (4)$$

Параметр  $h$  – масштабный коэффициент вейвлет-преобразования, и его значение меняется от нуля до бесконечности ( $h \in \mathbb{R}^+$ );  $x$  и  $y$  ( $x \in \mathbb{R}, y \in \mathbb{R}$ ) – параметры сдвига. Среднее значение функции материнского вейвлета и порождаемых ей вейвлетов должно быть равно нулю и вейвлет-функции должны быть ограничены. Математически для двухпараметрических вейвлетов это можно записать:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi_0(\xi) d\xi = 0, \quad \int_{-\infty}^{\infty} |\psi_0(\xi)|^2 d\xi < \infty, \quad (5)$$

а для трехпараметрических:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \psi_0(\xi, \eta) d\xi d\eta = 0, \quad \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |\psi_0(\xi, \eta)|^2 d\xi d\eta < \infty. \quad (6)$$

При анализе аномальных гравитационных и магнитных полей можно использовать вейвлеты, построенные на основе ядра Пуассона, как его частные производные [5]:

$$K^{nx,mz}(x,z) = \frac{\partial^{n+m}}{\partial^n x \partial^m z} \left( \frac{z}{x^2 + z^2} \right), \quad (7)$$

$$K^{nx,my,kz}(x,y,z) = \frac{\partial^{n+m+k}}{\partial^n x \partial^m y \partial^k z} \left( \frac{z}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} \right). \quad (8)$$

Ядро вейвлет-преобразования, соответствующее вычислению первой вертикальной производной гравитационного поля или второй производной потенциала на высоте  $h$  в двухмерном случае, будет иметь вид [6]:

$$\Psi_0^z(\xi) = \frac{1 - \xi^2}{(\xi^2 + 1)^2}, \quad \Psi_{h,x}^z(\xi) = \frac{1}{\sqrt{h}} \frac{1 - \left(\frac{\xi - x}{h}\right)^2}{\left[\left(\frac{\xi - x}{h}\right)^2 + 1\right]^2} = \frac{1}{\sqrt{h}} h^2 \frac{h^2 - (\xi - x)^2}{\left[(\xi - x)^2 + h^2\right]^2}. \quad (9)$$

Нечетный вейвлет, который соответствует горизонтальной производной поля на высоте  $h$ , будет иметь следующий вид:

$$\Psi_0^x(\xi) = \frac{2\xi}{(\xi^2 + 1)^2}, \quad \Psi_{h,x}^x(\xi) = \frac{1}{\sqrt{h}} \frac{2\left(\frac{\xi - x}{h}\right)}{\left[\left(\frac{\xi - x}{h}\right)^2 + 1\right]^2} = \frac{1}{\sqrt{h}} h^2 \frac{2(\xi - x)h}{\left[(\xi - x)^2 + h^2\right]^2}. \quad (10)$$

Ядро вейвлета Пуассона (8), соответствующее вычислению первой вертикальной производной в трехмерном случае представляется соотношением:

$$\Psi_0^z(\xi, \eta) = \frac{2 - \xi^2 - \eta^2}{(\sqrt{\xi^2 + \eta^2 + 1})^5} \quad (11)$$

На его основе можно построить вейвлеты 1го порядка, соответствующие второй вертикальной производной потенциала:

$$\Psi_{h,x,y}^z(\xi, \eta) = \frac{1}{h} h^3 \frac{2h^2 - (\xi - x)^2 - (\eta - y)^2}{(\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + h^2})^5}. \quad (12)$$

Стоит отметить, что на основе выражения (8) можно построить функции аналогичные (12), соответствующие горизонтальным производным потенциала. В частности, можно записать:

$$\Psi_{h,x,y}^x(\xi, \eta) = \frac{1}{h} h^3 \frac{3h(\xi - x)}{(\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + h^2})^5}. \quad (13)$$

Аналогично можно построить вейвлеты более высоких порядков. на основе различных производных ядра Пуассона.

## 2. Обратное вейвлет-преобразование

В случае если исходная одномерная функция  $g(\xi)$  имеет среднее значение равное нулю и ее разложение выполнялось с помощью вейвлетов, удовлетворяющих условиям (5), то возможно осуществить обратное непрерывное вейвлет-преобразование, т.е. по функции  $W(h,x)$  восстановить (реконструировать) исходный сигнал  $g(\xi)$ :

$$g(\xi) = \frac{1}{C_\Psi} \int_0^\infty \frac{1}{h^2} \left( \frac{1}{\sqrt{h}} \int_{-\infty}^\infty W(h,x) \Psi_0 \left( \frac{x - \xi}{h} \right) dx \right) dh, \quad (14)$$

где  $C_\Psi$  – константа, определяемая функцией  $\psi_0$ :

$$C_{\psi} = \int_0^{\infty} \frac{|\hat{\psi}_0(\omega)|^2}{\omega} d\omega, \quad (15)$$

где  $\hat{\psi}_0(\omega)$  - спектр Фурье функции  $\psi_0(x)$ .

В случае вейвлет-преобразований двухпараметрических функций, если исходная функция  $g(\xi, \eta)$  имеет среднее значение равное нулю и ее вейвлет-спектр был получен путем свертки с осесимметричными вейвлетами, удовлетворяющими условиям (6), то можно, выполнив обратное непрерывное вейвлет-преобразование, по функции  $W(h, x, y)$  восстановить исходный сигнал  $g(\xi, \eta)$  по формуле:

$$g(x, y) = \frac{1}{C_{\psi}} \int_0^{\infty} \frac{1}{h^3} \left( \frac{1}{h} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} W(h, x, y) \psi_0 \left( \frac{\xi - x}{h}, \frac{\eta - y}{h} \right) dx dy \right) dh, \quad (16)$$

$C_{\psi}$  – константа, определяемая уравнением (10), но под пространственной частотой  $\omega$  для двумерных сигналов будет пониматься:

$$\omega = \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}, \quad (17)$$

где  $\omega_x$  и  $\omega_y$  – пространственные частоты по соответствующим направлениям.

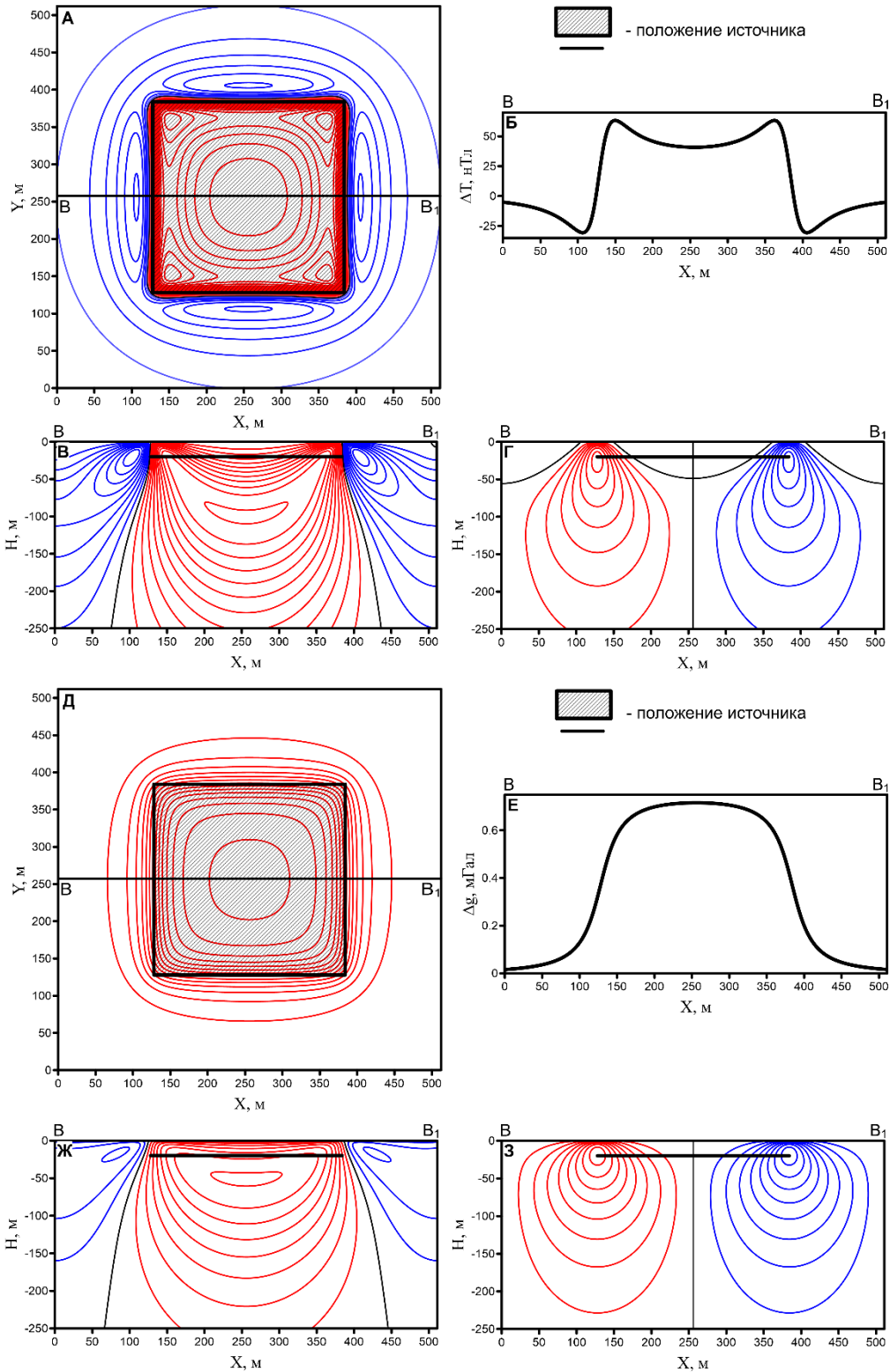
Еще раз отметим, что в отличие от профильного варианта по вейвлет-спектру  $W(h, x, y)$  возможна реконструкция исходного сигнала  $g(x, y)$  только для осесимметричных вейвлетов, которые соответствуют только вертикальным производным ядра Пуассона.

### 3. Локализация особых точек

В работах различных авторов продемонстрированы возможности локализации особых точек профильных потенциальных полей вейвлетов, построенных на основе ядра Пуассона различных типов, порядков и с применением различных масштабных коэффициентов. Верный выбор параметров вейвлет-преобразований позволяет верно сопоставить экстремумы вейвлет-спектров и положение особенностей источников поля для различных моделей. [6]

Объемные вейвлет-спектры также позволяют судить о положении особых точек аномальных потенциальных полей.

Рассмотрим модель плоской горизонтальной пластины на глубине 20 м шириной и длиной 256 м. На рисунке 1 представлены вертикальные срезы результатов вейвлет-преобразований магнитного и гравитационного полей вдоль оси  $Ox$  через центр модели. Рассчитаны вейвлет-спектры вейвлетами отвечающими вертикальной (12) и горизонтальной производной вдоль оси  $Ox$  (13) с различными масштабными коэффициентами. Наилучшим образом отражает положение углов модели экстремумы вейвлет-спектра магнитного поля с применением масштабного коэффициента  $1/h^2$ . А для гравитационного эффекта - с масштабным коэффициентом  $1/h^{5/2}$ .



**Рис. 1.** Результаты вейвлет-преобразования гравитационного и магнитного полей от тонкой пластины вейвлетами Пуассона первого порядка (12) и (13). **А** – исходное магнитное поле; **Б** – график магнитного поля по линии  $BB_1$ ; **В, Г** – срезы вейвлет-спектров, полученных вейвлетами (12) и (13) соответственно с масштабным коэффициентом  $1/h^2$ ; **Д** – исходное гравитационное поле; **Е** – график гравитационного поля по линии  $BB_1$ ; **Ж, З** – срезы вейвлет-спектров, полученных вейвлетами (12) и (13) соответственно с масштабным коэффициентом  $1/h^{5/2}$ .

#### 4. Построение эквивалентного распределения масс и намагниченности, создающих исходное поле

Вейвлет-спектры, полученные в результате вейвлет-преобразований с вейвлетами Пуассона, могут быть пересчитаны в плотности и намагниченности, создающие исходные поля.

Для начала рассмотрим профильные сигналы. В работе А.И. Кобрунова [7] показано, что пространственное распределение поля, получаемое вычислением вертикальной производной в верхнем полупространстве, умноженное на коэффициент  $1/(\pi G)$  и симметрично отраженное относительно нулевого уровня (оси  $Ox$ ) представляет собой функцию распределения плотности в нижнем полупространстве, создающее исходное гравитационное поле  $g(x)$ . Таким образом, результат прямого вейвлет-преобразования вейвлетом Пуассона 1го порядка (9), который соответствует вычислению вертикальной производной на заданном уровне, можно трансформировать в эквивалентное распределение плотности  $\delta(h, x)$  [8]:

$$\delta(h, x) = \frac{1}{\pi^2 G} \frac{\sqrt{h}}{h^2} W(h, x) \quad (18)$$

В случае двухмерного гравитационного поля  $g(x, y)$  результат вейвлет-преобразования с вейвлетом Пуассона (11) можно также связать с плотностью:

$$\delta(h, x, y) = \frac{1}{2\pi} \frac{h}{h^3} \frac{1}{\pi G} W(h, x, y) = \frac{1}{2\pi^2 h^2 G} W(h, x, y). \quad (19)$$

Возможен и иной подход к вычислению эквивалентного разреза плотности. В предположении, что исходная функция  $g(x)$  соответствует полю  $V_{zz}(x)$ , можно рассчитать эквивалентное распределение плотностей, эффект  $V_{zz}$  от которого будет совпадать с исходным полем:

$$\delta(h, x) = \frac{1}{2GC_{\psi} \sqrt{h}} W(h, x). \quad (20)$$

Все получаемые плотностные распределение  $\delta(h, x)$  является эквивалентным истинным и не несет в себе явного геологического смысла.

Также можно показать, что намагниченность  $I(h, x)$  эквивалентная истинной, может быть связана с результатами вейвлет-преобразования:

$$I(h, x) = \frac{1}{2C_{\psi} \sqrt{h}} W(h, x). \quad (21)$$

Аналогичные подходы могут быть использованы при расчете эквивалентных распределений плотности и намагниченности для площадных потенциальных полей.

Пусть функция  $g(x, y)$  представляет из себя вертикальную производную гравитационного поля  $V_{zz}$ , которая создается плотностным распределением  $\sigma(h, \xi, \eta)$  в нижнем полупространстве. Если исходное поле было разложено на вейвлет-спектр вейвлетом Пуассона 1го порядка, отвечающим вертикальной производной, то можно записать:

$$g(x, y) = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^h \delta(h, \xi, \eta) \frac{2h^2 - (\xi - x)^2 - (\eta - y)^2}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + h^2}^5} dh d\xi d\eta, \quad (22)$$

где

$$\delta(h, \xi, \eta) = \frac{1}{GC_{\psi} h} W(h, x, y). \quad (23)$$

Функция  $\delta(h, \xi, \eta)$  описывает такое пространственное распределение плотности, эффект  $V_{zz}$  от которого совпадает с исходной функцией  $g(x, y)$ .

Такой же подход может быть использован и для расчета куба эквивалентных намагниченностей для магнитного поля. Пусть функция  $g(x, y)$  соответствует вертикальной

составляющей аномального магнитного поля  $Z(x, y)$ , которая создается распределением вертикальной намагниченности  $I(h, x, y)$ . Тогда можно связать вейвлет-спектр, полученный вейвлетами Пуассона 1го порядка (11):

$$I(h, \xi, \eta) = \frac{1}{C_{\psi} h} W(h, x, y). \quad (24)$$

### 5. Редукция магнитных аномалий к полюсу

На основе вейвлет-преобразований профильных магнитных полей с вейвлетами Пуассона возможно построить алгоритм редуцирования к полюсу [9].

Пусть аномальное магнитное поле создается двухмерным изолированным источником, расположенным ниже оси  $oX$  с постоянной намагниченностью. Тогда на оси  $oX$  для вертикальной компоненты напряженности магнитного поля  $Z(x)$ , создаваемой этим источником, справедливо следующее соотношение:

$$Z(x) = I_x V_{xz}(x) + I_z V_{zz}(x), \quad (25)$$

где  $I_x$  и  $I_z$  – компоненты вектора намагниченности вдоль осей  $oX$  и  $oZ$  соответственно, а  $V_{xz}$  и  $V_{zz}$  – частные производные от функции  $V_z$  по параметрам  $x$  и  $z$ . Воздействуем на функцию  $Z(x)$  вейвлетом 1-го порядка следующего вида:

$$\Psi_{h,x}(\xi) = \sin \varphi \Psi_{h,x}^z(\xi) + \cos \varphi \Psi_{h,x}^x(\xi), \quad (26)$$

где  $\varphi$  – угол ее наклона. Осуществив непрерывное вейвлет-преобразование функции  $Z(x)$  с вейвлетом (26) согласно (1), для вейвлет-спектра  $W(h, x)$  в частотной области можем записать:

$$\hat{W}(\omega, h) = I(\sin \varphi + i \cos \varphi) \omega \hat{V}_z(\omega) \cdot \pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega e^{-\omega h} (\sin \varphi - i \cos \varphi) = I \pi \frac{h^2}{\sqrt{h}} \omega^2 \hat{V}_z(\omega) e^{-\omega h} \quad (27)$$

Предадим функции  $W(h, x)$  смысл интенсивности намагниченности, создающей исходное поле  $Z(x)$ . Если теперь к функции  $W(h, x)$  применить обратное вейвлет-преобразование (14) с вейвлетом  $\Psi_{h,x}^z(\xi)$ , то полученный результат будет соответствовать функции  $Z_B(x)$ , в предположении, что намагниченность имеет только вертикальную компоненту.

Стоит отметить, что такой подход может быть использован только к профильным сигналам. Для площадных потенциальных полей такой подход не может быть реализован.

### 6. Продолжение и вычисление высших производных поля в верхнем и нижнем полупространствах

Решение этих задач основано на том, что по результатам вейвлет-преобразования с помощью вейвлетов Пуассона как в профильном, так и в площадном вариантах возможно определить эквивалентное распределение плотности или намагниченности (Пункт 4) в нижнем полупространстве, создающее исходное поле. Затем можно рассчитать значения поля или его производные на заданной высоте. Таким образом, можно реализовать продолжение поля в верхнее полупространство.

В случае пересчета вниз между уровнем исходного поля и пересчета при таком подходе могут оказаться массы. Обнулив эти значения функции до необходимого уровня пересчета можно рассчитать прямой гравитационный (магнитный) эффект на заданном уровне. При решении этой задачи исходный сигнал предпочтительней рассматривать как поле, соответствующее более высоким частным производным гравитационного потенциала, чем поле  $V_z$ , например, как поле  $V_{zzzz}$ . В этом случае эффективные массы окажутся расположенными на больших глубинах по сравнению со случаем применения вейвлетов 1-го порядка.

### 7. Фильтрация площадных потенциальных полей на основе непрерывного вейвлет-преобразования на основе вейвлетов Пуассона



Одной из важнейших задач при интерпретации потенциальных полей является разделение полей на составляющие, которые характеризуют определенные изучаемые объекты. По значениям вейвлет-спектра можно восстановить исходную функцию путем обратного вейвлет-преобразования (14, 16). Таким образом, задача фильтрации поля (сигнала) может решаться путем различных трансформаций и фильтраций самого вейвлет-спектра. Стоит отметить, что при разделении полей возможно использовать не только вейвлеты Пуассона, но и другие типы вейвлетов.

#### **Литература:**

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2002. № 2. С. 40-47.
2. Чуи К. Введение в вейвлеты. Пер. Жилейкина ЯМ. М.: «Издательство «Мир», 2001.
3. Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К., Хамидуллина Г.С. “Технология обработки и интерпретации гравиметрических данных на основе «естественного» вейвлет-преобразования”, Ученые записки Казанского университета. 2010. Т. 152, кн. 3. С. 208-222.
4. Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G. Wavelet analysis of potential fields, Inverse problems 1997. № 13. P. 165-178.
5. Гравиразведка Справочник геофизика / Под редакцией Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
6. Оболенский И.В., Булычев А.А. Применение комплексного непрерывного вейвлет-преобразования Пуассона для определения источников аномалий потенциальных полей. // Геофизические исследования. 2011. Т.12. №3. С. 5-21.
7. Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А. Об одном методе  $\varepsilon$ -эквивалентных перераспределений и его использовании при интерпретации гравитационных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. С. 25-44.
8. Юдин М.Н., Фарков Ю.А., Филатов Д.М. Введение в вейвлет- анализ. М.: МГГА, 2001.
9. Кузнецов К.М., Оболенский И.В., Булычев А.А. Трансформации потенциальных полей на основе непрерывного вейвлет-преобразования // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология. 2015. № 6. С. 61-70.

# АЛГОРИТМ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ОТ «СФЕРИЧЕСКОГО КУБА» ПЛОТНОСТЕЙ

Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А.

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

e-mail: [kirillkuz90@gmail.com](mailto:kirillkuz90@gmail.com)

На сегодняшний день продолжается развитие спутниковой альтиметрии, позволяющей определить превышения высот поверхности морей и океанов над эллипсоидом относимости, и специальных спутниковых миссий GRACE, GOCE, предназначенных для изучения характера изменения гравитационного поля на высоте полета этих спутников, как в пространстве, так и во времени. Появилась возможность решать различные тектонические задачи в рамках всей Земли и ее крупных регионов. Однако решение таких задач невозможно без создания эффективного вычислительного алгоритма расчета прямой задачи гравиметрии с учетом сферичности Земли.

Активный интерес к созданию таких алгоритмов и вычислительных программ появился еще в 70 - 80-х годах прошлого века [1, 2]. Один из подходов к решению прямой задачи гравиметрии на сферической поверхности был предложен в работах В.И. Старостенко и его коллег [3] и получил дальнейшее развитие в работах [4-6]. Он основан на аппроксимации гравитирующих масс набором прямоугольных сферических призм постоянной плотности. Однако, выражение элементов гравитационного поля такой призмы не имеет конечного аналитического решения с помощью элементарных функций, что приводит к усложнению вычислительного алгоритма.

В то же время в работах [7, 8] был предложен алгоритм решения прямой задачи гравиметрии с учетом сферичности Земли, основанный на аппроксимации сферической призмы многогранником.

Рассмотрим, каким образом можно представить элементы гравитационного поля, создаваемого многогранником с постоянной плотностью.

Потенциал многогранника связан с потенциалом грани:

$$V(M) = \frac{\sigma}{2} \sum_{q=1}^Q (\zeta^q - z^q) U_q(M), \quad (1)$$

где  $\sigma$  – плотность многогранника,  $Q$  – число его граней,  $U_q(M)$  – потенциал притяжения  $q$ -ой грани с единичной поверхностной плотностью,  $\zeta^q$  и  $z^q$  – координаты грани и расчетной точки в системе координат, связанной с  $q$ -ой гранью. В этой новой системе координат ось  $oZ^q$  совпадает с внешней нормалью грани  $n_q$ , а плоскость  $oX^qZ^q$  компланарна плоскости грани. Соответственно,  $(\zeta^q - z^q)$  – высота точки наблюдения над плоскостью  $q$ -ой гранью многогранника.

Поле притяжения, создаваемое многогранником с постоянной плотностью, представляется следующим образом [9]:

$$\vec{g} = -\sigma \sum_{q=1}^Q 1\vec{n}_q U_q(M) \quad (2)$$

При решении прямой задачи на сфере необходимо вычислить проекцию вектора притяжения многогранника на радиус-вектор расчетной точки  $M$ :

$$g = -\sigma \sum_{q=1}^Q \cos(1\vec{r}, 1\vec{n}_q) U_q(M) \quad (3)$$

Как видно из полученных соотношений, для вычисления аномального гравитационного потенциала и аномального поля силы притяжения необходимо уметь вычислять потенциал плоской пластины с распределенной по ней постоянной поверхностной плотностью  $\sigma_{II}$ .

Вопрос аналитического представления потенциала притяжения многоугольной пластины с постоянной плотностью и алгоритм вычисления потенциала  $U_g(M)$  рассматривался в работах [10-11].

При решении прямой задачи на сфере (Земле) удобно модель представлять в виде набора слоев постоянной мощности с равномерным шагом распределения плотности в слое по широте и долготе, т.е. в виде «сферического куба» плотностей. Для этого случая предлагается алгоритм, позволяющий значительно сократить вычислительное время. Основным принцип его состоит в использовании алгоритма быстрой дискретной свертки с использованием быстрого дискретного преобразования Фурье (БПФ) [12, 13].

Опишем основные особенности рассматриваемого алгоритма.

Эффект от всего широтного пояса, состоящего из ячеек, аппроксимируемых сферическими прямоугольными параллелепипедами, или точечными массами, в точке  $\varphi, \lambda$  будет определяться суммой влияния всех ячеек этого пояса в данную точку, т.е.:

$$u(\varphi, \lambda) = \sum_i u_\varphi(\lambda_i - \lambda) \cdot m(\lambda_i) \quad (4)$$

где  $u_\varphi$  - эффект ячейки с единичной плотностью (ядро свертки),  $m$  - плотность ячейки. Таким образом, гравитационный эффект широтного пояса описывается дискретной сверткой (Рис. 1). Влияние всей сферы в расчетных точках на широте  $\varphi$  является суммой эффектов от каждого широтного пояса отдельно.

Алгоритм быстрой дискретной свертки основан на том, что расчет значений функции  $u(\varphi, \lambda)$  по формуле (4) осуществляется через вычисление дискретных спектров функций  $u_\varphi(\lambda_i)$  и  $m(\lambda_i)$ , их перемножении и вычислении обратного дискретного преобразования Фурье (ДПФ). Однако и эту процедуру можно оптимизировать, а именно, можно рассчитать значения ДПФ двух действительных функций (двух широтных рядов плотностей или двух ядер свертки) с помощью одного дискретного преобразования Фурье основываясь на четности действительной и нечетности мнимой частей спектров функций.

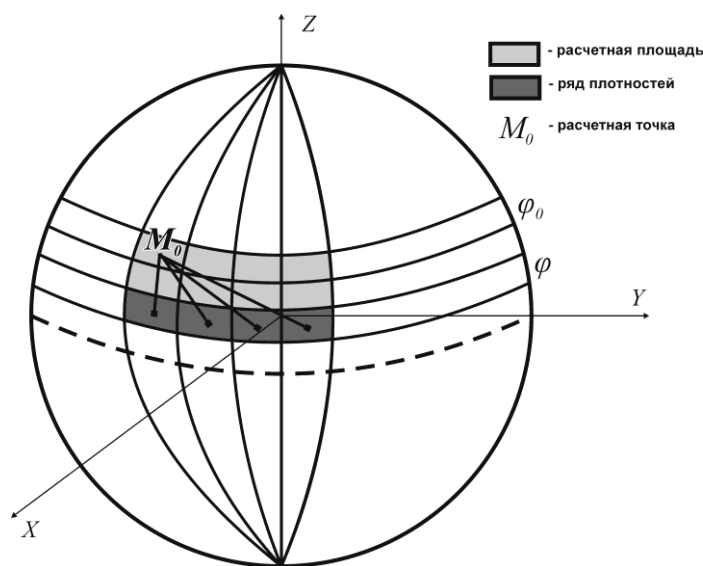


Рис. 1. Взаимоотношение расчетных точек и широтных слоев на сфере.

Ускорение вычислений также возможно за счет применения в качестве ядра свертки эффектов от более простых моделей. При удалении от расчетных точек сферическую призму можно аппроксимировать простой моделью точечного источника.

Перемножая спектр ядра свертки и спектр функции распределения плотности, рассчитывается спектр гравитационного эффекта от широтного пояса. Стоит отметить, что, основываясь на свойствах линейности преобразования Фурье, суммирование эффектов возможно произвести в частотной области.

Поскольку вычисления гравитационных эффектов от различных широтных рядов являются независимыми, то можно реализовать их параллельное вычисление на компьютерах с несколькими вычислительными ядрами. Такой подход позволяет в разы увеличить скорость расчётов без потери точности.

На рис. 2 изображена блок-схема алгоритма вычисления эффекта от «сферического куба» плотностей.

Для вычисления элементов притяжения сферической призмы производился перевод географических координат в декартову систему, где ось  $oZ$  направлена от центра сферы (Земли) к северному полюсу, ось  $oX$  образуется пересечением плоскости экватора и плоскости нулевого меридиана, а ось  $oY$  - пересечением экваториальной плоскости с плоскостью меридиана  $90^\circ$  в.д.

Расчет эффекта от «сферического куба» ведется послойно, последовательно рассчитывается эффект от каждого слоя ячеек, расположенных на одной глубине. Также стоит отметить, что поскольку гравитационный эффект убывает с расстоянием, то можно проводить расчеты в окне заданного радиуса, что позволяет сократить время вычисления при минимальных потерях точности.

В каждом таком слое последовательно рассчитывается гравитационный эффект от каждого широтного ряда на широте  $\varphi$  в точки на широте  $\varphi_0$ .

Затем, путем перемножения двух полученных спектров, вычисляется спектр гравитационного эффекта. Результативные спектры эффектов в каждом широтном ряду суммируются. После, гравитационный эффект вычисляется путем обратного преобразования Фурье.

На рис. 3 представлены результаты расчета нормальной компоненты силы притяжения «сферического куба» с плотностью  $1 \text{ г/см}^3$  размерами  $2 \times 2^\circ$  и мощностью  $1 \text{ км}$  на сеть размером  $512 \times 512$  точек с шагом  $0.02^\circ$ . Модель была представлена 1 слоем. При расчетах все вычислительные ячейки аппроксимировались призмами, и в расчетах участвовали все призмы. Время вычислений представлено в табл. 1. Для расчетов использовался компьютер с процессором Intel Core i7 с частотой  $2.2 \text{ ГГц}$ .

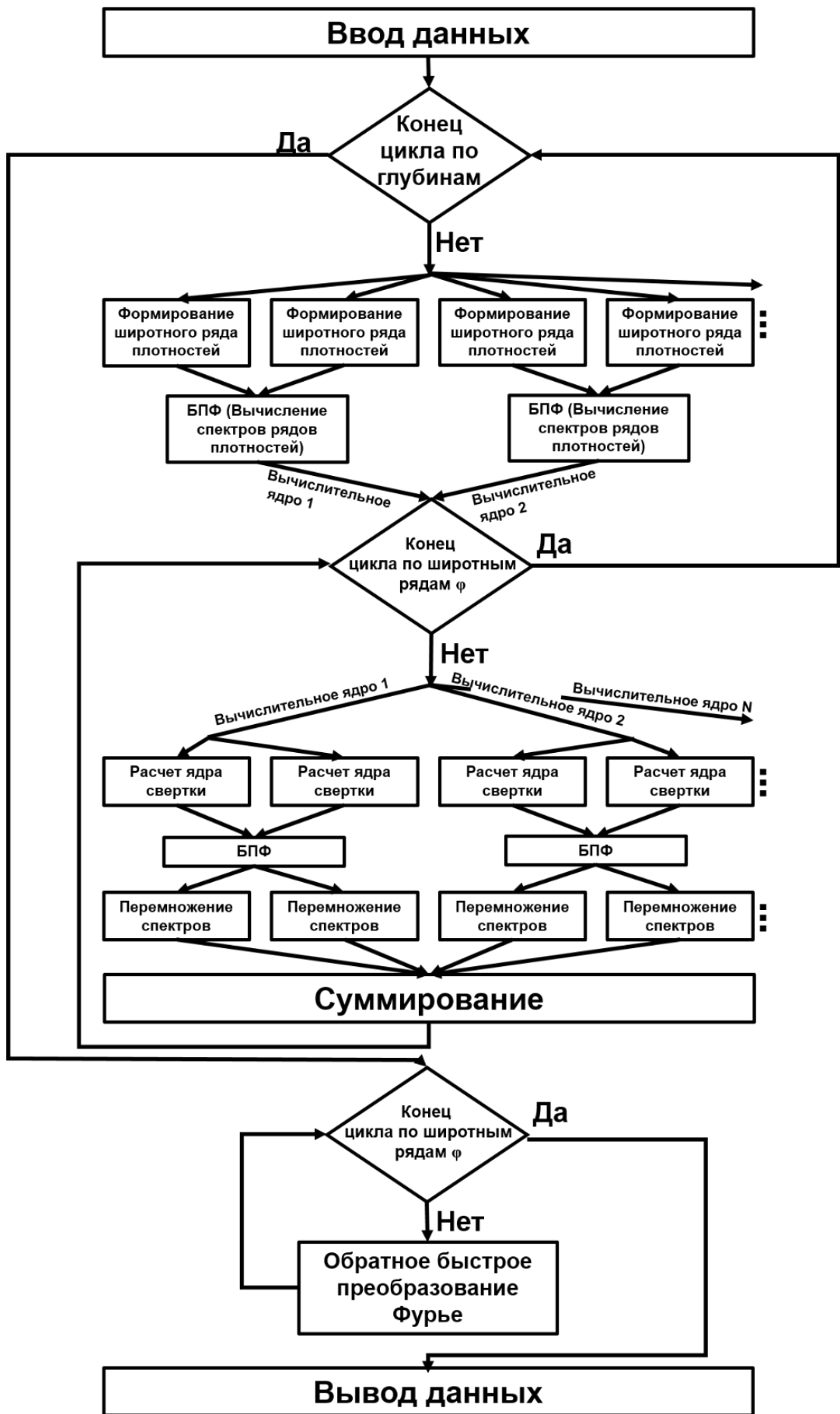
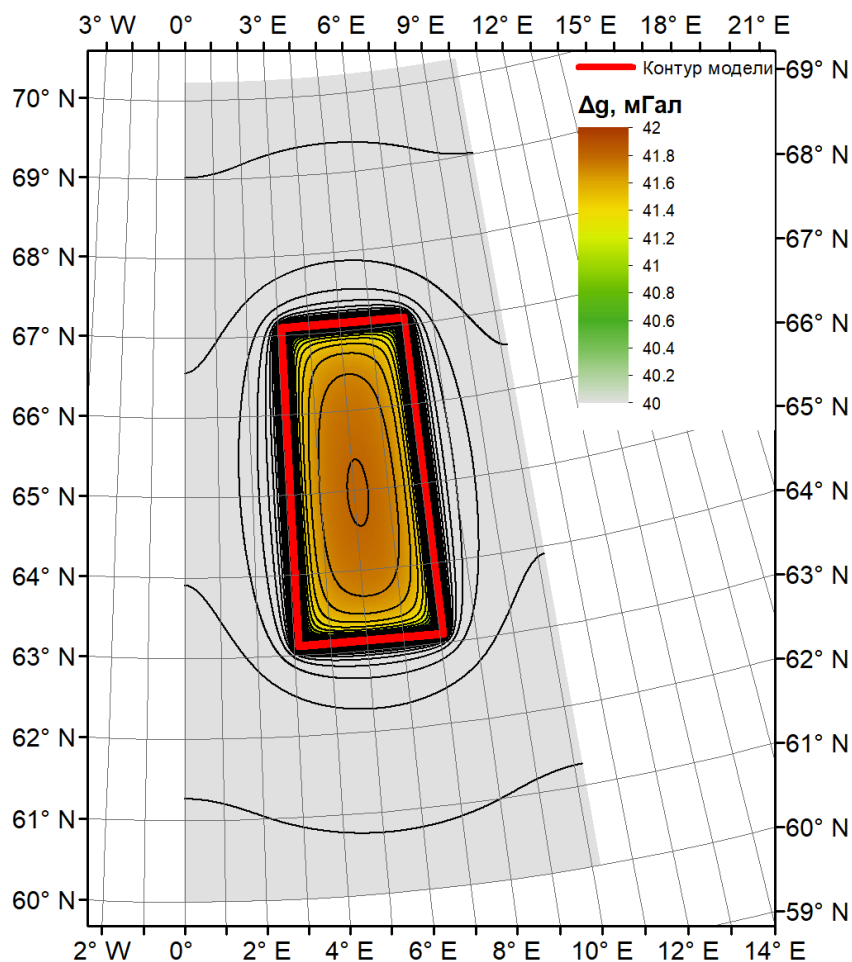


Рис. 2. Блок-схема вычисления гравитационного эффекта от «сферического куба плотностей»

**Таблица 1.** Время расчета эффекта от модели в зависимости от количества используемых ядер процессора.

Количество используемых ядер	Время расчета, с
1	363
7	128



**Рис. 3.** Гравитационный эффект от куба  $2 \times 2^\circ$  мощностью 1 км и плотностью  $1 \text{ г/см}^3$ . Сечение изолиний 0.1 мГал.

#### Литература:

1. Hellinger S. J. A method for computing the geoid height contribution of three-dimensional bodies within a spherical earth // *Geophysics*. 1983. V.48 № 12. p. 1664-1670.
2. Johnson L. R., Litehiser J. J. A Method for Computing the Gravitational Attraction of Three-Dimensional Bodies in a Spherical or Ellipsoidal Earth // *Geophysics*. 1972. V. 77 № 35. p. 6999-7009.
3. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотько А.Н. Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наукова думка, 1986. 112 с.
4. Старостенко В.И, Пятаков Ю.В. Решение прямых задач гравиметрии для сферических аппроксимирующих тел. Алгоритмы // *Изв. Томского политехн. Ун-та* 2013. Т. 322. № 1. С. 28-34.
5. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь. УрО РАН, 2015. 142 с.
6. Хохлова В.В. Учет сферичности Земли при обработке гравиметрических данных // *Геофизика*. №5. 2015. С. 59-64.

7. Булычев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2002. № 2. С. 40 - 47.
8. Геофизические поля и строение дна океанских котловин / Под редакцией В.В. Яценко Ленинград: Наука, 1990. С. 66-79.
9. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1998. Т. 4. № 2. С. 42-46.
10. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. М.: МГГРУ, 2009. С. 48-58. (<http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-2009.pdf> ).
11. Страхов В.Н., Лапина М.И. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников // Геофизический журнал. 1986. Т. 8. № 6. С. 20-31.
12. Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач грави- и магниторазведки (конспект лекций). М.: Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2010. 164 с.  
([geophys.geol.msu.ru/STUDY/facultet/forward08\\_03\\_2011.pdf](http://geophys.geol.msu.ru/STUDY/facultet/forward08_03_2011.pdf))
13. Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А. Алгоритм численного решения прямой задачи гравиметрии от сферического слоя переменной плотности // Геофизика. 2017. № 1. С. 22-27.

# **ОПЕРАТИВНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ГРУНТОВЫХ ВОД НА УЧАСТКЕ СТРОИТЕЛЬСТВА ЖИЛОГО КОМПЛЕКСА**

**Левашов С.П.<sup>1</sup>, Якимчук Н.А.<sup>1</sup>, Корчагин И.Н.<sup>2</sup>, Божежа Д.Н.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,*

<sup>2</sup>*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, [korchagin.i.n@gmail.com](mailto:korchagin.i.n@gmail.com)*

## **Введение**

Мобильные геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) (экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ) [1-4] уже около двадцати лет активно и успешно применяются для оперативного решения различных геолого-геофизических задач, в том числе и поисков рудных и горючих полезных ископаемых. На протяжении этого времени технология СКИП-ВЭРЗ в комплексе с методами сейсмоакустического и георадарного зондирования широко использовалась при решении разнообразных задач приповерхностной геофизики. Ниже представлены и анализируются результаты проведенных в июле 2017 г. исследований с использованием геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ, а также георадарного зондирования на участке строительства жилого комплекса в г. Киеве.

## **Объект и задачи исследований**

Участок строительства расположен в Дарницком районе г. Киева по улице Михаила Драгоманова. На территории участка строительства был вырыт котлован, общей площадью 3100 м<sup>2</sup>. На дне котлована образовался водоем. Откачка воды из водоема положительных результатов не дала, уровень воды в котловане быстро восстанавливался.

Основная задача выполненных исследований заключалась в оперативном обнаружении и картировании зон повышенного увлажнения грунтов, сформированных за счет подземных водных потоков. В процессе проведения работ осуществлялось также прослеживание путей миграции подземных водных потоков и выяснялись возможные причины (источники) их формирования.

## **Методы исследований**

Геофизические исследования в пределах участка строительства проведены с использованием геоэлектрических методов становления короткоимпульсного поля (СКИП), вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и георадарного зондирования разреза антенным блоком АБ 250 МГц. Отличительные особенности этих мобильных методов охарактеризованы в многочисленных публикациях, в том числе и в [1, 3-4].

Съемка методом СКИП применялась на участке строительства для картирования зон повышенного увлажнения почв, определения путей миграции водных потоков. Методы электрорезонансного и георадарного зондирования использовались для установления глубины залегания и мощностей зон повышенного увлажнения грунтов и построения вертикальных разрезов увлажненных горизонтов. Результаты работ представлены в виде карт, схем, геоэлектрических разрезов и колонок вертикального зондирования.

## **Результаты геофизических работ**

### ***Картирование зон подземных водных потоков***

По результатам съемки методом СКИП на участке строительства определены три зоны подземных водных потоков, фильтрация воды из которых формирует водоем на дне строительного котлована. Условно, фильтрационные водные подземные потоки обозначены как № 1, № 2, № 3 (рис. 1). Обнаруженные потоки № 1 и № 2 имеют природное происхождение

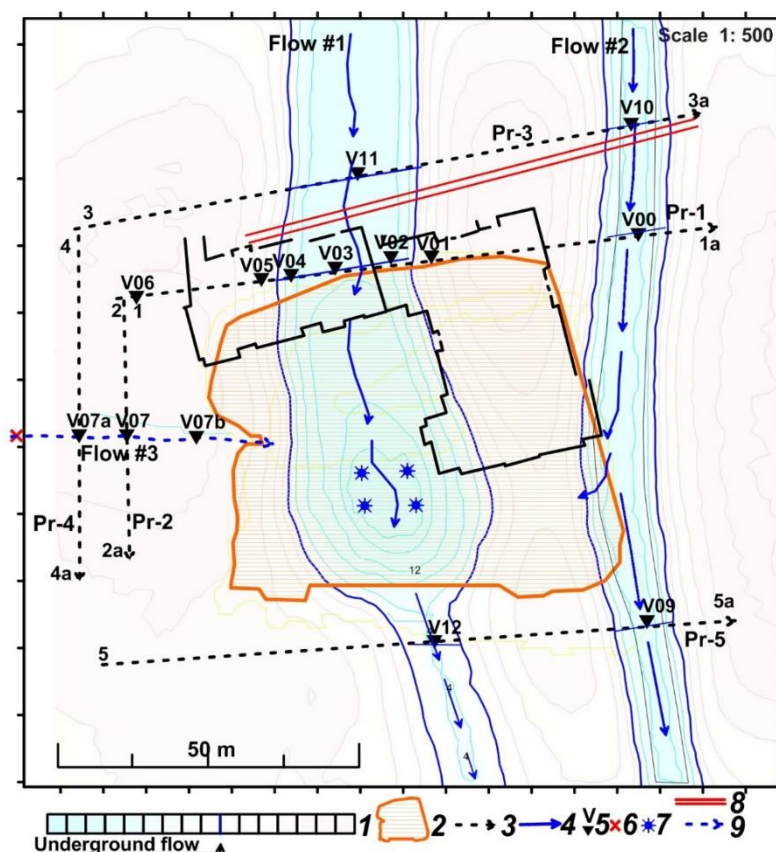


и пересекают строительную площадку с севера на юг. Фильтрация подземной воды в этих зонах осуществляется в южном направлении.

*Поток № 1* полностью «втекает» в зону строительного котлована и является основным водным потоком, который наполняет водоем котлована. Ширина потока по данным съемки СКИП равна приблизительно 21.4 м. Поток почти полностью перехвачен котлованом. С южной стороны котлована определено небольшое продолжение потока №1, но основная фильтрационная вода перехвачена выемкой грунта в котловане.

*Поток № 2* имеет ширину 12.0 м и проходит по восточной стороне участка строительства (рис. 1). Он частично захватывает зону котлована и поставляет часть воды в водоем.

Фильтрационные зоны подземных водных потоков № 1 и № 2 прослежены в южном направлении, а также на север на протяжении одного километра. Потоки имеют естественное происхождение. Фильтрационная вода мигрирует вдоль ослабленных тектонических зон, которые оперяют основной Днепровский разлом. В зоны потоков дополнительно собираются ливневые, талые воды, и воды техногенных утечек из подземных водных сетей.



**Рис. 1.** Карта расположения зон повышенной фильтрации подземных вод на участке строительства жилых домов. 1 – зона подземного водного потока; 2 – зона котлована; 3 – профили георадарного зондирования; 4 – направление миграции подземных вод; 5 – пункты вертикального зондирования ВЭРЗ; 6 – место повреждения канализационной сети (расположено в 95 м к западу от котлована); 7 – зоны разгрузки подземных вод и образования наземного водоема; 8 – зона строительства дренажной системы для отвода грунтовых вод (рекомендация); 9 – направление миграции утечек воды из канализационной сети.

*Поток № 3* определен в западной части участка строительства. Поток прослеживается в западном направлении на протяжении 95 м, где он берет начало в районе канализационной подземной сети. Данный поток имеет техногенное происхождение и сформировался в результате повреждения канализационной сети. Ширина потока от 1.0 до 1.5 м. Данный поток сформировал суффозионный канал вдоль трассы миграции, но он не создает больших зон увлажнения почв. Поток № 3 дает незначительный вклад в формирование водоема в строительном котловане.

### Вертикальное зондирование зон подземных водных потоков

Вертикальное зондирование выполнялось с целью определения интервалов глубин зон фильтрационных подземных потоков, которые поставляют воду в водоем строительного котлована. Зондирования выполнялось методами ВЭРЗ и георадарного просвечивания.

По данным зондирования в верхней части разреза до глубины 50 м определены три водоносных горизонты.

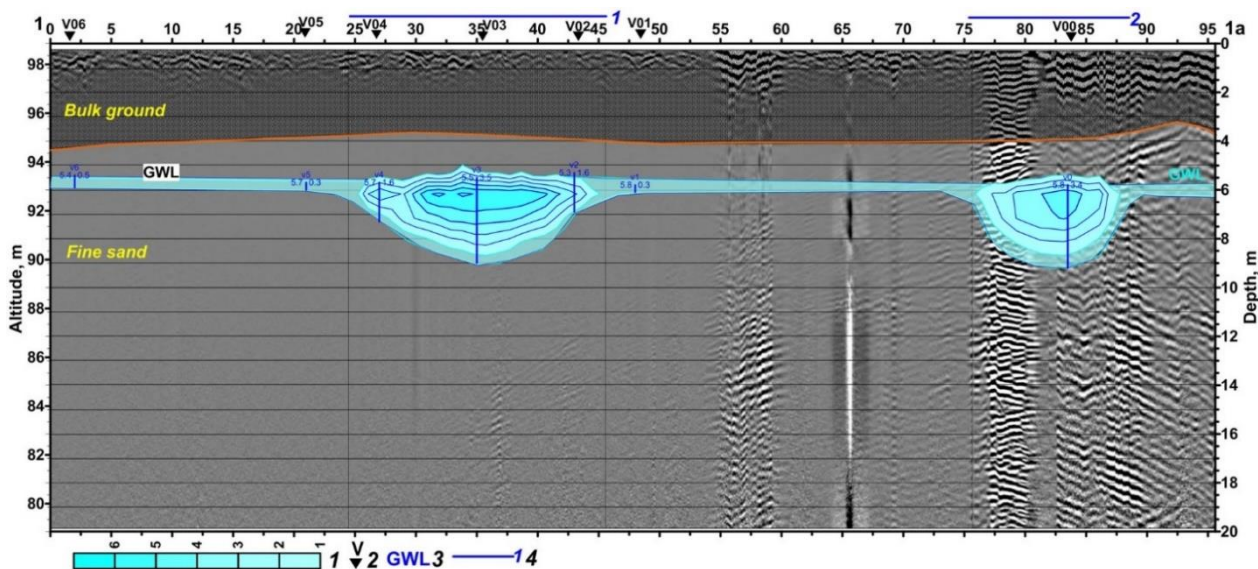
*Первый* верхний горизонт начинается с глубины уровня грунтовых вод. На участке строительства с альтитудой поверхности 98.8 м глубина 5.5 м (alt 93.3 м) (по состоянию на 07.07.2017 г.). Мощность горизонта колеблется от 0.5 м в зонах за пределами потоков и до 3.5 м в зонах фильтрационных потоков.

*Второй* горизонт определен на глубине 20.4 м (alt 78.4 м), его мощность - с 1 м.

*Третий* горизонт выделен на глубине 29.0 м (alt 68.4 м). Мощность горизонта - 4 м.

Детальное исследование на участке строительства проведено для первого водоносного горизонта, который является основным поставщиком воды в водоем котлована.

По состоянию на 07.07.2017 г. интервал глубин расположения фильтрационного потока зафиксирован на отметках 93.3-89.8 м (глубины 5.5-9.0 м). На рис. 2 приведен вертикальный разрез фильтрационных потоков по профилю № 1, который проходит с северной стороны строительной площадки. Площадь вертикального разреза на участке этого потока равна  $S=35.5 \text{ м}^2$ . Объем воды, который втекает в котлован за 1 час, можно рассчитать по формуле  $Q = Pr \times V \times S$  ( $\text{м}^3/\text{час}$ ), где  $Pr$  - коэффициент пористости пород (%);  $V$  - скорость фильтрации ( $\text{м}/\text{час}$ );  $S$  - площадь вертикального разреза зоны фильтрации.



**Рис. 2.** Вертикальный разрез зоны увлажнения почв по геофизическим данным (по результатам георадарного и вертикального электрорезонансного зондирований). 1 – шкала относительного увлажнения почв; 2 – пункты вертикального зондирования ВЭРЗ; 3 – уровень грунтовых вод; 4 – Зона подземного водного потока и ее номер.

Коэффициент пористости для мелкозернистого песка равен  $Pr = 0.5\%$ . Скорость фильтрации « $V$ » величина непостоянная и может варьировать в зависимости от погодных условий, а также от степени понижения уровня воды за счет ее откачки. Для данного участка скорость фильтрации может колебаться от 0,5 до 2 м в час. При скорости миграции  $V = 1 \text{ м}/\text{час}$ , для данного потока  $Q = 17.8 \text{ м}^3/\text{час}$ . С южной стороны котлована, поток фиксируется в виде небольшой зоны увлажнения почв в интервале глубин  $H = 8.0\text{-}9.1 \text{ м}$ . Площадь вертикального разреза потока  $S = 7.4 \text{ м}^2$ ,  $Q = 3.7 \text{ м}^3/\text{час}$ . Таким образом, перехват 80% водного подземного потока № 1 осуществляется в строительном котловане, где и формируется искусственный водоем.

Небольшой поток № 3 (техногенный) сформировался за счет утечек воды из канализационной сети. В районе строительного участка поток фиксируется на глубине: 5.5-7.3 м (alt 93.3-91.5 м). Вдоль направления миграции сформировалась суффозионная зона, в пределах которой скорость миграции воды увеличивается. Площадь вертикального разреза потока  $S = 2.0 \text{ м}^2$ . При  $P_g = 0.6\%$ ,  $V = 1 \text{ м}^3/\text{час}$ ,  $Q = 1.2 \text{ м}^3/\text{час}$ .

Таким образом, ориентировочно при скорости миграции  $V = 1 \text{ м}/\text{час}$  общий объем воды, которая попадает в котлован, равен:  $Q = (17.8+9.4+1.2) - (3.7+5.6) = 28.4-9.3 = 19.1 \text{ м}^3/\text{час}$ .

Общий объем воды может меняться во времени и также зависит от климатических условий. В таблицах 1-3 приведены данные вертикального зондирования, и данные расчетов ориентировочного объема воды, поступающей в водоем из подземных водных потоков.

**Таблица 1.** Результаты вертикального зондирования зон подземных водных потоков

№ точки	№ водяного горизонта	Глубина кровли, м)	Альтитуда кровли, м	Мощность зоны увлажнения, м	Положение и № подземного потока
V00	Первый	5.8	93.0	3.4	Центр потока № 2
	Второй	20.4	78.4	1	Водяной горизонт 2
	Третий	29.0	69.8	4	Водяной горизонт 3
V01	Первый	5.8	93.0	0.3	За контуром потока №1
V02	Первый	5.3	93.6	1.6	Крайняя зона потока №1
V03	Первый	5.5	93.3	3.5	Центральная зона потока №1
	Второй	20.4	78.4	1	Водяной горизонт 2
	Третий	29.0	69.8	4	Водяной горизонт 3
V04	Первый	5.7	93.1	1.8	Крайняя зона потока №1
V05	-//-	5.7	93.1	0.3	За контуром потока №1
V06	-//-	5.4	93.4	0.5	За контуром потока №1
V07	-//-	5.5	93.3	1.8	Зона техногенного потока
V08	-//-	5.4	93.4	0.5	За контуром тех. потока
V09	-//-	6.4	92.4	2.5	Центр потока № 2
V10	-//-	5.9	92.9	3.3	Центр потока № 2 перед котлованом
V11	-//-	5.5	93.3	3.5	Центр зоны потока № 1 перед котлованом
V12	-//-	8.0	90.8	1.1	Центр зоны потока № 1 за котлованом

**Таблица 2.** Параметры зон подземных водных потоков до истоков в котлован

Поток	Ширина м	Глубины, м	Альтитуды, м	Мощность, м	Площадь разреза, кв. м	Коэффициент фильтрации (пористость)	Объем воды, м <sup>3</sup> /час
№ 1	21.4	5.5-9.0	93.3-89.8	3.6	35.5	1 м/ч (0.5%)	17.8
№ 2	12.0	5.8-9.2	9.3-89.6	3.4	18.7	1 м/ч (0.5%)	9.4
№ 3	1.2	5.5-7.3	93.3-91.5	1.8	2.0	1 м/ч (0.6%)	1.2

Всего: 28.4 м<sup>3</sup>/час

**Таблица 3.** Параметры зон подземных водных потоков после частичной разгрузки в водоем котлована.

Поток	Ширина м	Глубины, м	Альтитуд ы, м	Мощность, м	Площадь разреза, м <sup>2</sup>	Коэффициент фильтрации	Объем воды за ч
№ 1	7.8	8.0-9.1	90.8-89.7	1.1	7.4	1 м/ч (0.5%)	3.7
№ 2	8.0	6.4-8.7	92.4-90.1	2.3	11.5 м	1 м/ч (0.5%)	5.6

Всего: 9.3 м<sup>3</sup>/час

### Выводы и рекомендации

Основной причиной формирования водоема в строительном котловане является наличие трех подземных водных потоков, пересекающих участок строительства. Водоем формируется за счет утечек воды из этих потоков. Первые два потока имеют природное происхождение и аккумулируют инфильтрационные воды и воды техногенных утечек из подземных водных сетей. Зоны потоков сформированы вдоль небольших тектонических нарушений и прослеживаются на большое расстояние от участка строительства. Миграция воды в пределах выявленных зон повышенного увлажнения почв осуществляется с севера на юг. Первый поток полностью перекрыт выемкой грунта строительного котлована, поток № 2 перекрыт частично, с восточной стороны.

Поток № 1 является основным поставщиком воды в водоем котлована. Поток № 3 образован за счет утечки воды из канализационной сети, расположенной на расстоянии 95 м от котлована с западной стороны.

По результатам работ определены основные параметры подземных водных потоков. Установлены интервалы глубин зоны фильтрации, примерно определен объем воды, поступающей в котлован с каждого подземного потока. Для ликвидации водоема в котловане можно рекомендовать устройство дренажной системы с северной стороны строительной площадки. Техногенный поток № 3 ликвидируется при ремонте канализационной сети.

Представленные выше материалы достаточно наглядно демонстрируют разрушающее воздействие подземных водных потоков на различные объекты (в том числе и строящиеся) современного города. Они также указывают на объективную необходимость выявления и картирования разрушительных подземных потоков еще на этапах проведения инженерно-геологических изысканий под строительство объектов различного назначения. Игнорирование этой необходимости в подавляющем большинстве случаев приводит к крупным временным и материальным (финансовым) затратам.

С другой стороны, результаты исследований, проведенных с использованием геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ и георадарного зондирования, свидетельствуют об эффективности этого комплекса в решении задач обнаружения и картирования подземных водных потоков. Применение этой технологии при проведении инженерно-геологических исследований под строительство может принести существенный экономический эффект за счет сокращения длительности изыскательских работ и уменьшения объемов бурения.

### Литература:

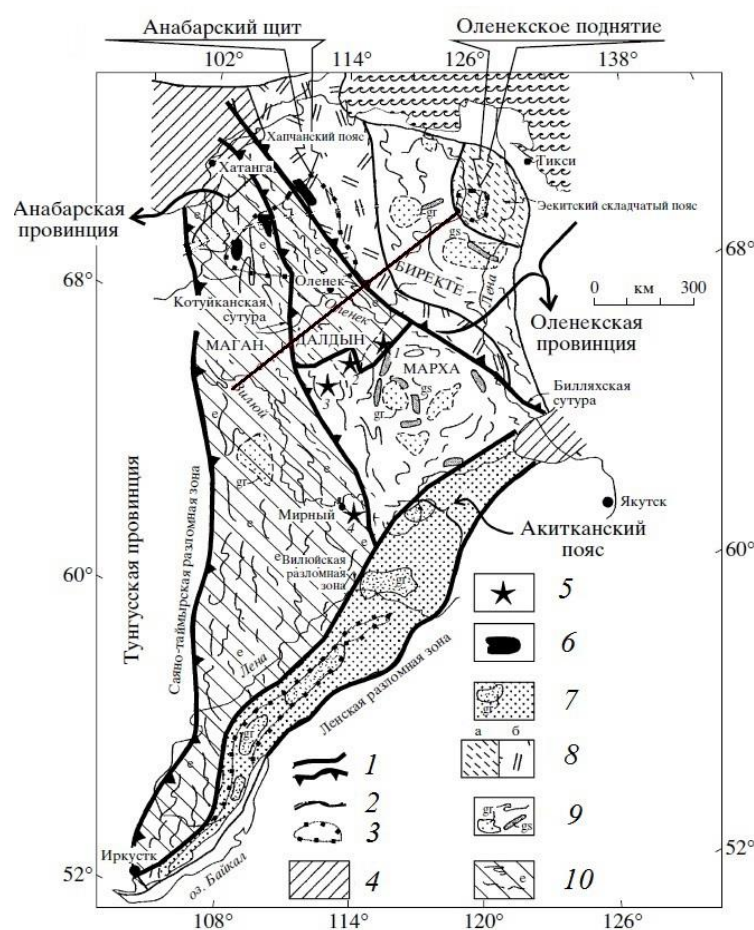
1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. 2003. № 4. С. 24-28.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М. Оперативное проведение инженерно-геологических изысканий под застройку мобильными геоэлектрическими методами // Геоинформатика. 2009. № 4. С. 33-37.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.
4. Шуман В.Н., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Радиоволновые зондирующие системы: элементы теории, состояние и перспективы // Геоинформатика. 2008. № 2. С. 22-50.

# СТРОЕНИЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ОБЛАСТИ КОРЫ АНАБАРСКОГО ШИТА

Милановский С.Ю.<sup>1</sup>, Кабан М.К.<sup>1,2</sup>, Розен О.М.<sup>3</sup>, Егоркин А.В.<sup>4</sup>

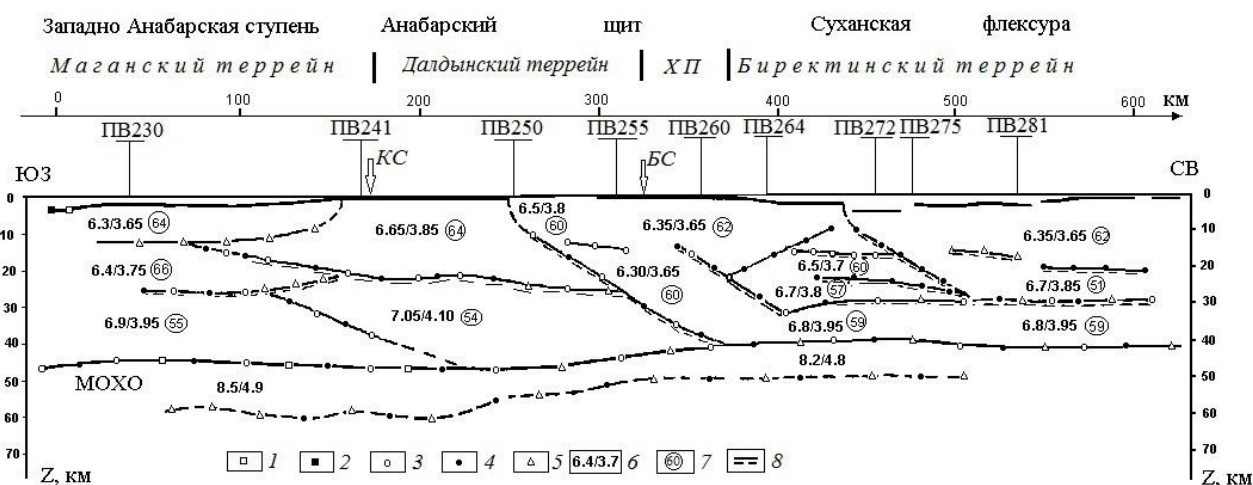
<sup>1</sup>ИФЗ РАН, <sup>2</sup>GFZ, <sup>3</sup>ГИН РАН, <sup>4</sup>ГЕОН

На примере Анабарского щита (Восточная Сибирь) исследованы сейсмические, гравитационные, и тепловые характеристики AR-PR<sub>1</sub> гранулитовой области земной коры. Интерес к гранулитовым террейнам обусловлен возможностью изучения внутренней структуры глубоко эродированной коры традиционными геофизическими методами. Современная кора Анабарского щита это реликт наиболее древнего сиалического покрова Земли, включающего в себя породы фундамента и осадочного чехла. В его структуре отражены деформационные структуры коллизионной природы с возрастом от 3.0 до 2.0 миллиардов лет. С геологической точки зрения, нижнекоровые комплексы Анабарского щита, выдвинутые к дневной поверхности могут быть разделены на пассивные (террейны) и активные (зоны коллизии) тектонические единицы (рис. 1).



**Рис. 1.** Строение Анабарской коллизионной системы и ее обрамления [1]. 1- главные разломные зоны (коллизионные зоны, сутуры); 2 - прочие разломы; 3 - граница обнаженных регионов; 4- платформенный чехол, мощность более 8 км; 5 - кимберлитовые поля с датированными коровыми ксенолитами: 1 - Муна; 2 - Далдын; 3 -Алакит; 4 - Мирный; 6 - габбро-анортозитовый комплекс, 2.55 млрд лет; 7 - известковощелочные вулканиты, осадки, гр - А-граниты, 2.0 - 1.9 млрд лет; 8 - фельзические вулканиты, силициты, граниты - 1.85 млрд лет - а; парагнейсы и мета карбонаты, 2.4—2.0 млрд лет - б; 9 - гранит-зеленокаменный комплекс: gs - зеленокаменные пояса и мафические интрузии ; гр- крупные плутоны гранитоидов, 2.9-2.5 млрд лет; 10- комплекс плагиогнейсов, эндрбитов и мафических гранулитов, 3.1-3.0 млрд лет. Террейны: Марха, Биректе - гранит-зеленокаменные, Маган, Далдын – гранулит - гнейсовые. Прямой линией показан изучаемый отрезок профиля «Шпат».

Породы Анабара выделяются высокой степенью метаморфизма и низким содержанием радиоактивных элементов (РАЭ). По сейсмическим данным ( $V_p$  и  $V_s$  волны) по профилю ГСЗ "Шпат", была получена детальная структура ЮВ части Анабарского щита и прилегающих областей, для которой характерна вертикальная и латеральная неоднородность (рис. 2).



**Рис. 2.** Скоростной разрез по профилю ГСЗ «Шпат» по данным лучевого моделирования для рефрагированных волн: 1 - P-волн; 2 - S-волн; для отраженных волн: 3 - P-волн; 4 - S-волн и обменных волн; 5 - P-S; 6 - скорости P-волн и S-волн в км/с; 7 - содержание кремнекислоты ( $SiO_2$ ), определенное по значениям  $V_p$  и  $V_s$  с использованием эмпирического соотношения, предложенного в работах [2-4]; 8 - сейсмические границы; ПВ255-пункты взрыва, ХП- Хапчаганская складчатая зона, вертикальными стрелками отмечены: КС-Котуйканская сутура, БС-Билляхская сутура.

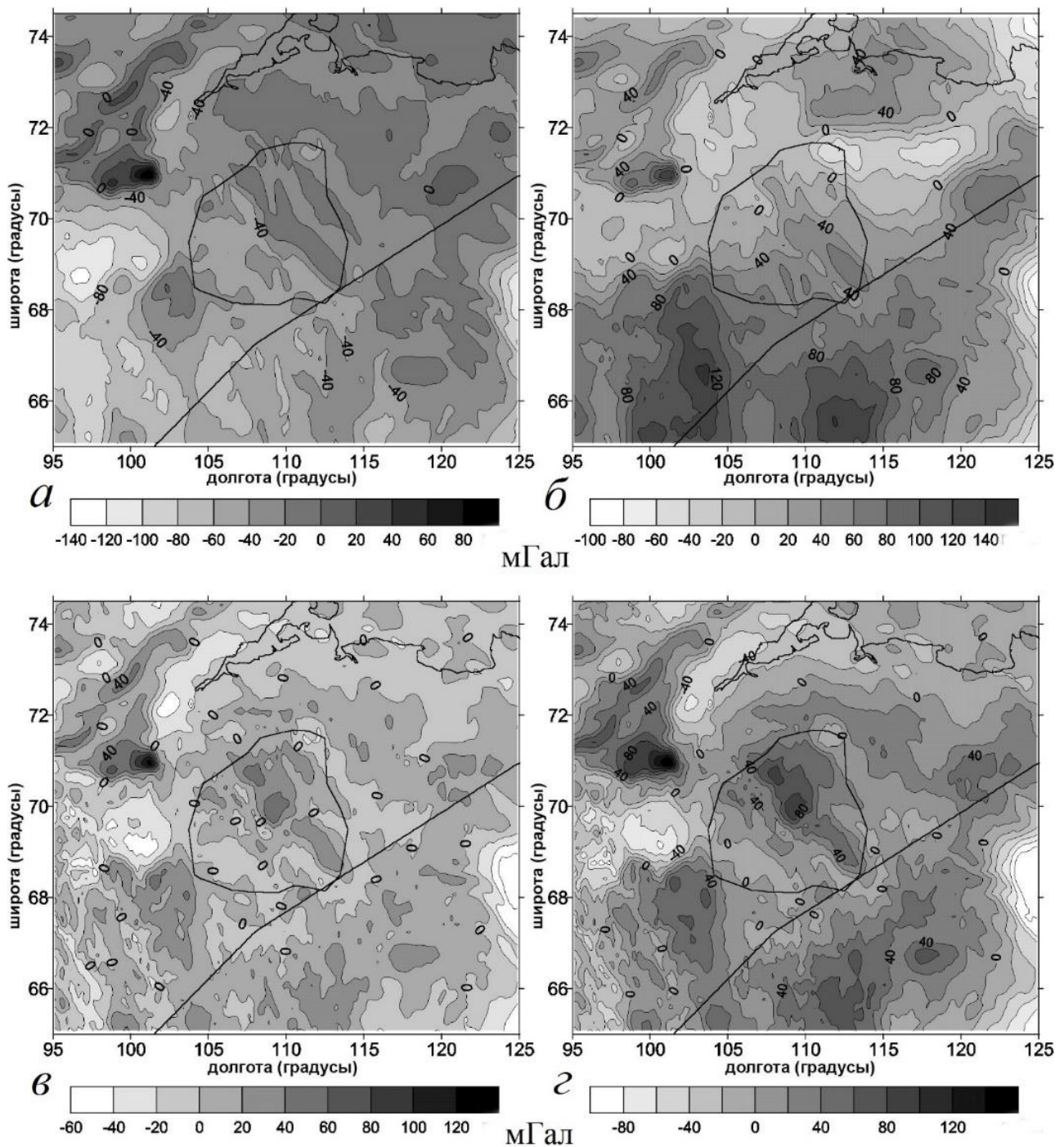
Мощность коры Анабара составляет порядка 40-45 км. Граничная скорость на Мохо в центральной части щита достигает 8.5 км/с. Отношение скоростей  $V_p/V_s$  использовалось для оценки среднего содержания кремнекислоты в блоках коры, которое составило от 50 до 65 весовых процентов.

Анализ гравитационного поля Анабарского щита и прилегающих областей выявил линейные аномалии, соответствующие простиранию (СЗ-ЮВ) главных тектонических структур щита - гранулитовых террейнов и разделяющих их коллизионных зон. При этом линейным зонам гранулитового метаморфизма соответствуют максимумы силы тяжести. Проведенный специальный анализ гравитационного поля выявил направление падения коровых блоков высокой плотности подтверждающий геологические данные и данные сейсмического моделирования вдоль ГСЗ «Шпат» (рис. 3).

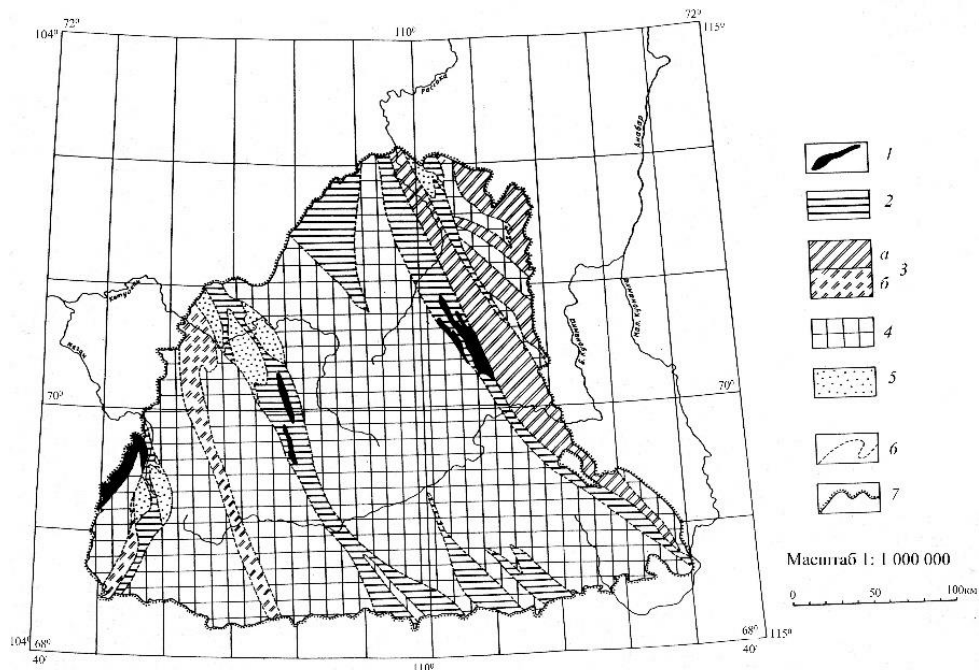
Современный тепловой режим Анабара характеризуется очень низкой плотностью измеренного теплового потока: 20-25 мВт/м<sup>2</sup>, обусловленной крайне малой теплогенерацией (рис. 4) и подверженной палеоклиматическому влиянию. С учетом влияния палеоклимата, оценка глубинного потока на Анабаре составит порядка 30 ± (5-7) мВт/м<sup>2</sup>.

Величина теплогенерации архейского и протерозойского полиметаморфических комплексов оценивалась по содержанию РАЭ в породах. С учетом геолого-геофизических данных, послойная теплогенерация в земной коре Анабара составила: (0-10) км – 0.76 мкВт/м<sup>3</sup>; (10-20) км – 0.41 мкВт/м<sup>3</sup>; (20-30) км – 0.18 мкВт/м<sup>3</sup>; (30-40) км – 0.08 мкВт/м<sup>3</sup>. Средняя коровая теплогенерация Анабарского щита была оценена в 0.36 мкВт/м<sup>3</sup>. Эта величина характерна для нижней континентальной коры.

Оценка мантийного теплового потока составила 11-16 мВт/м<sup>2</sup>. Проведено сравнение петрографической и геофизических моделей теплогенерации коры Анабарского щита. Оценка температуры на Мохо составила 310-330 °С. Выявлена пространственная связь повышенной мощности мерзлоты (до 1500 м) Анабарского щита и его склонов обусловленная аномально низким тепловым потоком и влиянием оледенений.



**Рис. 3.** Схема аномалий Буге (*a*); мантийные (остаточные) гравитационные аномалии, полученные вычитанием из аномалии Буге гравитационного эффекта осадочного чехла и коровых масс (*б*); изостатические аномалии (*в*); декомпенсационные гравитационные аномалии (*г*). Контурсы щита, береговая и линия профиля обозначены сплошной.



**Рис. 4.** Карта распределения теплогенерации ( $\text{мкВт}/\text{м}^3$ ) на уровне современного эрозионного среза Анабарского щита: 1 - 2.12 - 3.88 (граниты); 2 - 1.22 (тектонит - гранитоиды); 3 - 1.18(*а*) и 0.85(*б*) (карбонат-плагиогнейсы: восточно-хапчаганской серии (*а*), западно-хапчаганской серии (*б*); 4 - 0.41- 0.56 (метабазит-плагиогнейсы); 5 - 0.16 (анортозиты); 6 - границы областей с различной теплогенерацией и 7 - границы осадочного чехла.

#### Литература:

1. Розен О.М., Ленский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 3-24
2. Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов // Отв. ред. А. М. Буньков. Москва: Наука, 1986. 109 с.
3. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотравесам. Глубинное строение территории СССР / Ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова. М.: Наука, 1991. С. 118-135.
4. Egorkin A.V. Velocity structure, composition and discrimination of crustal provinces in the former Soviet Union // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 395-404.



# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА МЕРЗЛОТЫ НА ОБЪЕКТАХ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Милановский С.Ю.<sup>1</sup>, Великин С.А.<sup>2</sup>, Петрунин А.Г.<sup>1,3</sup>, Истратов В.А.<sup>4</sup>, Черепанов А.О.<sup>4,5</sup>  
<sup>1</sup>ИФЗ РАН, <sup>2</sup>ВНИМС ИМЗ СО РАН, <sup>3</sup>GFZ, <sup>4</sup>ООО «РАДИОНДА», <sup>5</sup>РГГРУ

Более половины территории России занимает вечная мерзлота. Освоение северных территорий связано со строительством на мерзлоте разнообразными сооружениями, сложность эксплуатации которых, со временем усугубляется деградацией мерзлоты, обусловленной как природными факторами, так и техногенными воздействиями (рис. 1).

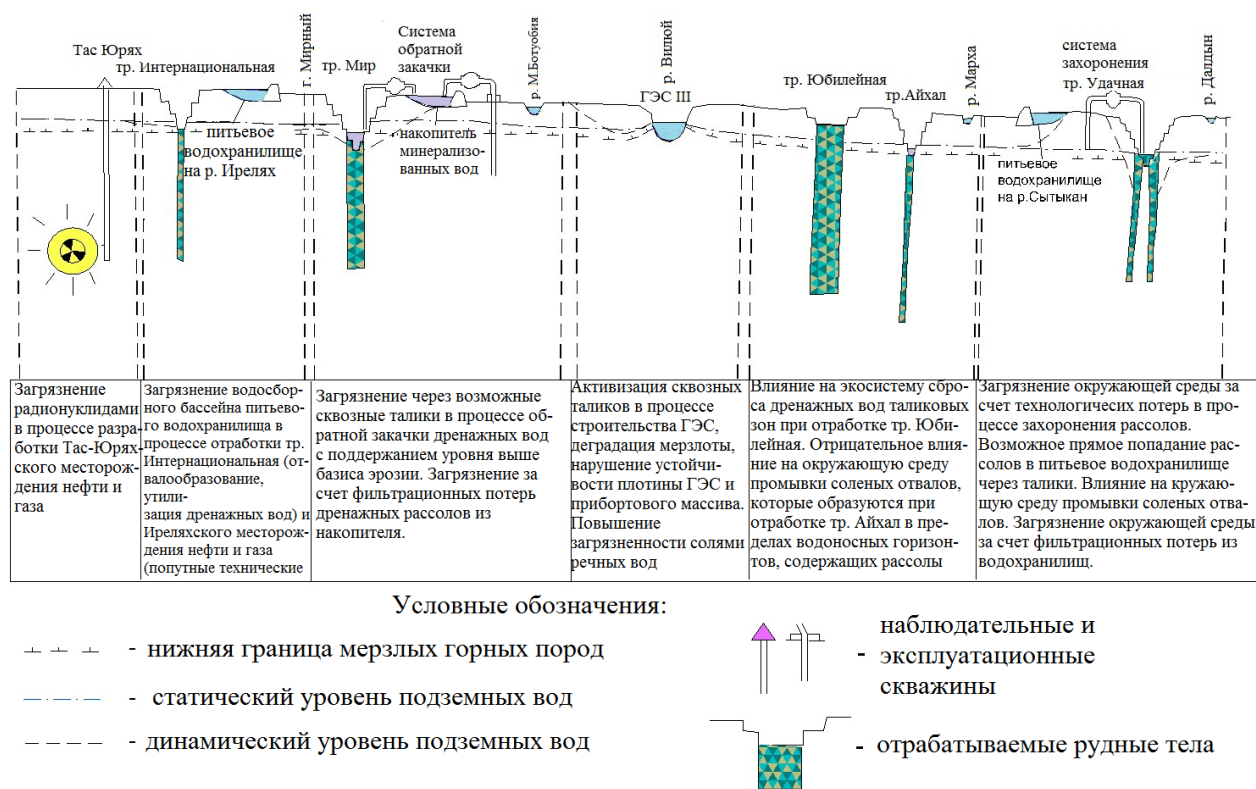
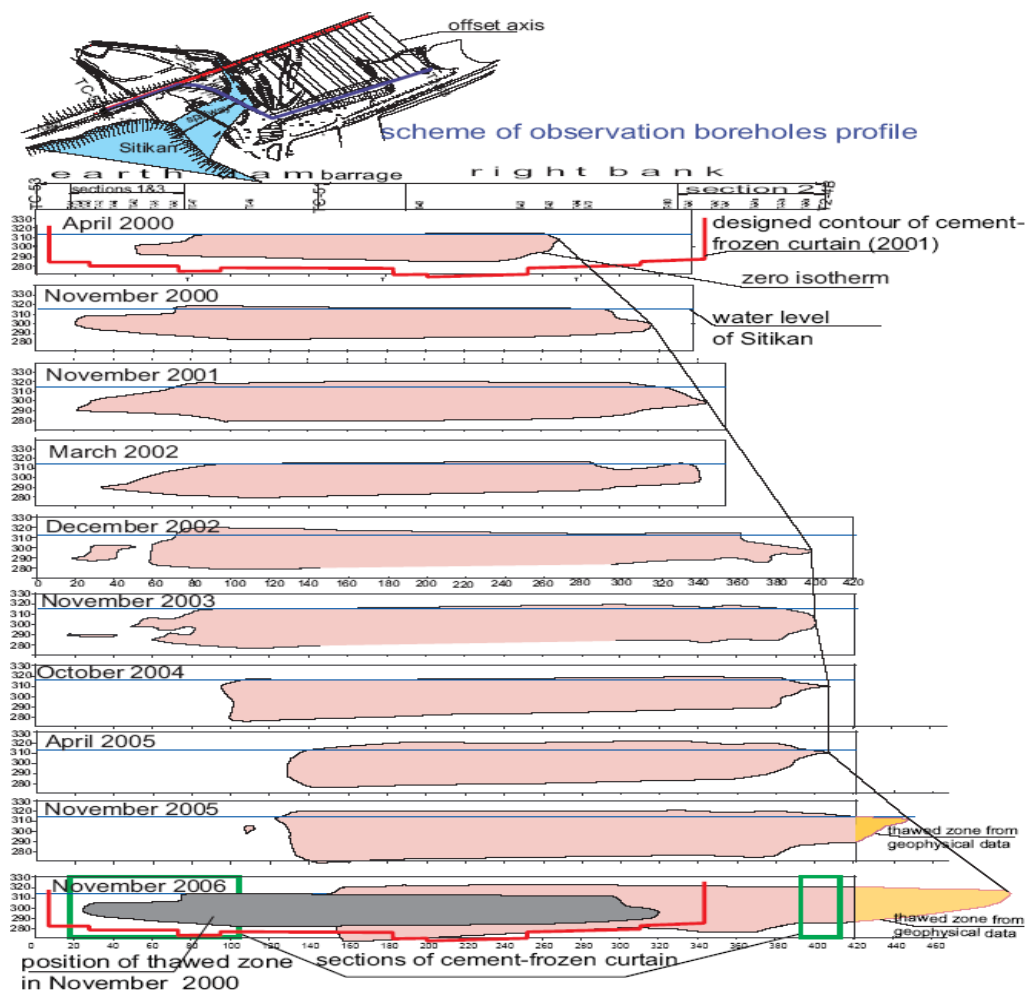


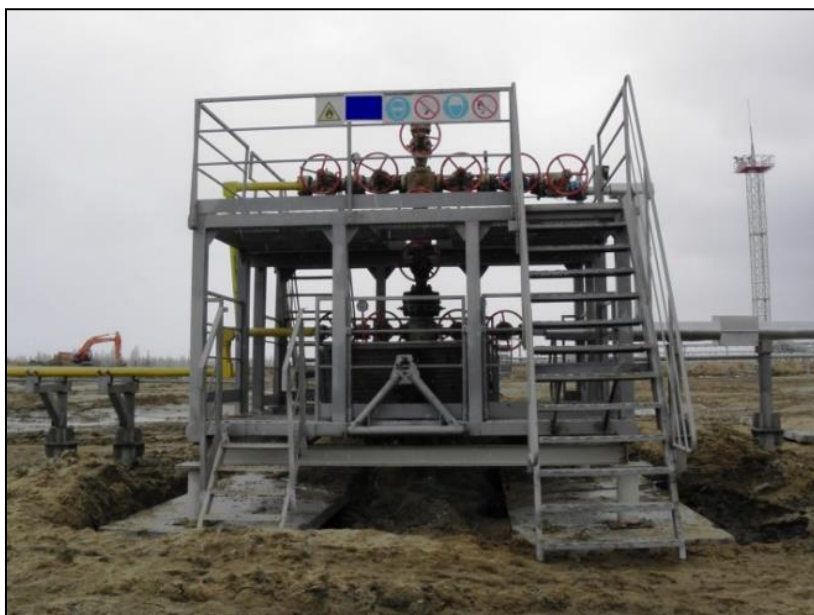
Рис. 1. Схема существующих и возможных антропогенных воздействий в Западной Якутии.

Объектами исследования в первую очередь являлись различные по назначению гидротехнические сооружения. Это водохранилища питьевой воды, хвостохранилища горнорудных предприятий и водохранилища ГЭС, типа Вилюйской и др. (Упомянем участки захоронений техногенных рассолов и подземных ядерных взрывов.) Возведение искусственного водоема на мерзлоте требует изучения процессов в системе «мерзлота-водоем-климат». Практической задачей является исследование развития таликов во вмещающей мерзлой среде, приводящих к потерям воды (включая техногенные), растеплению береговых примыканий и плотин (рис. 2). Обширный комплекс геофизических методов (мониторинг) для решения этой задачи включал скважинные и наземные методы полевой геофизики. [1-5]. Были построены модели теплопереноса для системы «мерзлота-водоем-климат» [2, 3]. Отметим, что последний элемент модели – «климат», приобретает все большую значимость в связи с его глобальным изменением, вызванным, в том числе, хозяйственной деятельностью человека. В случае мерзлоты, это особенно важно, поскольку речь идет о положительной обратной связи деградации приповерхностного слоя и парниковым эффектом. Модель включала учет сезонной температуры, тепляющий эффект снежного покрова, теплофизические параметры среды, динамику температуры воды в водоеме, проницаемость трещиноватого мерзлого массива, фазовые переходы в мерзлоте.



**Рис. 2.** Пример мониторинга развития таликовой зоны в плотине и береговом примыкании водохранилища Сытыкан.

Поскольку основные перспективы развития нефтегазового комплекса страны связаны с районами многолетнемерзлых пород (ММП), второй важной задачей является геофизический контроль относительно небольших областей, непосредственно примыкающих к кустовым площадкам бурения. Это области «жесткого» теплового воздействия на мерзлоту, где температура флюидов при прокачке достигает 120 °С на устье скважины. При этом вокруг эксплуатационных скважин происходит интенсивная деградация ММП: образуется область оттаивания, что приводит к возникновению приустьевых воронок и провалов. Особую опасность представляет слияние областей оттаивания вокруг нескольких скважин. Динамика развития области оттаивания ММП зависит от многих факторов: климатических, геокриологических условий на конкретном участке, конструкции термозащиты и температуры флюида на устье скважины (рис. 3). Известно, что переход пород из мерзлого состояния в талое сопровождается значительным изменением электрических параметров, таких как удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) и диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ). Для ранней диагностики изменения мерзло - талого состояния пород в естественном залегании хорошими перспективами обладают скважинные радиоволновые методы, которые позволяют получить объемное распределение электрических характеристик в межскважинном пространстве [5].



**Рис. 3.** Приустьевые провалы вокруг эксплуатационных скважин возникшие вследствие оттаивания ММП.

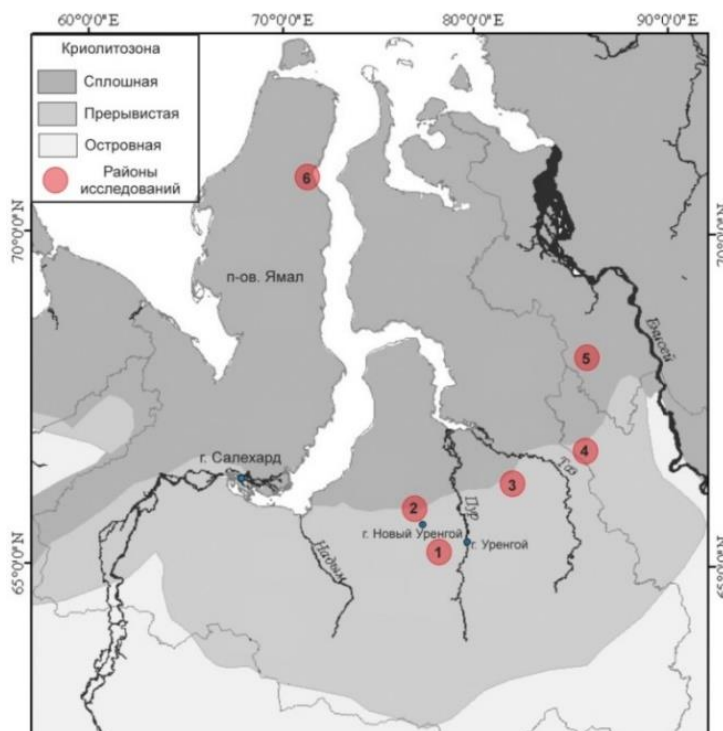
Радиоволновые методы основаны на зависимости поглощения энергии электромагнитного поля горными породами, расположенными на пути распространения волны от излучающего к приемному устройству. Используется электромагнитное поле дипольного источника в диапазоне частот 0.01–50 МГц. На фиксированной частоте величина поглощения зависит от эффективных значений электрического сопротивления ( $\rho_{\text{эфф}}$ ) и диэлектрической проницаемости ( $\epsilon_{\text{эфф}}$ ) среды.

Породы с низкими значениями  $\rho_{\text{эфф}}$  и  $\epsilon_{\text{эфф}}$  будут характеризоваться более высоким поглощением электромагнитной энергии. В переменных электромагнитных полях в гетерогенных средах наблюдается явление дисперсии электрических свойств, выражающееся в снижении значений  $\rho_{\text{эфф}}$  и  $\epsilon_{\text{эфф}}$  при увеличении частоты поля. Для мониторинга объектов нефтегазового комплекса (рис. 4) были проведены многолетние экспериментальные и опытно-производственные работы, сформирована представительная база экспериментальных данных межскважинных (РВГИ) и односкважинных (ОРВП-МЧ) в различных геокриологических и технологических условиях [6].

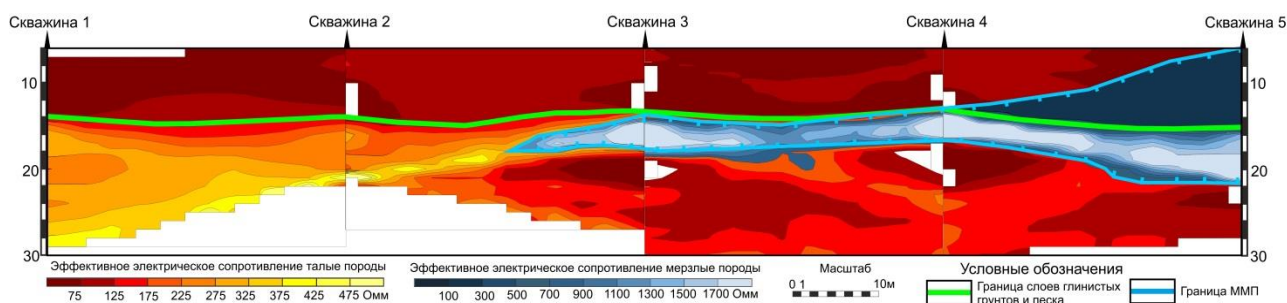
Новая технология и алгоритмы обработки многочастотных радиоволновых данных опробованы на 7 месторождениях нефти и газа Западной Сибири.

На примере проектируемых площадок месторождений «Ново-Уренгойское» и «Восточно-Уренгойское» показан новый подход к обработке односкважинных многочастотных данных ОРВП-МЧ. Разнообразие и сложность геокриологической обстановки проиллюстрированы для строящихся кустовых площадок месторождений «Ново-Уренгойское», «Восточно-Уренгойское», «Сузунское», «Тагульское», «Южно-Тамбейское» (рис. 5).

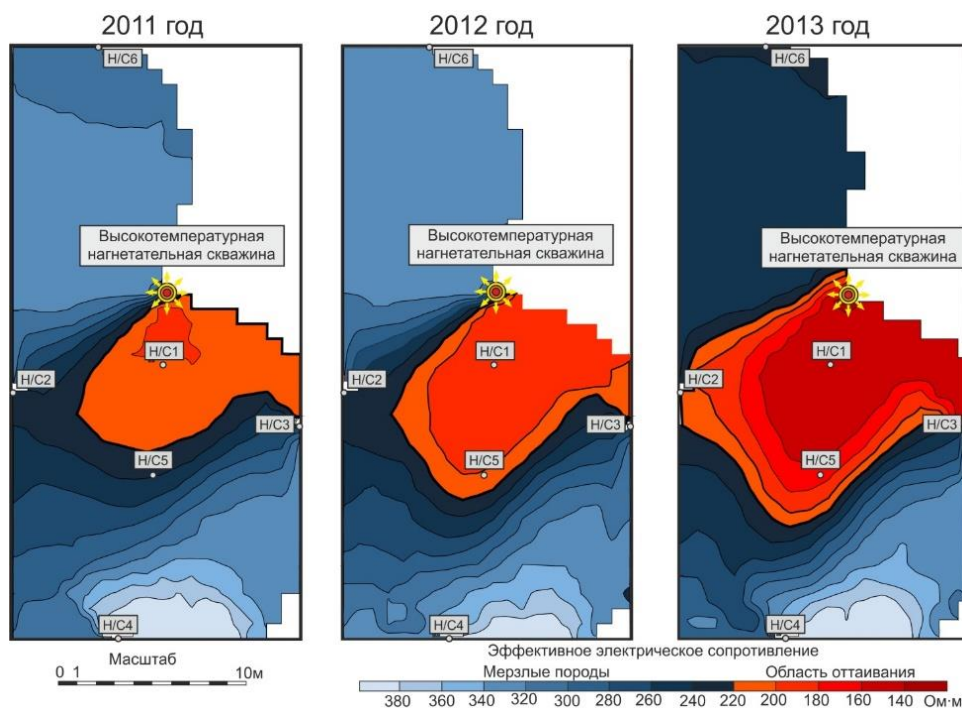
Наглядно продемонстрировано влияние нагнетательной скважины на ММП в течение нескольких лет по результатам геоэлектрического мониторинга на действующей кустовой площадке месторождения «Русское» (рис. 6).



**Рис. 4.** Схема расположения объектов исследований на карте районирования зон ММП на территории Западной Сибири: 1- Ново-Уренгойский лицензионный участок, 2- Восточно-Уренгойский лицензионный участок, 3 – м-е «Русское», 4 – м-е «Тагульское», 5 – м-е «Сузунское», 6 – м-е «Южно-Тамбейское».



**Рис. 5.** Совмещенный разрез РВГИ. Кустовая площадка Восточно-Уренгойского ЛУ на этапе строительства. Частота 0.625МГц. Выделение области распространения ММП.



**Рис. 6.** Результаты мониторинга процесса оттаивания ММП вблизи нагнетательной скважины в период 2011 – 2013 годов на действующей кустовой площадке месторождения «Русское». Горизонтальные планы в интервале глинистых пород, выполненные по 3D геоэлектрической карте  $\rho_{эфф}$  для частоты 5МГц. Синий цвет на разрезах соответствует мерзлым породам, красный – породам в измененном состоянии. Цветовая шкала – эффективное электрическое сопротивление, Ом·м.

#### Литература:

1. Snegirev A.M., Velikin S.A., Istratov V.A., Kuchmin A.O., Frolov A.D. Geophysical monitoring in permafrost areas Permafrost, Phillips, Springman & Arenson (eds). Swets & Zeitlinger, Lisse, 2003. P. 1079-1084.
2. Milanovskiy S., Velikin S., Istratov V. Geophysical study of talik zones. Western Yakutia // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost / ed. by D. L. Kane & K. M. Hinkel. University of Alaska, Fairbanks, 2008.
3. Milanovskiy S., Petrunin A., Velikin S., Istratov V. Numerical simulation of seepage processes in permafrost near a hydro unit // Cold Region Hydrology in a Changing Climate. Proceedings of symposium H02 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011. IAHS Publ. 346, 2011. P. 164-170.
4. Milanovskiy Svet, Velikin Sergey, Petrunin Alexey, Istratov Vyatcheslav Geophysical Monitoring of Engineering Constructions in Western Yakutia and Study of Coupled Problem of Temperature and Seepage Fields in Permafrost near Hydro Unit. In: Conference Proceedings of 68th Canadian Geotechnical Conference and 7th Canadian Permafrost Conference – GeoQuebec 2015, Quebec City, Canada, September 20-23, 2015. 9 p.
5. Istratov V.A., Frolov A.D. Radio wave borehole measurements to determine *in situ* the electric property distribution in a massif // *J. Geophys. Res. Planets*. 2003. V. 108. № E4: P. 8038-8043.
6. Черепанов А.О. Пространственный геоэлектрический мониторинг состояния многолетнемерзлых пород вблизи нагнетательных скважин на примере одного из нефтяных месторождений Западной Сибири // *Инженерные изыскания*. № 12. 2014. С. 18-24.

## ОСОБЕННОСТИ РЕШЕНИЯ НЕКОРРЕКТНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГРАВИМАГНИТНЫХ СЪЕМОК

Миненко П.А.<sup>1</sup>, Миненко Р.В.<sup>2</sup>, Мечников Ю.П.<sup>3</sup>, Плишко И.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Криворожский государственный педагогический университет, <sup>2</sup>Криворожский национальный университет, <sup>3</sup>Криворожская геофизическая партия, <sup>4</sup>Государственное предприятие «Укрчерметгеология», г. Кривой Рог

Для решения некорректных обратных задач гравиметрии и магнитометрии (ОЛЗГ и ОЛЗМ) используют дискретный (сеточный) аналог решения интегрального уравнения 1-го рода, которое приводится к решению системы линейных или нелинейных алгебраических уравнений (СЛАУ или СНАУ) с функциональными коэффициентами (ФК)  $A$  и правой частью  $G$ , осложненной различного рода ошибками  $dG$ . Поскольку геологические тела имеют произвольную форму и неоднородны по физическим свойствам  $X$ , то ФК также вычисляются с погрешностями  $dA$ . Решают эти системы, как и в обычной статистике, почти во всех случаях методом наименьших квадратов (МНК). В линейном случае известное точное уравнение  $A^T A x = A^T G$  превращается в более сложное уравнение  $(A^T + dA^T) (A + dA) (X + dX) = (A^T + dA^T) (G + dG)$ , в котором намного больше неизвестных, чем в точном уравнении, а решение  $X + dX$  может намного отличаться от реальных физических свойств  $X$  геологических тел, создающих поле  $G$ . Разность двух уравнений равна  $(A^T + dA^T) (AdX + dAX + dAdX) = (A^T + dA^T) dG$ . Как видим, инструментов для подавления погрешности  $dX$  нет. При точном измерении поля ( $dG = 0$ ) имеем уравнение  $(A^T + dA^T) (AdX + dAX + dAdX) = 0$ , которое дает точное решение ( $dX = 0$ ) только при  $dA = 0$ . А этого для любого реального поля добиться невозможно. Однако, если в каждой строке или столбце системы уравнений  $AX = G$  сделать один или несколько ФК намного больше, чем минимальный в той же строке или столбце, то ошибки  $dG$  во всех строках дадут наименьший прирост элементов вектора  $dX$ . Таким образом, при любом наборе ошибок поля  $dG$ , все  $dX$  будут наименьшими, а любое увеличение  $dG$  приведет к минимальным изменениям всех  $dX$ . Это означает, что решение обратной задачи будет устойчивым. Такой результат не противоречит методу регуляризации акад. А.Н. Тихонова [1-3], поскольку регуляризирующий функционал, по его словам, призван был увеличить диагональные элементы матрицы  $A$ . Такое требование может быть достигнуто и другими способами [4, 5]. В частности, оно достигается тем, что над каждым блоком сеточной модели должна быть, хотя бы одна точка с измеренным в ней полем. И наоборот, под каждой точкой поля должен быть, хотя бы один блок сеточной модели геологических тел. При прямоугольной или квадратной сети измерений поля размеры карты поля (рис. 1, 2) и сеточной модели геологических тел (рис. 3, 4) должны совпадать. Если площадь проекции геологических тел на карту поля меньше площади карты поля, то нужно уменьшить размеры карты поля, используемой для решения обратной задачи (ОЗ). Или же использовать сеточную модель, в которой к геологическим телам присоединены пустые смежные блоки таким способом, чтобы площадь модели в горизонтальном сечении (рис. 3) совпадала с площадью карты поля (рис. 1).

Но это еще не все. В классической теории интегральных уравнений 1-го рода область поля и область геологических масс должны совпадать. В наземной геофизике эти области полностью не совпадают, поскольку измерительная система гравиметра или магнитометра находится на определенном расстоянии от поверхности Земли. С одной стороны, это выгодно, так как система не содержит сингулярных точек. А с другой, это создает неоднозначность решения ОЗ и приводит к эквивалентному решению, которое удовлетворяет полю с высокой точностью, но существенно отличается по физическим свойствам от реальных геологических тел. По словам акад. В.Н. Страхова такая ОЗ имеет в геологическом смысле несодержательное решение. Содержательное решение имеет только ОЗ для однослойной модели. Плотность или интенсивность намагниченности (ИН) каждого блока будет равна средне-эффективному значению, которое зависит от размеров блока и глубины его расположения. Для двухслойной модели физические параметры верхнего блока определяются более точно, чем нижнего. При

большем количестве слоев решение для нижних слоев является эквивалентным, в котором отличие от реального нарастает с увеличением глубины расположения блока.

Поэтому приходится вводить поправки за глубины расположения блоков, или использовать двухслойную модель с тонким верхним слоем (рис. 3а, 3б) и мощным нижним слоем (рис. 3в, 3г). Затем решают прямую задачу и удаляют из наблюдаемого поля влияние 1-го слоя. Далее, второй слой (пласт) разбивают на два слоя: верхний – тонкий (рис. 4а), а в нижнем будет то, что останется (рис. 4б). Снова решают ОЗ, определяют, например, ИН пластов (рис. 5а, 5б), решают прямую задачу для верхнего пласта и вычитают его влияние из нового поля. Остаток поля используют для нового решения ОЗ, получают ИН 4-го пласта и новый остаток поля для определения ИН 5-го тонкого и 6-го более мощного пласта и т.д. Ниже приведены решения ОЗ для реального поля по 2-м моделям: с точным и предполагаемым расположением нижней границы структуры месторождения (рис. 1-5).

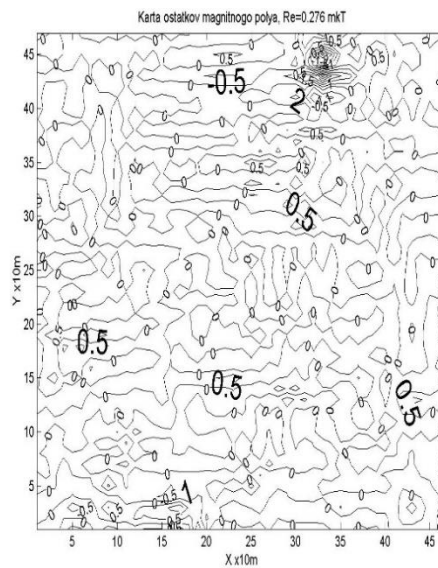
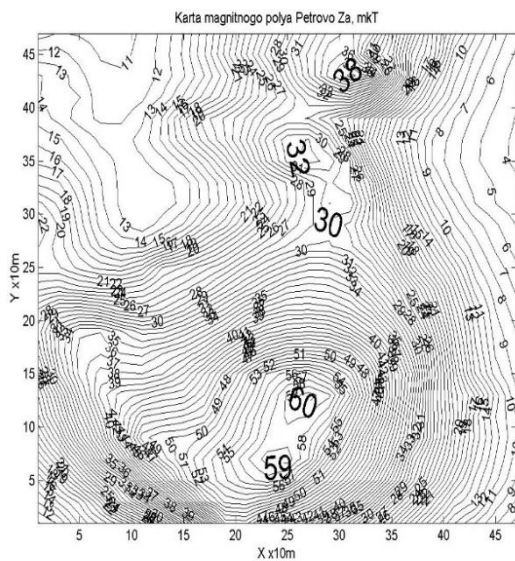
Во всех случаях мы получили устойчивые решения ОЛЗМ. Для однослойных моделей (рис. 2), содержащих  $20 \times 20$  вертикальных прямоугольных призм с размерами  $23 \times 23$  м<sup>2</sup> и высотой 505 м (рис. 2а) и 275 м (рис. 2б), мы получили в решении ОЗ различные значения ИН одноименных, но разно высотных призм. Однако, качественная картина на картах ИН для обеих моделей почти одинакова.

Для выяснения характера распределения ИН в каждой призме по высоте их необходимо разделить на несколько частей. Наиболее просто это можно сделать делением однослойной модели на горизонтальные слои. В полученных малых призмах трудно ожидать однородного распределения ИН по их объему. Поэтому не очень важно, какой высоты их выбирать. Это установлено экспериментальными решениями ОЗ для моделей с объединениями каждых двух призм с разной ИН по высоте или заменой линейного изменения ИН в призме на ее среднее значение в объеме призмы, как по горизонтали, так и по вертикали. Поскольку решение ОЗ для призм более глубоких слоев одинаковой мощности дает менее точные эквивалентные значения ИН, то выгоднее выбрать разбиение однослойной модели на два слоя разной мощности: верхний с меньшей, а нижний с большей.

После определения ИН для призм каждого слоя из поля вычитают влияние верхнего слоя, а затем разделяют второй слой на два новых слоя и решают ОЗ для полученного остатка поля и т.д. В приведенном примере верхний слой равен 50 м, а нижний в точной модели – 455 м, а в приближенной – 225 м.

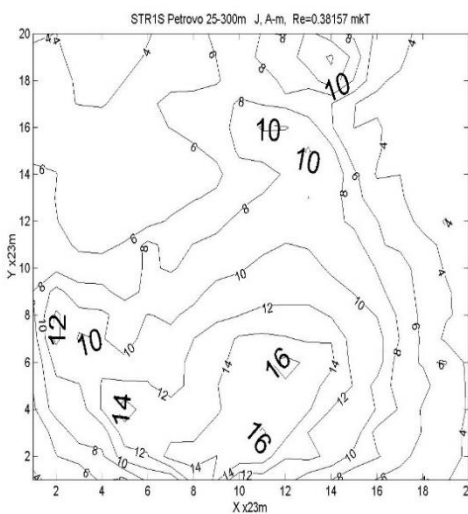
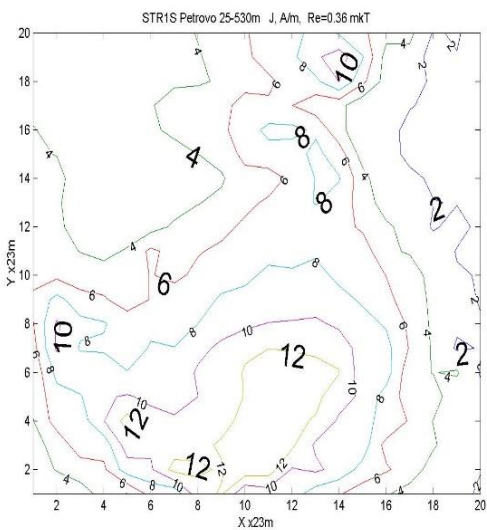
Решение ОЗ для этих 2-слойных моделей имеет свои особенности. Поскольку нижняя граница зоны полного или частичного окисления горных пород находится на глубинах 65-140 м, то в первом тонком слое на глубинах 25-75 м получены ИН призм от 1-5 А/м, а во втором, более мощном слое, получены средние значения ИН 12-20 А/м. Для приближенной модели получены ИН, примерно, на четверть больше. Во втором тонком слое на глубинах 75-125 м ИН значительно больше 14-20 А/м, а в остатке структуры (125-530 м) ИН еще больше - 16-22 А/м. В третьем тонком слое (125-175 м) ИН значительно меньше (10-12 А/м), что связано с наличием сланцево-железистого пласта на этих глубинах. Но, несколько более низкие ИН (14-20 А/м) в оставшейся нижней части структуры на глубинах 175-530 м и более высокая средняя невязка поля 0.276 мкТ против 0.26 мкТ в предыдущем решении требуют повторения решения с большим количеством итераций.

Возможно, также решение ОЗ с разными глубинами для блоков одного слоя, но тогда их нужно задавать отдельным массивом, если они точно известны, или решать нелинейную задачу с определением глубин до нижних и верхних границ блоков. Но, в любом случае устойчивое решение ОЗ можно получить. Но, будет ли оно содержательным в геологическом смысле, зависит от наличия какой-то части априорных данных и умения интерпретатора.



a) b)

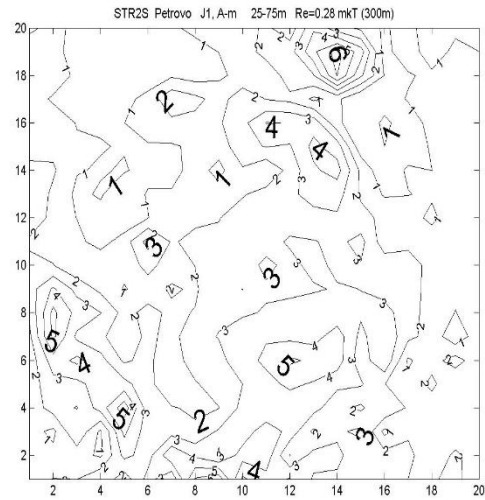
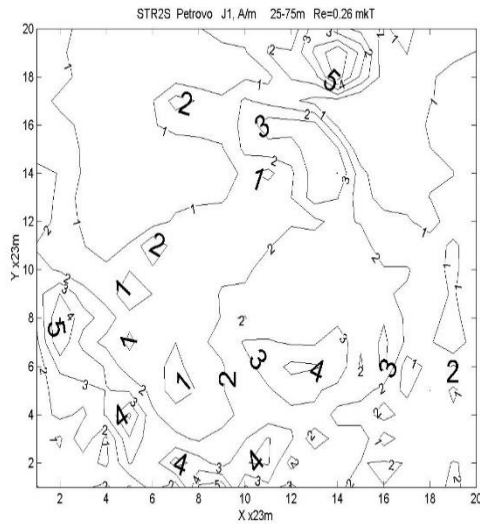
**Рис. 1.** Карта магнитного поля южной части железорудного месторождения «Петровское» (здесь и далее изолинии обозначены: в 1 ед. – 1 микротесла (мкТ), расстояния: в 1 ед. – 10 м) (а); карта остатков (невязок) поля (в мкТ) после 4-го этапа решения ОЛЗМ; среднеквадратическая невязка поля  $Re = 0.276$  мкТ (б).



a) b)

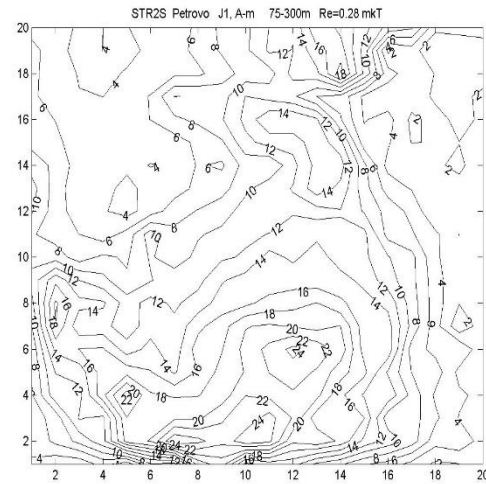
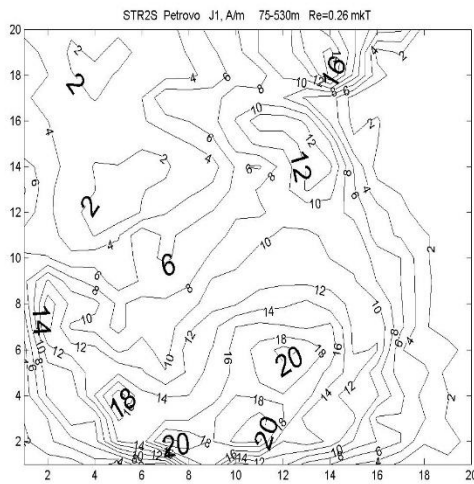
**Рис. 2.** Решения ОЛЗМ для однослойных моделей магнитных геологических масс в пределах точно известных глубин 25-530 м (а) и предполагаемых (б) в пределах 25-300 м (здесь и далее изолинии интенсивности намагничивания (ИН) горных пород и железных руд обозначены: в 1 ед. – 1 А/м; расстояния: в 1 ед. – 23 м).





а)

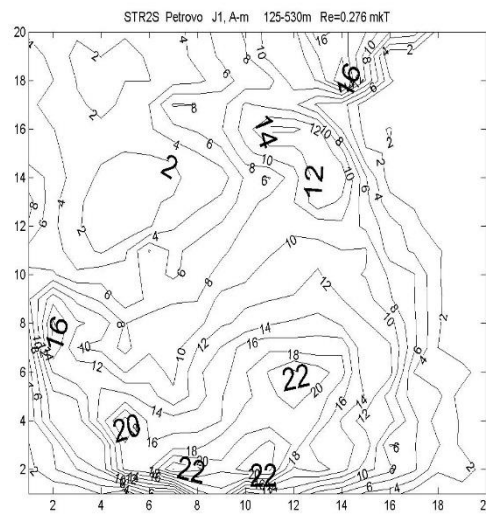
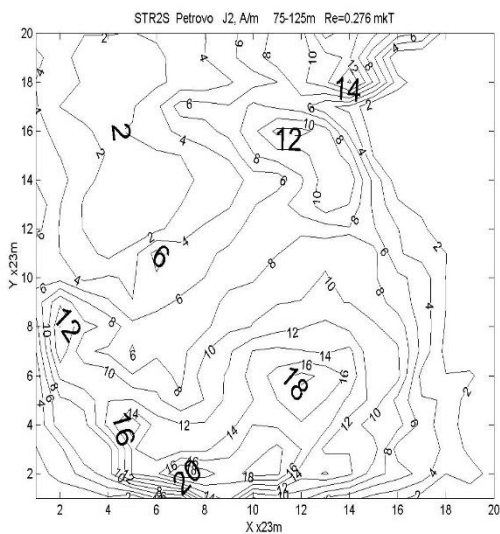
б)



в)

г)

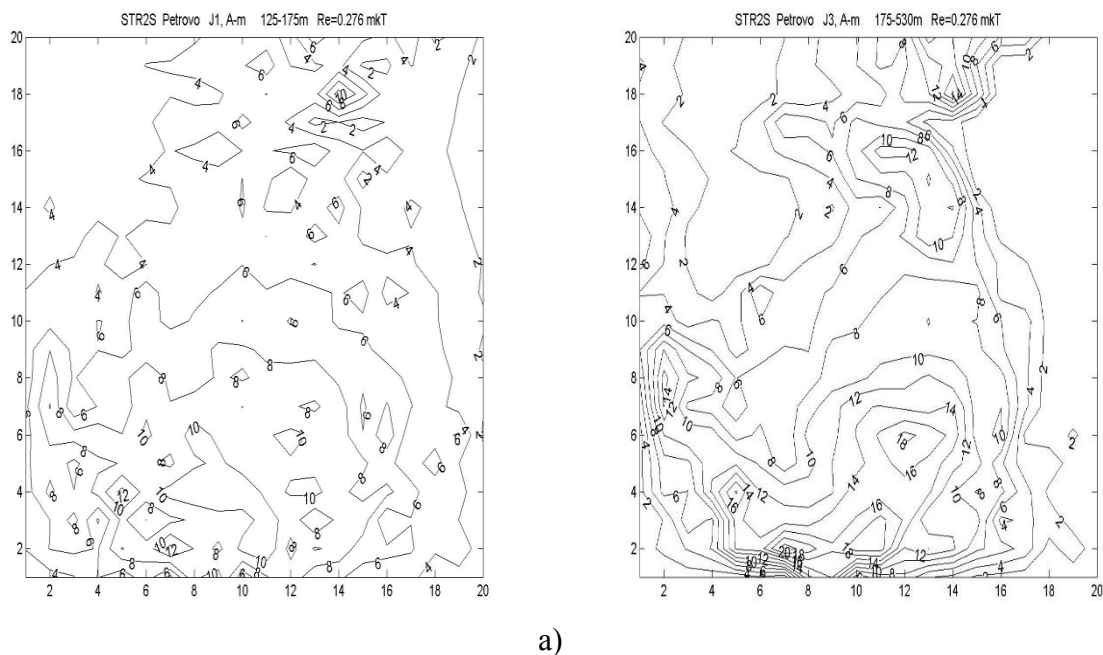
**Рис. 3.** Решения ОЛЗМ для двухслойных моделей магнитных геологических масс (рис. 2) в пределах тех же известных и предполагаемых глубин: а, б - карты ИН 1-го слоя в пределах глубин 25-75 м; в - карта ИН 2-го слоя точной модели (75-530 м); г - карта ИН 2-го слоя предполагаемой модели (75-300 м).



а)

б)

**Рис. 4.** Решения ОЛЗМ для двухслойных моделей магнитных геологических масс (рис. 3в) в пределах известных глубин: а - карта ИН нового 2-го слоя в пределах глубин 75-125 м; б - карта ИН нового 3-го слоя в пределах глубин (125-530 м).



**Рис. 5.** Карта ИН следующего нового 3-го слоя точной модели (125-175 м) (а); карта ИН 4-го слоя точной модели в пределах глубин 175-530 м (б).

#### Литература:

1. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 286 с.
2. Тихонов А. Н. О некорректных задачах линейной алгебры и устойчивом методе их решения // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163. № 3. С. 591-594.
3. Тихонов А.Н., Дмитриев В.И., Гласко В.Б. Математические методы в разведке полезных ископаемых. М.: Знание, 1983. 64 с.
4. Миненко П.А. Модификация метода регуляризации в ОЛЗГ для поисковых работ в кристаллических породах УКЩ // Науковий Вісник Національного Гірничого Університету. 2006. № 9. С. 34-39.
5. Миненко П.А., Миненко Р.В. Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. Российский геофизический журнал. 2007. Вып. 45-46. С. 60-64.

# ВНУТРИПЛИТНЫЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА: МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ, ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ, ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Мирлин Е.Г.<sup>1</sup>, Родкин М.В.<sup>2</sup>, Чесалова Е.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва

<sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН. Москва

## Введение

Образование подводных гор вулканического происхождения во внутренних частях океанических литосферных плит связывается обычно со стационарными восходящими потоками горячего вещества – мантийными плюмами. Число подводных гор в Мировом океане в настоящее время по разным оценкам составляет от сотен тысяч до миллионов, при этом горы весьма разнятся и по высоте, и по другими параметрам. Соответственно, указанная модель вряд ли может объяснить большое число гор и большое разнообразие их масштабов. Цель настоящей работы – представить методику выделения и каталогизации подводных гор, оценки их параметров и статистических характеристик пространственного распределения, рассмотреть возможные подходы к проблеме их формирования. Анализируются подводные горы северо-западного сектора Тихого океана, где мощность океанской литосферы максимальна.

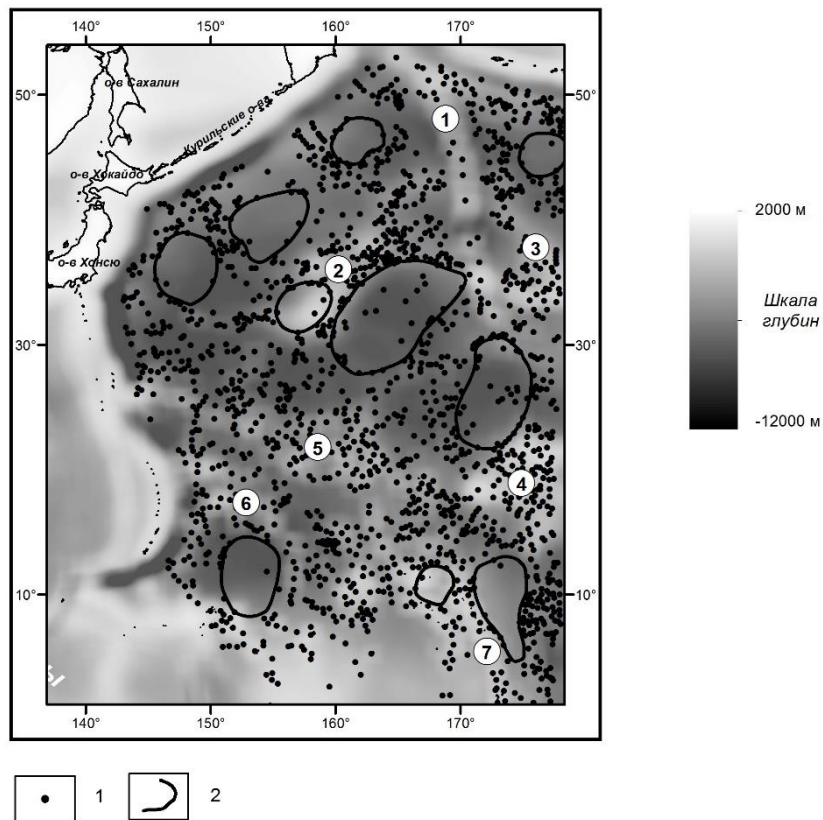
## Методика выделения и каталогизации подводных гор

В настоящее время «подводной горой» предложено именовать изометрический объект предположительно вулканической природы, возвышающийся над прилегающей поверхностью дна более чем на 100 м [1]. Нами был разработан и реализован нижеследующий метод выделения подводных гор. Сначала, используя батиметрическую карту океанов в цифровой форме (GEBCO, 2008 г.), построенную на основе материалов спутниковой альтиметрии, было проведено осреднение глубин дна в скользящем окне размером 200×200 км, что примерно соответствует средним поперечным размерам крупных морфоструктур региона. После устранения низкочастотной составляющей подводного рельефа были рассчитаны значения уклона поверхности дна океана применительно к отдельным объектам подводного рельефа, которые оконтуриваются замкнутыми изобатами. Геоморфологические объекты квазиконической формы со склонами крутизной более 5° в пределах выделенного замкнутого контура, занесены в каталог в качестве подводных гор. Замкнутый контур основания горы заменялся окружностью равной длины, радиус последней принимался за радиус основания горы. В результате применения этого алгоритма в рассматриваемом регионе было выделено 1995 подводных гор. Для каждой из них были определены: координаты вершины, площади вершины и основания, относительная высота, радиус основания, а также азимут простираения оси в случае вытянутости постройки. Полученные данные послужили основой для последующих расчетов морфологических характеристик гор и выявления особенностей их распределения по размерам и расположению по акватории полигона. Анализ схемы размещения подводных гор показывает, что они распределены весьма неравномерно: имеются их скопления и области почти полного отсутствия. Границы между ними обычно имеют в плане форму овалов (кругов) различного диаметра. Диаметр этих овалов меняется почти на порядок (рис. 1).

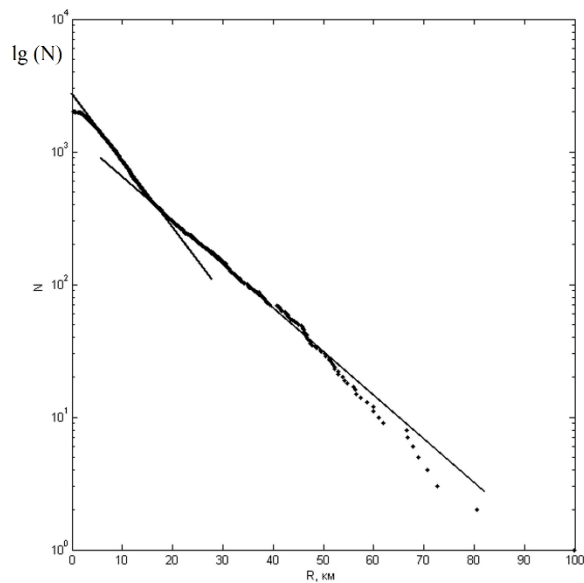
## Распределение подводных гор по радиусу основания

Распределение подводных гор по радиусу основания в полулогарифмическом масштабе представлено на рис. 2. Видно, что зависимость  $\log(N)$  числа гор с радиусом основания не менее R км распадается на две квази - экспоненциальные зависимости, отвечающие подмножеству с большим числом гор меньшего радиуса, и подмножеству относительно

малого числа гор большого радиуса. Такой двухзвенный характер распределения подкрепляется также и анализом распределения числа гор в зависимости от их объема.



**Рис. 1.** Положение вершин выделенных подводных гор (1) и границы областей, в пределах которых подводные горы отсутствуют или их число минимально (2). Крупнейшие внутриплитные поднятия: 1 - Императорские горы, 2 - возвышенность Шатского; поднятия: 3 - Хесса, 4 - Мид-Пасифик, 5 - Маркус-Уэйк, 6 - Магеллановы горы, 7 - Маршалловы острова. Справа приведена шкала глубин океана.



**Рис. 2.** Зависимость числа подводных гор (N) от радиуса их основания R. Прямыми линиями даны аппроксимирующие экспоненциальные зависимости для двух ветвей графика.

### Пространственное распределение гор

Были проведены также оценки количества гор в пределах различных частей исследуемого региона, для чего осуществлялись расчеты суммарного числа подводных гор и суммарного их объема в пределах ячеек со сторонами 2 градуса по долготе и широте. «Плотность» числа гор (их число в ячейке) изменяется в широких пределах: имеются ячейки, где горы отсутствуют, либо их число составляет первые единицы, но наблюдаются и участки скоплений, где число гор в ячейке более 10 (рис. 3). Распределение числа гор заметно отличается от равномерного случайного распределения. Также было выявлено различие в пространственном распределении ячеек с максимальным числом гор (преимущественно, северная часть региона, рис. 3а) и ячеек с максимальными объемами гор (южная часть региона, рис. 3б). Такое различие в характере пространственного распределения подкрепляет сделанное выше предположение о двух разных подмножествах в распределении подводных гор по радиусу основания (рис. 2).

Для подкрепления надежности выделенных овальных в плане участков с аномально малым количеством гор осуществлена процедура, суть которой состоит в эффективном сглаживании числа гор по исследуемой площади. Такое сглаживание достигается, например, расчетом осредненной плотности объектов  $\rho$  в каждой точке как суммы вкладов от всей совокупности исследуемых объектов:  $i=1, \dots, N$ . Согласно методике [2, 3] имеем:

$$\rho = \sum 1/r_i^n \quad (1)$$

где  $r_i$  – расстояние от данной точки до очередного объекта (горы),  $n$  – характеризует скорость затухания влияния с расстоянием. Величина  $n$  была выбрана равной 3. Детали процедуры указаны в [3]. Результаты подобных расчетов позволяют выявить как интегральные особенности в распределении гор, так и охарактеризовать локальные, но статистически значимые особенности их расположения. Проведенные расчеты подтвердили существование выделенных участков овальной формы с разным (в частности, аномально малым) количеством гор.

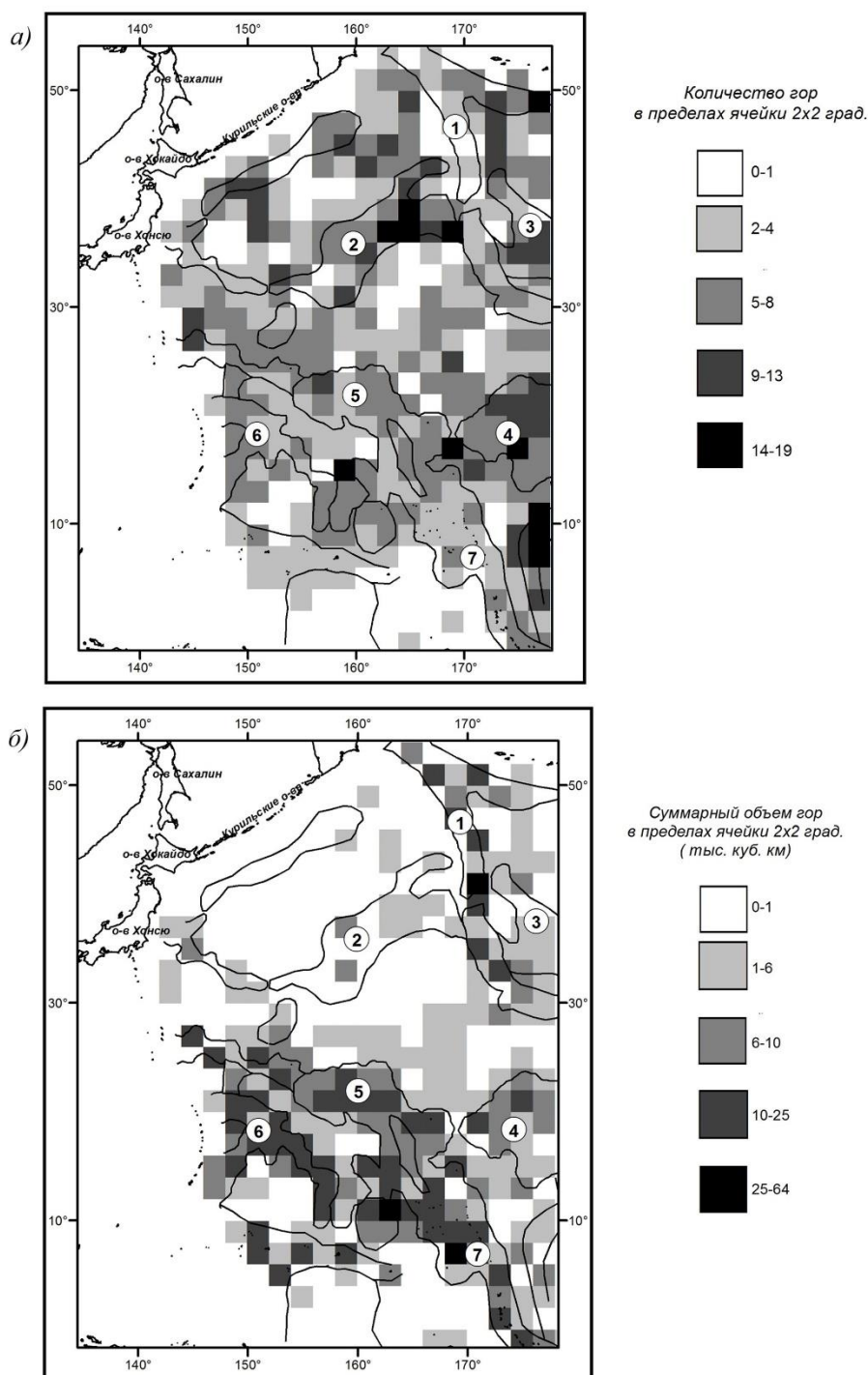
### Обсуждение результатов

Анализ расположения подводных гор показывает, что значительное их количество в исследуемом секторе Тихого океана было сформировано за пределами флангов срединно-океанического хребта [4]. Если исходить из модели плюмов, то для объяснения возникновения внутриплитных вулканов необходимо прибегнуть к предположению об их чрезвычайной многочисленности и разномасштабности, что выглядит крайне искусственным. Альтернативная гипотеза базируется на представлениях о том, что литосфера, характеризующаяся внутренней разноранговой неоднородностью, представляет собой открытую нелинейную энергонасыщенную систему [5]. Возможность применения этой концепции к возникновению очагов магматизма траппов и рифтовых зон океанов рассмотрена в работе [6]. Сходный механизм может «работать» применительно к магматическим очагам внутриплитных вулканов и объяснить образование внутриплитных вулканов не только разного ранга (в силу различного количества высвобождаемой в геосреде энергии), но и разного состава, как это обосновывается в [7]. Правда, различия в пространственном размещении гор в пределах региона требуют дополнительного объяснения. Остается неясной и природа двух статистически значимых подмножеств подводных гор (и, возможно, двух механизмах их образования).

Итак, в настоящее время не существует единой геодинамической модели, способной объяснить всю совокупность выявленных феноменов. Тем не менее, многомасштабность внутриплитного вулканизма и его изотопно-геохимическая неоднородность свидетельствуют в пользу того, что, по крайней мере, некоторые из внутриплитных магматических очагов,

питающих подводные вулканы, обусловлены процессами, происходящими в самой среде литосферы (геосреде) без заметного участия подлитосферных источников.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Мировой океан – многомасштабность, многофазность, многопараметричность».



**Рис. 3.** Распределение количества гор (а) и суммарного их объема (б) в пределах выделенных ячеек 2×2 град. Наименования крупнейших внутриплитных поднятий см. подписи к рис. 1.

#### Литература:

1. Staudigel H., Koppers A.A.P., Lavelle J.W et al. Defining the word “seamount” // *Oceanography*. 2010. V. 23. P. 20-21.

2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. О новом подходе к кластеризации // Кибернетика и системный анализ. 2002. № 2. С. 104-122.
3. Тихоцкий С.А. Размещение крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья в аномальных гравитационном и магнитном полях Земли // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 149-175.
4. Watts A.B., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Wessel P. Global gravity, bathymetry, and the distribution of submarine volcanism through space and time // J. Geophys. Research. 2006. V. 111. B08408, doi:10.1029/2005JB004083.
5. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.
6. Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Возможная природа траппового магматизма на основе концепции вихревых движений в тектоносфере и нелинейной геофизической среды // Вестник КРАУНЦ. 2008. № 2. С. 28-41.
7. Мирлин Е.Г., Ю.В. Миронов, М.В.Родкин, Е.И.Чесалова. Внутриплитные подводные горы северо-западного сектора Тихого океана // Океанология. 2017. № 6.

# КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ РАДАРНОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ И ГЕОДЕЗИИ ДЛЯ ОБЛАСТЕЙ

## РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН*

### Введение

Наземные и спутниковые методы, которые используются при исследовании смещений природных и техногенных объектов, характеризуют различные компоненты вектора смещений, при этом обычно не совпадают ни точки измерений, ни интервалы времени. В результате возникает задача построения согласованной модели поля смещений, основанной на данных всех имеющихся методов с учетом их специфики и точности. В частности, спутниковые радары с синтезированной апертурой (РСА-интерферометрия или SAR) позволяют определять временные ряды смещений и средние скорости смещений в направлении на спутник (в англоязычной литературе обозначается аббревиатурой LOS, от line-of-sight – направление видения). Пусть  $U_n$ ,  $U_e$  и  $U_z$  - смещения на север, восток и по вертикали (положительные вверх) некоторой точки земной поверхности за некоторый период времени. Тогда смещение в направлении на спутник  $U_{LOS}$  (положительные к спутнику) за тот же период времени равно [1]:

$$U_{LOS} = U_z \cos \theta - \sin \theta * (U_n \cos \beta + U_e \sin \beta), \quad (1)$$

где  $\theta$  - угол отклонения направления видения LOS от вертикали,  $\beta$  - азимут направления видения.

Пусть для данной точки имеются смещения на север и восток, определенные с применением глобальных навигационных спутниковых систем (далее ГНСС) для того же периода времени. Зная  $U_n$ ,  $U_e$  и  $U_{LOS}$  по данным радарной интерферометрии, из уравнения (1) можно определить  $U_z$ . Кроме того, радарная съемка одного и того же объекта может проводиться с восходящего и нисходящего трека спутника. В этом случае, азимут полета меняется и возникает два уравнения типа (1).

Для оценки смещений земной поверхности или объектов инфраструктуры широко применяются повторные геодезические измерения, в частности с применением ГНСС ГЛОНАСС и/или GPS. Эти спутниковые системы позволяют наиболее точно определять горизонтальные смещения на север и восток, вертикальные смещения определяются менее точно. Повторные нивелировки выполняются вдоль профилей, оборудованных специальными реперами. В процессе нивелирования определяют вертикальные смещения за время между повторными проходами относительно некоторого репера, который считается неподвижным. Эти методы достаточно трудоемки, число пунктов измерений обычно не превосходит нескольких десятков.

Метод спутниковой РСА интерферометрии позволяет определять поле смещений за период между повторными съемками (дифференциальная интерферометрия) или получить временные ряды смещений для устойчиво отражающих объектов (технологии устойчивых отражателей, в которых выполняется одновременный анализ серии РСА снимков). В областях с развитой промышленной инфраструктурой или городской застройкой число устойчиво отражающих площадок в пределах одного снимка может достигать десятков и даже сотен тысяч.



Данные каждого метода содержат различного рода погрешности. Так, атмосфера вносит погрешности в результаты любых спутниковых измерений. Точность оценок смещений методами РСА интерферометрии зависит от точности цифровой модели рельефа, расстояния между орбитами, с которых производилась повторная съемка (базовая линия), от изменений отражающих свойств поверхности. Эффективно подавить помехи можно путем совместного анализа всех имеющихся данных мониторинга, но решение этой задачи осложняется тем, что пункты повторных геодезических наблюдений не совпадают с устойчивыми отражателями, найденными методами РСА-интерферометрии. Окажется ли некоторый элемент строения или инфраструктуры устойчивым отражателем зависит от материала и ориентации отражающей поверхности, изменений в период съемки снежного и растительного покрова и других факторов. Гарантировать получение устойчивого отражения можно только путем установки уголкового отражателя [2].

Кроме того, в районе промышленных объектов с развитой инфраструктурой число устойчиво отражающих площадок обычно в сотни и тысячи раз превосходит число геодезических пунктов, поэтому использовать данные наземной или спутниковой геодезии для расчета вертикальных смещений в каждом устойчивом отражателе невозможно.

Задача оценки смещений земной поверхности на месторождениях нефти и газа важна потому, что разработка месторождений часто сопровождается значительными просадкам, которые в исключительных случаях достигали 8 м и более [3], что может приводить к деформациям зданий и сооружений инфраструктуры, подтоплению обширных территорий. Кроме того, данные о смещениях содержат важную информацию о том, насколько эффективно удается поддерживать пластовое давление, откуда идет отбор углеводородов и в каком направлении происходит фильтрация закачиваемой жидкости.

Одним из наиболее эффективных методов решения данной проблемы является привлечение информации о природе наблюдаемых смещений. Для областей разработки нефтяных и газовых месторождений можно предположить, что смещения земной поверхности происходят в результате отбора углеводородов или закачки вытесняющей жидкости, т.е. в результате изменения давления в породах, которое сопровождается их расширением или сжатием [4].

Рассмотрен метод аппроксимации поля смещений в направлении на спутник и расчета трех компонент вектора смещений, основанный на этом предположении. В отличие от работы [4], метод применен к совместной аппроксимации данных РСА-интерферометрии и повторных нивелировок.

### Математическая модель

Рассмотрим задачу о смещении земной поверхности в результате изменения давления в элементарном объеме под поверхностью.

Разделим этот объем (возможно, состоящий из нескольких несвязанных областей) на некоторое число малых элементарных объемов. В результате отбора и закачки, производимых некоторой системой скважин, в каждом из этих объемов будет происходить увеличение или падение давления. Если принять для описания верхней части земной коры модель изотропного упругого или вязкоупругого полупространства, то суммарное смещение поверхности будет равно сумме смещений в результате расширения или сжатия каждого элементарного объема. Если среду, в первом приближении, можно считать однородной, то для расчета смещений земной поверхности можно использовать известные аналитические решения задачи для упругого [5] или вязкоупругого [6] полупространства.

Выберем декартову систему координат с осью  $x$  направленной на восток,  $y$  – на север и  $z$  вверх. Пусть имеется сферическая область расширения или сжатия, малого по сравнению с ее глубиной радиуса. Заменим ее точечным источником деформации, расположенным в точке  $\vec{r}_0 = (x_j, y_j, z_j)$ , и создающим деформацию в виде дельта-функции  $\varepsilon_0(\vec{r}) = S \cdot \delta(\vec{r} - \vec{r}_0)$ .

Тогда компоненты поля смещений в точке  $i$  будут равны:

$$\begin{aligned}
U_x(x_i, y_i, 0) &= \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{x_i - x_j}{R^3}, \\
U_y(x, y, 0) &= \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{y_i - y_j}{R^3}, \\
U_z(x, y, 0) &= \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{z_j}{R^3},
\end{aligned} \tag{2}$$

где  $R^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + z_j^2$ ,  $\nu$  – коэффициент Пуассона.

Компоненты вектора смещений на поверхности полупространства в результате изменения давления в некотором объеме  $V$  (возможно состоящем из отдельных подобластей) сводится к интегрированию по этому объему функций (2). При этом, поскольку величина расширения/сжатия  $S$  в общем случае меняется в пределах объема  $V$ , она входит в эти уравнения как функция пространственных координат.

Для смещений в направлении на спутник  $U_{Los}$ , с учетом формулы (1), получаем:

$$U_{Los}(x, y, 0) = \frac{(1+\nu)}{\pi} \cdot \int_V \frac{S(\xi, \eta, \zeta) [(z - \zeta) \cos \theta - \sin \theta * ((y - \eta) \cos \beta + (x - \xi) \sin \beta)]}{((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2)^{3/2}} \tag{3}$$

где  $(\xi, \eta, \zeta)$  - переменные интегрирования по объему  $V$ .

Применение сферической области для моделирования нефтяных и газовых месторождений не всегда удобно, поскольку горизонтальный и вертикальный размеры области отбора или закачки могут существенно отличаться, особенно для пластовых залежей. Поэтому в [5] рассмотрен случай, когда источником деформации является участок горизонтального пласта в виде диска радиуса  $R$ , расположенный на глубине  $D$  и имеющий постоянную мощность  $H$ .

Важно, что поле смещений в результате изменения давления в некоторых областях упругого полупространства, вне этих областей (где  $\varepsilon_0(\vec{r}) = 0$ ) удовлетворяет уравнению Лапласа, т.е. является потенциальной функцией. Отсюда сразу следует, что если потенциал  $\varphi$  или его производные (2) или какая-либо их линейная комбинация, например, вида (3), известны на некоторой поверхности, охватывающей всю область изменения давления (это может быть и поверхность  $z = 0$ ), то и потенциал и его производные могут быть однозначно определены во всей внешней области этого пространства.

Итак, задача определения компонент вектора смещений на поверхности сведена к хорошо изученному классу задач аппроксимации и трансформации потенциальных полей [7]. Это позволяет применить к анализу поставленной задачи полученные ранее теоретические результаты. В частности, любое потенциальное поле, заданное на некоторой пространственной сетке, можно аппроксимировать с помощью систем элементарных источников различного типа, расположенных на некоторой поверхности или на нескольких поверхностях [8]. Выбор типа источников и их расположение становятся существенными лишь в случаях сильно неравномерных сетей наблюдений. В этих случаях для выбора типа источников и их расположения может быть использована аналогия между задачей аппроксимации поля системами эквивалентных источников и оптимальной фильтрацией по Колмогорову-Винеру [9].

В задаче о смещении поверхности в результате изменения пластового давления для аппроксимации поля смещений на поверхности также можно использовать достаточно простые конструкции, например, сферические объемы, расположенные на глубине верхнего разрабатываемого слоя или на средней глубине разрабатываемой многопластовой залежи. Если исследуемая площадь невелика и глубина горизонта меняется несильно, то глубина до источников может быть задана постоянной. При этом по аналогии с потенциальными полями можно показать, что любое поле смещений, описываемое уравнениями (2-3), может быть сколь угодно точно аппроксимировано распределением малых объемов, расположенных на любом уровне, в том числе на горизонтальной плоскости.

Также, используя аналогию с гравитационным полем, можно учесть рельеф земной поверхности в точках  $(x_i, y_i, z_i)$ , где заданы смещения. В этом случае надо вычислять расстояние как  $R^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_j - z_i)^2$  и заменить последнюю формулу в (2) на:

$$U_z(x, y, 0) = \frac{(1 + \nu)S}{\pi} \cdot \frac{z_j - z_i}{R^3}, \quad (4)$$

Отметим еще раз, что при принятых предположениях для определения компонент вектора смещений нет необходимости знать геометрию залежи, распределение пористости или проницаемости, дебиты скважин и т.д. При этом полученные изменения давления могут отличаться от истинных. Однако, поскольку полученные изменения давления удовлетворяют граничным условиям, заданным на земной поверхности, по полученным изменениям давления можно рассчитать все компоненты вектора смещений и деформаций на дневной поверхности. В случае если необходимо знать реальные изменения давления, при расположении аппроксимирующих объемов следует учесть глубину и мощность разрабатываемых пластов.

### Метод решения задачи

Итак, пусть по данным повторных наблюдений с применением ГНСС определены средние скорости смещений (в мм/год) на север и восток за некоторый интервал времени. Пусть по результатам обработки данных РСА-интерферометрии определены устойчиво отражающие площадки и для них, примерно для того же интервала времени, определены средние скорости смещений в направлении на спутник. Пусть также вдоль системы профилей повторного нивелирования определены вертикальные смещения. Отметим, что вертикальные смещения на каждом профиле могут быть определены относительно некоторого репера, который считается неподвижным и этот репер может быть для каждого профиля своим. Это легко учесть при решении задачи.

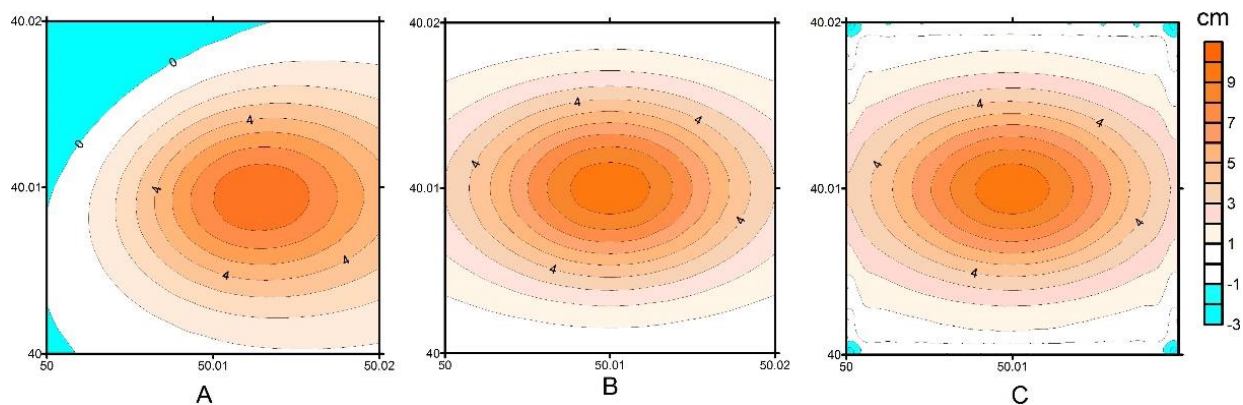
Подчеркнем, что все данные о смещениях трансформированы в средние скорости смещений. Это связано с тем, что интервалы времени, которые характеризуют различные данные, не совпадают. В частности, если удастся оценить смещения по парной интерферограмме, а также определить смещения устойчивых отражателей по серии радарных снимков, то эти данные будут характеризовать различные интервалы времени. Если есть основания полагать, что скорости смещений достаточно стабильны во времени, решение следует строить по всем имеющимся данным. Если смещения существенно меняются во времени, следует анализировать по возможности более короткие интервалы времени и разбивать имеющиеся данные на отдельные группы. Это позволит исследовать динамику развития смещений во времени.

Разместим под поверхностью наблюдений аппроксимирующую конструкцию. В качестве аппроксимирующих источников выберем малые сферические объемы, для которых смещения задаются формулой (2) или при наличии существенного рельефа формулой (4). Из опыта решения аналогичных задач [9] можно рекомендовать располагать источники под точками наблюдений на глубине равной среднему расстоянию между точками.

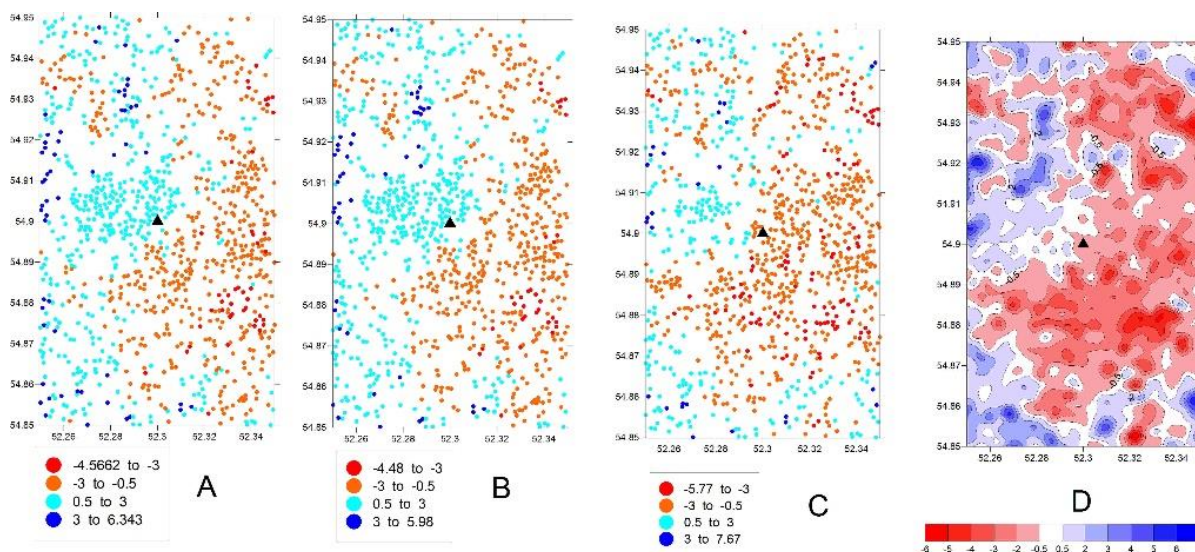
Теперь можно определить неизвестные скорости изменения давления каждого сферического объема из условия минимума суммы среднеквадратических невязок по спутниковой геодезии и интерферометрии и данным нивелировок, нормированных на соответствующие дисперсии. После того, как изменение объема  $S$  для каждого источника найдены, могут быть вычислены вертикальные и горизонтальные компоненты вектора смещений в точках расположения устойчивых отражателей или на регулярной сетке, что при большом количестве отражателей, позволяет детально исследовать поле смещений в области исследуемого месторождения. Также можно вычислять и компоненты тензора деформаций, и другие величины, используемые для оценки геодинамической опасности.

## Примеры

На рис. 1 приведен теоретический пример решения задачи только по данным РСА интерферометрии. Деформация поверхности произошла в результате изменения давлений в пяти сферических объемах, расположенных на глубине 3.5 км. Аппроксимирующая конструкция располагалась на глубине 1 км. На рис. 2 приведен пример расчета с использованием реальных данных повторных нивелировок в г. Абзаково (Ромашкинское месторождение, Татарстан) и смещений по данным РСА интерферометрии, полученным по снимкам с 278 трека спутника ENVISAT.



**Рис. 1.** Смещения земной поверхности (см) в результате изменения давления в 5 сферических объемах под поверхностью. А - Смещения в направлении на спутник, летящий по нисходящей орбите. В – Теоретическое вертикальное смещение. С – Смещение, рассчитанное методом аппроксимации (2) - (4).



**Рис. 2.** А - Смещения устойчивых отражателей в направлении на спутник для района г. Абзаково, определенные по снимкам с 278 трека спутника ENVISAT. В – Смещения в тех же точках, рассчитанные путем аппроксимации. С – Вертикальные смещения в тех же точках. D – Поле вертикальных смещений. Все значения в мм/год, положительные значения – смещения к спутнику. Закрашенный черным цветом треугольник в центре – город Абзаково. По горизонтальной и вертикальной оси – координаты в градусах.

## Заключение

1. Предложен метод построения согласованной модели поля смещений на месторождениях углеводородов по комплексу наземных и спутниковых данных. Метод позволяет определять все три компоненты вектора смещений земной поверхности по точечным данным о смещениях устойчиво отражающих площадок во времени, парным интерферограммам, точечным данным спутниковой геодезии и профильным данным наземной геодезии. Метод применим при различном объеме данных, в том числе и для

случаев, когда наземные данные геодезии отсутствуют. Метод дает возможность учитывать информацию о строении исследуемого объекта и техногенной сейсмичности на стадии построения геодинамической модели месторождения.

2. Применение модели однородного упругого или вязкоупругого полупространства для описания смещений земной поверхности позволяет построить эффективный метод расчета всех компонент вектора смещений по данным РСА интерферометрии о смещениях на спутник.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант №16-05-00937.*

#### **Литература:**

1. Hanssen R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 308 p.
2. Михайлов В. О., Е. А. Киселева, Е. И. Смольянинова, П. Н. Дмитриев, В. И. Голубев, Ю. С. Исаев, К. А. Дорохин, Е. П. Тимошкина, С. А. Хайретдинов. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2014. № 4. С. 120–130.
3. Szostak-Chrzanowski A., Chrzanowski A., Ortiz E. Modeling of ground subsidence in oil fields // Technical Sciences. 2006. № 9. P. 133-146.
4. Михайлов В.О., Е.А. Киселева, П.Н. Дмитриев, В.И. Голубев, Е. И. Смольянинова, Е.П. Тимошкина Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // Геофизические исследования. 2012. № 3. С. 5-17.
5. Geertsma J. Land subsidence above compacting oil and gas reservoirs // J. Petr. Technol. 1973. V. 6. № 6. P. 734-744.
6. Fokker P.A., Orlic B. Semi-Analytic Modelling of Subsidence // Mathematical Geology. 2006. V. 38. № 5. P. 565–589. DOI: 10.1007/s11004-006-9034-z.
7. Страхов В.Н. Трансформации потенциальных полей. Гл. 8 // Гравиразведка / Ред. Е.А. Мудрецова, К.Е. Веселов. М.: Недра, 1990. 607 с.
8. Аронов В.И., Кушнир Г.Ф., Михайлов Б.О., Михайлов В.О. Алгоритм и программы интерполяции и фильтрации // Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС. Сер. Математические методы исследований в геологии. 1977. № 12. С. 1-19.
9. Гордин В.М., Михайлов Б.О., Михайлов В.О. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации потенциальных полей // Изв. АН ССР. Сер. Физика Земли. 1980. № 1. С. 78-93.

# МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Муравина О.М., Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И.*

*Воронежский госуниверситет, Воронеж*

Изучение глубинного строения закрытых территорий основано на данных о геофизических полях и результатах глубинного бурения. Максимальное использование известной петрофизической информации позволяет избежать упрощенного истолкования геофизических полей и корректно выполнить интерпретацию геофизических данных с учетом структурно-вещественных особенностей региона. Необходимо отметить, что обобщение и эффективная оценка имеющихся петрофизических данных – многоцелевая и неоднозначная задача. Главные проблемы связаны с большой степенью объемной неоднородности данных: для одних районов имеется дефицит петрофизической информации, а для других такой информации хотя и много, но, как правило, неоднородной, а зачастую и противоречивой.

Такие трудности возникли при формировании петроплотностных моделей осадочных и кристаллических пород территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и прилегающих областей [1, 2], которые были использованы при расчете плотностной модели литосферы на основе инверсии гравитационного поля [3, 4]. Естественным продолжением этих региональных литосферных исследований является вовлечение в процедуру комплексной интерпретации данных инверсии геомагнитных наблюдений по региону. С этой целью начаты работы по созданию петромагнитных моделей осадочных и кристаллических пород территории ВКМ.

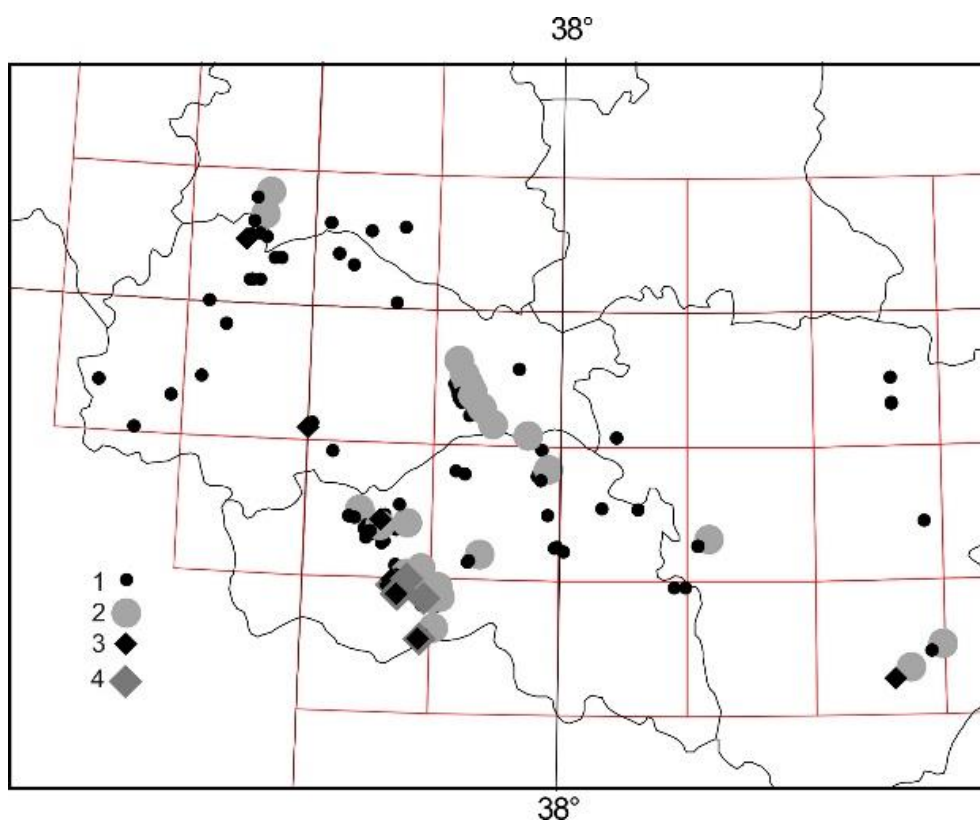
Исходными данными для выполнения анализа магнитных свойств горных пород является единая база пространственно привязанных петрофизических материалов по территории ВКМ и сопредельных структур [5, 6]. При создании цифровой петрофизической базы данных в качестве исходных материалов были использованы результаты многолетних измерений физических свойств пород керна по 4400 скважин, пробуренных на территории ВКМ и его обрамления. База данных разделена на осадочные и кристаллические породы и содержит информацию о петрофизических определениях различных свойств пород керна скважин, сведения о литологическом типе породы и принадлежности к определенной возрастной группе или структурно-вещественному комплексу. Магнитные свойства в большей степени представлены результатами измерений магнитной восприимчивости и в меньшей – измерениями естественной остаточной намагниченности.

Так как на территории ВКМ верхняя часть разреза сложена осадочными породами Воронежской антеклизы (ВА), то на первом этапе была выполнена оценка магнитных свойств осадочных пород. Породы осадочного чехла не вносят существенного вклада в наблюдаемое магнитное поле, если они слабомагнитны и залегают субгоризонтально. В противном случае магнитоактивные толщи большой мощности с невыдержанностью по простиранию могут вносить определенный вклад в характер распределения наблюдаемого магнитного поля и должны учитываться при глубинном геофизическом моделировании. Для некоторых типов осадочных пород ВА отмечались достаточно высокие значения магнитной восприимчивости [7], что и подтвердил выполненный анализ петромагнитных особенностей осадочных образований ВА и ее обрамления [8].

Все данные были ранжированы по значениям магнитной восприимчивости и условно разделены на две категории.

Данные первой категории составляют от 85 до 97% от всего объема данных пород одной возрастной группы. Значения магнитной восприимчивости этой группы изменяются от 0 до  $100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Статистический анализ этих данных выявил общие закономерности распределения магнитной восприимчивости осадочных пород изучаемой территории.

Во вторую категорию были включены сведения об аномальных ( $>100 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) значениях магнитной восприимчивости. Несмотря на то, что вторая категория представлена выборками существенно меньшего объема, значения магнитной восприимчивости в них меняются в широких пределах и могут достигать величин в целом нетипичных для осадочных пород изучаемой территории. Суммарный объем аномальных данных для пород всех возрастных групп составляет 307 значений. Была установлена приуроченность большей части образцов с повышенными магнитными свойствами к отложениям каменноугольного возраста. Пространственный анализ этих данных показал, что значительная часть повышенных значений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности приурочена к областям развития железистых кварцитов. Кроме того, скважины с аномальными петромагнитными параметрами в осадочных породах расположены в юго-восточной части региона (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема расположения скважин с аномальными магнитными параметрами в осадочных породах: 1 – магнитная восприимчивость –  $(100-1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; 2 – магнитная восприимчивость более  $1000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; 3 – остаточная намагниченность  $(0.1-10)$  А/м; 4 – остаточная намагниченность более 10 А/м.

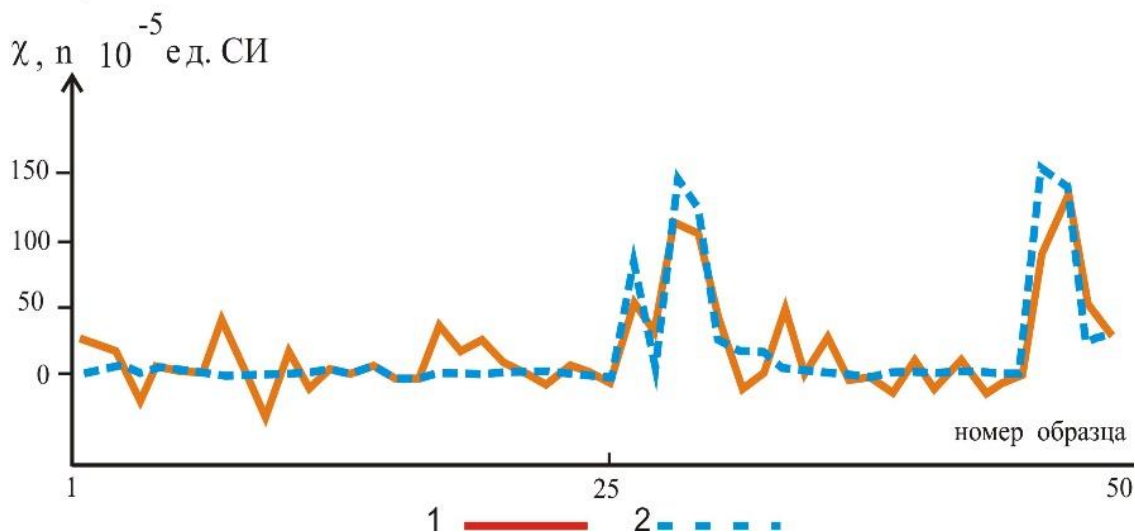
Идентификационный анализ методом группового учета аргументов [9] выявил взаимосвязь намагниченности осадочных пород юрского возраста с другими петрофизическими характеристиками. В частности, получено модельное уравнение (1), определяющее зависимость магнитной восприимчивости ( $Y$ ) от таких параметров как плотность ( $X_1$ ) и поляризуемость ( $X_2$ ), которая также известна по данным измерений:

$$Y = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_1 \cdot X_2 \quad (1)$$

На рис. 2 показаны графики экспериментальных и модельных (1) значений параметров. Полученные экспериментальные зависимости могут быть использованы в процессе классификационного анализа данных и выявления выбросов в данных.

Выполненный анализ магнитных свойств основных литологических типов пород ВА, подтвердил наличие в осадочном чехле приповерхностных магнитоактивных неоднородностей. Как показали результаты трехмерного моделирования [8], возможный

аномальный эффект от источников, локализованных в осадочном чехле, необходимо учитывать при комплексном глубинном геофизическом моделировании, а петромагнитная модель осадочных пород позволяет выявить аномальные по магнитным свойствам породы.



**Рис. 2.** Результаты идентификационного моделирования: 1 – экспериментальные значения, 2 – модельные значения.

Главной проблемой, при формировании петромагнитной модели кристаллических пород является большая степень статистической, вещественной и пространственной неоднородности данных. Метаморфические и интрузивные комплексы, представленные на геологической основе, имеют сложный литологический состав, породы в разной степени изменены, а их магнитные свойства варьируют в очень широких пределах. Кроме того, петромагнитные характеристики пород одного литологического типа и возраста, относящиеся к разным скважинам, также могут сильно отличаться.

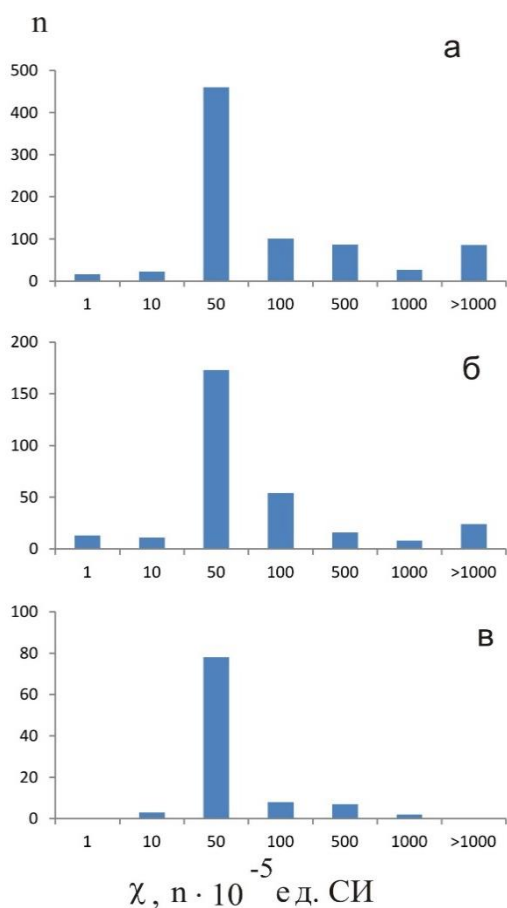
Методика создания петромагнитной модели кристаллических пород была отработана для участка, расположенного в восточной части ВКМ. В формате ГИС-проекта каждая возрастная группа пород обозначена соответствующим цветом и представлена совокупностью полигонов, которые часто различаются не только пространственным расположением, но и вещественным составом. Для каждого структурно-вещественного комплекса распределение ранжированных значений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности оценивалось как в целом для пород комплекса, так и для каждого из полигонов. В результате объекты получили значения петромагнитных параметров в соответствии с данными пространственно приуроченных к ним скважин. Полигонам, не имеющим подсечений скважинами, были присвоены усредненные значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, рассчитанные по общей выборке пород соответствующего возраста и типа.

В пределах участка исследования распространены ритмически переслаивающиеся песчанико-сланцевые образования воронцовской серии ( $PR_{1vc}$ ), которые прорываются интрузиями мафит-ультрамафитов перидотит-габброноритовой формации мамонского комплекса ( $PR_{1m}$ ) и интрузиями лейкократовых гранитов бобровского комплекса ( $\gamma PR_{1b}$ ). В соответствие с геологической легендой породы нижней воронцовской серии ( $PR_{1vc1}$ ) представлены преимущественно переслаивающимися сланцами, а в верхней воронцовской серии ( $PR_{1vc2}$ ) преобладают метапесчаники [10].

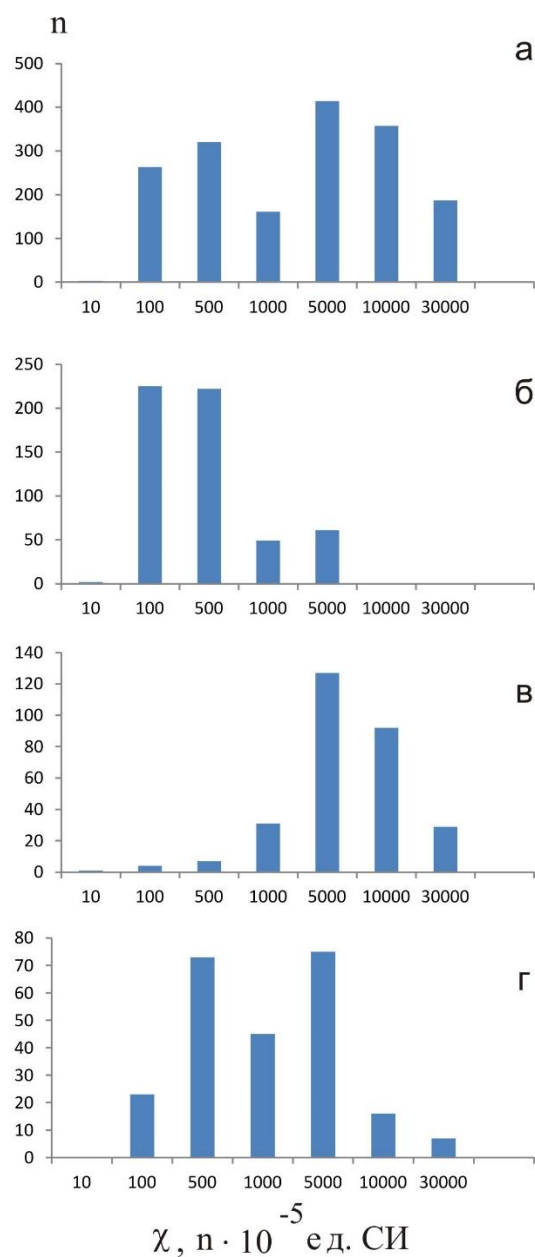
Обобщенные гистограммы распределения значений магнитной восприимчивости пород воронцовской серии представлены на рис. 3. По геолого-геофизическим данным норит-диоритовые мамонского комплекса имеют штокообразное и крутопадающее пластовое



строение. Гистограммы распределения значений магнитной восприимчивости интрузивных пород мамонского комплекса представлены на рис. 4.



**Рис. 3.** Распределение магнитной восприимчивости пород воронковской серии: а – обобщенная гистограмма для основных групп пород; б – сланцы разного состава; в – метапесчаники.



**Рис. 4.** Распределение магнитной восприимчивости интрузивных пород мамонского комплекса: а – обобщенная гистограмма для основных групп пород; б – габброиды; в – перидотиты; г – пироксениты.

В результате обобщения петромагнитных данных была сформирована петромагнитная карта участка, отражающая известные данные о значениях магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород в соответствии с геологической основой. Поскольку вариации значений магнитной восприимчивости существенны, а структурно-вещественные комплексы неоднородны по литологическому составу, сформированная в результате исследований петромагнитная карта территории является лишь одним из возможных вариантов. Корректным способом оценки достоверности полученной карты может стать решение прямой задачи магниторазведки от модели, сформированной на ее основе, и сопоставление расчетного магнитного поля с наблюдаемым.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00975а).*

## Литература:

1. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петроплотностная модель кристаллического фундамента Воронежского кристаллического массива // Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург: ИГ УО РАН, 2014. С. 171-173.
2. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2015. № 2. С. 94-99.
3. Муравина О.М., Глазнев В.Н. Методология построения комплексных моделей литосферы платформенных областей в условиях неполноты информации // Сборник материалов III Школы-конференции «Гординские чтения». М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 22-26.
4. Глазнев, В.Н., Минц, М.В., Муравина, О.М. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 53-63.
5. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2013. №1. С. 189-196.
6. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Материалы XV Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН, 2014. С. 170-173.
7. Аузин А.А. Комплексирование методов геофизических исследований в скважинах (на примере Воронежской антеклизы) Воронеж: Научная книга, 2010. 260 с.
8. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Магнитная восприимчивость фанерозойских отложений Воронежской антеклизы // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2014. №1. Вып. 23. С. 79-88.
9. Муравина О.М. Идентификационный анализ петрофизических характеристик пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2013. № 2. Т. 22. С. 20-25.
10. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Отв. ред. Чернышев Н.М. Воронеж: «Научная книга», 2012. 330 с.

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ТОХОКУ

Мягков Д.С.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

В данной работе представлены модели формирования напряжённно-деформированного состояния литосферы (субконтинентальной и океанической) в районе зоны субдукции Тохоку (Северный Хонсю). Изучение закономерностей распределения напряжений в зоне перехода от континентальной литосферы к океанической является важнейшей проблемой не только геодинамики, но и физики очага землетрясения, т.к. именно в подобных областях возникают катастрофические землетрясения, наподобие Суматро-Андаманского 2004 г. В рассматриваемом регионе (Северное Хонсю) в 2009 г. Произошло землетрясение Тохоку – одно из ключевых по своим последствиям сейсмических событий современности, что делает проблему изучения структуры напряжённного состояния литосферы региона практически значимой.

Данная работа содержит численную модель (2D) региона, в рамках которой рассматриваются различные варианты структуры напряжённного состояния рассматриваемой области, соответствующие различным вариантам нагружения (которые, в свою очередь, соответствуют различным геодинамическим факторам деформирования литосферы региона). Здесь прежде всего речь идет о литосфере океанского склона западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области вдоль японского желоба. Благодаря созданным в этой области в последние двадцать лет региональным сетям широкополостных сейсмических станций появилась уникальная информация о напряжённном состоянии не только субконтинентальной коры собственно Хонсю, но и океанической коры к востоку от жёлоба. До катастрофического землетрясения Тохоку наблюдалась, преимущественно, следующая картина: океаническая кора до жёлоба испытывала латеральное субширотное растяжение, тогда как к западу от жёлоба наблюдалась обратная обстановка (сжатия). Это означает, что землетрясения, давшие информацию о напряжённном состоянии Тихоокеанской плиты, не могут быть объяснены клавишной моделью Л.И. Лобковского [1], в которой в тыловой – океанской части плиты-клавиши, испытавшей подвиг под субконтинентальную кору после сильного землетрясения, формируется область горизонтального растяжения. К тому же сейсмические данные [3, 4] показали, что осадочная призма океанского прогиба сложена сравнительно несмятыми в складки слоями. Эти данные показали необходимость независимого от классической плейт-тектонической модели зоны субдукции рассмотрения вопроса о генезисе напряжений в данной зоне. В качестве основной априорной информации, с которой сопоставлялись результаты моделирования, рассматривались результаты тектонофизических реконструкций [5, 6].

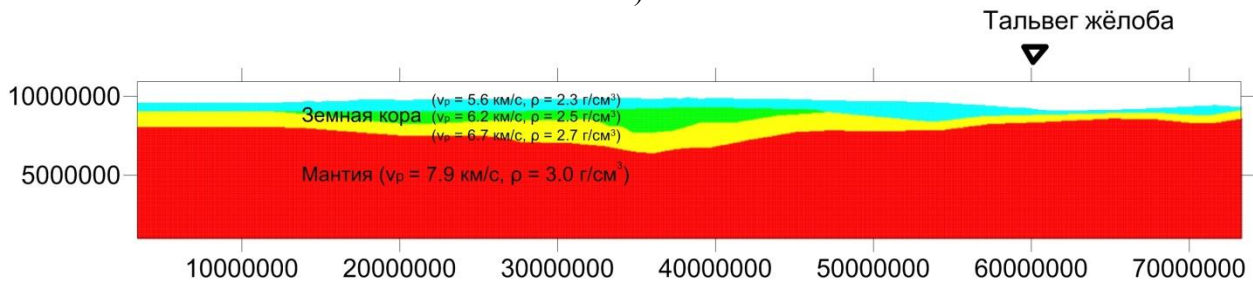
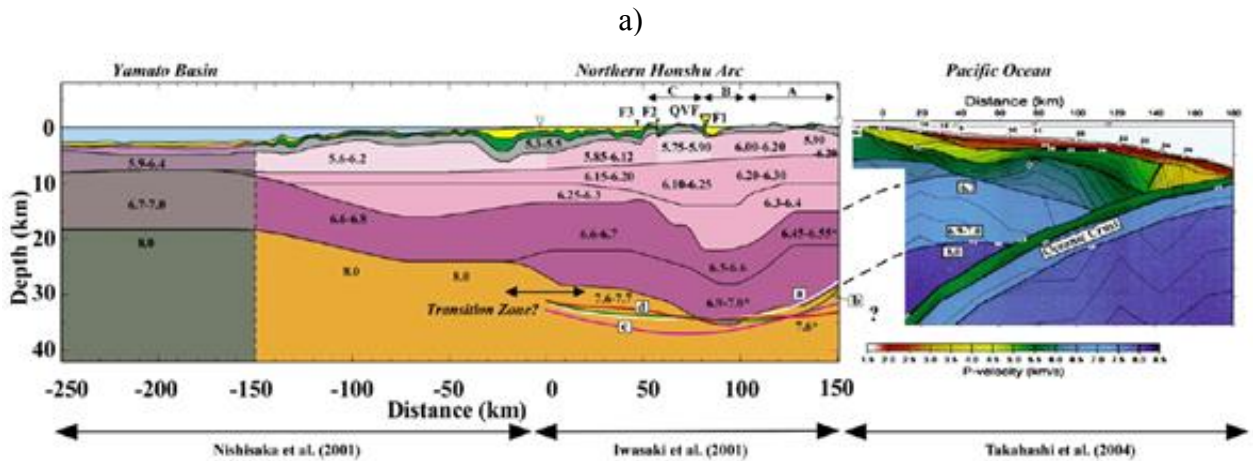
Исследование проводилось методом численного моделирования. Применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упругопластических тел [6] и усовершенствованная Ю.П. Стефановым [7] для применения в геомеханике. Применяемая методика рассматривает тела модели как упругопластические. В классическом подходе Уилкинса предлагается схема, где берётся условие текучести в форме Мизеса, в данном же подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [8-10]. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Задача решается в двумерной постановке, вид напряжённно-деформированного состояния относится к типу плоская деформация. При реализации численных расчетов в качестве вариантов краевых условий рассматривались три:

1. Субширотное давление океанической литосферной плиты (плейт-тектоническая модель).

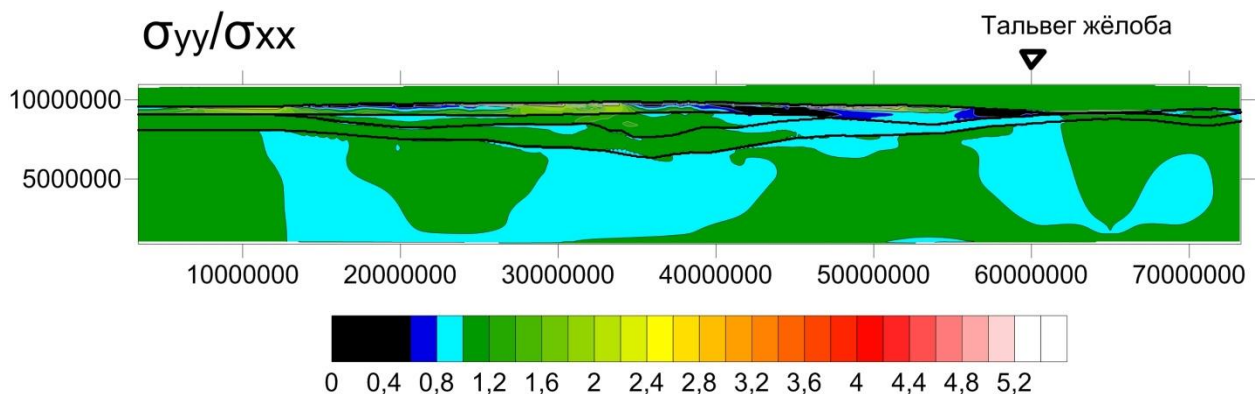
2. Мелкомасштабная термогравитационная конвекция в астеносфере (размер ячейки 200-500 км).

3. Распределенные тангенциальные массовые силы, действующие в океанической литосфере с направлением с восток – юго-востока на запад – северо-запад.

Также в качестве одного из условий, задание которого производится на поверхности модели, рассматривались и процессы денудации и осадконакопления. Исходное гравитационное состояние моделировалось отдельно и являлось начальным для каждой из моделей. Общая схема модели представлена на рис. 1. На рис. 2 показан пример рассчитанных атрибутов напряжённого состояния для условий нагружения, связанных с мелкомасштабной конвекцией.



**Рис. 1.** Обобщенный геофизический профиль (а) и упрощенная 2D-модель вертикального сечения сейсмофокальной области (б).



**Рис. 2.** Распределение в модели «конвекции в астеносфере» соотношения вертикальных и горизонтальных напряжений.

Результаты расчетов показали, что модель с «конвекцией в астеносфере» лучше соответствует закономерностям напряженного состояния, выявленным в природе, чем модель

«латерального сжатия». Модели «латерального сжатия» мантия воспринимает на себя большую часть горизонтальных сжимающих напряжений. Из-за этого эти напряжения практически не передаются в кору о. Хонсю, но полностью захватывают океаническую кору, что не соответствует природным данным. Таким образом, основным критерием достоверности модели становится ее согласованность по напряженному состоянию в океанской литосфере к востоку от тальвега желоба. В дальнейших расчетах необходима проверка роли сил затягивания, утяжеленного литосферного слэба. Влияние в модели горизонтального сжатия распределенных тангенциальных массовых сил не оказало принципиального влияния на структуру напряжений, тогда как учёт денудации и осадконакопления привёл к возникновению дополнительных латеральных нормальных напряжений по уровню сопоставимых с наблюдаемыми в коре (первые десятки МПа). В некоторых моделях удалось смоделировать соответствующее природному напряжённому состоянию только посредством учёта денудации без привлечения дополнительных геодинамических механизмов.

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 16-05-01115.*

### **Литература:**

1. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Доклады АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843-847.
2. Nakamura Y., Kodaira S., Cook B.J., Jeppson T., Kasaya T., Yamamoto Y., Hashimoto Y., Yamaguchi M., Obana K., Fujie G. Seismic imaging and velocity structure around the JFAST drill site in the Japan Trench: low  $V_p$ , high  $V_p/V_s$  in the transparent frontal prism // Earth, Planets and Space. 2014. V. 66. P. 121-132.
3. Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M. Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu // Earth, Planets and Space. 2009. V. 61. P. 37-40.
4. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика 2014. Т. 5. Вып. 2. С. 469-506.
5. Rebetsky Y.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60-76.
6. Wilkins M.L. Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.
7. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129-142.
8. Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 166–177.
9. Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.
10. Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР, 1972. С. 5–85.

# НОВЫЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ТУНГУССКОГО ВЗРЫВА 1908 Г.

**Натяганов В.Л.<sup>1</sup>, Левашов С.П.<sup>2</sup>, Корчагин И.Н.<sup>3</sup>, Божежа Д.Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия, [tenzor-home@yandex.ru](mailto:tenzor-home@yandex.ru), <sup>2</sup>Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина, <sup>3</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, [korchagin.i.n@gmail.com](mailto:korchagin.i.n@gmail.com)

Различные методы и способы анализа электромагнитного зондирования земных недр часто кратко называют геоэлектрикой. За 100-летие (от первого электроразведывания К. Шлюмберже в 1912 г. до современных аэрокосмических методов) в геоэлектрике не раз возникали “волны поверхностного оптимизма и глубокого пессимизма” после серьезных ошибок в геоэлектрической разведке недр. Лишь после серии пионерских работ 1940–1950-х годов А.Н. Тихонова [1] стало ясно, что возможные ошибки в практической геоэлектрике (особенно при апробации новых методов) фактически неизбежны.

Сейчас хорошо известно, что задачи геоэлектрики относятся к обратным задачам геофизики, которые математически некорректны, т.е. могут иметь неединственное или крайне неустойчивые к малым возмущениям решения. Поэтому проблема однозначной интерпретации полученных данных сохраняется. В теории классический ответ на эту проблему был дан в [2], где доказана единственность решения обратной задачи при совместном анализе аномалий двух полей (электрического и гравитационного) от одного геометрического объема – источника этих аномалий в земных недрах. На практике сужение области неоднозначности может быть достигнуто за счет комбинации различных модификаций геоэлектрических методов: частотного зондирования, вызванной поляризации, становления короткоимпульсного поля (СКИП), вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и т.д.

Интересно, что в эмпирической схеме краткосрочного прогноза (ЭСКП) землетрясений [3], наряду с ее тремя основными геофизическими закономерностями по определению дат, мест и магнитуды будущих сейсмособытий, также используется взаимодополняющий комплекс литосферно-атмосферно-ионосферных признаков различной геофизической природы, позволяющий уточнять прогноз.

Удачные комбинации разных методов геоэлектрики с учетом данных от мультисенсорной аппаратуры космических спутников и в совокупности с эффективными алгоритмами анализа и интерпретации взаимодополняющей геофизической информации могут привести к новым технологиям даже без их строгого теоретического обоснования. Подобные технологии уже имеют ряд зарубежных компаний типа МТЕМ (multi - transient electromagnetic) и успешно разрабатываются группой украинских коллег, в том числе авторами данной работы.

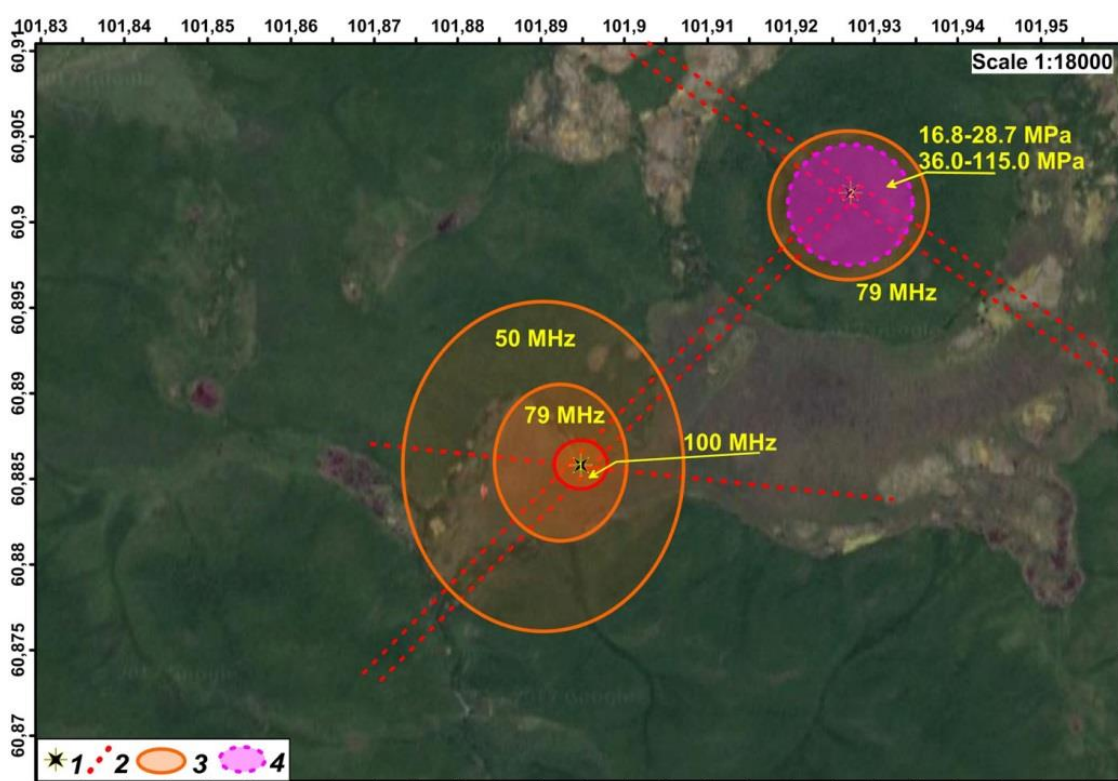
В последнее время экспресс-технология (ЭТ) мобильного прямопоискового метода частотно-резонансной обработки и декодирования данных дистанционного зондирования Земли (спутниковых снимков) активно и целенаправленно используется для поисков и разведки полезных ископаемых различного вида, а также оперативного решения задач мониторингового характера [4-6]. Учитывая, что обработка снимков оперативно проводится в лаборатории, эта технология дистанционно позволяет выполнять исследования в любом регионе земного шара.

В 2016 г. ЭТ использовалась и для изучения особенностей электромагнитного излучения на локальных участках расположения эпицентров землетрясений в различных регионах мира: Италии, Казахстане, Украине и Японии. В пределах обследованных участков проводилась регистрация аномальных откликов в частотном диапазоне 20-1350 МГц [7, 8]. На участке расположения эпицентра землетрясения в районе нефтяного месторождения Тенгиз обнаружена аномалия высокочастотного излучения в диапазоне частот от 215 МГц до 1300 МГц. В центре аномалии закартирована аномальная зона типа «газ» с давлением 45.0-50.0 МПа [7]. В этом же году ЭТ применялась для анализа характера электромагнитного излучения

в районах активного вулканизма (Флегрейские поля, Италия; Мауна-Лоа, Гавайские острова; Йеллоустонский супервулкан, США; вулканы Авачинский и Безымянный, п-ов Камчатка). Обработка спутниковых снимков действующих вулканов позволяет обнаружить аномальные зоны естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), которые могут быть предвестниками извержений [9].

С учетом комплекса косвенных доказательств, свидетельствующих, что Тунгусская катастрофа 30.06.1908 г., также известная в силу явной противоречивости разнообразных проявлений как Тунгусский феномен (ТФ), имеет геофизическую природу [10], в сентябре 2017 г. проведена частотно-резонансная обработка спутникового снимка небольшого локального участка, на котором произошло это событие.

Для частотно-резонансной обработки был подготовлен спутниковый снимок участка в масштабе 1:18000, эпицентр события, координаты которого заимствованы из [10], расположен практически в центре снимка (рис. 1). Обработка снимка проведена 27 - 28 сентября 2017 г., а в процессе проведения работ в качестве априорной информации использовались только материалы из статьи [10].



**Рис. 1.** Зоны высокочастотного излучения в поле ЕИЭМПЗ и аномальная зона типа "Gas+H<sub>2</sub>+He" в районе расположения Тунгусского феномена на спутниковом снимке участка. 1 – центры аномальных зон: центр – X=101.8951°, Y= 60.8859°; северо-восток – X=101.9273°, Y= 60.9017°; 2 – зоны тектонических нарушений (по результатам обработки снимка); 3 – аномальные зоны высокочастотного излучения поля ЕИЭМПЗ; 4 – аномальная зона типа "Gas+H<sub>2</sub>+He"; аномальные отклики на резонансных частотах Н<sub>2</sub> и He зафиксированы в интервале глубин 1800-2500 м, а на частотах газа – в интервале 1800-10 000 м.

На начальном этапе в пределах площади исследования выделено несколько тектонических нарушений, два из которых пересекаются в центре взрыва. Еще одна точка пересечения разломов зафиксирована в северо - восточной части участка (рис. 1). В точках пересечения разломов обнаружены аномальные зоны высокочастотного электромагнитного излучения в ЕИЭМПЗ. В центральной точке зафиксировано три концентрических зоны со значениями частот 50, 79 и 100 МГц, в северо-восточной точке – одна зона с частотой 79 МГц (рис. 1).

На заключительном этапе экспериментальных работ по Тунгуске в контурах обнаруженных аномальных зон проводилась регистрация аномальных откликов на резонансных частотах газа, водорода и гелия. Аномальные отклики на резонансных частотах этих газов зафиксированы только в северо-восточной аномальной зоне высокочастотного излучения (рис. 1). При сканировании разреза в этой зоне аномальные отклики на резонансных частотах гелия и водорода зарегистрированы в интервале глубин 1800-2500 м, а на резонансных частотах газа – в интервале 1800-10 000 м.

В обнаруженной аномальной зоне типа "Gas+H<sub>2</sub>+He" по частотам газа выполнена также оценка давлений [5, 11]; в результате установлено два интервала давлений: 16.8-28.7 МПа и 36.0-115.0 МПа.

Обратим также внимание на то, что в 2006 г. проводились наземные и воздушные исследования геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ на расположенном в этом регионе Собинском нефтегазовом месторождении. Методика проведения работ и полученные результаты представлены в [12]. В районе эпицентра ТФ не зафиксированы аномальные отклики на резонансных частотах известных метеоритов, а результаты такого рода исследований по импактным структурам опубликованы в [11].

Результаты многочисленных экспериментальных работ на месторождениях углеводородов и перспективных площадях в различных регионах мира [4-6, 11-13] свидетельствуют в пользу глубинного (абиогенного) синтеза УВ. Механизм формирования скоплений углеводородов глубинного генезиса в статье [14] сформулирован так: «Образование залежей нефти и газа происходит иначе. Поднимаясь из подкоровых слоев, абиогенно синтезированные нефть и газ по разлому и его опережающим трещинам «впрыскиваются» под колоссальным давлением мантийного очага в любую пористую и проницаемую среду, распространяясь в ней из разлома подобно грибообразному облаку».

В статье [13] описаны результаты обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции флюидов (в том числе и углеводородов) в различных регионах мира. Методика поисков каналов миграции базируется на регистрации аномальных откликов на резонансных частотах гелия и водорода с последующей оценкой пластовых давлений в пределах обнаруженных аномалий. Такой канал с очень высокими значениями пластового давления обнаружен также в районе аварийной скважины в Мексиканском заливе. В [15] сообщается, что причиной аварии было высокое, около 600 атм., давление в скважине и запредельная температура нефти. В этой же статье [15] предлагается решать проблему ТФ с привлечением некоторых фундаментальных проблем геологии и признания дегазационной гипотезы восходящей миграции вещества Земли как одной из главных причин геологических катастроф.

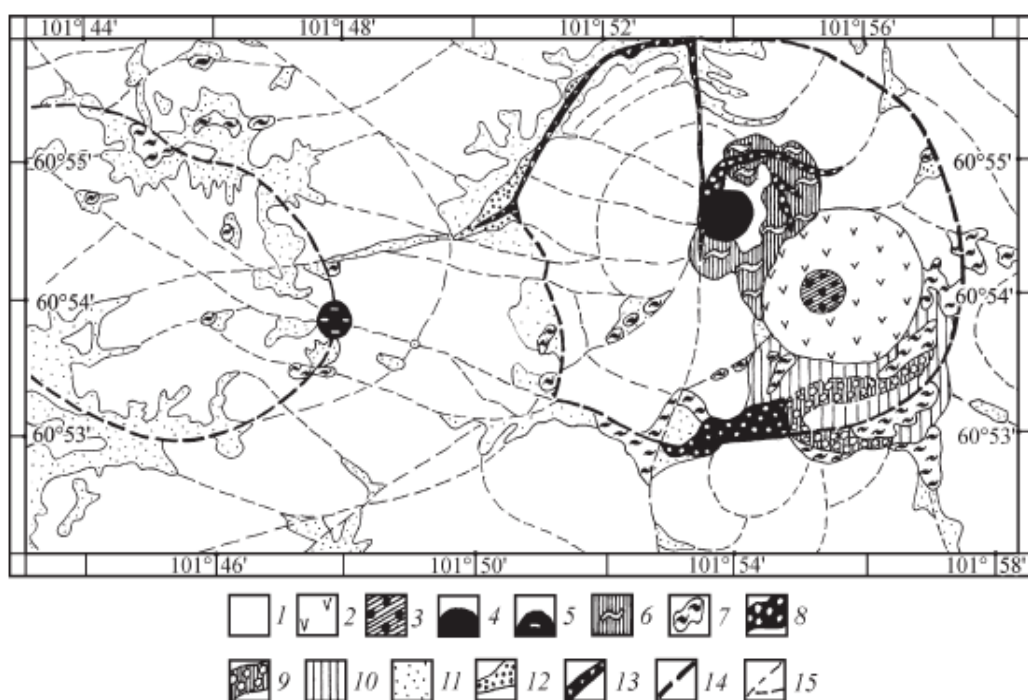
Оперативно проведенные исследования рекогносцировочного характера позволяют авторам констатировать, что полученные данные можно считать дополнительными свидетельствами (фактами) в пользу как абиогенного (глубинного) синтеза углеводородов в рамках масштабной водородной дегазации Земли, так и геофизической (земной) природы Тунгусского взрыва 1908 г.

Однозначный вывод о геофизической природе ТФ был сделан в обобщающей работе [16] на основе системного анализа всего комплекса доступных, но внешне противоречивых фактических данных по Тунгуске. Поводом к разработке геофизического сценария послужила уникальность эпицентра ТФ, совпадающего с пятикратной аномальной зоной [10], и возможность согласованного обоснования без противоречий основных парадоксов ТФ по Н.В. Васильеву.

Заключительным этапом в разработке этого сценария стал ретроспективно установленный факт соответствия места и времени ТФ основным геофизическим закономерностям ЭСКП [3]. Это удалось проверить на основе архивных данных Британской геологической службы по 3-х часовым индексам геомагнитной активности, что позволило реконструировать сейсмомагнитную обстановку за июнь 1908 г. в планетарном масштабе. Краткое изложение сути геофизического сценария ТФ представлено в [10].



Дополнительные и, похоже, неоспоримые доказательства геофизической природы ТФ приведены в работе [17], выполненной на высоком научном уровне и с GPS-привязкой (точность  $\pm 5$  м) координат исследованных участков в эпицентральной зоне. В частности, уникальной находкой является наличие в глинах Сусловской воронки многочисленных (до 2 млн штук на 1 кг глины) углеродисто-глинистых микросферул с  $\delta^{14}\text{C} - 28.4\%$  возрастом около 16 тыс. лет, что было установлено в Радиоуглеродной лаборатории Аризонского университета профессором Х. Истое (Christofer Eastoe). Это ставит под сомнение распространенное мнение о термокарстовой природе этой и других воронок в эпицентральной зоне ТФ и свидетельствует об их эндогенном происхождении при грязе-вулканической деятельности в прошлом по типу происходящих сейчас в Йеллоустонском парке (США). В работе [17] обоснованы многие ранее известные геохимической аномалии эпицентральной зоны ТФ и обнаружена аномалия по редкому гафнию (Hf), что раньше не было выявлено; а также предложена периодизация развития криповулканических явлений, основанная на проведенных геоморфологических исследованиях и дешифровке космоснимков в эпицентральной зоне (рис. 2).



**Рис. 2.** Схема дешифровки космического снимка района Тунгусской катастрофы [17]: 1 – участки без признаков вулканической деятельности; 2 – жерло Куликовского палеовулкана; 3 – жерло первой стадии развития четвертичного криповулкана; 4 – жерло второй стадии развития четвертичного криповулкана; 6 – околожерловые грязевулканические образования второй стадии; 7 – экструзивные грязевулканические купола второй стадии; 8 – жерловые фации третьей стадии; 9 – участки развития жерловой фации третьей стадии; 10 – озерно-болотно-криповулканические образования второй и третьей стадий; 11, 12 – участки развития современных напорных вод; 13-15 различные типы разломных зон.

В кратком изложении периодизация последнего этапа развития криповулканизма, который в работе [17] назван газовой стадией, выглядит следующим образом: около 13 тыс. лет назад произошел первый прорыв мощного газового плюма из глубин земных недр на поверхность, около 7 тыс. лет назад – второй, 2 тыс. лет назад – третий и самый слабый, а Тунгусская катастрофа 1908 г. представляет собой последний по времени акт прорыва глубинного газового плюма с его подрывом в атмосфере.

## Литература

1. Избранные труды А.Н. Тихонова. М.: МАКС Пресс, 2001. 485с.

2. Недялков И.П. Комплексная интерпретация потенциальных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 11. С. 48-65.
3. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // Доклады академии наук. 2013. Т. 453. № 5. С. 551-557.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22-43.
5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19-35.
6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.
7. Levashov, S.P., Yakymchuk, N.A., Korchagin, I.N. and Bozhezha, D.N., 2016. High-frequency electromagnetic emission in the earthquake epicentral areas detected by the remote sensing frequency-resonance data processing // NCGT Journal. 2016. V. 4. № 3. P. 601-614.
8. Levashov, S.P., Yakymchuk, N.A., Korchagin, I.N. and Bozhezha, D.N., 2017. High-frequency electromagnetic emission in the area between Kamchatka Peninsula and Komandorsky Islands detected by frequency-resonance analysis of remote sensing data // NCGT Journal. 2017. V. 5. № 3. P. 389-392.
9. Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. и др. Частотно-резонансная технология обработки спутниковых снимков: о возможности ее применения для мониторинга активности вулканов // Материалы XX конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 58-61.
10. Натяганов В.Л. Миф о Тунгусском метеорите (дегазационная природа Тунгусского взрыва 1908 г.) // Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 292-296.
11. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. и др. Результаты оценки перспектив нефтегазоносности участков расположения импактных структур частотно-резонансным методом обработки данных дистанционного зондирования Земли // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 5-21.
12. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Червоный Н.П. Экспресс-технология прямых поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлектрическими методами: новые возможности ускорения геологоразведочного процесса на нефть и газ // Нефтяное хозяйство. 2008. № 2. С. 28-33.
13. Levashov, S.P., Yakymchuk, N.A., Korchagin, I.N. and Bozhezha, D.N., 2017. Application of mobile and direct-prospecting technology of remote sensing data frequency-resonance processing for the vertical channels of deep fluids migration detection // NCGT Journal. 2017. V. 5. № 1. P. 48-91.
14. Краюшкин В.А. Месторождения нефти и газа глубинного генезиса // Журнал Всесоюзного химического общества им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. 31, № 5. С. 581-586.
15. Скублов Г.Т. Криптовулканическая модель Тунгусского феномена: некоторые проблемы и дискуссионные вопросы // Феномен Тунгуски: на перекрестке идей. Второе столетие изучения Тунгусского События 1908 г. Новосибирск: ООО «Сити-пресс Бизнес», 2012. С. 190-209.
16. Натяганов В.Л. Тунгусская катастрофа как вулканогенное землетрясение. //Современные глобальные изменения природной среды. Т. 3. Факторы глобальных изменений. М.: Научный мир, 2012. С. 350-396.
17. Скублов Г.Т., Марин Ю.Б., Скублов С.Г. и др. Геологические и минералого-геохимические особенности рыхлых и коренных пород из эпицентра Тунгусской катастрофы 1908 г. // Записки РМО. 2010. № 1. С. 111-135.

# ОСНОВНЫЕ ПАРАДОКСЫ ТУНГУССКОГО ФЕНОМЕНА 1908Г. ПО ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ СЦЕНАРИЮ

Натяганов В.Л., Степанов И.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия,  
[tenzor-home@yandex.ru](mailto:tenzor-home@yandex.ru)*

90 лет споров и целенаправленного изучения различных следов и возможной природы Тунгусского высотного взрыва, больше известного [1, 2] из-за противоречивости проявлений как Тунгусский феномен (ТФ), к безусловному успеху ни одной из двух основных альтернативных гипотез (космической версии по [1] и геофизической по [2]) пока не привели. Своеобразная “научная оккупация” астрономами междисциплинарной по сути и многогранной по проявлениям проблемы ТФ длительное время сдерживала разработку альтернативных научных гипотез и способствовала селекции фактических данных, что в итоге привело к фантазийному мифотворчеству с выходом в виртуальную реальность [3].

О тупике космических (метеоритной или кометной) гипотез ТФ фактически было заявлено уже в известной работе [4], хотя автор был ее последовательным сторонником и даже допускал техногенную версию (об аварии инопланетного аппарата), но категорически не хотел обсуждать геофизические гипотезы [1]. Однако один лишь факт совпадения эпицентра ТФ с пятикратно аномальной точкой на поверхности Земли [5] должен привести любого непредвзятого исследователя к выводу о высокой вероятности именно геофизической природы Тунгусского высотного взрыва.

Поводом к разработке геофизического сценария ТФ в [6,7] послужила именно уникальность его эпицентра (60°53'N, 101°53'E), совпавшего с 1) жерлом древнего палеовулкана (диаметром около 10км), к которому сходятся многочисленные литосферные разломы трансрегионального и регионального масштаба; 2) перекрестием одной из главных критических широт планеты в 62°N и одного из всего двух особых меридианов: поясом 100°-105°E; 3) локальным центром кольцевой гравитационной аномалии; 4) центральной зоной глобальной Восточно-Сибирской магнитной аномалии, где напряженность поля уступает лишь рекордному значению на южном полюсе; 5) одной из сухопутных “горячих точек” планеты, не связанной с действующими вулканами, что свидетельствует о близком расположении магмы к земной поверхности в виде горячего плюма.

Суть этого сценария заключается в том, что в условиях аномальной геофизической и астрономической обстановки [5-7] Куликовский палеовулкан стал усиленно газить в результате глобальной активизации сейсмовулканических процессов и локального усиления глубинной дегазации Земли. А кульминацией ТФ стал высотный подрыв восходящей (по типу квазистационарного термика) дегазационной водородно-метановой струи с образованием вдоль нее нисходящей волны горения и последующим ударом о земную поверхность с вывалом леса в форме известной “бабочки” Фаста-Анфиногенова [1] и пятнистым пожаром.

Если под словом “аэролит” понимать летящий в атмосфере объект неизвестной природы, то список основных парадоксов ТФ можно найти в [4, 5], а их краткое обоснование по геофизическому сценарию [6, 7] выглядит следующим образом:

1. Многовариантность траекторий (7 только основных [1] с углом раствора в 90°) и неопределенность азимутов псевдометеорита объясняется неединственностью летавших аэролитов в виде автосолитонов горения, шаровых молний или других типов световых предвестников землетрясений [2], двигавшихся к эпицентру ТФ хотя бы за счет радиально-циклонического подсоса атмосферного воздуха к основанию дегазационной струи из жерла Куликовского палеовулкана.

2-3. Неединственность аэролитов снимает и противоречия о разных временах их пролета (с раннего утра и до обеда), цветовой гамме (от красного до ярко голубого) и геометрических форм (от сферы до цилиндра и метлы или снопа) по показаниям случайных очевидцев; а также – нестыковки сообщений о звуковых и/или электрофонных явлениях, сопровождавших и предшествовавших визуальному пролету аэролита с упреждением до

десяток минут. Световые эффекты типа быстро появляющихся в небе длинных лент или цилиндров (даже если они возникают на относительно небольшой высоте) могут и не сопровождаться ощутимыми звуковыми явлениями, что отмечалось рядом случайных очевидцев ТФ. В частности, рассеяние света на ультразвуке, который не воспринимается человеческим ухом, может давать последовательность большого числа элементарных катастроф типа сборок [6] в световой каустике, что и дает соответствующее оптическое восприятие.

4-5. Противоречия о временах прихода и типах сейсмических возмущений по сравнению со звуковыми и световыми эффектами ТФ объясняются вулканическим дрожанием (дребезгом) при резком усилении глубинной дегазации палеовулкана и сходящихся к нему литосферных разломов перед и после главного удара с магнитудой от 4 до 5; а уникальная форма английских барограмм (с аномальной волной разрежения после первой волны сжатия) от Тунгусского взрыва обусловлена масштабной конденсацией влаги после высотного подрыва водородно-метановой и сильно запыленной струи в результате реакций  $2H_2 + O_2 = 2H_2O$ ,  $CH_4 + O_2 = 2H_2O + C$  с побочной генерацией различных окислов азота, углерода, водорода и гидратированных кластерных ионов.

6. Главным следом Тунгусского взрыва является вывал леса (рис. 1) в форме известной “бабочки” Фаста-Анфиногенова [1, 2] со странными следами пятнистого ожога и термолюминесценции почвы. Все нестыковки и внутренние противоречия в рамках космических версий по вывалу и ожогу леса были объяснены в рамках модели высотного подрыва дегазационной струи с образованием нисходящей волны горения и ее удара под углом почти  $60^\circ$  о земную поверхность в работе [8], на основе которой был обоснован и ряд тонких моментов (телеграфный лес на западе вывала, “птичий коготок” – специфический излом веток с последующим ожогом в эпицентре ТФ и т.д.). Заметим, что в центральной серой зоне (рис. 1), где модель [8] не обязана работать, находятся несколько локальных и узконаправленных эпицентров вывала и пятна неповрежденных деревьев без следов ожога и излома веток.

Однако главный и неожиданный вывод из [8] заключается в том, что волна горения вдоль дегазационной струи распространялась с запада на восток (ее продолжение фактически совпадает с самой восточной из 7 гипотетических траекторий пролета мифического метеорита), а вдоль проекции этой волны горения на земную поверхность находятся три вывала леса: у поселка Суломай ( $61^\circ 37'N$ ,  $91^\circ 11'E$ ) в 570 км на запад от эпицентра ТФ), Чуварский вывал полосовой елочкой в 23 км и собственно Куликовский радиальный вывал (рис. 1) на площади более  $2000 \text{ км}^2$ . Модель [8] косвенно подтверждена численными расчетами в [9], где рассматривается формирование мощной струи метана, которая при скорости ветра  $10 \text{ м/сек}$  имеет угол наклона в  $60^\circ$ , а дальше струя локализована на высоте 4-6 км, что соответствует минимальной оценке высоты Тунгусского взрыва по космическим версиям [1]. Интересно, что в конце работы [9] упоминается дегазационная версия о природе ТФ, но без явной ссылки на [8] или другие работы с геофизическими гипотезами [2, 3, 6, 7].

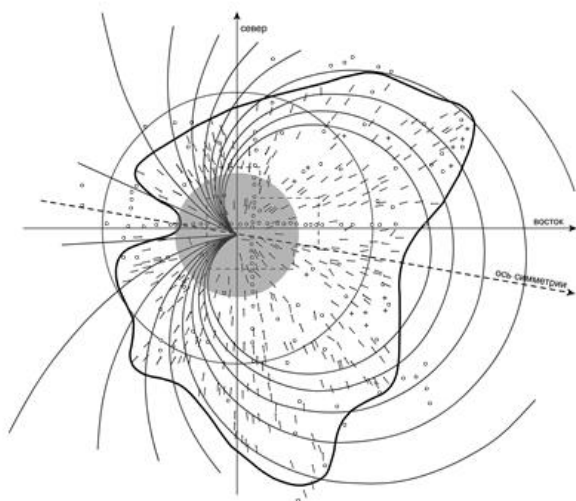
7. Целенаправленные поиски (по аналогии с ионосферными откликами от высотных атомных взрывов [10]) геомагнитного эффекта ТФ привели к успеху: в 1960г. на архивных магнитограммах за 30.06.1908г. в Иркутске обнаружены следы локальной геомагнитной бури. Обоснования геомагнитного эффекта ТФ на основе метеоритной и дегазационной версий практически одинаковы и связаны с подъемом в ионосферу горячего плюма от следа (траектории) движения метеорита или рикошета с запада на восток волны горения после ее косоугольного удара с углом наклона около  $60^\circ$  [8] в эпицентре ТФ. Некоторые исследователи к геомагнитным эффектам ТФ не локального характера относят странные квазигармонические колебания магнитного склонения с периодом 3-4 минуты, которые в период с 27 по 30 июня наблюдались в утренние часы профессором Вебером в г. Киле [1]. Эти колебания до сих пор не получили объяснений.

8. Не вдаваясь в подробности, кратко перечислим по [1] основные оптические аномалии глобального характера, обычно связываемые с ТФ:

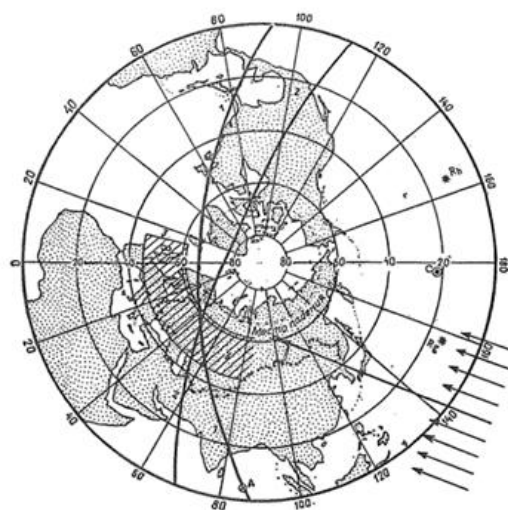
– С начала 20-х чисел и до 30 июня 1908 г. более чем в 20 пунктах Западной Сибири и Европы профессиональными наблюдателями были отмечены необычное свечение сумеречного неба и так называемые мезосферные (серебристые) облака с различными цветовыми оттенками (обычно красноватым на север и запад от места наблюдений и зеленоватым на восток).

– Аномальные сумерки и предсвечение ночного неба наблюдалось в локализованной полосе (рис. 2) примерно между  $50^\circ$  и  $60^\circ$  северной широты (см. таблицу 2 в [1] на стр. 38-39) вплоть до г. Бристоль (Англия) около  $2.4^\circ$  западной долготы.

– В ночь с 30 июня на 1 июля свечение сумеречного неба сильно возросло (превышая обычную освещенность для этого времени года и суток в некоторых пунктах в 100-800 раз!) и стало почти сплошным (рис. 2) на огромной территории Евразии: к западу от эпицентра ТФ до побережья Атлантического океана и к северу от условной линии Красноярск–Ташкент–Севастополь–Вена–Бордо. В следующие ночи свечение неба резко уменьшалось, выйдя после 3 июля на обычный уровень.



**Рис. 1.** Наложение следа косоугольного удара струи на карту вывала леса Тунгусским взрывом 1908 г.



**Рис. 2.** Зона аномальных сумерек, связанных с Тунгусским феноменом

– Кроме вечерних и ночных аномалий наблюдались и дневные: необычные по форме и продолжительности гало, дифракционные кольца Бишона, так называемый эффект Буша – аномальный ход нейтральных точек Бабине и Араго, что больше ни разу не отмечалось за весь период многолетних наблюдений.

По геофизическому сценарию с постепенным увеличением глубинной дегазации предсвечение может быть связано с эффектом гигантского комбинационного рассеяния света [6] на микроаэрозольных частицах и избытком гидратированных ионов (типа  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}_3\text{O}^+$  с несколькими прилипшими молекулами воды) в верхних слоях атмосферы. Косвенно об этом свидетельствуют данные Смитсоновской астрофизической обсерватории [2] по пропусканию атмосферы, которые указывают на рост сине-красного отношения в спектре пропускания, начиная с 19 июня 1908 г. Некоторые исследователи это связывают с пропорциональным временем накопления паров воды в верхних слоях атмосферы, причем в данных за другие сезоны подобное явление больше не повторялось. А недавно установлено, что над центрами глубинной дегазации, самыми мощными из которых являются «горячие точки» планеты, на высотах 70-90 км регулярно фиксируется увеличение светимости гидроксила с одновременным ростом и атомарного водорода. Обычно это объясняется фотолизом воды, возникающей при взаимодействии водорода (из-за глубинной дегазации) с высотным озоном.

Подчеркнем, что большинство сторонников космических версий о природе ТФ предпочитает умалчивать о предсвечении сумеречного неба до 30.06.1908 г.

9. Отсутствие доказанных следов космического вещества при изотопных и элементных геохимических аномалиях в эпицентре ТФ в рамках геофизического сценария объясняется просто: все эти аномалии – результат деятельности палеовулкана.

Сторонники космических версий о ТФ часто ссылаются на обнаруженную иридиевую аномалию, тяготеющую к эпицентру ТФ, ибо концентрация Ir (редкого элемента из группы платиноидов) может быть в метеоритах на несколько порядков (до 25 тысяч раз в хондритах) выше, чем в среднем по земной коре. Однако при этом игнорируют факт, что степень обогащения иридием в вулканических пеплах (например, на Камчатке) и в аэрозолях вулканических газов при усилении фумарольной активности [1] может достигать 17 тысяч раз, а “главный свидетель” космогенности ТФ – локальный иридиевый след – находит вполне земное объяснение по геофизическому сценарию и данным академика А.А. Маракушева в рядом расположенных россыпных Au-Os-Ir месторождениях Алданского щита. Ряд новых данных по геохимическим аномалиям эпицентра ТФ можно найти в работе Г.Т. Скублова, а по геомагнитным факторам – в работах Б.Р. Германа в сборнике [11].

10. Обоснование природы загадочного “светлого пятна” в районе эпицентра ТФ, выявленное спектрофотометрическим методом при аэрокосмической съемке в 1988 г., как следствия “водородного выбеливания” почвы (см. [www.hydrogenfuture.com/rus/page](http://www.hydrogenfuture.com/rus/page) ) стало основой для разработки геофизического сценария.

Заключительным этапом в разработке этого сценария был ретроспективно установленный факт соответствия места и времени ТФ основным геофизическим закономерностям эмпирической схемы [12] краткосрочного прогноза землетрясений (ЗТ). Это удалось проверить на основе архивных данных Британской геологической службы по 3-часовым индексам геомагнитной активности, что позволило реконструировать сейсмомагнитную обстановку за июнь 1908 г. в планетарном масштабе (рис. 3).

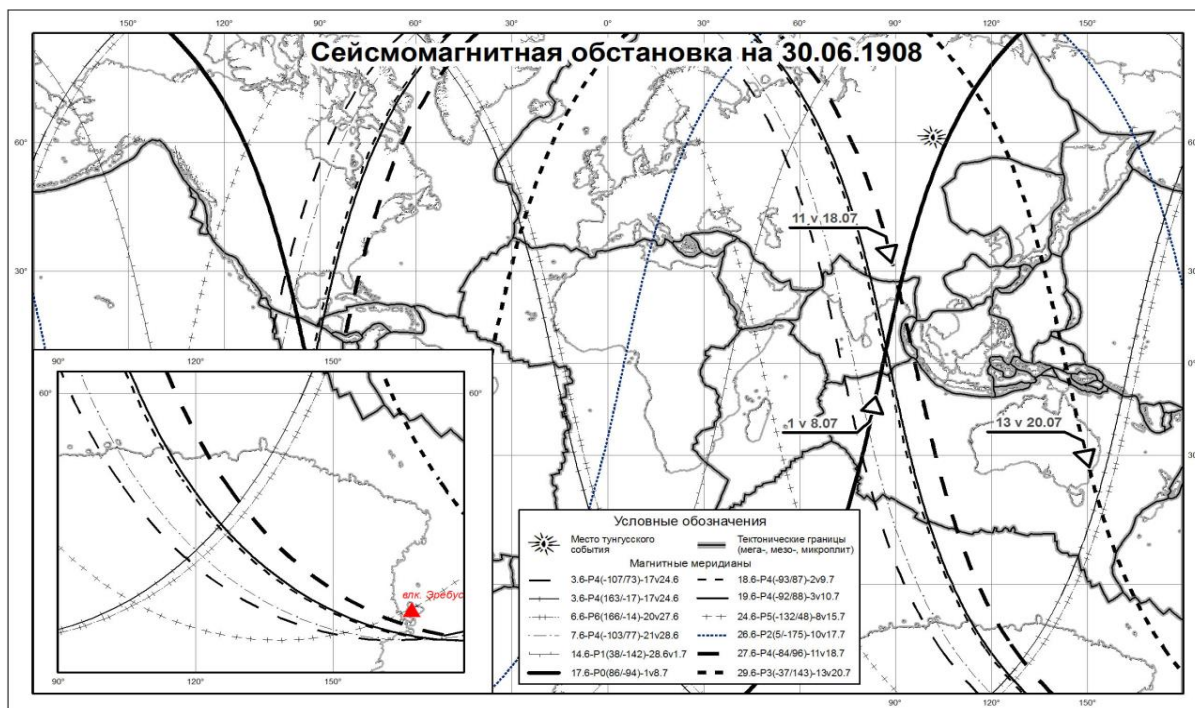


Рис. 3. Основные сейсмомагнитные меридианы в июне 1908 г.

В итоге оказалось, что 1) мощная геомагнитная буря от 03.06.1908 г. через 2 недели вызвала резкую активизацию (см. врезку на рис. 3) вулкана Эребус в Антарктиде, что было отмечено членами английской антарктической экспедиции Э.Г. Шеклтона; 2)

Сейсмомагнитный меридиан (СММ) от 17.06.1908 г. прошел вблизи кратера Куликовского палеовулкана – будущего эпицентра ТФ, что на 13-е сутки в соответствии с эффектом D-триггера (прогнозе даты возможных сейсмособытий) [12] и вызвало вулканогенное ЗТ с развитой газовой фазой и высотным подрывом дегазационной плавучей водородно-метановой струи [6]; 3) СММ от 24.06.1908 г. накрыл Азовское море и спровоцировал через 7 суток мощный газовый взрыв 01.07.1908 г. с многочисленными жертвами на Макарьевском руднике в Таганрогском округе; 4) интерес представляют и СММ от 26.06 и 27.06.1908 г.: первый одновременно прошел через север Камчатки и юг Италии, где активизировался вулкан Этна, а второй – вблизи Нью-Йорка, где на острове Лонг-Айленд находилась лаборатория “Уорденклиф” Николы Теслы, причастность которого к ТФ в последние годы упорно муссируется в околonaучных публикациях и в научно-популярных фильмах о ТФ.

В литературе по ТФ считается, что взаимосогласованное обоснование основных парадоксов Тунгусского высотного взрыва без внутренних противоречий является необходимым условием для установления истинной природы ТФ. Насколько убедительно это удалось авторам – судить другим...

### Литература:

1. Васильев Н.В. Тунгусский метеорит. Космический феномен лета 1908г. М.: НП ИД Русская панорама, 2004. 372с.
2. Ольховатов А.Ю. Тунгусский феномен 1908 года. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2008. 422с.
3. Сто лет Тунгусской проблеме. Новые подходы: сб. статей / Под ред. В.К.Журавлева и Б.У.Родионова. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2008. 447с.
4. Васильев Н.В. Парадоксы проблемы Тунгусского метеорита // Изв. высш. уч. завед. Физика, 1992. №3. С. 111-119.
5. Натяганов В.Л. Миф о Тунгусском метеорите (дегазационная природа Тунгусского взрыва 1908 г.) // Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 292-296.
6. Натяганов В.Л. Тунгусская катастрофа как вулканогенное землетрясение // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 3. Факторы глобальных изменений. М.: Научный мир, 2012. С. 350-396.
7. Натяганов В.Л., Ольховатов А.Ю., Шивринская Е.В. Тунгусский феномен: факты и мифы, гипотезы и фантазии, модели и реальность // Математика. Компьютер. Образование. Сб. научных трудов. М-Ижевск: R&C Dynamics, 2010. Вып. 17. Т. 1. С. 173-183.
8. Гендугов В.М., Натяганов В.Л., Чайка А.А. Косой удар цилиндрической струи о плоскость // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 433. № 4. С. 481-484.
9. Хазинс В.М., Шувалов В.В. Роль ветра в формировании облака из смеси метана и воздуха при истечении метана из мощного геологического источника // Сб. научн. Трудов ИДГ РАН Динамические процессы в геосферах. Выпуск 6. М.: ГЕОС. 2014. С. 17-24.
10. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. 295с.
11. Феномен Тунгуски: на перекрестке идей. Второе столетие изучения Тунгусского События 1908 г. Новосибирск: ООО «Сити-пресс Бизнес», 2012. 306с.
12. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // Доклады Академии Наук, 2013. Т. 453. N 5. С. 551-557.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ МЕТОДОМ ИНЖЕНЕРНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Новикова П.Н.

ГИ УРО РАН, г. Пермь

Грунты современных промышленных и городских территорий представляют сложную систему, содержащую большое количество техногенных объектов: от внешних инженерных коммуникаций и сооружений различного назначения до бытового мусора. Также геологоразведка перспективных площадей и их дальнейшая эксплуатация предполагают формирование сети скважин, местоположение которых необходимо уточнять, в особенности, если скважина была ликвидирована, а на данном участке планируются новые работы. Исследование таких объектов необходимо как при составлении актуальной проектной документации, так и для мониторинга технического состояния и предотвращения аварийно-опасных ситуаций при строительстве, реновации промышленных зон и разработке, и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Для этих целей используются методы георадиолокации, активной и пассивной регистрации электрического поля (трассоискатели), акустической локации и инфракрасной термографии.

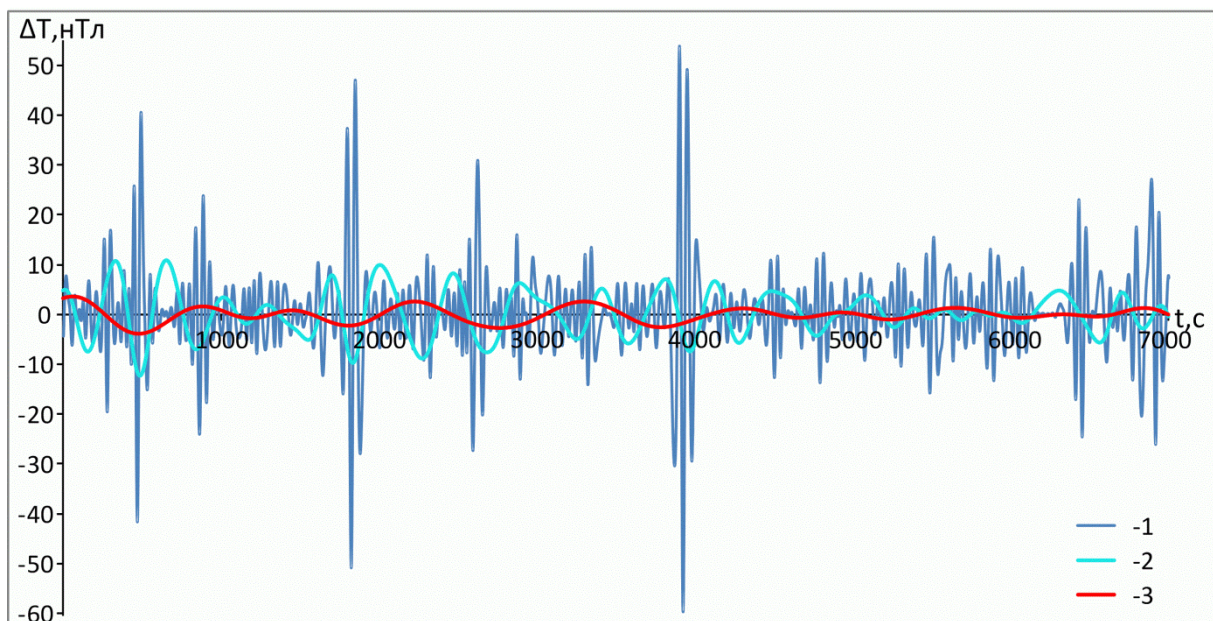
В данной работе рассматриваются некоторые аспекты применения метода инженерной магниторазведки для обнаружения и локализации элементов подземной инфраструктуры и инженерных скважин по результатам нескольких опытных площадных и профильных микромагнитных съемок.

Большинство техногенных объектов, например, скважины, имеют малые поперечные размеры (меньше 1 м), поэтому целесообразно выполнять полевую съемку с шагом  $1 \times 1$  м. Если речь идет об инженерных сетях, которые являются линейными структурами, то возможно увеличение расстояния между профилями.

Очевидная проблема выполнения полевых измерений магнитного поля в пределах урбанизированных территорий заключается в наличии интенсивных электромагнитных помех различной природы. Анализ вариаций в пределах участков исследования показал, что измеряемый сигнал представляет набор низкочастотных, близких к периодическим, компонент с амплитудой от десятков до нескольких сотен нТл [1 - 3]. Таким образом, наблюдаемые помехи являются быстроизменяющимися и для их учета в стандартной обработке магнитных данных необходимо при проведении полевых работ магнитовариационную станцию устанавливать, как можно ближе или непосредственно на участке измерения при минимальном наборе магнитометров, что и выполнялось на практике [1].

*Модифицированная методика полевой съемки не может полностью учесть весь спектр техногенных помех, поэтому для высокочастотной фильтрации наблюдаемых данных применялся метод эмпирической модовой декомпозиции (Empirical Mode Decomposition – EMD). EMD представляет из себя метод спектрального анализа нестационарных сигналов, использующий заранее неопределенные внутренние моды сигнала. Практически для такого преобразования функция должна состоять из серии экстремумов, по которым формируются две огибающие сигнала – по максимумам и по минимумам. Внутренние колебания определяются как среднее значение по огибающим сигнала и представляют из себя адаптивный базис с переменной частотой и амплитудой, функционально зависимый от содержания самих данных. В конечном итоге, в итеративной процедуре сложный сигнал можно представить суммой эмпирических модовых функций, наложенных на остаточную трендовую компоненту [4, 5]. На рисунке 1 представлены наиболее часто встречающиеся формы составляющих вариаций магнитного поля в пределах городской среды, полученные посредством EMD-разложения. Сопоставление EMD-компонент профильных данных и вариаций дает возможность получения адекватных данных, отображающих магнитное поле приповерхностных источников.*



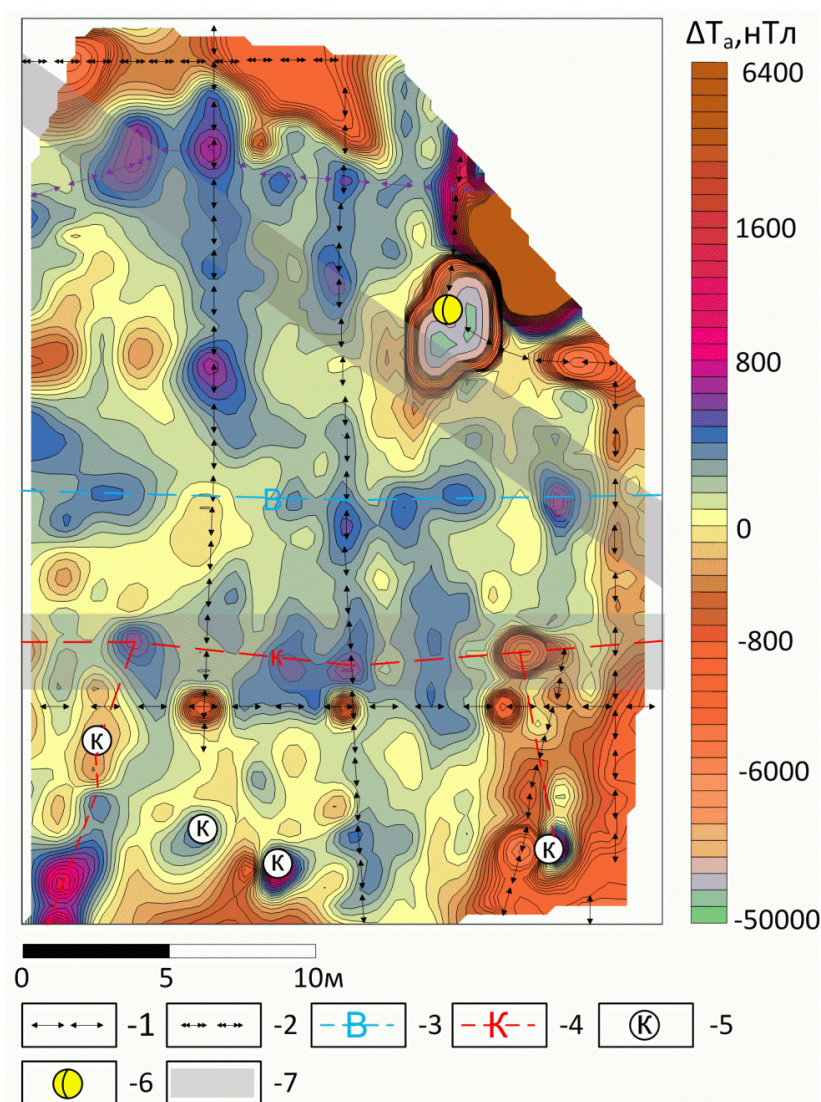


**Рис. 1.** Морфология техногенных помех по EMD-разложению в пределах урбанизированной территории: внутренние моды со средней частотой  $1 - 3.2 \cdot 10^{-3}$  Гц;  $1 - 2.5 \cdot 10^{-3}$  Гц;  $1 - 1 \cdot 10^{-3}$  Гц.

Качественная интерпретация данных инженерной магниторазведки также представляет особый интерес. По морфологии магнитных аномалий возможно разделение источников на различные типы источников. Магнитные аномалии от скважин являются крайне локализованными, изометричными, могут быть как положительными, так и отрицательными и достигать нескольких сотен нТл. Если забой скважины находится на относительно небольшой глубине, то наблюдаются аномалии сопровождения противоположного знака. Подобной формой также обладают канализационные колодцы с чугунными люками, фонарные столбы, а также бытовой и строительный «магнитный» мусор. Поэтому в случае поиска скважин могут наблюдаться такие «ложные» аномалии, которые необходимо исключать специальными методами фильтрации и непосредственной заверкой.

В случае обнаружения линейных подземных коммуникаций можно классифицировать следующие типы аномалий (рис. 2). Резко выделяются высоковольтные электрические сети, отображающиеся в большинстве случаев интенсивными отрицательными аномалиями в несколько десятков тысяч нТл. Низковольтные кабельные линии различного назначения отображаются в магнитном поле динамическими, быстро изменяющимися во времени как положительными, так и отрицательными аномалиями. При этом знак аномалии  $\Delta T_a$  обычно сохраняется, а амплитуда может изменяться на несколько сотен и даже тысяч нТл. Также вдоль электрической кабельной линии могут наблюдаться отдельные «выбросы», превышающие общий уровень пульсирующей аномалии.

Водопроводные и канализационные трубопроводы на карте  $\Delta T_a$  прослеживаются линейными положительными аномалиями с изменяющейся амплитудой в диапазоне (200 – 500) нТл. Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются над сварными швами и в местах пересечения трубопроводов с кабельными линиями. Такой тип магнитных аномалий довольно сложно трассировать существующими методами распознавания линейных структур, поэтому на данном этапе исследования обнаружение таких аномалий производилось визуально по картам и графикам аномального магнитного поля. Стоит отметить, что большинство магнитных аномалий локализуется в пространстве в пределах 1 м.



**Рис. 2.** Микромагнитная съемка участка с подземными коммуникациями: 1 – электрокабель низкого напряжения; 2 – электрокабель высокого напряжения; 3 – водопровод; 4 – канализация; 5 – канализационный колодец; 6 – уличное освещение; 7 – асфальтированная дорога.

Представленные исследования показывают перспективность использования инженерной магниторазведки для геомониторинга урбанизированных территорий при наличии существенных техногенных помех как в качестве самостоятельного метода, так и в комплексе с традиционными для данных задач технологиями.

### Литература:

1. Новикова П.Н., Ворошилов В.А., Копытин В.В., Субботин П.А., Калашникова М.М., Темиров П.А. Инженерная магниторазведка при обнаружении подземных коммуникаций в условиях помех техногенного происхождения // Восемнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 147-151.
2. Уткин В.И., Тягунов Д.С., Сокол-Кутыловский О.Л., Сенина Т.Е. Искажение геомагнитного поля электромагнитным шумом низких частот техногенного происхождения // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2010. Вып. 15. № 1. С. 216-222.
3. Фоменко Н.Е., Журбицкий Б.И., Фоменко Л.Н. Прогноз электромагнитного загрязнения городских территорий с применением специальных аппаратурных и программных средств // Геофизические методы при разведке недр: материалы Всероссийской научно-

- практической конференции с международным участием, посвященной 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» / Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. С. 283-288.
4. Давыдов В.А., Давыдов А.В. Очистка геофизических данных от шумов с использованием преобразования Гильберта-Хуанга // Электронное научное издание «Актуальные инновационные исследования: наука и практика», 2010. №1.
  5. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 100-108.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (СЕВЕР УРАЛА)

Пономарева Т.А.

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН*

В решении задач, связанных с изучением глубинного строения литосферы севера Урала, важным направлением были и остаются петрофизические исследования. На современный эрозионный срез севера Урала горизонтальными и вертикальными движениями выведены разновозрастные магматические, метаморфические и вулканогенно-осадочные комплексы пород. В комплексных петрофизических и геофизических исследованиях решались следующие задачи:

- установление взаимосвязей физических свойств пород с их вещественным составом;
- выявление корреляционных связей между физическими свойствами (плотность и магнитная восприимчивость);
- выделение петрофизических групп пород со схожими характеристиками.

При выполнении качественной интерпретации геофизических полей ставились другие задачи:

- подтверждение выявленных петрофизических закономерностей в морфологии физических полей;
- установление связи аномалий физических полей с определенными петрофизическими группами (формациями);
- поиск общих черт и различий в характере физических полей при выделении петрофизических зон;
- пространственная характеристика латеральной и вертикальной петрофизической изменчивости пород;
- определение месторасположения источников гравитационных и магнитных аномалий.

Одним из важнейших результатов проведенных исследований стала детальная петрофизическая классификация структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии севера Урала, в которой выделены семь крупных петрофизических групп, каждая из которых отличается вещественным составом, изменениями в физических свойствах (плотностью, магнитной восприимчивостью) и характером корреляционных зависимостей между ними. Результаты качественной интерпретации геофизических полей предоставили возможность объединить отдельные петрофизические группы в петрофизические зоны.

Первые три петрофизические группы пород относятся к образованиям нижнедокембрийского структурного этажа и интерпретируются как тектонически перемещенные фрагменты древнего кристаллического основания приуральской части Восточно-Европейского кратона, вовлеченные в структуру уралид [1, 2].

*Петрофизическую группу I* представляют породы гнейсо-мигматитовых комплексов (няртинский – на Приполярном Урале и харбейский – на Полярном Урале). Няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс характеризуется низкими значениями магнитного и локального гравитационного поля ( $\Delta g_{\text{л}}$ ). Породами няртинского гнейсо-мигматитового комплекса со средней плотностью равной ( $\sigma_{\text{ср}}$ ) равной  $2.78 \text{ г/см}^3$  расположены в области отрицательного локального гравитационного поля, на фоне которого отмечаются отдельные слабоинтенсивные положительные аномалии. Мозаичный характер локальных аномалий отражает, очевидно, особенности внутренней структуры гнейсов. На Полярном Урале в пределах харбейского комплекса наблюдается положительная локальная аномалия

интенсивностью 10 мГал северо-западного простираения, обусловленная преобладанием высокоплотных амфиболитов со  $\sigma_{\text{ср}}$  равной 2.97 г/см<sup>3</sup> в нижней части харбейского комплекса.

Анализ магнитного поля показывает [3], что породы няртинского и харбейского комплексов немагнитные или слабо магнитные. Изолинии отрицательного магнитного и локального полей над харбейским комплексом пород линейно вытягиваются в северо-западном направлении, что отчетливо подчеркивает “неуральский” структурный план метаморфических толщ.

К *петрофизической группе II* относятся породы эклогит-сланцевых комплексов (неркаюский – на Приполярном Урале и марункеуский – на Полярном Урале. Эклогит-сланцевые комплексы, также, как и вышеописанные комплексы, располагаются в области отрицательных значений локального гравитационного и магнитного полей. Такое соответствие, когда совпадает знак локальной составляющей гравитационного и магнитного полей, подтверждает ранее выявленную прямо пропорциональную зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью в данных породных комплексах [1].

В *петрофизическую группу пород III* объединяются породы гранулит-метабазитовых комплексов: хордьюского, контактирующего с запада с Войкаро-Сынинским массивом и малькского, расположившегося с востока от Сыумкеуского массива. Над породами гранулит-метабазитовых комплексов отмечаются слабоинтенсивные локальные гравитационные и магнитные поля. Это позволяет предположить, что наибольший объем высокоплотных пород с  $\sigma_{\text{ср}}$ , равной 3.1 г/см<sup>3</sup> малькского комплекса выведен на дневную поверхность, а вот “корни” хордьюского комплекса возможно расположены в земной коре. Широкий предел вариаций магнитной восприимчивости в породах основного состава отразился в неоднородном характере магнитного поля.

Главной чертой локального гравитационного поля I-III петрофизических групп является отсутствие в нем выраженного гравитационного эффекта от метаморфических комплексов. Слабоинтенсивные положительные и отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{л}}$  позволяют предположить, что все дорифейские метаморфизованные комплексы расположены в приповерхностном слое или вынесены большей своей частью на земную поверхность. Однако есть случаи, например, с харбейским комплексом, а возможно и хордьюским, когда обширные положительные локальные аномалии могут быть вызваны плотностными неоднородностями, сопоставимыми с блоками больших размеров, находящимися в земной коре.

Важно отметить, что над дорифейскими комплексами пород севера Урала наблюдаются слабоинтенсивные локальные гравитационные и отрицательные магнитные поля очень близки по геофизическим параметрам к структурно-вещественным комплексам восточной части Европейской платформы, которые характеризуют континентальный тип земной коры [4]. В итоге, породы петрофизических группы I-III объединяются в петрофизическую зону “палеоконтинентального” типа.

Следующие четыре петрофизические группы пород относятся к геологическим образованиям восточной зоны севера Урала, пространственно связанными с Главным Уральским разломом и расположенными к востоку от него. Они представлены магматическими породами различного состава от ультраосновного до кислого и вулканогенно-осадочными образованиями Приполярного и Полярного Урала. Несмотря на то, что породы восточной зоны севера Урала располагаются в области положительных значений гравитационного и магнитного полей, по схожим петрофизическим свойствам и морфологии геофизических полей они делятся на две различные петрофизические зоны.

*Петрофизическая группа IV* объединяет ультраосновные породы офиолитовых комплексов, представленных в Олыся-Мусюрском, Войкаро-Сынинском, Рай-Изском и Сыум-Кеуском массивах. Породы офиолитовых комплексов имеют повышенные плотности (2.90-3.10 г/см<sup>3</sup>) и среднюю и высокую магнитную восприимчивость (от 300 до 1500×10<sup>-6</sup> СГС) [5]. Благодаря широкому спектру плотностных и магнитных свойств, над гипербазитовым массивом мы наблюдаем интенсивные положительные аномалии  $\Delta g_{\text{л}}$  и  $(\Delta T)_{\text{а}}$  с отчетливо выраженной субмеридиональной линейностью (северо-северо-восточной). Гипербазиты

отражаются в магнитном поле интенсивными линейными вытянутыми аномалиями с резкой дифференциацией по амплитуде и небольшими периодами между экстремумами сближенных аномалий. Известно, что такая система перемежающихся узких аномалий очень характерна для участков современной океанической коры в зонах спрединга. В зависимости от степени серпентинизации и глубины ее проникновения ультраосновные породы теряют свои плотностные свойства и приобретают высокие магнитные свойства. Поэтому магнитным максимумам над серпентинизированными породами соответствуют минимумы локального гравитационного поля.

*Петрофизическая группа V* объединяет базиты кершорского и лагортинского комплексов. Вулканиды основного состава, обладая высокими значениями плотности ( $\sigma_{\text{ср}}$  2.90 г/см<sup>3</sup> у верлитов, клинопироксенитов и  $\sigma_{\text{ср}}$  3.2 г/см<sup>3</sup> у горнблендитов), вместе с ультрабазитами они составляют в аномальном гравитационном поле единую положительную аномальную зону, а в полях  $\Delta g_{\text{л}}$  они выделяются локальными высокоинтенсивными максимумами. Схожая картина наблюдается и в магнитном поле. В положительном магнитном поле при детальном исследовании габброиды, как и гипербазиты (несерпентинизированные), картируются серией отдельных линейных аномалий, внутри которых хаотично располагаются отдельные мелкие интенсивные аномалии от 10 до 33 нТл. Выраженная повторяемость в физических полях, когда максимумам локального гравитационного поля соответствуют положительные магнитные аномалии, объясняется устойчивыми прямо пропорциональными зависимостями между плотностью и магнитной восприимчивостью, установленными в породах данной петрофизической группы. В интрузивных образованиях, за исключением серпентинизированных базитов, отмечается классическая зависимость плотности от основности пород.

В результате, высокоплотные и магнитные породы IV–V петрофизических групп объединяются в единую петрофизическую зону “палеоокеанического” типа. Резко выраженная дифференциация и вариативность в физических свойствах ультрабазитов и базитов повлияла на интенсивность и морфологию геофизических полей. Для данной петрофизической зоны характерны высокоинтенсивные магнитные и гравитационные поля с характерными линейно-вытянутыми аномалиями северо-северо-восточного направления.

В *петрофизическую группу VI* вошли интрузивные образования среднего, реже умеренно-кислого составов, собского и конгорского комплексов пород. Над породами данной петрофизической группы отмечается положительное поле локальных аномалий  $\Delta g_{\text{л}}$  средней интенсивности, обусловленное диоритами и кварцевыми диоритами со средней плотностью 2.80 г/см<sup>3</sup>, на фоне которого выделяются локальные (линзообразные в плане) слабоинтенсивные минимумы, отвечающие гранитоидным телам. В магнитном поле отмечается та же закономерность.

*Петрофизическая группа VII* состоит из вулканогенно-осадочных пород, представленных дацитами, андезитами, андезибазальтами и их туфами с прослоями туфопесчаников и рифогенных известняков малоуральской свиты, а также конгломератами, гравелитами и туфопесчаниками варчатинской свиты.

Вещественная дифференциация состава вулканитов от базальтовых до плагиогранитовых и риолитовых, а также наличие постепенных переходов между ними в разрезе, практически не дает возможности на этапе качественной интерпретации гравиметрических данных определить границы их распространения. Разделение эффузивов кислого состава и пирокластических образований, которые имеют одинаковые плотности, также проблематично. Поэтому, наблюдаемые на фоне общего пониженного локального поля положительные аномалии  $\Delta g_{\text{л}}$ , можно считать гравитационным “вкладом” вулканитов нормальной щелочности с  $\sigma_{\text{ср}}$  2.80–2.83 г/см<sup>3</sup>, слагающих нижнюю часть разреза вулканогенно-осадочной толщи.

Среди эффузивов в положительном магнитном поле отразились наиболее магнитные основные разности (базальты и андези-базальты) с  $\chi_{\text{ср}}$  1000–1400×10<sup>-6</sup> СГС. Им соответствуют средней интенсивности магнитные аномалии. Выделение слабомагнитных вулканогенных

образований и осадочных комплексов в геофизических полях практически невозможно, так как они сливаются с общим пониженным “фоновым” полем. Поэтому изучение их возможно только на базе петрофизических исследований.

В результате по схожим петрофизическим свойствам и общим признакам в характеристиках геофизических полей VI и VII петрофизические группы пород объединяются в единую петрофизическую зону “палеоостроводужного” типа.

Для данной петрофизической зоны результаты качественной интерпретации выявили средней интенсивности магнитное и гравитационное поля, на фоне которых наиболее выражено наблюдаются локальные слабоинтенсивные или отрицательные аномалии, соотносимые с породами средне- и кислого состава, и интенсивные положительные аномалии, связанные с вулканитами основного состава. Общее понижение интенсивности магнитного и гравитационного полей позволяет судить о меньшей тектонической нарушенности в поверхностных структурах данной петрофизической зоны, что, в свою очередь, отразилось на форме аномалий. В структуре геофизических полей отмечается меньшая частота (разреженность) в изолиниях, увеличение размерности аномалий ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> и  $\Delta g_n$  и сохранение северо-северо-восточной направленности.

### **Выводы**

В пределах севера Урала по результатам комплексной интерпретации петрофизических и геофизических данных, ранее выделенные петрофизические группы формаций по особенностям гравитационного и магнитного полей объединяются в более крупные подразделения (зоны), породные комплексы которых развивались в определенных геодинамических обстановках [6].

Петрофизическая зона “палеоконтинентального” типа объединяет петрофизические группы I-III, представленные дорифейскими метаморфическими комплексами, расположенными с запада от Главного Уральского разлома, над которыми наблюдаются отрицательные гравитационное и магнитное поля. Характеристики физических полей над данной петрофизической зоной имеют общие черты с геофизическими полями восточной части Европейской платформы.

Петрофизическая зона “палеоокеанического” типа соединяет ультрабазиты офиолитовых комплексов, базиты кершорского и лагортинского комплексов. Данной петрофизической зоне характерны высокоинтенсивные магнитные и гравитационные поля. Зависимость магматитов от основности и низкотемпературных зеленокаменных изменений резко отразилась в частой смене локальных максимумов силы тяжести интенсивностью несколько десятков мГал на минимумы, густотой изолиний и линейной форме аномалий с выраженной северо-северо-восточной направленностью.

Восточнее выделяется петрофизическая зона “палеоостроводужного” типа. Широкое присутствие магматитов среднего и кислого составов собского и конгорского комплексов, а также вулканогенно-осадочных пород, обладающих пониженной плотностью, что в целом повлияло на понижение интенсивности геофизических полей. Поэтому данной петрофизической зоне характерны средней интенсивности гравитационное ( $\Delta g_n$ ) и магнитное поля, внутри которых наблюдаются отрицательные аномалии, соотносимые с породами средне- и кислого состава, а интенсивные положительные аномалии связаны с вулканитами основного состава. Аномалии имеют крупные размеры по площади, что отличает их от линейной формы аномалий петрофизической зоны “палеоостроводужного” типа, но при этом сохраняется их северо-северо-восточная направленность.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н. А.М.Пыстину за консультации и ценные замечания при написании статьи.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.*

### **Литература:**

1. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 2. Вып. 18. С. 68-74.
2. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> России и прилегающих акваторий. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004 г.
4. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
5. Макеев А.Б., Льюрова (Пономарева) Т.А. Магнитная восприимчивость пород и минералов ультрабазитов и ее значение для картирования Полярного Урала / Минералогия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар. 1989. С. 97–106. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН СССР. Вып. 72).
6. Пономарева Т.А. Петрофизическая зональность в структурно-вещественных комплексах севера Урала // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 1. С. 8-15.

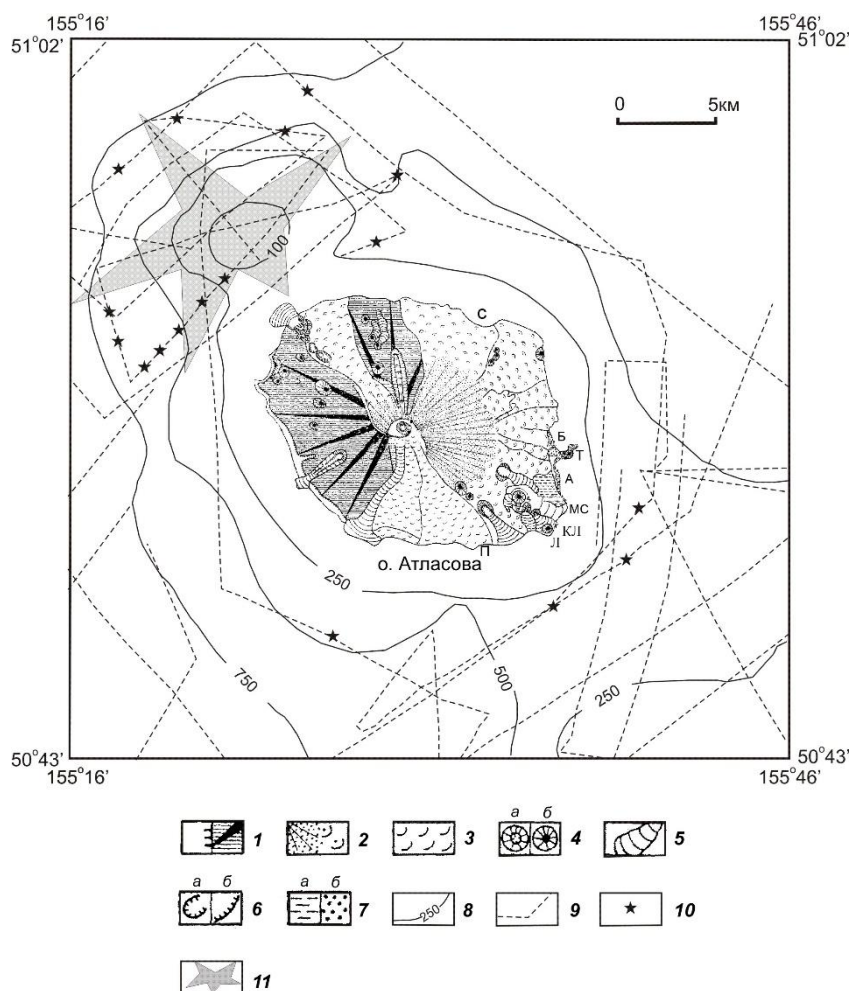


# ПОЛЕВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОВА-ВУЛКАНА АЛАИД (ОСТРОВ АТЛАСОВА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В 2015-2017 ГГ.

**Рашидов В.А., Аникин Л.П.**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Для изучения соотношения наземного и подводного вулканизма в пределах Курильской островной дуги (КОД) в 2015-2017 гг. были проведены комплексные геолого-геофизические исследования побочных конусов и лавовых потоков острова - вулкана Алаид, расположенного на о. Атласова на Северных Курилах [1-4]. Алаид представляет собой сложный стратовулкан [5] и является самым высоким вулканом Курильских островов с абсолютной отметкой 2339 м. Он возвышается над дном Охотского моря на 2850-3000 м, а размер его основания на уровне моря – 12×17 км (рис. 1). Вместе с подводным вулканом Григорьева остров - вулкан Алаид образует вулканический массив Алаид [6].



**Рис. 1.** Схема строения массива Алаид [3–4]: 1 – древний конус вулкана Алаид; 2 – молодой конус вулкана Алаид и его лавовые потоки; 3 – лавовые потоки центрального конуса вулкана Алаид; 4 – терминальный (а) и побочные латеральные шлаковые конусы (б) вулкана Алаид; 5 – лавовые потоки внутреннего и побочных шлаковых конусов вулкана Алаид; 6 – кратеры (а) и эрозионные уступы (б) вулкана Алаид; 7 – морская терраса (а) и пирокластические образования кратера Такетоми (б); 8 – изобаты, м; 9 – галсы НИС «Вулканолог»; 10 – подводные лавовые конусы; 11 – подводный вулкан Григорьева. А – бухта Алаидская, Б – бухта Баклан, Т – побочный вулкан Такетоми, КЛ – конус Лава, Л – мыс Лава, П – мыс Пологий, МС – мыс Сиандриом, С – бухта Северная.

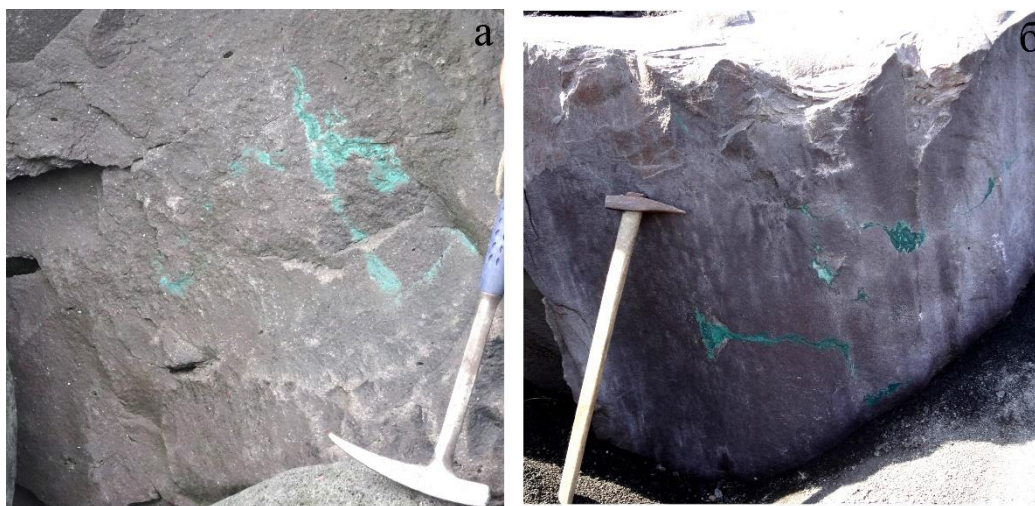
Характерной особенностью вулкана Алаид, в отличие от большинства других наземных вулканов КОД, является наличие большого числа побочных конусов, расположенных как у основания вулкана, так и на его склонах. Подавляющее большинство конусов приурочено к линии северо-западного простирания. Часть побочных конусов этого вулкана, вероятно, образовалась в субаквальных условиях. Несколько побочных конусов отмечено и на подводном продолжении южного и юго - восточного склонов вулкана, что свидетельствует о его заметной эксцентрической деятельности.

Алаид является одним из самых активных вулканов Курильских островов. Его извержения относятся к этно-стромболианскому, вулканскому, вулканско-стромболианскому и субплинианскому типам [5, 7]. Последнее извержение вулкана происходило с 1 октября 2015 г. по 18 августа 2016 г. [8], когда на вершине вулкана вырос новый шлаковый конус и образовался лавовый поток, а кратер заполнился лавой.

На о. Атласова расположен побочный вулкан Такетоми – единственный вулкан на территории Российской Федерации, извержение которого, происходившее на глазах людей, началось под водой, а закончилось на суше, образовав побочный остров-вулкан, впоследствии ставший полуостровом (рис. 1). Он представляет собой уникальную природную лабораторию для режимных комплексных междисциплинарных исследований [9, 10].

Полевые работы 2015-2017 гг. показали, что в настоящее время на о. Атласова происходят интенсивные геологические процессы [2-4]. В бухте Баклан (рис. 1) постоянно отмечаются оползни, которые существенно изменяют рельеф склонов вулкана Адаид на этом участке острова. На участке от мыса Сиандриом до мыса Лава (рис. 1) изменилась морфология одного из лавовых потоков, который в 2016 г. имел арочную форму. В настоящее время арка до своего перекрытия полностью засыпана намытой за год галькой, и фьордообразный лавовый поток, к огромному сожалению, потерял свою первозданную красоту.

В районе бухт Северной и Алаидской (рис. 1), а также на побочном вулкане Такетоми во время проведения полевых работ найдены проявления меди (рис. 2), которые развиваются как по трещинам, так и в виде сплошных покровов.



**Рис. 2.** Видимые проявления меди в бухте Северной (а) и на побочном вулкане Такетоми (б).

На Такетоми выявлен достаточно редкий минерал: гидроксилхлорид меди – атакамит. В настоящее время постройка побочного вулкана Такетоми под действием денудационных процессов перманентно разрушается и зарастает растительностью (рис. 1, 3). В толще тефроидов постоянно происходит осыпание рыхлого материала, который перекрывает и перемещает глыбы вулканитов. Вероятнее всего, если скорость денудационных процессов не замедлится, в ближайшее время Такетоми опять станет островом.



**Рис. 3.** Побочный вулкан Такетоми.

Геомагнитные исследования показали, что аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  вершинной боки Такетоми изменяется в диапазоне от -1468 до 2678 нТл, а к центру боки приурочена интенсивная положительная аномалия, обусловленная, вероятнее всего, застывшим подводным каналом [2, 11].

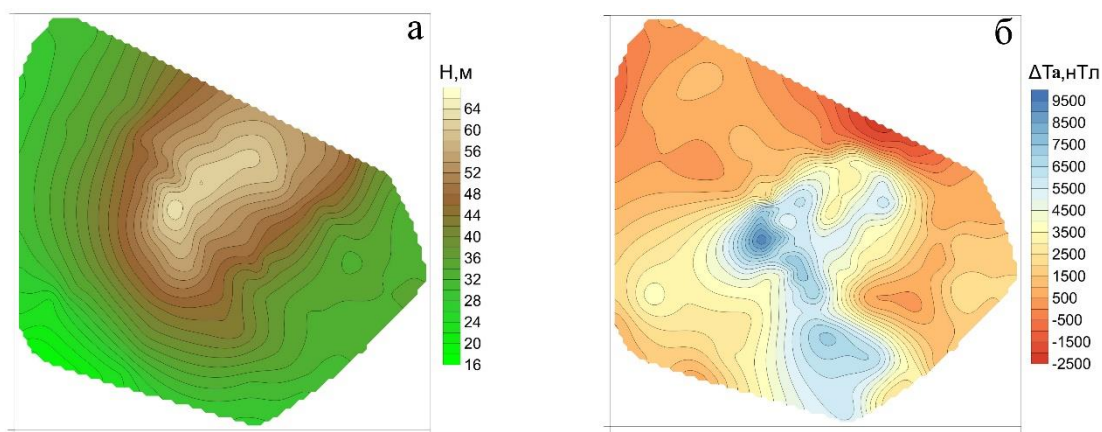
Аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  отдельных лавовых потоков в районе бухты Алайдской изменяется от - 2953 до 2170 нТл и имеет сложный мозаичный характер, а магнитная восприимчивость горных пород в естественном залегании изменяется в диапазоне  $(0.40-38.6) \times 10^{-3}$  СИ. В районе бухты Северной магнитная восприимчивость изменяется в диапазоне  $(0.71-11.66) \times 10^{-3}$  СИ [3].

Сведения о составе пород, слагающих конус Лава (рис. 1), отсутствуют, а в настоящее время вулкан полностью зарос растительностью. В ходе полевых работ 2017 г. установлено, что высота конуса Лава достигает 65 м (рис. 4а) и на 16 м превышает отметку «49 м», показанную на различных топографических картах о. Атласова. Аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  конуса Лава изменяется в диапазоне от -1153 до 9468 нТл (рис. 4б), а размах аномалии, приуроченной к вулканической постройке, достигает 10620 нТл, что значительно превышает аналогичные показатели для побочных конусов острова-вулкана Алайд – Такетоми и Олимпийский [2, 11, 12].

Естественная остаточная намагниченность горных пород, слагающих побочные конуса и лавовые потоки различных участков острова-вулкана Алайд, достигает 60 А/м.

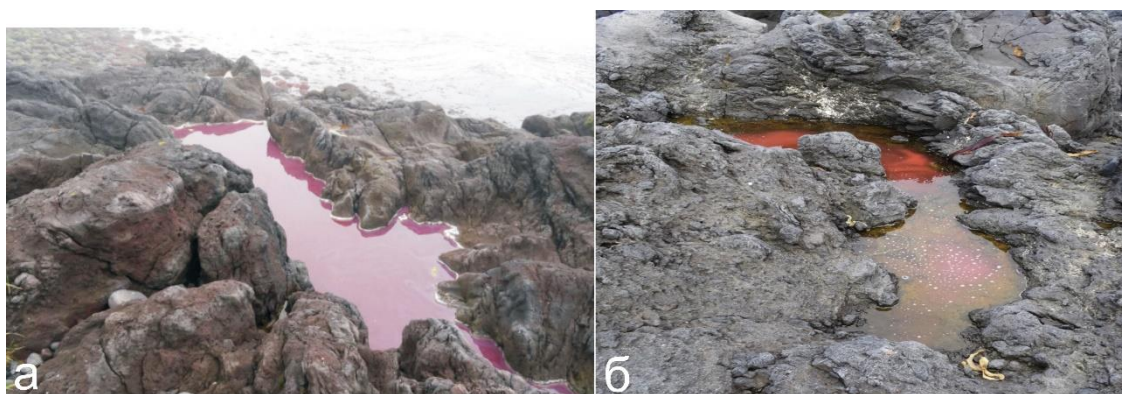
Ручьи, показанные на топографических картах о. Атласова в районе бухты Северной, в настоящее время отсутствуют, и от них остались только заросшие растительностью русла [3]. Это позволяет сделать предположение о том, что гидрогеологический режим на острове после извержений вулкана Алайд в 1972 и 1981 гг. сильно изменился.

Анализ воды из различных ручьев и водопадов о. Атласова, выполненный в лабораторных условиях, показал, что она вполне пригодна для приготовления пищи и питья [2-4].



**Рис. 4.** Рельеф (а) и аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  (б) конуса Лава.

В трех местах о. Атласова в районах мысов Пологий и Лава, а также в бухте Северной в заплесковых лужах обнаружена «цветная вода» (рис. 1, 5), обусловленная пурпурными серными бактериями [2-4]. Развитие этих бактерий носит стабильный характер, и на него, по нашему мнению, следует обратить особое внимание.



**Рис. 5.** Заплесковые лужи с «цветной водой» на острове-вулкане Алаид: на мысе Пологий (а) и в бухте Северной (б).

Выполненные в 2015-2017 гг. комплексные геолого-геофизические исследования показали, что в настоящее время на о. Атласова происходят интенсивные геологические процессы, существенно изменяющие его облик. Впервые получены данные о строении аномального магнитного поля отдельных побочных конусов и лавовых потоков вулкана Алаид, а также о развитии на о. Атласова, а возможно и в пределах всех Курильских островов, пурпурных серных бактерий. Существенно дополнена имеющаяся информация о магнитных свойствах горных пород, слагающих различные участки острова-вулкана. Установлено, что в результате изменения гидрогеологического режима в районе бухты Северной в настоящее время отсутствует питьевая вода.

Полученные данные, несомненно, будут полезны исследователям, занимающимся изучением вулканов Курильской островной дуги.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).*

#### **Литература:**

1. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н и др. Геомагнитные исследования побочных извержений острова-вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская

- островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Воронеж, 26 января - 30 января 2016 г.). Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга». 2016. С. 14-16.
2. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 27. 2015. № 3. С. 102-107.
  3. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. № 31. 2016. № 3. С. 94-103.
  4. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2017 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 35. 2017. № 3. С. 112-117.
  5. Абдурахманов А. И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточно - Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно – Сахалинск, 1978. С. 85-107.
  6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» 50 - летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский. Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС Д ВО РАН. 2006. С. 135-143.
  7. Федотов С.А., Иванов Б.В., Авдейко Г.П. и др. Извержение вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 82-87.
  8. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 33. 2017. № 1. С. 83-88.
  9. Рашидов В.А. Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Геофизические процессы и биосфера. 2013. № 1. С. 5-13.
  10. Рашидов В.А. Уникальный побочный вулкан Такетоми. Россия, Курильская островная дуга, о. Атласова // Сборник научно-популярных статей – победителей конкурса РФФИ 2012 года. Вып. 16. Под ред. чл.-корр. РАН В.А. Шахнова. М.: Молнет. 2013. С. 264-273.
  11. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Богданова О.Ю., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Жулева Е.В., Малиновский А.И., Колосков А.В., Новиков Г.В., Новикова П.Н., Палуева А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Романова И.М., Трусов А.А., Федоров П.И., Чесалова Е.И. Новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов Западной части Тихого океана // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. 29-30 марта 2016 г. Петропавловск - Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 3-11.
  12. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 24. 2014. № 2. С. 198-203.

# О ВОЗМОЖНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ МАЛЫХ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ МАССОВЫХ СИЛ

Ребецкий Ю.Л.

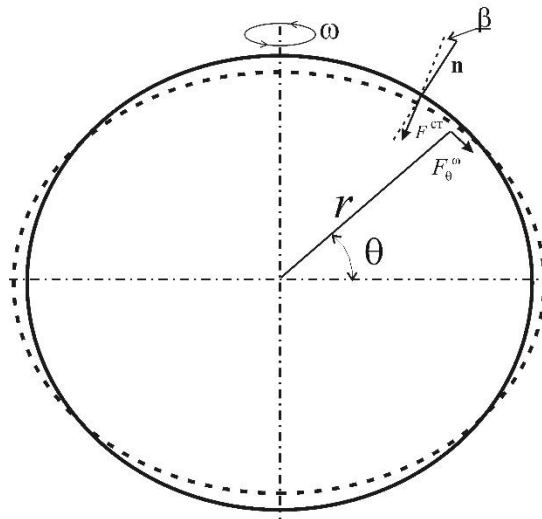
*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

В геодинамике рассматриваются три основных энергетических источника напряжений в литосфере. Это энергия сил гравитации, тепловая энергия и кинетическая энергия вращающейся планеты. Первый источник обычно определяется как фактор, создающий основной вклад (гравитационные массовые силы) в вертикальные силы тяжести. С этими массовыми силами связано литостатическое (вес вышележащих пород) и всестороннее давления, повышающиеся с глубиной, и определенный уровень девиаторных напряжений. Второй энергетический источник считается ответственным за мантийную конвекцию [1], латеральные движения литосферных плит и плюм тектонику [2]. Третий фактор, связанный с действием *центробежных сил* (ЦС) вращающейся Земли, вносит небольшой вклад в силу тяжести и часто упоминается в исследованиях по геодинамике как источник влияния на особенности азимутального распределения планетарной трещиноватости [3]. С вращением планеты связывают появление в коре и литосфере дополнительных *тангенциальных массовых сил* – ТМС [4]. В настоящей работе поставлена задача оценить уровень таких ТМС и их влияние на напряженное состояние литосфер. Если бы Земля представляла собой идеальное жидкое тело, то напряжения, связанные силами гравитации и центробежными силами – силы тяжести действовали бы строго по нормали к ее поверхности и латеральные напряжения были бы равны литостатическому давлению. Но Земля не является идеальной жидкостью и поэтому в ней форма физической поверхности Земли может не совпадать с геоидом, являющимся определенным приближением уровневой поверхности силы тяжести.

Основоположник идей, положивших начала современной парадигме в геодинамике – новой глобальной тектонике – А. Вегенер [5] связывал возникновение движущих сил литосферных плит с особенностями формы геоида. В частности, он опирался на идею Л. Этвёша [6] и расчеты П. Эпштейна [7], из которых следовало, что из-за уменьшения полярного сжатия уровневой поверхности силы тяжести для внутренних объемов Земли (подтверждено позднее в работах К. Буллена [8]) «плавающие тела подвержены воздействию разнонаправленных сил, равнодействующая которых обращена от полюсов к экватору». Эта сила является массовой, т.е. действует в каждом микрообъеме среды и направлена по касательной к сфероиду Земли – тангенциальная массовая сила (ТМС). В рамках высказанной идеи ТМС действует вдоль меридианов от полюсов к экватору и согласно работе [7] их величина вблизи поверхности Земли на широте  $\theta = 45^\circ$  будет  $|K_\theta| \approx 3.4 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^3$ . Если проинтегрировать эти силы по мощности литосферы (полагаем, что в первом приближении они постоянны по глубине от 0 до 100 км), то получим 0.34 бара (34 КПа). Т.е. если под действием ТМС литосфера будет перемещаться по мантии, то равновесному состоянию (движение без ускорений) будут отвечать касательные напряжения на подошве литосферы порядка полученных значений. Это очень маленькое касательное напряжение, что отражает и малые значения самих ТМС. Именно такие оценки были причиной неверия ученых начала прошлого века в гипотезу А. Вегенера.

В своих исследованиях мне удалось показать, что существует возможность обосновать с других позиций существование в литосфере ТМС. Поскольку генезис этих ТМС иной, чем в работах [5 - 7], то для них получены иные оценки величин. Предлагается связывать ТМС с отличием формы физической поверхности Земли от формы уровневой поверхности потенциала силы тяжести  $F^{cm}$ . В случае если масштаб усреднения потенциала силы тяжести имеет планетарный масштаб (первые тысячи километров), то речь идет о сопоставлении формы двух глобальных эллипсоидов вращения. Если использовать более детальные данные и перейти к масштабу усреднения в первые сотни километров, то речь может идти о

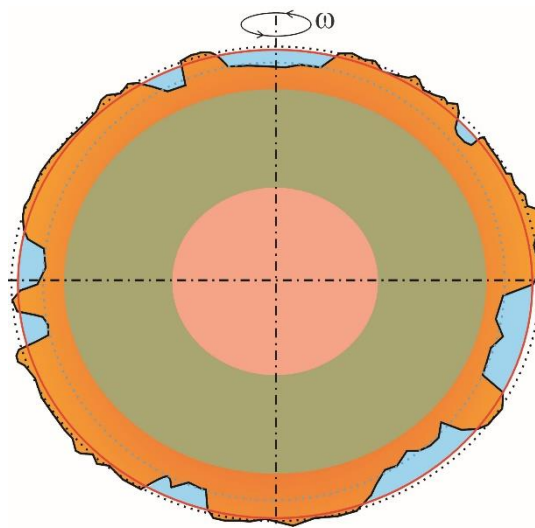
региональных эллипсоидах вращения, наилучшим образом приближающих региональный участок поверхности планеты и региональную форму уровневой поверхности силы тяжести. При описании формы Земли в планетарном масштабе используют параметры референс эллипсоида, который представляет собой приближение формы геоида в виде эллипсоида вращения (модель WGS 84):  $r = r_a(1 - \varepsilon \sin^2 \theta)$ , где  $r$  – радиус точки на поверхности эллипсоида,  $r_a \approx 6378.137$  км является экваториальным радиусом референс эллипсоида, а полярное сжатие  $\varepsilon \approx 1/298.26$ . Нормаль к поверхности эллипсоида определяет направление отвесной линии, т.е. силы тяжести  $F^{cm}$ . Будем использовать для приближения поверхности физической Земли в этом же планетарном масштабе параметр, известный в гравиметрии как динамическое сжатие Земли:  $H = (C - A)/C \approx 1/305.51$ , где  $C$  и  $A$  – моменты инерции эллипсоида, которые математическим путем не могут быть вычислены, т.к. недостаточно известно глубинное распределение плотности. Значение отношения для  $H$  было получено из спутниковых измерений. Можно показать [9], что для слоисто однородной планеты  $H$  позволяет записать выражение для эллипсоида вращения, характеризующего физическую поверхность Земли в планетарном масштабе усреднения:  $R = R_a(1 - \varepsilon_R \sin^2 \theta)$  при  $\varepsilon_R = H$ . Отметим, что  $r_a$  является экваториальным радиусом референс эллипсоида, а не физической твердой поверхности Земли  $R_a$ . Используя значения  $H$ , находим, что максимальное отклонение нормали к поверхности эллипсоида, усредняющего Землю, от отвесной линии (направление действия  $F^{cm}$ ) составит около  $\beta \approx 16.4$  сек на широте  $45^\circ$  (рис. 1). В этом случае выражение для определения ТМС имеет вид:  $F_\theta = |F_\theta| \sin 2\theta$  при  $|F_\theta| = \chi \rho g$  и  $\chi = \varepsilon - \varepsilon_R \approx 7.97 \cdot 10^{-5}$ . Максимальное значение ТМС на широте  $45^\circ$  составит  $|F_\theta| \approx 2.15 \cdot 10^{-4}$  Г/см<sup>3</sup>. Замечаем, что их величина более чем на порядок больше, чем ТМС, которые рассматривались А. Вегенером в качестве движущих сил литосферных плит.



**Рис. 1.** Схема, объясняющая появление в коре ТМС  $F_\theta^\omega$  для потенциала сил тяжести в виде сфероида WGS 84 (пунктирный эллипс с нормалью  $F^{cm}$ ) и формы поверхности Земли (сплошной эллипс с нормалью  $n$ ) в виде менее сжатого сфероида:  $F_\theta^\omega$  – проекция  $F^{cm}$  на касательную к поверхности Земли.

В настоящее время существуют достаточно точные данные по топографии Земной поверхности (до 1-2 секунд в цифре) как на континентах, так и для океанического и морского дна. Поэтому сейчас имеется возможность рассчитать усредненную поверхность крупных участков Земли в виде региональных эллипсоидов вращения, наиболее хорошо приближенного к реальной топографии. Для поиска параметров таких эллипсоидов были

выполнены расчеты полярного сжатия и среднего экваториального радиуса отдельно для континентальной и океанической поверхности Земли. При этом для континентальной поверхности (высоты более 10 м) не учитывались горные области с высотами более 1000 м, а для океанической поверхности (глубины дна > 10 м) не учитывались глубины океанского дна более 5000 м и менее 2000 м. Таким образом, в расчетах континентов и океанского дна брались наиболее ровные участки поверхности. Для океанической поверхности Земли вода сжималась до плотности коры ( $2.7 \text{ г/см}^3$ ). Результаты расчетов показали, что для континентальной поверхности наилучшее приближение дает эллипсоид вращения с параметрами  $R_a \approx 6378.447 \text{ км}$  и  $\varepsilon_R \approx 1/300.6$  (полярное сжатие  $\delta r \approx 21.219 \text{ км}$ ), а для океанической поверхности  $R_a \approx 6375.755 \text{ км}$  и  $\varepsilon_R \approx 1/311.5$  (полярное сжатие  $\delta r \approx 20.468 \text{ км}$ ). Поскольку подобранные эллипсоиды описывают положение поверхности континентальной и океанической литосферы для всей планеты, то будем их именовать *глобальными эллипсоидами*. На рис. 2 условно показаны глобальные эллипсоиды вращения для континентов и океанов в их соотношении с эллипсоидом, отвечающим уровневой поверхности потенциала силы тяжести. При этом расчетная площадь для континентов составляла 25.2%, а для океанов 54.5 % от общей площади планеты. Если использовать полученные значения коэффициентов полярного сжатия, то для континентов максимальное отклонение нормали к поверхности усредняющего эллипсоида от отвесной линии составит около  $\beta \approx 5.4 \text{ с}$ , а для океанов –  $\beta \approx 29.4 \text{ ск}$ . Описание поверхности Земли одним эллипсоидом вращения на основе данных о коэффициенте динамического сжатия Земли представляет собой первый шаг в осмыслении роли ТМС. Получение более достоверного соотношения усредненной поверхности Земли и поверхности референс эллипсоида требует отдельного расчета для континентов и океанов, а также отдельного анализа состояния северного и южного полушарий. Такие расчеты показали, что в северном полушарии полярное сжатие эллипсоидов вращения, отвечающих поверхностям континента и океанического дна (с учетом уплотненной воды) составляет соответственно  $\varepsilon_R \approx 1/296.2$  и  $\varepsilon_R \approx 1/313.1$ . Это означает, что в континентальной части коры ТМС действуют от экватора к полюсу и они очень малы ( $\beta \approx 4.8 \text{ с}$ ). В океанической части коры ТМС действуют от полюса к экватору, и они достаточно велики ( $\beta \approx 32.8 \text{ с}$ , т.е. в 2 раза больше, чем в расчете предыдущего раздела).



**Рис. 2.** Схема, иллюстрирующая соотношение эллипсоидов вращения поверхности континентов – темно-серый точечный пунктир, дна океанов – светло-серый точечный пунктир и уровневой поверхности потенциала силы тяжести (WGS 84) – сплошная линия.

Таким образом, океаническая кора северного полушария, составляющая порядка 60% общей площади, является основным движущим элементом, стремясь сдвинуть континенты



(Евразию и Северную Америку) к экватору. ТМС этих континентальных плит тормозят их движение к экватору. Согласно имеющимся данным Евразия и Северная Америка за последние 135 млн лет испытали наименьшие субмеридиональные смещения из всех континентальных плит. Аналогичные расчеты для южного полушария показали, что полярное сжатие эллипсоидов вращения, отвечающих поверхностям континента и океанического дна, составляет соответственно  $\varepsilon_R \approx 1/303.2$  и  $\varepsilon_R \approx 1/306.9$ . Это означает, что в континентальной и океанической частях коры ТМС действуют в одном направлении от полюса к экватору и они по величине близки:  $\beta \approx 11.3$  с и  $\beta \approx 19.5$  с. Океаническая кора южного полушария составляет около 72% от общей площади. Она, так же, как и в северном полушарии, создает основной вклад в смещение к экватору Индии, Австралии и Южной Америки. При этом ТМС в литосфере континентов являются весомым дополнительным фактором этого движения. Литосфера Антарктиды расположена практически осесимметрично на южном полюсе, здесь ТМС близки к нулю, что, возможно, объясняет ее сохранность как единого целого и стабильность расположения. Амплитуды движений континентальных плит южного полушария в несколько раз превосходят амплитуды смещений плит северного. Смещения плит южного полушария за экватор (Южная Америка, Африка и, возможно, Индийская плиты) связаны с более мощным значением ТМС, действующих в их литосфере, чем для плит северного полушария. Расчеты показывают, что для полученных значений ТМС на континентах и океанах уравнивающие их касательные напряжения, возникающие в астеносфере, будет порядка  $\sigma_{r,\theta} \approx 0.3 - 0.4$  МПа (3-4 бара). Этот невысокий уровень напряжений способен создать скорость сдвиговых деформаций порядка  $3-4 \times 10^{-15}$  с<sup>-1</sup> в астеносфере с вязкостью  $10^{20}$  Па·с. При мощности астеносферы 200-400 км эти малые скорости сдвиговых деформации приводят к скоростям латерального движения континентальной литосферной плиты порядка 2-4 см/год, что соответствует современным данным.

### Обсуждение

Около 250 млн лет назад континенты образовывали два суперматерика Лавразию и Гондвану, расположенных соответственно вблизи северного и южного полюсов. Считается, что под воздействием тепловой конвекции в мантии происходило растаскивание отдельных континентов этих суперматериков, приводящее к формированию океанических рифтов (Атлантического, Индийского и Южноарктического). Около 135 млн лет назад Индия, а 65 млн лет назад Южная Америка и Австралия откололись от Антарктиды и начали свое движение на север. Евразия медленно движется на юг, а Африка менее всего изменила свое расположение за этот период времени, сместившись с юга на экватор на 2500 км и испытав вращение против часовой стрелки. В рамках концепции общемантийной конвекции океаническая литосфера является главным источником движения континентальных литосферных плит, которые пассивно «плавают» на термически возбужденной мантии. Рифты располагаются в зонах восходящего – горячего потока в мантии, а континенты стремятся переместиться в область наиболее холодной – стабильной мантии [10].

Результаты расчетов ТМС в литосфере континентов и океанов обоих полушарий дают возможность другой интерпретации данных о палеоположениях континентальных плит [11]. Предполагается, что источником движений к экватору континентальных и океанических литосферных плит являются ТМС. Если за исходные данные для расчета ТМС брать значение коэффициента динамического сжатия Земли, то из его значения следует, что действием таких одинаковых в обоих полушариях массовых сил, ориентированных с севера на юг в северном полушарии и с юга на север в южном, происходит медленный дрейф континентов к экватору. Важно отметить, что предлагаемая концепция, объясняющая источник движения литосферных плит, определяет океанские рифты пассивными, формирующимися из-за латеральных движений самих плит. Более горячая мантия лишь «подтягивается» в зоны растяжения океанской литосферы и, изливаясь к поверхности, формирует новую литосферу.

Более 60 лет назад М.С. Молоденский [12, 13] сформулировал задачу по определению физической поверхности Земли, если на ней произведены измерения  $g$  (ускорение силы тяжести) и рассчитаны значения потенциала силы тяжести. В рамках такой постановки обратная задача гравиметрии фактически ставилась на граничной поверхности, которую требуется определить. Сейчас, когда спутниковые технологии позволили с очень высокой точностью получить данные о топографии по отношению к референс-эллипсоиду, обратная задача гравиметрии ставится совершенно иначе [14, 15]. Необходимо определить значение потенциала силы тяжести на известной поверхности Земли при измеренных на ней значениях  $g$ . Данные о градиентах вдоль земной поверхности потенциала силы тяжести и определяют разницу углов отвесной линии от нормали к физической поверхности Земли. Важность понимания в современном мире данных изменения такой фундаментальной задачи гравиметрии требует и переосмысления многих проблем в рамках наук о Земле, и, в частности, проблемы расчета ТМС и порождающихся ими планетарных напряжений. Реальность или нереальность полученных в настоящей статье результатов оценок ТМС связана с достоверностью утверждения о несовпадении степени сжатости физической поверхности Земли и геоида в приближении эллипсоидами вращения.

### Выводы

В рамках проведенных исследований высказана гипотеза о существенном вкладе ТМС в геодинамику литосферных плит, которая требует критического рассмотрения и сопоставления с имеющимися данными. Основу деформирующих сил составляет не изменение скорости вращения Земли, а систематическое отклонение отвесной линии от нормали к усредненной поверхности физической Земли. Выполненные оценки ТМС, вытекающие из рассмотренной гипотезы, показывают возможность меридионального движения континентальных литосферных плит со скоростями в первые сантиметры в год. Вероятно, переходную зону в мантии следует рассматривать как границу, ниже которой происходит совпадение физических границ слоев Земли и по уровневой поверхности сил тяжести, построенных в одинаковом усреднении эллипсоида вращения. Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ № 8 (рук. акад. Ю.Г. Леонов) и РФФИ 16-05-01115 (а).

### Литература:

1. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3-40.
2. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761-784.
3. Планетарная трещиноватость / ответственный редактор С.С. Шульц. Л.: 1973. 176 с.
4. Стовас М.В. Избранные труды. М.: Недра. 1975. 155 с.
5. Wegener A., 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane // Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges., Braunschweig. 1929. 231 s.
6. Eötvös L. Verhandlungen der 17. Allgemeinen Konferenz der Internationalen Erdmessung. Teil I. Berlin. 1913. S. 111.
7. Epstein P.S. Über die Polflucht der Kontinente // Die Naturwissenschaften. 1921. V. 9. № 25. S. 499-502.
8. Bullen K.E., Haddon R.A.W. The ellipticity of surfaces of equal density within the Earth // Phys. Earth Planet. Interiors. 1973. V. 7. P. 199-202.
9. Ребецкий Ю.Л. О возможности существования в литосфере малых тангенциальных массовых сил. Их роль в тектонике и геодинамике // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, Вып. 4.
10. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3-40.
11. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.

12. Молоденский М.С. Основные вопросы геодезической гравиметрии // Труды ЦНИИГАиК. М.: Геодезиздат. 1945. Вып. 42. 111 с.
13. Молоденский М.С. Внешнее гравитационное поле и фигура физической поверхности Земли // Известия АН СССР, серия географическая и геофизическая. 1948. Т. 12. № 3. С. 193-211.
14. Moritz H. Advanced Physical Geodesy. Herbert Wichmann Verlag, Karlsruhe, 1980. 500 p. (Русский перевод: Мориц Г. Современная физическая геодезия. М.: Недра, 1983. 391 с.).
15. Мориц Г. Теория Молоденского и GPS (Памяти М.С. Молоденского) // Геодезия и картография. 2001. № 6. С. 7-17.

# ГЕОМАГНИТНАЯ АКТИВНОСТЬ НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО» ИНСТИТУТА ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР РАН

Рябова С.А.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер  
Российской академии наук*

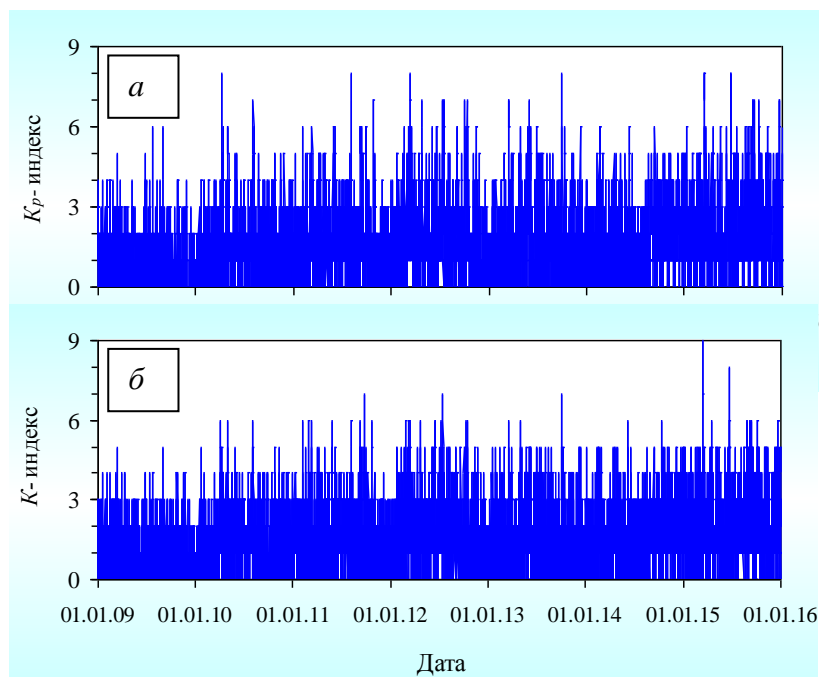
Геомагнитное поле, формирующееся в результате сложных конвективных движений и магнитогидродинамических процессов в жидком ядре Земли, не является постоянным и подвержено ряду периодических колебаний как экзогенного, так и эндогенного происхождения [1-2]. Наиболее сильное воздействие на вариации геомагнитного поля оказывают процессы, связанные с солнечной активностью. Вызываемые солнечной активностью магнитные бури и суббури являются ярким примером возмущенного состояния магнитного поля Земли и предметом постоянных исследований [3-4]. Степень возмущенности геомагнитного поля, в целом, можно оценить по уровню геомагнитных вариаций, в частности, по геомагнитным индексам [5-6].

В настоящей работе в качестве локальной характеристики геомагнитной активности использовался стационарный индекс магнитной активности  $K$ -индекс [7-10].  $K$ -индекс представляет собой квазилогарифмический индекс, характеризующий в 3-часовом промежутке времени нерегулярную магнитную активность относительно регулярной активности «спокойного» дня. Каждому 3-часовому промежутку времени по Гринвичу (0-3, 3 - 6 и т.д.) ставится в соответствие значение  $K$ -индекса от 0 до 9 согласно шкале, которая на основании распределения магнитной активности позволяет перевести измеренные значения магнитного поля в 10 классов (от 0 до 9) [8, 10]. Стандартом, по которому откалибровываются другие обсерватории, выступает обсерватория Нимегк (Германия), где впервые был вычислен  $K$ -индекс.

В качестве исходных данных в настоящей работе привлекались результаты регистрации геомагнитных вариаций на Геофизической обсерватории «Михнево» Института динамики геосфер РАН за период 2009-2015 гг. Трехкомпонентная (ось  $X$  направлена на географический север, ось  $Y$  – на восток, ось  $Z$  – вертикально вниз) регистрация индукции магнитного поля (компоненты  $B_x$ ,  $B_y$  и  $B_z$ ) выполняется в стационарно оборудованном геомагнитном павильоне с помощью феррозондового магнитометра LEMI-018, электронный блок которого обеспечивает преобразование данных, получаемых с феррозондового датчика, их обработку и накопление с дискретностью 1 с [11]. По результатам регистрации геомагнитных вариаций вычислялся  $K$ -индекс с помощью метода адаптивного сглаживания [12]. При анализе геомагнитной активности на Геофизической обсерватории «Михнево» привлекались значения планетарного  $K_p$  индекса (<http://www.gfz-potsdam.de/en/section/earthsmagnetic-field/data-products-services/kp-index/>).

Временные вариации планетарного  $K_p$  и стационарного  $K$  индексов приведены на рис. 1. Анализ данных свидетельствует о том, что в значительном количестве случаев (~ 41 % от общего числа) максимальные за сутки значения  $K_p$  и  $K$  отличаются на одну единицу в ту или иную сторону (в 37 случаях это отличие составляет две единицы в меньшую для  $K$ -индекса сторону, в 8 случаях – в большую, а также в одном случае отличие составляет три единицы в меньшую для  $K$ -индекса сторону). При исследовании локальной геомагнитной активности с учетом квазилогарифмической нелинейности шкалы вычисления  $K$ -индекса такое отличие в геомагнитной активности следует считать значительным.

С учетом общего количества 3-часовых интервалов за указанный период наблюдений (20448 интервалов) более чем в 41 % случаев на Геофизической обсерватории «Михнево» наблюдается в разной степени возмущенное состояние магнитного поля. Статистика наиболее сильных геомагнитных возмущений ( $K \geq 4$ ) по количеству дней в году приведена в табл. 1 (анализировалась выборка максимальных за сутки значений  $K$ ).



**Рис. 1.** Временные вариации планетарного  $K_p$  и станционного  $K$  индексов.

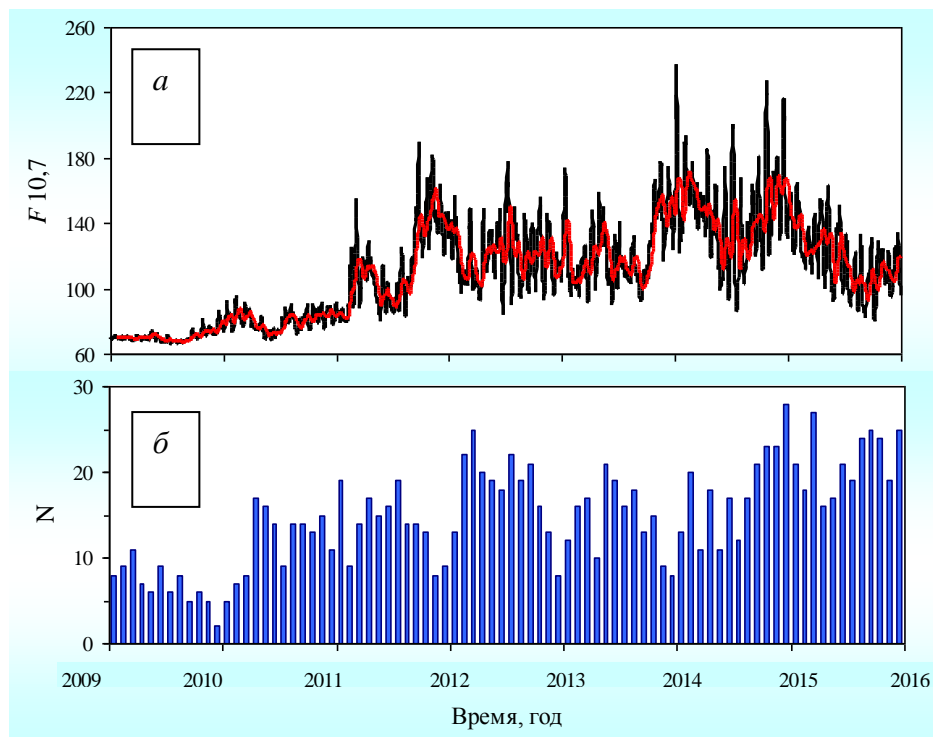
**Таблица 1.** Количество дней, характеризующихся геомагнитными возмущениями, по годам.

$K_0$	Год						
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
9	-	-	-	-	-	-	1
8	-	-	-	-	-	-	1
7	-	-	1	1	1	-	-
6	-	3	7	9	2	2	10
5	2	6	14	30	20	22	49
4	15	38	45	51	51	56	77

Полученные данные свидетельствуют о достаточно высоком уровне геомагнитной активности на Геофизической обсерватории «Михнево»: за 2556 дней наблюдений магнитные бури ( $K > 4$ ) наблюдались в 181 сутках (при этом зарегистрировано пять больших бурь с  $K \geq 7$ ), возмущенная геомагнитная обстановка – в 333 сутках. Также отмечается ярко выраженная тенденция к увеличению со временем количества дней с магнитными бурями и суббурями.

Гистограмма помесечных вариаций общего количества геомагнитных возмущений  $N$  с  $K \geq 3$  для условий Геофизической обсерватории «Михнево» приведена на рис. 2б. Данные, приведенные на рис. 2б, также демонстрируют повышение интенсивности геомагнитных возмущений со временем. В качестве второй особенности графика  $N(t)$  следует отметить наличие хорошо выраженных периодичностей указанной функции.

С целью более детального выделения периодичностей в вариациях геомагнитных возмущений анализировался ряд суточных значений  $K_C$  (в качестве величины  $K_C$  выбиралось максимальное значение  $K$  за сутки). Спектральный анализ свидетельствует о том, что повторяемость геомагнитных возмущений характеризуется четко выраженными периодичностями с характерными периодами около 14, 27, 60, 182 и 365 сут. Эти периодичности согласуются с выявленными периодичностями геомагнитного поля на Геофизической обсерватории «Михнево» [13].



**Рис. 2.** Гистограмма месячного количества геомагнитных возмущений с  $K \geq 3$  (а) и вариации индекса солнечной активности  $F10.7$  (б).

Наряду с количеством событий важным параметром геомагнитной активности является общая продолжительность геомагнитных возмущений разной интенсивности  $T$ . Анализ показывает, что суммарная продолжительность геомагнитных возмущений с  $K \geq 4$  существенно изменяется со временем. При этом отчетливо проявляется периодичность  $T$ , которая характеризуется периодом  $\sim 4.5$  сут. Вычисление средней по годам продолжительности геомагнитных возмущений с  $K \geq 4$  за месяц  $T_1$  показывает, что в целом величина  $T_1$  практически постоянна и близка к величине  $\sim 256$  ч. При этом, что характерно, средняя по годам суммарная продолжительность геомагнитных возмущений с  $K = 5$  и 6 (магнитные бури) за месяц  $T_2$  изменяется со временем сильнее и демонстрирует периодичность с периодом  $\sim 3$  месяца.

Такое отличие в характере вариаций  $T_1$  и  $T_2$  объясняется весомым вкладом возмущений с  $K = 4$  (возмущенное состояние магнитного поля) в общую продолжительность геомагнитной активности.

Основной причиной сильных вариаций магнитного поля Земли являются возмущения межпланетного магнитного поля в результате взаимодействия солнечной плазмы с магнитосферой. По этой причине следует ожидать, что геомагнитная активность должна коррелировать с солнечной активностью. В качестве меры геомагнитной активности было выбрано суммарное за месяц количество геомагнитных возмущений  $N$  с  $K \geq 3$ . В качестве меры солнечной активности, использовался индекс  $F10.7$  – параметр, определяющий интенсивность (плотность потока) радиоизлучения Солнца на частоте 10.7 см (2800 МГц) (<ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/>). Результаты сопоставления временных вариаций величин  $K$  и  $F10.7$  (рис. 2) показывают, что, действительно, в периоды увеличения индекса  $F10.7$  наблюдается рост количества геомагнитных возмущений  $N$  и наоборот. Выявленное увеличение со временем количества дней с магнитными бурями и суббурями также соответствует увеличению амплитуды индекса  $F10.7$ . Значения коэффициентов корреляции являются относительно высокими (Кендалла – 0.58, Пирсона – 0.61, Спирмена – 0.65), что свидетельствует о значимой корреляции между количеством геомагнитных возмущений и солнечной активностью.

## Литература:

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Учеб. Пособие / Изд. 4-е, перераб. и дополн. Ред. В.В. Металлова. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592 с.
2. Chapman S., Bartels J. Geomagnetism // London: Oxford University Press. 1940. 601 p.
3. Hutchinson J.A., Wright D.M., Milan S.E. Geomagnetic storms over the last solar cycle: A superposed epoch analysis // Journal of Geophysical Research Letter. 2011. V. 116. A09211. doi:10.1029/2011JA016463
4. Watari S. Geomagnetic storms of cycle 24 and their solar sources // Earth, Planets and Space. 2017. Vol. 69-70. doi:10.1186/s40623-017-0653-z
5. Mayaud N. Derivation, meaning, and use of geomagnetic indices. Geophysical Monograph 22 // Washington, DC: American Geophysical Union, 1980. 154 p.
6. Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. Изд. 2-е // М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 88 с.
7. Bartels J. Potsdamer erdmagnetische Kennziffern // Zeitschrift für Geophysik. 14:68–78. 1938. P. 699–718.
8. Bartels J., Heck N.H., Johnson H.F. The three-hour-range index measuring geomagnetic activity // Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity. 1939. V. 44. P. 411–454.
9. Menvielle M., Berthelier A. The *K*-derived planetary indices – description and availability // Reviews of Geophysics. 1991. V. 29. P. 415-432.
10. Wilson L.R. An evaluation of digitally derived *K*-indices // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1987. V. 39. P. 97-109.
11. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. «Михнево»: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108-119.
12. Nowożyński K., Ernst T., Jankowski J.A. Adaptive smoothing method for computer derivation of *K*-indices // Geophysical Journal International. 1991. V. 104. P. 85-93.
13. Рябова С.А., Спивак А.А. Особенности геомагнитных вариаций на средних широтах Восточно-Европейской платформы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 2. С. 217-225.

# ПРИМЕНЕНИЕ МОБИЛЬНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ЛОКАЛЬНОЙ ПОИСКОВОЙ ПЛОЩАДИ

Самсонов А.И.<sup>1</sup>, Левашов С.П.<sup>1</sup>, Якимчук Н.А.<sup>1</sup>, Корчагин И.Н.<sup>2</sup>, Божежа Д.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,

<sup>2</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина, [korchagin.i.n@gmail.com](mailto:korchagin.i.n@gmail.com)

## Введение

В связи с существенным падением цен на нефть в настоящее время достаточно актуальной является проблема ускорения и оптимизации геологоразведочного процесса на углеводороды. Содействовать решению этой проблемы может комплексирование сейсморазведки с мобильными прямопоисковыми геоэлектрическими и дистанционными методами [1-5]. Ниже представлены и анализируются результаты геоэлектрических и сейсморазведочных работ на Успенской площади в Одесской обл.

После открытия на территории Придобруджинского палеозойского прогиба, в отложениях верхнего и среднего девона, нефтяных месторождений Восточно - Саратовского (1983 г.), Желтоярского (1989 г.) и Сарыярского (1991 г.) в пределах Белолесского блока, проявился интерес к изучению геологического строения и перспектив нефтегазоносности Одесского региона. Когда выяснилось, что разведанные залежи нефти относятся к типу тяжелых и трудно извлекаемых, возникла необходимость в расширении поисковых площадей и оценки перспектив обнаружения месторождений углеводородов (УВ) в других, более благоприятных горно-геологических условиях и в других стратиграфических комплексах пород.

Для поисков скоплений нефти и газа вне территории Придобруджинского прогиба заслуживает внимания юго-западный склон Восточно-Европейской платформы (ВЕП), где развиты более древние толщи отложений палеозоя (силур и кембрий), содержащие в разрезе в благоприятном сочетании, как породы-коллектора, так и породы-покрышки. Наиболее предпочтительной для поисков здесь является Успенская площадь, расположенная к северу от Белолесского блока. В административном отношении она расположена на территории Белгород-Днестровского и Саратовского р-нов Одесской обл., на расстоянии 20 км к северо-востоку от г. Сарата.

## Исходные данные

Объём геолого-геофизической информации по Успенской площади крайне ограничен. На площади, относящейся к территории Западного Причерноморья, ближайшими разведочными скважинами являются: Плахтеевская опорная скв. № 1 (1948 г., глубина 1701 м, забой в отложениях венда), скв. № 7у (1980 г., глубина 1243 м, забой в отложениях силура), скв. № 8у (1981 г., глубина 2000 м, забой в отложениях нижнего девона). В пределах Нижне-Днестровской депрессии, к которой относится Успенская площадь, в 1978-1981 гг. проведены сейсморазведочные работы СОГТ. Структурные построения, выполненные здесь по горизонту X1 (верхний протерозой – венд) позволили выявить на Успенской площади, в районе с. Кривая Балка антиклинальный структурный нос, открывающийся к западу и ограниченный зоной тектонического нарушения субмеридионального простирания, амплитудой около 100 м.

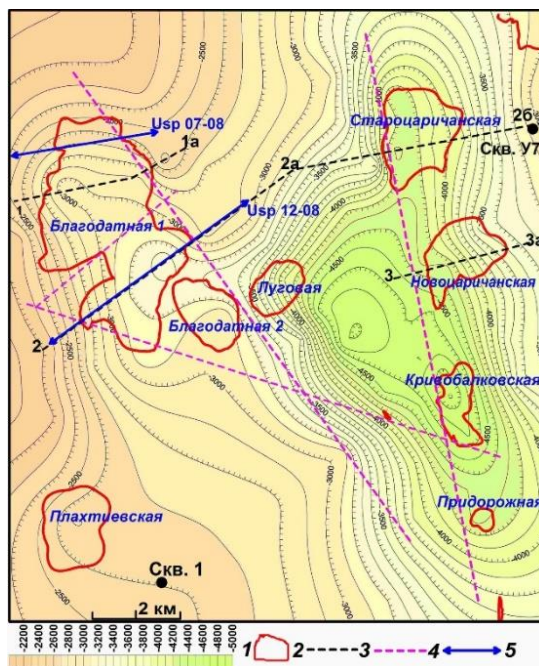
В структурно-тектоническом плане Успенская площадь относится к Нижне-Днестровской депрессии (юго-западный склон ВЕП). Глубины залегания поверхности фундамента здесь варьируют от 2500 до 4800 м (геоэлектрические данные), образуя в восточной части обширную депрессионную воронку, северо-северо-западной ориентировки. Выявленный антиклинальный структурный нос по изогипсе -4200 м имеет размеры 3,4×4,2 км (горизонт X1a – верхний протерозой), амплитуда около 150 м.



В строении осадочного чехла участвуют отложения верхнего протерозоя (венд), кембрия, силура, нижнего девона, юры, мела, палеогена и неогена-четвертичных. Мощность осадков – до 5 км. Предметом особого внимания являются ниже - девонские и силурийские карбонатные образования, перекрытые глинистой толщей юрских отложений. Эти породы содержат в своём составе известняковые разности рифогенной природы, которые характеризуются повышенной трещиноватостью и кавернозностью. Они могут считаться потенциальной тощей, в которой могут сформироваться промышленные скопления нефти и газа в ловушках, на склоне древней платформы. Кембрийский и верхне - протерозойский (венд) терригенные комплексы рассматриваются как благоприятные для формирования скоплений газа в ловушках литолого-стратиграфического и структурно-тектонически-экранированного типов. Прогнозные ресурсы УВ (нефть) по подсчётам УкрНИГРИ для участка площади размером 11.8 км<sup>2</sup> определены в объёме 746.9 тыс. тонн нефти в отложениях силура. С учётом новых данных геоэлектрических исследований для площади 90 км<sup>2</sup> прогнозные ресурсы нефти составляют 5 млн 696 тыс. тонн. Суммарная газоносная площадь здесь порядка 98 км<sup>2</sup>. Ожидаемые ресурсы газа на Успеновской площади в отложениях силура и кембрия, прогнозируются в объёме до 10-15 млрд м<sup>3</sup>.

### Геоэлектрические исследования

В 1999 г. на Успеновской площади выполнены рекогносцировочные геоэлектрические исследования методами становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1, 4-5]. В результате, в ее пределах выявлено 6 локальных геоэлектрических аномалий типа «нефтегазовая залежь» (АТЗ) общей площадью 98 км<sup>2</sup> и определены интервалы глубин залегания аномально поляризованных пластов (АПП) в перспективной части разреза, в отложениях нижнего девона – силура и кембрия, а также глубины залегания поверхности кристаллического фундамента. В отложениях силура в разрезе обнаружены АПП типа «нефть и газ», в отложениях кембрия – АПП типа «газ». Выявлены следующие локальные геоэлектрические аномалии: Благодатная-1 (54 км<sup>2</sup>), Благодатная-2 (8 км<sup>2</sup>), Старая Царичанка (15 км<sup>2</sup>), Новая Царичанка (8.5 км<sup>2</sup>), Кривая Балка (10 км<sup>2</sup>), Луговая (2.5 км<sup>2</sup>) (рис. 1).



**Рис. 1.** Карта глубин кристаллического фундамента по данным зондирований ВЭРЗ. 1 – шкала значений альтитуд кровли фундамента; 2 – зоны аномалий типа «залежь»; 3 – линии разрезов по профилям 1-1а, 2-2а-2б, 3-3а; 4 – тектонические нарушения; 5 – положение сейсмических профилей Усп 07 - 08 и Усп 12 - 08.

В структурно-тектоническом плане западная и восточная части площади отличаются следующим:

- мощности силура составляют в западной части порядка 270-360 м, в восточной – 310-430 м. Силур повсеместно перекрывается с несогласием глинистой толщей средней юры. Глубина залегания подошвы юрских отложений в западной части 1100-1150 м, в восточной – 1120-1270 м.

- мощности кембрия в западной части порядка 350-650 м, в восточной – 1500-2000 м. Глубины залегания подошвы кембрия равны, соответственно: 1700-2100 и 2800-3600 м.

- глубины пород фундамента: 2500-4000 м (запад) и 3600-4800 м (восток).

- интервалы глубин перспективных толщ силура и кембрия: 1100-1400 м и 1400-1900 м (запад), а также 00-1500 м и 1500-3000 м (восток).

- зондированием ВЭРЗ определены в разрезе силура АПП типа «нефть-газ» в количестве: в западной части площади 1–6, в восточной части 1–4. В толще кембрийских отложений установлено наличие АПП типа «газ» в количестве: в западной части 1–9, в восточной 5–17.

Прогнозные показатели АПП в разрезе геоэлектрических аномалий Успенской площади выражаются следующими параметрами:

- Благодатная-1: силур – количество АПП типа «нефть-газ» до 6, суммарные мощности АПП типа «газ» до 8 м, АПП типа «нефть» до 53 м; кембрий – количество АПП типа «газ» до 9, суммарная мощность – до 43 м; схематический геоэлектрический разрез через станции ВЭРЗ V16, V13 и V17 в пределах аномалии Благодатная-1 показан на рис. 2;

- Благодатная-2: силур – АПП типа «нефть-газ» нет; кембрий – количество АПП типа «газ» до 4, суммарная мощность – до 22 м.

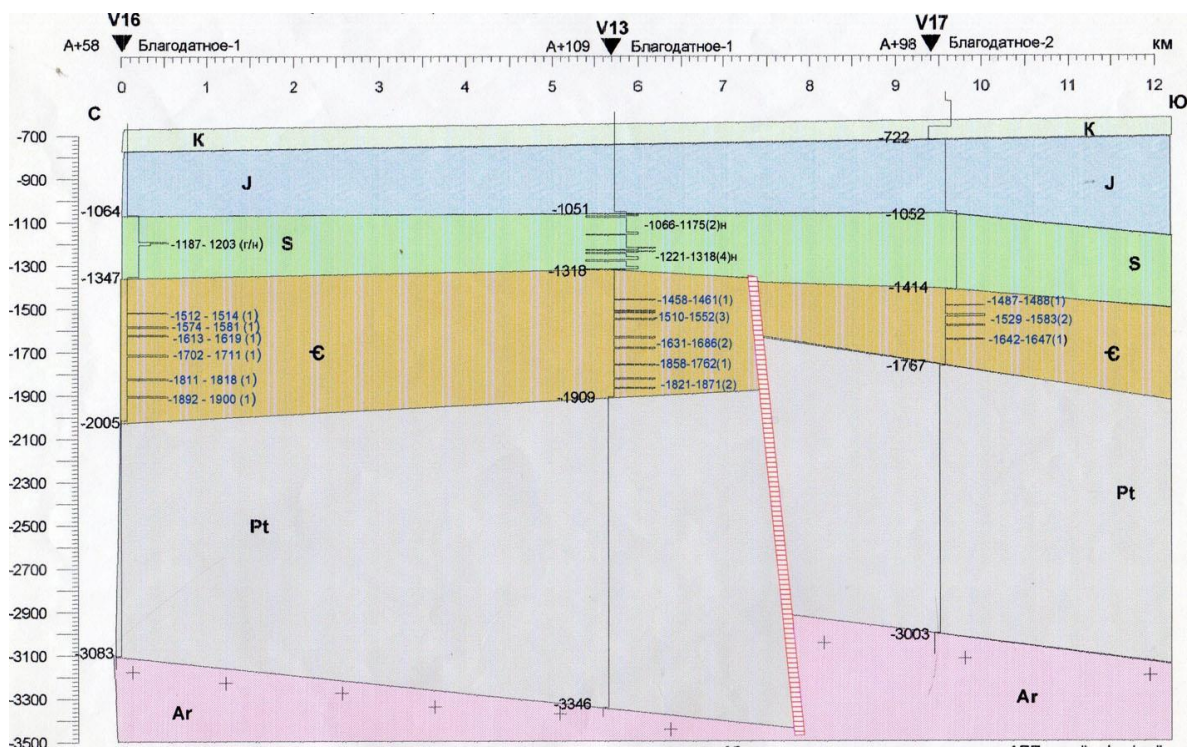
- Луговая: силур – количество АПП типа «нефть-газ» до 3, суммарные мощности АПП типа «газ» до 3 м, АПП типа «нефть» до 8.5 м; кембрий – количество АПП типа «газ» до 8. суммарная мощность – до 55 м.

- Старая Царичанка: силур – количество АПП типа «нефть-газ» до 2, суммарные мощности АПП типа «газ» до 8 м, АПП типа «нефть» до 16 м; кембрий – количество АПП типа «газ» до 10, суммарная мощность – до 67 м.

- Новая Царичанка: силур – количество АПП типа «нефть-газ» до 4, суммарные мощности АПП типа «газ» до 11 м, АПП типа «нефть» до 19 м; кембрий – количество АПП типа «газ» до 17, суммарная мощность – до 62 м

- Кривая Балка: силур – количество АПП «нефть-газ» до 2, суммарные мощности АПП типа «газ» до 13 м, АПП типа «нефть» до 17 м; кембрий – количество АПП типа «газ» до 6, суммарная мощность АПП типа «газ» до 59 м.

В целом, интервалы АПП типа «нефть и газ» на геоэлектрических разрезах 1-1 и 11-11 по станциям ВЭРЗ выражены в следующих значениях абсолютных глубин (м): а) ст. V16: 1187-1203 (силур), 1512-1900 (кембрий); б) ст. V13: 1066-1318 и 1458-1871; в) ст. V17: 1487-1647 (кембрий); г) ст. V06: 1283-1296 и 2278-2960; д) ст. V21: 1090-1290 и 2042-2763; е) ст. K1: 1302-1452 и 2097-3011.



**Рис. 2.** Схематический геозлектрический разрез через станции ВЭРЗ V16, V13 и V17 в западной части участка (аномалия Благодатная-1). Вертикальная шкала глубин дана в абсолютных значениях.

В центральной и восточной части Успеновской площади по поверхности фундамента (отметки 3500-4800 м) выделяется обширная Камышовская котловина север-северо-западной ориентировки (рис. 1), длиной около 30 км, шириной 12-18 км. Субстрат фундамента выражен в ее пределах блоками, которые контролируются разломами, с амплитудами порядка 300-700 м.

В 12 км к югу от аномалии Благодатная - 1 находится скв. Плахтеевская - 1, разрез которой характеризует состав отложений силура и кембрия. Силур в ее разрезе (интервал 973-1322 м) сложен известняками микрозернистыми, местами доломитизированными, рифогенными и битуминозными, мергелями и доломитами с прослоями аргиллитов, желваками и линзами ангидритов, с включениями сульфатов и кальцита. Кембрийские образования выделяются в интервале 1322-1665 м и представлены песчаниками, с прослоями алевролитов и аргиллитов, а также аргиллитами и алевролитами.

### Сейсмические исследования

Выявленные на Успеновской площади перспективные участки (аномалии) позволили спланировать проведение здесь сейсморазведочных работ СОГТ-2D, которые были начаты ГП «Укргеофизика» в декабре 2008 г. Из объема 125 пог. км на 12 профилях (по проекту) было отработано только два профиля – Usp 07 - 08 и Usp 12-08, в объеме 18 пог. км (рис. 1). Полученная сейсмическая информация обработана и её качество свидетельствует о правильном выборе технических средств и методологии исследований, обеспечивших качество проведенных работ. Так, на временном разрезе профиля Usp 12-08 (рис. 3, ПК 9600–11200) четко фиксируются две группы динамически выраженных отражений, одна из которых ( $t_0 = 0.7-0.9$  с) соответствует кровле отложений палеозоя (подошва юры) и подошве силура, вторая группа отражений ( $t_0 = 1.25-1.35$  с) соотносится с подошвой кембрия. Таким образом, перспективный комплекс палеозоя (силур - кембрий) уверенно картируется сейсморазведкой СОГТ-2D, что в полной мере обеспечивает решение задачи по изучению геологического строения Успеновской площади. Более того, на профиле Usp 12-08, на участке между пикетами ПК 4025-ПК 10475, на временном разрезе в интервале 0.7-0.9 с находит отражение

волновой эффект «просадки» (провисания) отражающих границ. Допускаем, что такое явление обусловлено изменением здесь акустических параметров в карбонатной толще силурийских образований (разуплотнение, трещиноватость) и присутствием в разрезе нефтегазонасыщенных пластов - коллекторов. Подтверждением этому является наличие на данном участке сейсмического профиля локальной геоэлектрической аномалии Благодатная-1, а также АПП типа «нефть-газ» в указанном временном интервале разреза (силур).

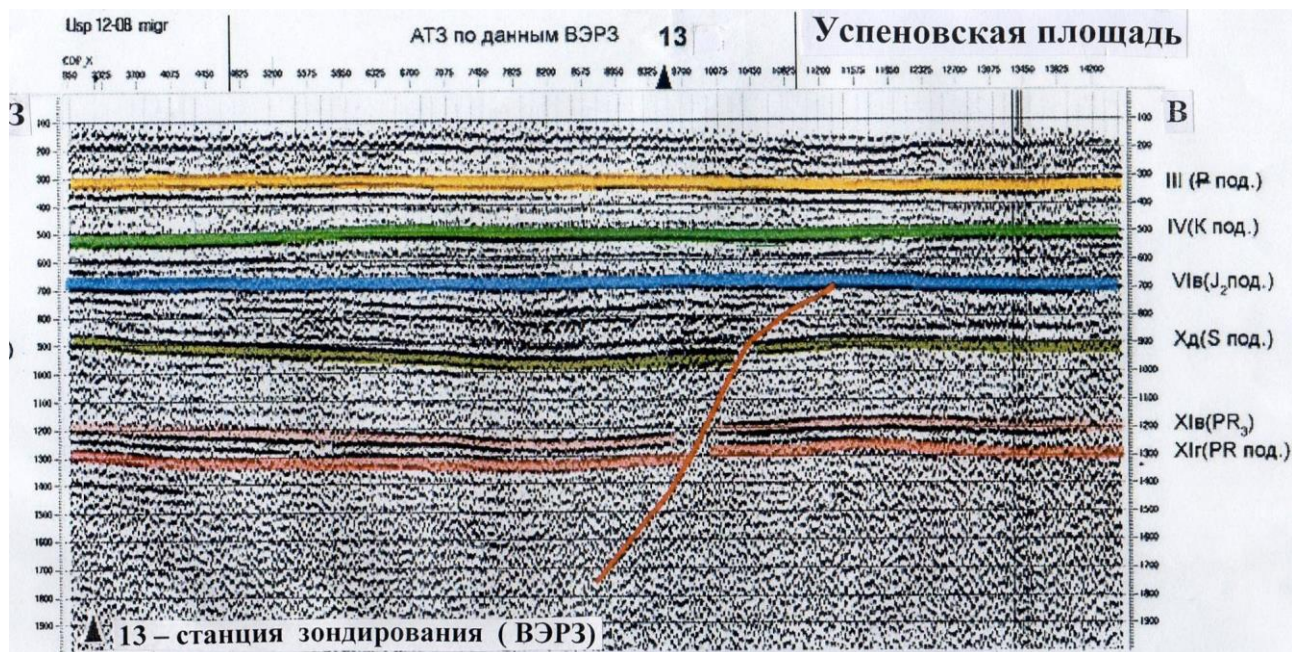


Рис. 3. Временной сейсмический разрез по профилю Usp 12-08.

Для реальной оценки ресурсов УВ на Успеновской площади в отложениях силура и кембрия неотложным является бурение поисково-разведочной скважины. Уже сейчас, данные сейсморазведки и прогнозная оценка геоэлектрическими методами позволяют определить оптимальное место для заложения такой скважины: целесообразно расположить ее на сейсмическом профиле Usp 12-08 (ПК 9700), в южной части аномалии Благодатная-1, в 5 км к юго-западу от села Ройлянка. Проектная глубина скважины – 2100 м, проектный горизонт – отложения верхнего протерозоя (венд). Геологический разрез здесь представлен отложениями: четвертичными – неогена, палеогена, мела, юры и палеозоя-венда. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента в точке заложения скважины № 13 составляет 3455 м. Ожидаемая продуктивность геологического разреза связывается с толщиной пород палеозоя: карбонатными отложениями нижнего девона - силура (интервал 1175-1450 м, нефть) и терригенными образованиями кембрия (интервал 1560-1990 м, газ).

### Выводы

Проведенные поисковые работы позволяют констатировать следующее.

1. На Успеновской площади целесообразно:

- продолжить и завершить сейсморазведочные работы СОГТ-2D по намеченной ранее проектной сети профилей, в объеме 107 пог. км;
- составить и согласовать рабочий проект на сооружение (строительство) поисково-разведочной скважины с нефтегазопромышленными целями;
- провести на поисковых объектах Благодатная-1 и Новая Царичанка детализационные работы методом ВЭРЗ в аномальных интервалах разреза с целью получения информации о структурных параметрах АПП типа «нефть-газ» для обработки данных в модификации 3D.

2. Территория Одесского региона перспективна в нефтегазоносном отношении, но недостаточно изучена.
3. На перспективных поисковых объектах в Одесском регионе (их более 50 - и) целесообразно проводить прогнозно-оценочные работы геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ [1, 4, 5], с предшествующей прогнозной оценкой структур по результатам частотно-резонансной обработки и интерпретации (декодирования) данных дистанционного зондирования Земли (спутниковых снимков) [2-4].
4. Необходимость в проведении работ по поискам разведке и добыче УВ приобретает первостепенное значение для экономического развития собственно Одесского региона, что позволит сформировать надёжную региональную базу энергетического обеспечения.

#### **Литература:**

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлектрическими методами: результаты практического применения в 2001-2005 гг. // Геоинформатика. 2006. № 1. С. 31-43.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22-43.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19-35.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований. // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 167-176.
5. Yakymchuk N.A., Levashov S.P., Korchagin I.N. Express-technology for direct searching and prospecting of hydrocarbon accumulation by geoelectric methods. International petroleum technology conference, 3-5 December 2008. Kuala Lumpur, Malaysia. Paper IPTC-12116-PP. P.11. doi: <http://dx.doi.org/10.2523/12116-MS>.
6. <https://www.onepetro.org/conference-paper/IPTC-12116-MS>

# РАСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ CRUST 2

**Сеначин В.Н., Сеначин М.В., Кочергин Е.В.**  
*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН*

## Введение

В настоящей работе приводятся результаты изучения распределения степени гравитационной устойчивости литосферы Земли на основе данных строения цифровой модели земной коры CRUST2. В современных условиях изменяющегося климата эта задача обретает особо важное значение. Наступающее глобальное потепление приводит к повышению уровня поверхности мирового океана. Так, уже сейчас эта проблема представляет серьёзную угрозу затопления ряда территорий в густо населённых областях прибрежных зон Европы и США. Она указывает на необходимость повсеместного изучения строения литосферы Земли и её гравитационной устойчивости. В сложившихся таким образом условиях становится актуальной задача: изучить закономерности распределения гравитационной устойчивости литосферы на всей поверхности нашей планеты. Но, прежде всего, следует определить само понятие «гравитационная устойчивость литосферы».

## 1. Определение понятия «гравитационная устойчивость литосферы»

Вопрос о гравитационной устойчивости литосферы долгое время был спорным и, по-видимому, сейчас таким же остается. О.Г. Сорохтин, например, писал, что "океанская литосфера гравитационно-неустойчива, и это неустойчивое состояние сохраняется лишь благодаря ее жесткости" [1]. Е.В. Артюшков же, напротив, отмечал: "Расположение тяжелого слоя на легком является неустойчивым, и литосфера на океанах должна была бы повсеместно погружаться в астеносферу. Этого не происходит. Следовательно, в действительности литосфера здесь не тяжелее, а легче чем астеносфера, или имеет одинаковую с ней плотность" [2]. Эти замечания показывают, что изучаемый термин не ограничивается литосферой, а может распространяться также на астеносферу.

Как видим, вышеназванный термин в разных формулировках может иметь разные определения, что затрудняет его изучение. В общем понимании термин «гравитационная устойчивость литосферы» для изучаемого объекта означает его способность сохранять устойчивое состояние. Однако изучаемые объекты постепенно разрушаются и теряют свою устойчивость и другие, возможно важные свойства. Поэтому, чтобы учесть неизбежное влияние эрозии и других реологических процессов во внешней среде, будем использовать безразмерный коэффициент гравитационной устойчивости литосферы.

В настоящей работе гравитационную устойчивость литосферы будем определять, как степень, или коэффициент её устойчивого состояния.

## 2. Методика расчёта

В каждой расчётной точке двухградусной модели определяются мощности и плотности слоёв земной коры, на основе которых рассчитывается коэффициент по следующему гравитационной устойчивости литосферы по следующей формуле безразмерный:

$$\delta = \sum \frac{\rho_i m_i}{H}$$

где  $\rho_i$ ,  $m_i$  - соответственно плотность и мощность слоёв земной коры;  $\rho_a$  – плотность верхнего слоя земной коры (включая осадки);  $K$  – количество слоёв земной коры;  $H$  - полная мощность всех слоёв изучаемого объекта от подошвы земной коры.

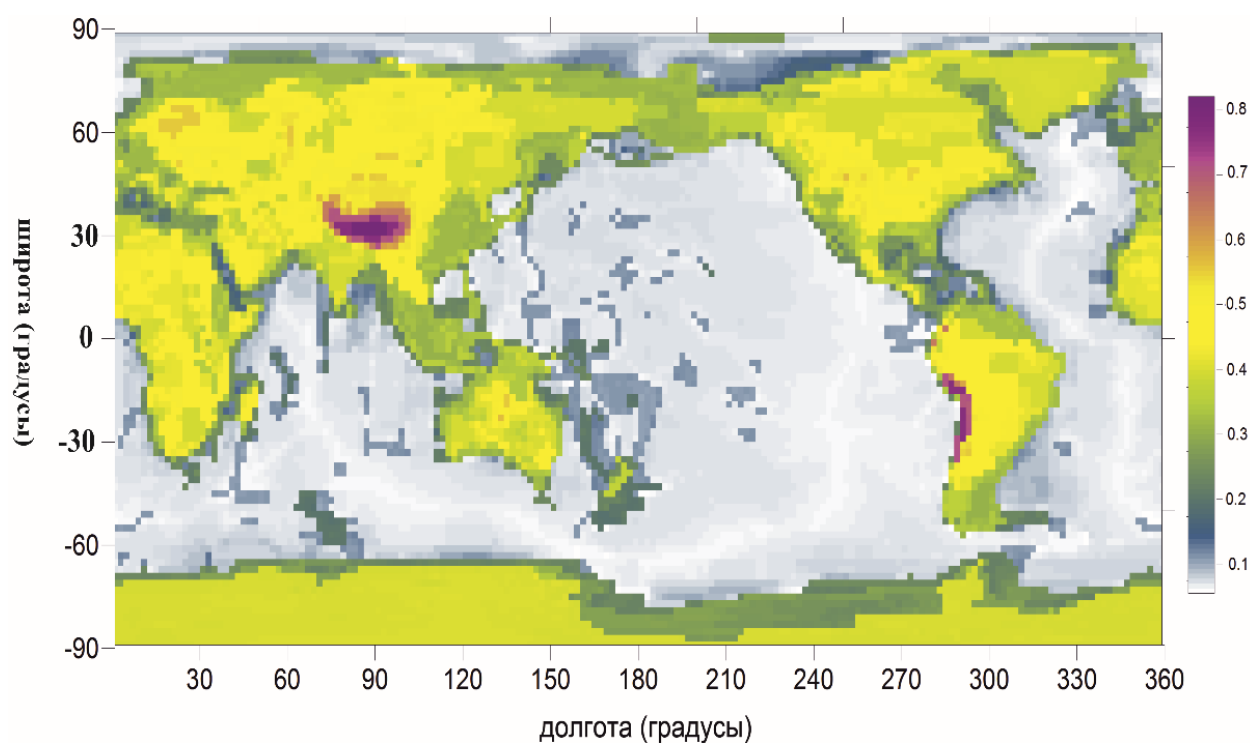
На рис. 1 графически показано распределение степени плавучести литосферы на Земле, полученное авторами основе данных цифровой модели Crust 2; а в табл. 1 приведены их численные значения.

### 3. Полученные результаты

Согласно расчётным данным, полученное распределение коэффициента гравитационной устойчивости литосферы на Земле меняется в диапазоне от нуля до 0.90 (в безразмерных единицах). Это показывает, что она почти повсеместно находится в устойчивом состоянии, но местами очень близка к его нарушению. Наименьшей устойчивостью обладают срединно-океанические хребты с нулевым коэффициентом устойчивости. В этих структурах мощность литосферы максимально сведена к минимуму (вероятно до нуля). Океаническое ложе обладает несколько большим коэффициентом устойчивости (до 0.05). Равнинные области континентов показывают гравитационную устойчивость (от 0.05 до 0.1). Наибольшая степень гравитационной устойчивости, определённая в диапазоне от 0 до 0.10, характерна для островодужных активных окраин. Эти зоны изостатически некомпенсированы. Они несут увеличенную нагрузку на астеносферу и поддерживаются в приподнятом состоянии за счёт горизонтального сжатия.

**Таблица 1.** Рассчитанный коэффициент гравитационной устойчивости литосферы Земли, полученный на основе данных цифровой модели Crust 2.

№ п/п	Тектоническая структура	Коэффициент Гравитационной устойчивости
1	Срединно-океанические хребты океанов	0
2	Ложе океанов	0-0.05
3	Прибрежная зона океанов (шельф)	0-0.1
4	Равнинные области континентов	0.02-0.03
5	Горные хребты материков	0.6
6	Надвиговые и субдукционные континентальные зоны	0.75
7	Островные дуги активных океанических окраин	0.85



**Рис. 1.** Распределение коэффициента гравитационной устойчивости литосферы на Земле.

### **Результаты выводы**

В результате проведенной работы рассчитано повсеместное распределение коэффициента гравитационной устойчивости литосферы на Земле; определенных максимальные и минимальные значения, позволившее оценить полный диапазон её изменения на всей поверхности Земли. Эти результаты показали также, что гравитационная устойчивость литосферы может проявляться как индикатор предстоящего разрушения.

### **Литература:**

1. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1979. 327 с.



# К ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ (XVIII – ПЕРВАЯ ЧЕТВЕРТЬ XX ВВ.)

Собисевич А.В.

*Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН*

Природные явления грязевого вулканизма привлекали внимание исследователей долгое время. Этот интерес был во многом связан особенностями проявлений «холодного» грязевого вулканизма, очень напоминающего своими сальзами такие проявления «горячего» вулканизма как вулканические кратера.

В 1793–1794 гг. участник Больших академических экспедиций Питер Семен Паллас (1741–1811), изучая грязевые вулканы Тамани и Керчи, пришел к выводу, что причиной грязевого вулканизма является горение залегающего на глубине каменного угля и сланца: *«под островом Таманью, есть подземные горючие материалы, отчего и происходят грязевые извержения провала Джал-Тюбе»; «пары, походящие на густой туман, вместе с грязевыми и нефтяными источниками дают неоспоримое доказательство того, что под этим островом на значительной глубине есть слой горящего вещества, отчего и происходит это явление, а также и чрезвычайная жара и сырость почвы на ее поверхности»* [1, с. 125].

Немецкий геолог Герман Вильгеймович Абих (1809–1886) проводя изучения грязевых вулканов Тамани отмечал, что для них характерно линейное расположение и приуроченность к узлам пересечения систем складок. По мнению Г.В. Абиха, землетрясения способствуют созданию в земной коре трещин, по которым в глубь земной коры попадали поверхностные (инфлюационные) воды, которые при контакте с «битуминозными сланцами и мергелями» воздействию высокой температуры «магмы» образовывали газы, которые затем выталкивали на поверхность сопочную брекчию. Для формирования грязевого вулканизма должны быть следующие условия: магма – высокая температура, близость моря – вода, зона разлома – материал для сопочной брекчии, битуминозные породы – газ, а импульс к началу процесса образования грязевых вулканов давали землетрясения [2].

Академик АН СССР Иван Михайлович Губкин (1871–1939) считал, что в своей концепции Г.В. Абих подразумевал, что грязевые вулканы являются «сульфатарной стадией» магматических вулканов [2]. Согласно этой концепции проявления «холодного вулканизма» были сродни первичным фумаролам, которые образовывались при газификации вулканической магмы при «горячем вулканизме», однако в случае с грязевыми вулканами газы увлекали за собой на поверхность брекчию. Таким образом, Г.В. Абихом была высказана «газовая концепция» происхождения грязевых вулканов, которая в течение некоторого времени улучшалась его последователями.

И.М. Губкин отмечал, что гипотеза Г.В. Абиха была значительно усовершенствована геологом Владимиром Онуфриевичем Ковалевским (1842–1883), который особо выделял в процессе грязевого вулканизма роль «магматических шипов» – интрузий магмы, которая воздействовала на юрские сланцы, что приводило к выделению газа и излиянию брекчии [2]. Известный геолог Владимир Николаевич Холодов считает, что эта концепция была значительно усовершенствована в работах Э.П. Штебера, В.А. Горина, Н.А. Кудрявцева, П.Н. Кропоткина и других, которые утверждали, что причиной грязевулканической деятельности является эндогенные процессы – магматические очаги [3]. Эта гипотеза подразумевала воздействие магматических очагов на нефтеносные пласты и выделение при этом большого количества газов, поэтому получила наименование – газовой. Предполагалось также наличие в местах дислокации грязевых вулканов больших запасов нефти.

В 1925 г. новая гипотеза происхождения грязевых вулканов была высказана академиком АН СССР Андреем Дмитриевичем Архангельским (1879–1940). В своей работе «Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области» он считал единственной причиной возникновения грязевых вулканов – диапировые складки [4]. А.Д. Архангельский полагал, что тектонические брекчии образовались в диапировых складках при прорыве плиоценовых отложений миоценовыми и

палеогеновыми породами. Горизонтальные перемещения одних комплексов осадочных пород по другим сопровождалось огромным трением, которое раздробляло породы в брекчию, а она пропитанная водой и нефтью и насыщенная газами, становилась очень подвижным материалом, подчиняющимся гидростатическим законам [5]. Таким образом, А.Д. Архангельский стал основоположником «тектонической теории» образования сопочной брекчии возникала в результате дробления пород при складкообразовательных движениях.

Влиятельным сторонником газовой гипотезы был И.М. Губкин, в своих исследованиях он рассматривала брекчию, как продукт разрушения боковых пород жерла грязевых вулканов при газовых взрывах [5]. Однако разработки в глубоком бурении и хорошее знание геологии Тамани позволило ему говорить о диапировой природе грязевых вулканов. По его мнению, диапиризм был характерен для тектоники всей области погружения юго-восточного Кавказа. Зная крайне редкое расположение грязевых вулканов в синклиналиных прогибах пластов, И.М. Губкин считал, что возможно приурочить грязевулканическую деятельность к антиклинальной складчатости. Согласно концепции И.М. Губкина, как только начался процесс формирования диапировых складок, то к их ядрам *«как к наиболее поднятым и наиболее измятым и разрыхленным местам»* начал совершаться подток воды и газа, а потом и нефти. Это обусловило накопление тех трех элементов, которые обусловили возникновение грязевых вулканов и нефтяных месторождений [2].

Вскоре была высказана новая гипотеза происхождения брекчии, которая получила наименование у критиков – «ультратектонической» [6]. Сторонниками новой гипотезы выступили геологи Николай Сергеевич Шатский (1895–1960), Михаил Михайлович Жуков, Евгений Владимирович Милановский (1892–1940), Василий Ермолаевич Руженцев (1899–1978). Исследователи считали, что большие массы сопочной брекчии могли образоваться лишь благодаря огромным надвигам: горизонтальные перемещения одних комплексов пород по другим как раз способствовало выходу брекчии, которая под влиянием бокового давления будет стремиться в наиболее слабые места [7].

На оценку применимости различных гипотез оказал влияние тот факт, что грязевые вулканы обычно приурочены к месторождениям нефти. Это обусловило критику И.М. Губкиным тектонической гипотезы, так как согласно ней *«площади, занятые грязевыми вулканами и брекчией, состоят из тектонической брекчии, которая поражает огромные пространства на значительные глубины, бурить в этих местах – значит попасть в бездонную пропасть, стоящую только из этих брекчий»*. В противоположность ей газовая гипотеза предполагала, что *«жерло вулкана со всеми его трещинами располагается среди нормальных осадочных пород и его разрушениями бывает поражена сравнительно небольшая площадь»*, поэтому места расположения грязевых вулканов представляли большой интерес для разведки нефти [5].

С этим утверждением И.М. Губкина был категорически не согласен Н.С. Шатский, считая, что тектоническая гипотеза не отрицает принципиальную возможность производить разведку нефти рядом с грязевыми вулканами. Более того, он подверг серьезной критике «газовую гипотезу», утверждая, что брекчии грязевых вулканов не могут быть образованы из пород «жерл вулканов» газовыми взрывами и они представляли в своем большинстве обычные осадочные породы, насыщенные водой. Констатировалось, что состав брекчий зависел от особенностей рельефа и климатических условий прошлого, что частично подтверждало тектоническую теорию [5].

Начавшаяся в 1941 г. Великая отечественная война прервала дискуссию о причинах грязевого вулканизма на территории Советского Союза и Керченско-Таманской области, в частности. После войны начался качественно новый этап изучения грязевых вулканов с применением геофизических методов исследований.

## **Литература:**

1. Паллас П.С. Наблюдения, сделанные во время путешествия по южным наместничествам Русского государства в 1793-1794 годах. М.: Наука, 1999. 246 с.

2. Архив РАН Ф. 455. Оп. 1. Д. 21. Статья акад. И.М. Губкина и проф. С.Ф.Федорова «Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений» (1937 г.).
3. Холодов В. Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые мирового океана. Вып. 4. 2012. С. 5-27.
4. Архангельский А.Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области // Бюллетень МОИП. № 3-4. 1925. С. 265 – 285.
5. Архив РАН Ф. 1863 Оп. 1 Д. 60. Статья Шатского Н.С. «К вопросу о происхождении сопочных брекчий и о разведке нефти в грязевых вулканах» (1934 г.).
6. Архив РАН Ф.1863. Оп.1. Д. 2. Статья М.И. Варенцова «Против спекулятивного освещения вопроса о происхождении сопочных брекчий и о разведке нефти в грязевых вулканах» (1934 г.).
7. Шатский Н.С., Жуков М.М., Милановский Е.В., Руженцев В.Е. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане // Бюллетень МОИП. № 1-2. 1929. С. 97-161.

## **ПРИМЕРЫ КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ГАЗОГИДРАТОВ В СТРУКТУРАХ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН МИРОВОГО ОКЕАНА (ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)**

**Соловьев В.Д.<sup>3</sup>, Левашов С.П.<sup>1,2</sup>, Корчагин И.Н.<sup>3</sup>, Якимчук Н.А.<sup>1,2</sup>, Божежа Д.Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,*

<sup>2</sup> *Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАНУ, Киев, Украина,*

<sup>3</sup> *Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина*

Приведены примеры апробации частотно-резонансного метода обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [1] в комплексе с материалами геоэлектрических исследований методами СКИП-ВЭРЗ (методы становления коротко-импульсного поля и вертикального электро-резонансного зондирования) для регионального картирования скоплений газогидратов в отдельных детально изученных локальных структурах пассивных континентальных окраин Мирового океана Западной Антарктики и Южно-Китайского моря [1-7].

В настоящее время по прямым и косвенным данным в различных районах Мирового океана обнаружено более 250 мест возможных скоплений газогидратов в придонной части осадочной толщи морского дна [8-10], сохраняющих стабильность в режиме сочетания низкой температуры и высокого давления.

Наличие зоны гидратообразования (ЗГО) в разрезе часто выявляется по сейсмическим данным о положении отражающей границы BSR (Bottom Simulating Reflector), субпараллельной рельефу дна. Амплитуда отражений BSR-зон в значительной мере зависит от степени заполнения осадков газогидратами над этой границей и газом – под ней.

Помимо необходимых условий стабильности гидратов (низкая температуры и высокое давление) и наличия потенциальных источников глубинных углеводородов (УВ) биогенного и термогенного происхождения, для формирования скоплений газогидратов необходимо наличие достаточно мощной толщи осадков и формирование развитой системы глубинных разломов, подводных каналов с активной миграцией и циркуляцией древних и современных углеводородных флюидных потоков. В системе необходимых условий формирования скоплений газогидратов важная роль принадлежит величинам геотермальных градиентов, от величины которых зависит мощность формируемой газогидратной толщи [3, 8-10].

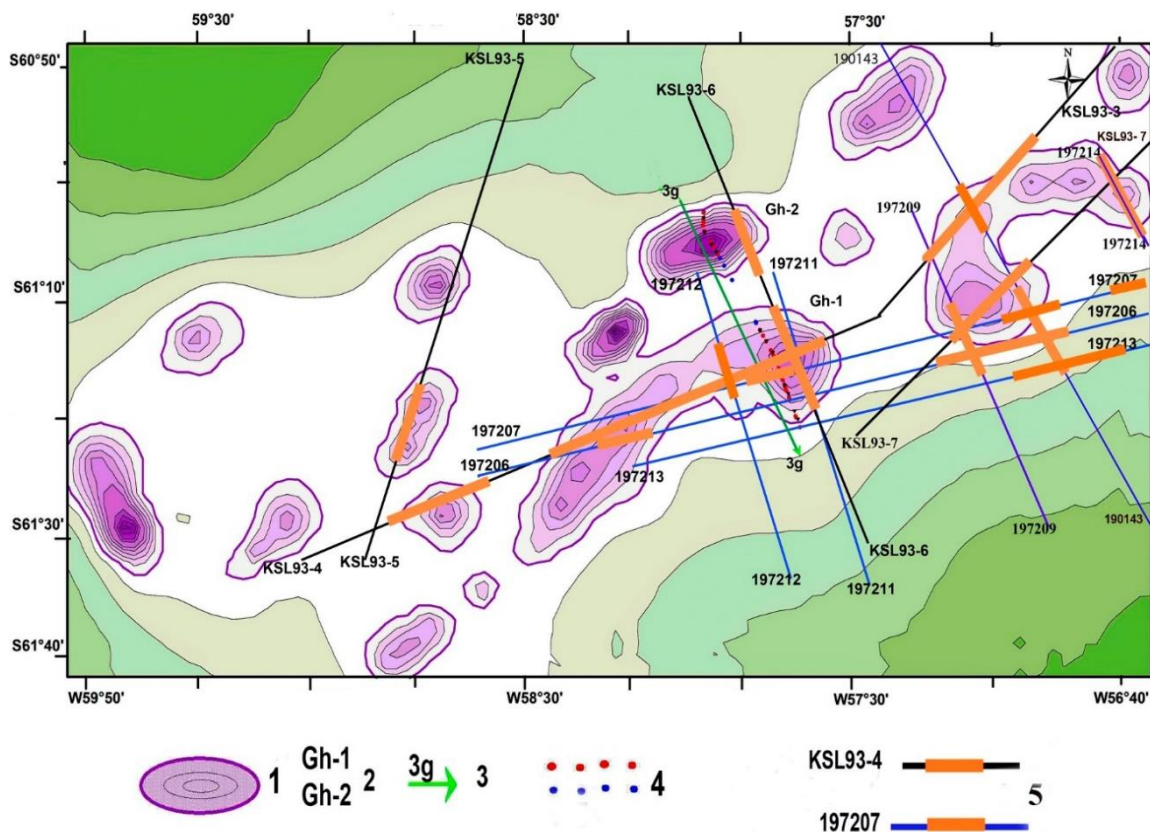
Для участков распространения зон BSR на континентальной окраине вблизи Южно-Шетландских островов по результатам обработки и дешифрирования данных ДЗЗ выделено несколько новых аномальных зон типа «залежь газогидратов» (рис. 1), что свидетельствует о существовании дополнительных скоплений газогидратов в этом районе. Основная часть выделенных аномалий пространственно совпадает с положением BSR-зон, определённых по сейсмическим данным.

Для части спутниковых аномалий типа «залежь газогидратов», приуроченных к материковому склону Южно-Шетландских островов, были выполнены работы методом ВЭРЗ, что позволило не только подтвердить существование выделенных аномальных зон, но и определить глубинное положение ЗГО и мощность отдельных газогидратных скоплений, ограниченных разломами, служащими каналами поступления глубинных флюидов.

К континентальным склонам и шельфовым зонам Мирового океана, а также к глубоководным котловинам внутренних морей приурочены многие грязевые вулканы, которые принято рассматривать в качестве активных каналов поступления глубинных углеводородов [8]. В периферийных областях грязевых вулканов часто, но далеко не всегда, возникают локальные участки скопления газогидратов, где может содержаться порядка  $10^{10}$ - $10^{12}$  м<sup>3</sup> метана [8, 9].

В структурах континентальной окраины Западной Антарктики выделена развитая

система глубинных нарушений и выраженных грязе-вулканических образований, служащих путями импульсного поступления подпитывающих флюидов в придонную часть осадочной толщи с глубин, значительно превышающих глубину залегания газогидратов.



**Рис. 1.** Карта геоэлектрических аномальных зон типа «залежь газогидратов» на материковом склоне вблизи Южных Шетландских островов. 1 – аномальные зоны типа «залежь газогидратов» по результатам обработки и дешифрирования данных ДЗЗ; 2 – аномальные зоны типа «залежь газогидратов», зарегистрированные морской геоэлектрической съемкой; 3 – профиль зондирования ВЭРЗ; 4 – точки съемки методом СКИП (красные – положительные значения, синие – отрицательные); 5 – положение сейсмических профилей с зонами BSR, по [9, 13].

Экспериментальные исследования с использованием мобильной прямопоисковой технологии проведены также на детально изученном сейсморазведкой и бурением локальном участке Шеньху (северный континентальный склон) в Южно-Китайском море, где в 2017 г. была успешно осуществлена опытная добыча газогидратов.

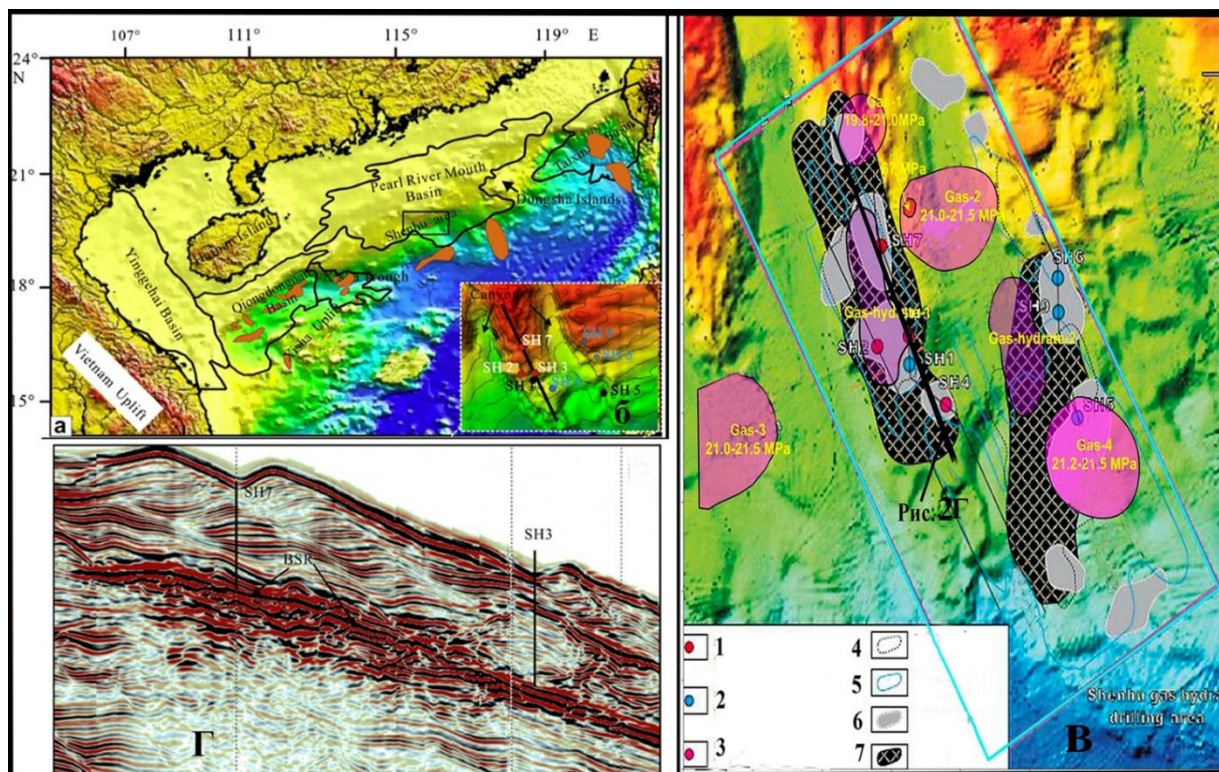
На начальном этапе обработки материалов ДЗЗ в районе пробуренных скважин, вскрывших газогидраты, были определены и уточнены резонансные частоты газогидратов, по которым в дальнейшем осуществлялось обнаружение и картирование аномальных зон типа «залежь газогидратов» (рис. 2).

На исследованной площади были обнаружены две аномальные зоны типа «залежь газогидратов» – Gas-hydrate-1 и Gas-hydrate-2 в пределах зон распространения BSR (рис. 2в), выделенных по данным 3Д- сейсморазведки [2, 5, 7]. В контуры аномалии Gas-hydrate-2 не попадают пробуренные на этом локальном участке скважины.

На следующем этапе исследований по резонансным частотам газа в пределах исследованной площади обнаружены и закартированы четыре аномальные зоны типа «залежь газа»: Gas-1, Gas-2, Gas-3 и Gas4 (рис. 2в). Аномальная зона Gas-3 обнаружена за пределами участка сейсмических исследований.

Для аномальных зон были оценены интервалы пластового давления: 1) 19.8-21.0 МПа; 2) 21.0-21.5 МПа; 3) 21.0-21.5 МПа; 4) 21.2-21.5 МПа. В контурах аномальных зон Gas-hydrate-

1 и Gas-hydrate-2 аномальные отклики на резонансных частотах газа и нефти не обнаружены. Это может свидетельствовать о том, что в пределах исследованного участка высокие концентрации газового гидрата, могут не иметь прямой связи с локализованными вертикальными сейсмическими «газовыми трубами», а подток газа может быть связан с системами локальных наклонных (боковых) нарушений и особенностями физических характеристик осадков, вмещающих газогидраты.



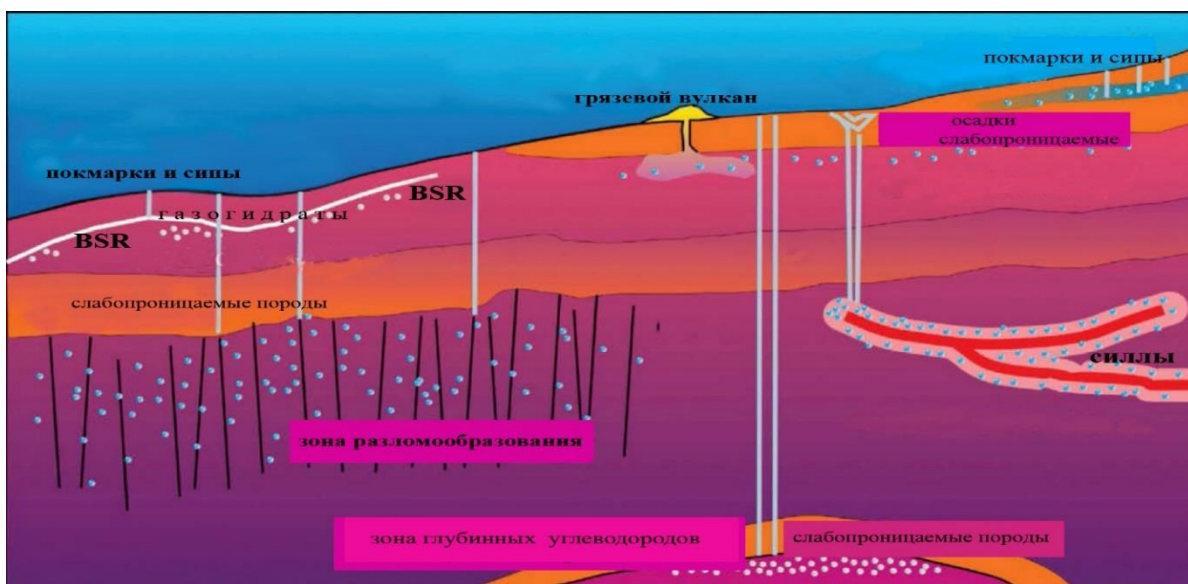
**Рис. 2.** Положение участка (Шеньху) проведения детальных сейсмических исследований (рис. 2а) и профиля через скважины SH-3 и SH-7 (рис. 2б, 2г) в северо-западной части Южно-Китайского моря, по [4, 6]. Показано положение скважин, зон газо-гидратоносности по результатам частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ и зоны газогидратов (BSR – зоны) по сейсмическим данным (рис. 2в). 1, 3 – скважины с газогидратами; 2 – скважины без газогидратов; 4 – места с интенсивными отражениями в осадочной толще; 5 – участки с отсутствием отражений; 6 – участки выявленных «газовых труб»; 7 – зоны с BSR-отражениями. Небольшой участок (красный цвет) в аномальной зоне Gas-2 – вертикальный канал миграции глубинных флюидов с пластовым давлением 67 МПа.

Как уже отмечалось ранее, грязевые вулканы являются структурами, контролирующими наиболее интенсивные глубинные потоки УВ. Для миграции глубинных флюидов важную роль также играют разрывные нарушения и «газовые трубы», выделенные в местах формирования скоплений газогидратов, причём результаты сейсмических исследований в районах бурения продуктивных скважин показали, что «газовые трубы» были основными вертикальными каналами миграции УВ [6, 7].

Дополнительными исследованиями в контуре аномальной зоны Gas-2 обнаружен и локализован канал вертикальной миграции глубинных флюидов – небольшой локальный участок с высокими значениями пластового давления – 67 МПа (рис. 2в).

Исследования, проведенные в Китае, показали, что на глубине 30-40 км существуют промежуточные глубинные зоны разуплотнения, которые могут быть региональными источниками поступления глубинных флюидов в верхние горизонты структур земной коры континента и континентальных окраин [11]. Эти результаты могут быть использованы для оценки взаимосвязи между глубинными источниками термогенного метана и мелководными биогенными гидратами, поскольку характер залегания газогидратов, вскрытых в богатой

органическим веществом толще на участке Шеньху, свидетельствует об их миграционной природе [2, 6, 7].



**Рис. 3.** Схематическая модель формирования газогидратов и других флюидных систем в структурах пассивных континентальных окраин, по [12].

Согласно [13], формирование скоплений УВ происходит в результате того, что нефть и газ по разлому и его оперяющим трещинам «впрыскиваются» под давлением мантийного очага в любую пористую и проницаемую среду, а при их отсутствии газ в подгидратные породы не может быть «закачан» даже под большим давлением.

На изученном участке Шеньху косвенным подтверждением предложенного механизма являются следующие факты: а) наличие в разрезе значительного количества разломов, сипов и «газовых труб»; б) обнаружение канала вертикальной миграции глубинных флюидов (локального участка со значением пластового давления газа 67 МПа); г) существование целого ряда аномальных зон типа «газ» и «газогидраты», в которых метан смешанного типа имеет миграционную природу.

Полученные нами ранее многочисленные данные о наличии в пределах обследованных участков аномальных зон УВ с несколькими интервалами пластовых давлений, а также вертикальных каналов миграции глубинных флюидов можно считать дополнительными аргументами в пользу эндогенного (глубинного) происхождения УВ.

### Выводы

1. Показана эффективность новой инновационной технологии комплексирования геоэлектрических и дистанционных геофизических методов для изучения скоплений газогидратов и построения детальных глубинных характеристик разрезов, содержащих аномально-поляризованные пласты типа «залежь газогидратов». Важной особенностью предложенной технологии является возможность её использования в качестве независимого индикатора обнаружения скоплений газогидратов на участках со слабо выраженными BSR- границами разного генезиса.

2. Определена потенциальная перспективность исследуемых участков на широкий спектр углеводородов (включая и газогидраты), а также предложен возможный механизм формирования выявленных скоплений как части глобального процесса мезо-кайнозойского накопления УВ, происходящего в пределах континентальных окраин Мирового океана в результате дегазации Земли [13].

## Литература:

1. Levashov, S.P., Yakymchuk, N.A., Korchagin, I.N. and Bozhezha, D.N., (2017), Application of mobile and direct-prospecting technology of remote sensing data frequency-resonance processing for the vertical channels of deep fluids migration detection // NCGT Journal. 2017. V. 5. № 1. P. 48-91.
2. Liu, C.L., Ye, Y.G., Meng, Q.G., et al., 2012. The characteristics of gas hydrates recovered from Shenhu Area in the South China Sea // Marine Geology. 2012. V. 307-310. P. 22-27. DOI: 10.1016/j.margeo.2012.03.004
3. Loreto M.F., Tinivella U., Accaino F. Et al. Offshore Antarctic Peninsula Gas Hydrate Reservoir Characterization by Geophysical Data Analysis // Energies 2011. V. 4. P. 39-56; doi:10.3390/en4010039
4. Matsumoto R., Ryu B.J., Lee S.R. et al. Occurrence and exploration of gas hydrate in the marginal seas and continental margin of the Asia and Oceania region // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 1751-1767. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.09.009
5. Соловьев В.Д., Левшов П.С., Якимчук Н.А, Корчагин В.Н., Бажежа В.Н, Опыт использования комплексных мобильных технологий при поисках и геофизическом картировании глубинных скоплений углеводородов в структурах Западной Антарктики // Геофизический журнал. 2017. Т. 39. № 1. С. 123-143.
6. Su M., Yang R., Wang H., et al., Gas hydrates distribution in the Shenhu area, northern South China Sea: comparisons between the eight drilling sites with gas hydrate petroleum system // Geologica Acta. 2016. V. 14. № 2. P. 79–100.
7. Yunbao Sun, Shigou Wu, Dondong Dong Et al. Gas hydrates associated with gas chimneys in fine-grained sediments of the northern South China Sea // Marine Geology. 2012. V. 311-314. P. 32-39.
8. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Углеводородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость. Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 7-36.
9. Макогон Ю.Ф. Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 2. Вып. 20. С. 5-21.
10. Kvenvolden K. A., Lorenson T. D. The global occurrence of natural gas hydrate, in Natural Gas Hydrates, Occurrence, Distribution, and Detection. Geophysical Monograph, Paull C.K., Dillon W.P., 2001. V. 124. P. 3–18. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
11. Богданов Ю.А. Построение модели скорости распространения упругой волны на основании трасс данных геополяритонного зондирования // Актуальные проблемы геосреды и зондирующих систем. Материалы III Международной научной конференции. Киев, 2017. С. 27-28.
12. Berndt, C. Focused fluid flow in passive continental margins. // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2005. V. 363 (1837), P. 2855-2871.
13. Kutcherov V.G., Krayushkin V.A. Deep-seated abiogenic origin of petroleum: From geological assessment to physical theory // Rev. Geophys. 2010. V. 48. RG1001, doi:10.1029/2008RG000270.



# НЕСТАЦИОНАРНЫЕ РЕЖИМЫ ФИЛЬРАЦИИ КОРОВЫХ ФЛЮИДОВ В МОРСКОМ ДНЕ И НАКОПЛЕНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ЗОНАХ ИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ

Суетнова Е.И.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН*

Газовые гидраты — это метастабильные образования из газа и воды подобные льду. Для стабильности газовых гидратов должны выполняться определённые условия по температуре и давлению и концентрации газа и воды в окружающей среде [1]. Мощность поддонной зоны стабильности газовых гидратов зависит от распределения температуры и давления в морском дне [2]. Геофизические исследования показывают достаточно широкое распространение газовых гидратов и их признаков в структурах дна мирового океана [3]. Оценки гидратонасыщенности по геофизическим наблюдениям в морском дне варьируют от первых процентов порового пространства до значительных скоплений более 30 - 40 %. Ранее было показано, что гидратонасыщенность поддонных осадков зависит от градиента концентрации растворенного в поровом флюиде газа в равновесии с гидратом, который также зависит от температуры и давления [4]. Оценки и расчеты гидратонасыщенности строились в предположениях постоянных скоростей фильтрации газонасыщенного флюида в зону стабильности газовых гидратов, что обеспечивало рост гидратонасыщенности со временем [2]. В дальнейшем были развиты модели накопления газовых гидратов с непостоянной скоростью фильтрации газонасыщенного флюида, обусловленной процессами уплотнения накапливающихся осадков [5]. Эти модели удовлетворительно описывали процессы накопления рассеянных гидратных скоплений в пассивных континентальных окраинах, где процесс фильтрации связан с уплотнением осадков и где гидратонасыщенность не превышает первые проценты в силу низких значений скоростей фильтрации газонасыщенного флюида к поверхности дна в зону термобарической стабильности газовых гидратов.

Однако в структурах морского дна обнаруживались и более значительные скопления газовых гидратов [6, 7], происхождение которых является предметом анализа и дискуссий до настоящего времени. Так как фильтрационный механизм накопления газовых гидратов в морских осадках является более эффективным чем диффузионный [2, 5], то естественно предполагать, что эти, более значительные скопления, ассоциированы с высокой скоростью фильтрации газонасыщенных флюидов в зону термобарической стабильности гидратов под поверхностью дна. Такие процессы фильтрации могут быть связаны с диапирами, залежами углеводородов и с грязевым вулканизмом в морском дне, так как для этих процессов предполагается перекрытие некоего нижележащего пласта, содержащего флюид и газ менее проницаемым приповерхностным слоем осадков. Образование и эволюция этих флюидо-газо содержащих пластов (резервуаров) — это геофизические процессы, зависящие от времени. Несмотря на различия этих геофизических явлений существование на глубине осадков пласта, содержащего флюид (даже различного генезиса) является предпосылкой для развития над ним фильтрационного процесса, который может приводить к накоплению газовых гидратов в интервале их термобарической стабильности под поверхностью морского дна.

Математическое моделирование накопления газовых гидратов в морском дне за счет фильтрации газосодержащего флюида над резервуаром питания даёт возможность оценить эффективность такого процесса эволюции газогидратных скоплений в зависимости от геофизических условий и свойств вмещающей среды. Математическая модель процесса аккумуляции газовых гидратов в морском дне состоит из системы уравнений в частных производных, описывающих нестационарный процесс фильтрации поддонного газонасыщенного флюида к поверхности над питающим резервуаром (уравнение Дарси), и уравнений неразрывности насыщающего флюида, и уравнения сохранения газа, с соответствующими граничными условиями. Система также включает уравнение теплопроводности и замыкающее соотношение для зависимости пористости от давления и

принимается условие локального термодинамического равновесия гидрат-флюид в области стабильности газовых гидратов:

$$v(z, t) = -\frac{k}{\mu m} \left( \frac{\partial p_f(z, t)}{\partial z} - \rho_f g \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_f m}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f v(z, t) m}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

$$m \frac{\partial h(z, t)}{\partial t} = -\frac{\rho_f \nabla (mv(z, t) c_{eq})}{\rho_h c_h}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = m_0 \frac{1}{K} \frac{\partial p_f}{\partial t}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m \cdot v_f \cdot f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2}, \quad (5)$$

$$A_1 = \frac{\rho_f \cdot C_f}{\rho C}.$$

Уравнение (3) получено из уравнения сохранения газа при предположении локального термодинамического равновесия гидрат-флюид в порах [5]. Уравнение (4) замыкает систему, описывая реакцию пористой среды на изменение давления флюида [8]. В уравнении (5) отсутствует член, описывающий источник, обусловленный образованием гидратов, так как в работах [2, 3] показано, что накопление гидратов из газа, растворенного в поровом флюиде, не вносит значимых возмущений в профиль температуры в осадках. Здесь использованы обозначения:  $m$  – пористость;  $\rho_f$  – плотность флюида;  $\rho_h$  – плотность гидрата;  $k$  – проницаемость осадков, являющаяся функцией пористости  $k=k_0 m^3$  [8];  $\mu$  – вязкость флюида;  $f$  – температура;  $C$  – теплоемкость;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $K$  – коэффициент сжимаемости пористой среды [8];  $h$  – гидратонасыщенность;  $t$  – время;  $z$  – пространственная координата;  $v_f$  – скорость фильтрации;  $c_{eq}$  – концентрация газа в насыщающем флюиде в условиях присутствия гидрата газа;  $c_h$  – концентрация газа в гидрате;  $p_f$  – давление флюида. Для локализации зоны стабильности гидратов в зависимости от давления и температуры использовались известные зависимости, полученные из решений уравнений термодинамики [2, 4]. Для оценки эволюции гидратонасыщенности осадков необходимо знать все эти параметры. Важным моментом моделирования является выбор начальных и граничных условий задачи. При принятии ряда обоснованных упрощающих предположений сформированная система уравнений может иметь аналитическое решение

$$p(z, t) = p_1 + (p_L - p_1)(z/L) + \sum_1^{\infty} \frac{2}{m} (\rho_f g L (-1)^{n-1} + p_L \cos n\pi - p_1) \sin(n\pi z/L) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 \chi t}{L^2}\right) \quad (6)$$

Где  $L$  – это глубина от поверхности дна до контакта с резервуаром,  $p_L$  и  $p_1$  – давление в резервуаре и на поверхности осадков соответственно, и  $\chi = kK/m_0\mu$ . Уравнение (6) показывает, что при  $t \approx L^2/\chi = t^*$  в силу быстрого затухания экспоненты давление флюида выходит на квазистационарный режим с градиентом  $(p_L - p_1)/L$ . Это свойство решения для давления дает нам возможность оценить эволюцию скорости фильтрации и тем самым скорости накопления газовых гидратов и вычислить скорость накопления газовых гидратов для различных геофизических и гидродинамических параметров системы.

Количественные оценки скорости гидратонакопления после выхода на квазистационарный режим фильтрации, полученные с использованием репрезентативных значений параметров задачи и значения  $L = 500$  м показывают, что скорость аккумуляции газовых гидратов будет составлять около 2.6 % порового пространства за 100 лет. Такая скорость гидратонакопления может обеспечить за сотни лет значительную гидратонасыщенность морского дна и на порядок превышает скорости гидратонакопления для

пассивных континентальных окраин. Из анализа полученного решения видно, что фильтрация газонасыщенного флюида выходит на квазистационарный режим тем быстрее, чем меньше глубина до питающего резервуара. Таким образом, при более глубоких резервуарах питания скорость накопления поддонных газовых гидратов дольше сохраняет нестационарный характер. Предложенная модель является математическим обоснованием нестационарности процессов накопления значительных скоплений газовых гидратов (более первых процентов) в морском дне в случаях различных геофизических условий существования фильтрации газонасыщенного флюида.

#### **Литература:**

1. Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases. N.Y.: Marcel Dekker, 1998. 705 p.
2. Zatsepina O.Ye., Buffett B.A. Phase equilibrium of gas hydrate: implication for the formation of hydrate in the deep-sea floor // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. № 13. P. 1567-1570.
3. Kvenvolden K.A., Gas hydrates: Geological perspective and global change // *Rev. Geophys.* 1993. V. 31. P. 173-187.
4. Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffet B.A. Methane solubility in marine hydrate environments // *Marine Geology.* 2004. V. 203. P.177–184.
5. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // *Докл. РАН.* 2011. № 6. Т. 438. С.813–816.
6. Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A. et al. Gas hydrate accumulation at the Naakon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters.* 1999. V. 19. P. 57-67.
7. Lin, Saulwood, Tseng, Yi-Ting, Cheng, Wan-Yen, et al. Mud volcano venting induced gas hydrate formation at the upper slope accretionary wedge, offshore SW Taiwan // *EGU General Assembly.* 2016. EGUGA.18.3453L
8. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. 338 с.

**К ВОПРОСУ О СПЕКТРАЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
АНАМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ**

**С.А. Тихоцкий**

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН*











# ЭНЕРГЕТИКА СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ О ЕДИНОМ ВОЛНОВОМ МЕХАНИЗМЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ГЕНЕРАЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Устьянцев В.Н.

[uvn\\_50@mail.ru](mailto:uvn_50@mail.ru)

Еще в начале 20-х годов прошлого столетия В.И. Вернадский писал, «о необходимости создания «науки будущего», науки — изучающей «энергетику нашей планеты». По В.И. Вернадскому: «Понятие биокосного естественного тела есть понятие новое — биогеохимически научно точно и определенно отличающееся от понятия косного и живого естественного тела».

С разделением геологического пространства зоной интенсивной степени проницаемости, обладающей высоким энергетическим потенциалом, связывается формирование системы: сводовое поднятие-зона Беньюфа-океаническая впадина, разделенные области обладают не только различными энергетическими потенциалами, но и разной степенью проницаемости тектоносферы, что повлияло на формирование гранитометаморфического слоя системы Земли. Из всех известных природных явлений системные свойства волны энергии способны структурировать пространство системы Земли с проявлением закономерностей размещения месторождений в блоках земной коры. Месторождения располагаются в блоках, подчиняясь определенному закону, то есть, проявлена комплементарность системным свойствам волны энергии — проявлена, как показано в работе дискретность, периодичность размещения месторождений минерального сырья. Работы М.В. Петровского, А. Кайе, П. Трикара, показали, что «тектонические структурные формы, образующиеся в земной коре, отображаются в виде определенных форм рельефа. Эпейрогенетические процессы выразились в периодической деформации, которые возникают при прохождении волны энергии, генерируемой в недрах Земли. Колебания разных порядков, возникающие в Земле, установлены путём точных инструментальных измерений. Суммирование колебаний приводит к возникновению явления резонанса».

По Ю.М. Пущаровскиому: «Изменение температуры давления с глубиной происходит следующим образом. На уровне 410 км – 2000 °К; на 670 км – 2200 °К; на границе мантия - ядро 2900 км – 3000 °К; на границе внешнего и внутреннего ядра – 5300 °К, в центре Земли – 6000 °К. То-есть, в подошве верхней мантии (670 км) температура в 1.4 раза ниже, чем на границе мантия - ядро - 2900 км, а давление меньше в 4.5 раза».

Данный факт указывает на то, что миграция литофильных элементов происходит в сторону наименьшего давления (фактор геотектомагматической дифференциации масс вещества). Система Земли, подверглась системному преобразованию под воздействием комплекса действующих факторов и стала: по В.И. Вернадскому — «планетарной, целостной, биокосной, системой с подсистемами».

Эволюционный процесс имеет циклический характер развития, а это значит, что геологические процессы системы Земли, никогда не повторяют своего состояния на качественном уровне, в связи с процессами преобразования вещества системы.

Система Земли определяется как автоколебательная в силу своих системных свойств, которые проявляются в закономерном расположении в ее геологическом пространстве всей иерархии объектов и направленностью геологических процессов в сторону сохранения автоколебательной сложной системой Земли, ее динамического равновесия как объекта структуры Солнечной системы и Галактики.

Автоколебательная система Земли, в своем циклически направленном, эволюционном развитии, не разрушается, а переходя с каждым циклом из одного энергетического состояния в другое (действующий фактор – сила тяжести, гравитационная дифференциация масс вещества - ГДМВ, центробежные силы вращения, взаимодействующие поля напряжения, волна энергии, под воздействием которой происходит процесс структурно-вещественного

преобразования, тепломассопотеря и т. д. - фактор ГТМЦ), подвергается процессу преобразования на атомарном уровне и гравитационной дифференциации масс вещества — фактор ГДМВ, в объектах независимо от их параметров, при этом система не теряет своего динамического равновесия в пространстве космоса — проявление саморегулирующихся (кибернетических), свойств системы Земли. Процессы и явления, структурные элементы системы Земли: дрейфующая ось вращения в теле Земли, вызывают - проявление эффекта спирали — анизотропию среды - поле напряжения системы Земли — течение магмы - магнитные поля - ядро системы Земли - собственно тектоносферы - стационарные энергетические центры (мантийные, литосферные, коровые) СЭЦ - литосфера — земная кора, геотформы - проявлены процессы зонного плавления. Система тектоносферы Земли, представляет собой сложную энергетическую систему, состояние которой определяется геологическими процессами и возникающими при этом физико-химическими деформациями, между составными элементами системы. Система тектоносферы порождает временные и пространственные неоднородности тектонических движений, столь важные для геологов с теоретической и практической точки зрения, а также физико-химические процессы, генетически связанные с силами гравитации и центробежными силами вращающейся системы Земли. С зонами интенсивной степени проницаемости (деформации), связывается формирование крупных и гигантских месторождений полезных ископаемых различного типа. Тектоносфера рассматривается в данной работе как геологическое пространство, располагающееся от центра ядра и выше. Регулирующий механизм, в виде закономерно располагающихся стационарных энергетических центров - СЭЦ, необходим в связи с тем, что процесс формирования системы Земли постоянно сопровождался её деформацией. Изменения параметров РТ в тектоносфере, ведет к изменению режима работы СЭЦ. Режим работы стационарных энергетических центров определяется факторами, изменяющими термодинамические условия вмещающей среды. Под воздействием стационарных энергетических центров генезис которых связывается с взаимодействующими полями напряжения формируется тектоносфера системы Земли.

Пространство системы Земли, под воздействием сил гравитации и центробежных сил вращающейся системы, разделено закономерно располагающимися зонами интенсивной степени деформации на блоки с низкой и высокой степенью деформации, где происходят на разных гипсометрических уровнях от центра системы, физико-химические деформации в результате которых генерируются волны напряжений поперечного и продольного типа всех уровней иерархии, что приводит к выведению из состояния равновесия вещество, то есть, приводит к началу геологического процесса, под воздействием которого формируется тектоносфера.

Высокий коэффициент полезного действия системы (93 %) Земли, указывает на то, что система эволюционно развивается под воздействием определенных законов, которые способствуют сохранению системой ее динамического равновесия в пространстве космоса. Вмещающее пространство, представляет собой результат взаимодействия сложных процессов, происшедших на протяжении пяти миллиардов лет.

Процессы зонного плавления происходящие в сторону ядра, способствуют концентрации в нем тяжелых элементов и энергии. Иерархия тектонических нарушений, образует «жесткую контролируемую геологические процессы систему» тектоносферы Земли.

Блоки (геотформы) структурированы СЭЦ - стационарными энергетическими центрами, то есть, СЭЦ располагающиеся в геосферах, есть главный структурообразующий фактор, под воздействием которого формируется внешний облик системы Земли. Закономерности строения блоков, проявлены на региональном уровне, что очень важно.

С разделением геологического пространства зоной интенсивной степени проницаемости, обладающей высоким энергетическим потенциалом, связывается формирование системы: сводовое поднятие - зона Заварицкого - Беньюфа - Вадати океаническая впадина.

Разделенные области обладают не только различными энергетическими потенциалами, но и разной степенью проницаемости тектоносферы, что повлияло на формирование гранитометаморфического слоя системы Земли. Волна энергии, исходящая из области ядра, также способствует процессу расширения системы Земли и как следствие — формированию минералогических ассоциаций различного типа и вида. Таким образом, определяется единый волновой механизм структурообразования и рудообразования, под управлением автоколебательной системы Земли.

Процесс дегазации системы Земли происходит постоянно и коррелируется с температурным эндогенным режимом вращающейся вокруг своей оси системы Земли.

Выделяется фоновая дегазация глубоких мантийных сфер и близповерхностная — прорывная дегазация, которая связывается с генерацией  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ . Фазовые переходы вещества активизируются в эпохи возникновения подкорового избыточного давления и в эпоху деструкции земной коры (рифтогенез).

Вся основная сейсмическая активность сконцентрирована на границах континентов.

Согласно В.В. Белоусову одновременное проявление, на поверхности материков различных эндогенных режимов, «указывает на гетерогенность теплового поля Земли: в одно и то же время тепловые потоки в разных местах разнятся по своей интенсивности, следовательно, тепловые потоки меняют свою интенсивность как в пространстве, так и во времени». По Х.Г. Зинатов: «По данным советского вулканолога, д.г.-м. н. Софьи Ивановны Набоко, на примерах вулканических центров — действующих вулканов на Камчатке, известно о синхронной, но пространственно-разобщенной деятельности разных по составу гидротермальных источников, соответственно, одни из которых отлагают на поверхности земли чисто кремнистые  $SiO_2$  по составу — гейзериты, а другие — углекисло-гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава воды содового типа — травертины, сугубо карбонатные ( $Ca_2CO_3$ ), породы. Такой же факт синхронности действия таких же по составу, но, не совсем термальных, остывших источников наша казанская группа геологов опробовала у подножия конуса небольшого, по сравнению с Араратом и Арагацем, стратовулкана Сальварты». Данные факты, указывает на существование единого управляющего механизма, под воздействием которого эволюционно развивается система и объекты, в ее геологическом пространстве. Данное обстоятельство, дает возможность широкого применения метода аналогии в геологии. Закономерности строения блоков земной коры проявляются, по мнению автора, на региональном уровне, что очень важно для решения вопросов районирования и прогнозирования. В.В. Богацкий пишет о том, что устойчивость процессов регионального структурообразования, как общепланетарное качество системы Земли, вместе с периодичностью и дискретностью тех же региональных структур, свидетельствуют о том, что главные свойства геологических структур, всех уровней иерархии, отражают единство общепланетарного создающего их механизма. Таким механизмом является автоколебательная система Земли, генерирующая волны напряжений различной длины, которые определяются особенностями ее строения.

В.Е. Хаин пишет о том, что анализ истории развития тектонических движений и деформаций, указывает на устойчивую унаследованность их характера от древнейших этапов развития литосферы, проявляющуюся в большей степени, в пространственном расположении структурных элементов.

Важнейшее системное свойство Земли по утверждению академика В.И. Попова — горообразовательные геохимические эпохи формирования и локализации минерального сырья и разделяющие их равнинообразовательные эпохи. В.Е. Хаин пишет: «Анализ истории развития тектонических движений и деформаций, указывает на устойчивую унаследованность их характера от древнейших этапов развития литосферы, проявляющуюся в большей степени, в пространственном расположении структурных элементов». С.П. Максимов, в 1977, показал связь тектонических циклов и процессом накопления нефти и газа — тектоническая цикличность оказывает влияние на миграцию УВ. Тектоническая обстановка является фактором, контролирующим пути направления и скорость миграции УВ.

Органическое вещество изначально мигрирует в земную кору в рассеянном виде и только благодаря структурирующей тектоносфере волне энергии, как продольного, так и поперечного типа, создаются условия, благоприятные для процессов концентрации и дифференциации полезного компонента, с проявлением геохимической зональности. В противном случае, вещество пребывало бы в рассеянном состоянии.

При деформации волной энергии и массопотоком верхних слоев тектоносферы, происходит количественное и качественное изменение деформируемой геологической среды (физико-химические деформации). Происходит эффект структурирования коры. Под воздействием систем общеземных стоячих волн, возникают резонансно-тектонические структуры, выделяется четко эпицентр деформации, проявляется петрохимическая, геохимическая, гидротермальная, геоморфологическая зональности. В эпицентре деформации земной коры проявлен калиевый метасоматоз, развиты трубки взрывов, а на периферии развивается натровый метасоматоз, образуется большое количество крутых и пологих трещинно-брекчиевых зон (волновые эффекты), в которых локализуются углеводородное сырье, вода, а также другие полезные ископаемые. Таким образом, формируется радиально-латеральная зона скупивания, структурированная посредством волны энергии, исходящей из области ядра.

Вещество, как магматического, так и осадочного генезиса, мигрируя из одной формации в другую, изменяет свои свойства на атомарном уровне (фактор (РТ) и фактор воздействия энергии волны), то есть, учитывая факт необратимости процесса дегазации и энерго - потери Земли, происходит в системе процесс преобразования вещества. В результате миграции вещества формируются отрицательные и положительные закономерно располагающиеся в геологическом пространстве системы Земли геоморфологические элементы, которые развиваются циклично-стационарно-унаследовано.

Механизм структурирования волной энергии автоколебательной системы Земли тектоносферы, приводит к ее объемному расширению и возникновению периодически дискретно располагающихся ослабленных зон, которые выполняются летучими и высокозарядными элементами. В таких зонах концентрируются рассеянные углеводороды, которые не могут в силу своих геохимических особенностей генерироваться в коре выветривания. Иерархия волн энергии инициирует процесс миграции, дифференциации минералогических ассоциаций, то есть способствует их концентрации их в ослабленных зонах различной морфологии как по латерали, так и по радиали. Процесс формирования энергетических зон высокой степени проницаемости, как по латерали, так и по радиали - генетически связывается с волной энергии генерируемой автоколебательной системой Земли. Ассоциации элементов дифференцированы следующим образом: высокозарядные (Ti, Sc, Zr, Nb, Ta, Hf, Y, Th, U), благородные (Au, Ag). Высоклетучие халькофильные элементы (Ge, Ga, As, Se, Cd, Sb, Te, Re, Hg, Tl, Bi), в последнюю группу необходимо добавить H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, O, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub> и другие легколетучие и легкоплавкие элементы, которые по проницаемым зонам разломов поднимаются в земную кору, где и локализуются в энергетических зонах. Концентрация высокозарядных элементов, способствует ускоренному преобразованию пород ослабленной зоны, то есть, формируется месторождение минерального сырья. Специализация месторождения, определяется комплексом действующих факторов. Плотностная неоднородность энергетических разделов тектоносферы системы Земли, отражает циклический характер ее структурно-вещественного преобразования. В пространстве системы Земли происходят процессы, которые объясняются базовыми законами физики — И. Ньютона, А. Эйнштейна и др. Данные процессы, ответственны за возникновение:

Ведущим фактором рудогенеза, является фактор энергетический — тектомагмагенетический — РТ фактор, который определяет механизм и условия, генезис минерального сырья.

Волновой механизм концентрации минерального сырья в блоках земной коры.

1. Автоколебательная система Земли и генетически с ней связанная иерархия автоколебательных систем второго рода (структурные элементы), определяют существование

единого механизма, под воздействием которого происходит концентрация всех типов минерального сырья (фактор - благоприятные РТ условия).

2. Минеральное сырье (любого типа), приурочено к интенсивно дислоцированным толщам — зонам сжатия (рассланцевания), а в их пределах — к локальным областям растяжения (трещинно-брекчиевым структурам). При этом многократная смена условий сжатия условиями растяжения, способна приводить к высокой концентрации минерального сырья. Механизм работает под воздействием автоколебательной системы Земли. Закономерно располагающиеся зоны интенсивной степени проницаемости, являются структурными барьерами для всех видов полезных ископаемых (фактор РТ) и отражают эпохи деформации коры энергомассопотоком и степень интенсивности проявления эндогенного процесса.

Связующие звенья геопроцесса:

1. Можно уверенно говорить о том, что с помощью волнового механизма, решается проблема не только закономерного размещения рудных тел, но и вопрос устойчивости и изменчивости геологических систем и минералогических ассоциаций. Различным минералогическим ассоциациям будет соответствовать определенный диапазон волн - частотно-резонансный принцип поисков различных полезных ископаемых и определение вещественного состава горных пород. Данное положение подтверждено производственными работами в России.

2. Неустойчивая геохимическая система кремневодородов, является важнейшим звеном в формировании вещественного состава системы Земли и ее минералогических ассоциаций. В данном процессе, несомненно большую роль играет иерархия волн энергии исходящих от локальных, региональных и глобальных источников энергии, которые стационарно, закономерно располагаются в пространстве системы Земли.

3. Лишь под влиянием метилхинолиновых тел, азот соединяется с углеродом, водородом, кислородом, серой. Хинолиновое ядро не подвергается метаморфизации, после гибели организмов и перешло в нефти. Хинолиновое ядро является связующим звеном между первичными и вторичными (нефтями) углеводородами, в силу того, что оно не подвергается метаморфизации и делает нефти и первичные углеводороды комплементарными. В зоне сочленения эпипалеозойских, более древних плит, основной потенциал нефтегазоносности, связывается с основанием осадочного чехла, в области корового ослабленного горизонта. Основной потенциал нефтегазоносности, связывается с процессами, происходящими в литосфере и верхней мантии. Срединные массивы области плит и платформ - маркируют зоны генерации нефти и газа. Срединные массивы области подвижных поясов - маркируют зоны дегазации, в связи с тем, что они не перекрыты осадочным чехлом, в котором происходит локализация минерального сырья.

Как писал В.И. Вернадский: «Необходимо подчеркнуть, что нефти не могут быть рассматриваемы только как углеводороды. Углеводороды только преобладают в их составе. Они всегда содержат многие проценты, иногда десятки процентов соединений, включающих O, N, S. Объяснение их генезиса не может опираться только на объяснение генезиса углеводородов». «Нефти образуются в биосфере. Они являются продуктами метаморфизма разложившихся и разлагающихся (биохимически) остатков растений и животных. Сам метаморфизм является вероятно биохимическим, может быть радиохимическим; обычные размеры биосферы должны быть раздвинуты — нижняя граница». В процессе циклического развития системы Земли, первичная система углеводородов преобладает, над вторичной системой углеводородов — нефтями, которые могут генерироваться в ограниченных РТ условиями зоне верхней тектоносферы — 10-12 км. Инертность кислорода, как окислителя ограничена условиями  $P=5$  кбар и  $T = 500$  °С, зона 10-12 км. При высоких значениях РТ генерируются первичные углеводороды — карбиды водорода — область неизмеримо большая по своим параметрам, чем область генерации нефтей (от области ядра до дневной поверхности — 2900 км). В связи с постоянно действующим энергетическим фактором — волна энергии и сила тяжести, которая направлена к центру системы Земли и, под воздействием противоположно направленных центробежные силы вращающейся системы Земли,

происходит процесс генерации и вытеснение из глубоких мантийных сфер Земли легко летучих и легко плавких элементов, в ослабленные волной энергии латеральные и радиальные зоны земной коры и литосферы. Исследования свидетельствуют о существовании глобального резервуара, из которого метан, по зонам систем глубинных разломов, поступает в верхнюю область земной коры где и локализуется, в виде иногда, гигантских месторождений природного газа — Ср. Азия, месторождение Газли. Нефти генетически всегда имеют гибридное происхождение. С.Т. Бадалов пишет: «Экспериментально доказано, что мельчайшие частицы золота, состоящие из нескольких тысяч атомов, ведут себя подобно жидкостям, а не твердым телам». Корреляция процессов генерации углеводородов с эпохами энергетической активности автоколебательной системы Земли — несомненна. Данная работа в полной мере обосновывает природные явления, существованием единого волнового механизма, под воздействием которого происходит структурно-вещественное преобразование автоколебательной системы Земли. Геологические процессы, описываются базовыми законами физики и физико-химическими деформациями вмещающей среды. Возможности резкого повышения производства важнейших рудных редких элементов заключены в комплексном использовании минерального сырья. Знание закономерностей строения структуры блоков земной коры и механизма их формирования, повышают эффективность геолого разведочных работ и снижают материальные затраты на их проведение, данный фактор приводит в конечном счете к снижению себестоимости добываемого минерального сырья.

#### **Литература:**

1. Устьянцев В.Н. Энергетика системы Земли О едином волновом механизме формирования минералогических ассоциаций Генезис нефти, углеводородов и условия их локализации. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2017. ISBN 978-659-91738-7.

# ПРОГРЕСС В ТЕХНОЛОГИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ. БЕСПИЛОТНАЯ АЭРОМАГНИТОМЕТРИЯ, 1995 – 2017 ГГ.

Цирель В.С.<sup>1</sup>, Паршина А.В.<sup>2</sup>, Анцев В.Г.<sup>3</sup>, Капштан Д.Я.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>АО «Геологоразведка», Санкт-Петербург, Россия; <sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия; <sup>3</sup>АО «НПП Радар ММС», Санкт-Петербург, Россия; <sup>4</sup>Группа компаний «Геоскан», Санкт-Петербург, Россия

«Нелегка, увы, дорога вниз,  
Надо и по ней пройти, не падая»  
А.Гродницкий, «Лестница»

Цитата из стихотворения «негеофизического» содержания выбрана в качестве эпиграфа потому, что заключительные слова «не падая» отражают главное достоинство беспилотной аэромагнитометрии – отсутствие риска гибели экипажа. Само желание начать с эпиграфа связано с книгой В.М.Гордина, где есть общий эпиграф и эпиграфы к каждой главе [1]. Заголовок выступления и, соответственно, данного текста построен по образцу названий параграфов 3.5 и 3.6 главы III «Революция в магнитометрии» указанной книги – так что можно считать: революция продолжается.

К числу основных достоинств беспилотной аэромагнитометрии относятся:

- экономическая выгода (малый носитель потребляет меньше горючего);
- организационные упрощения (не требуется полноценный аэродром, легче доставка на участок съемки и др.);
- расширение круга решаемых геологических задач как в области поисков и разведке твердых полезных ископаемых, так и в области работ на углеводороды.

Естественно, что у беспилотной аэрогеофизики, как и любого другого метода, есть и свои проблемы, среди которых следует назвать: сложности получения разрешения на полеты и обеспечение их безопасности; необходимость исследования различных помех, влияющих на результаты измерений, а также разработки методов их подавления; уточнение роли беспилотной аэрогеофизики в геологоразведочном процессе; обеспечение дальнейшего развития.

Место беспилотной аэрогеофизики в общей системе надземных исследований представлены в табл.1. Геофизическая аппаратура (и прежде всего магнитометрическая), размещенная на искусственных спутниках Земли, на высотах в сотни км используется для изучения физики Земли и планетарной геологии; на высотах до 20 км, носитель – аэростат, получают результаты, необходимые для изучения региональной геологии; пилотируемые полеты на высотах от 100 -150 м обеспечивают решение задач геологического картирования – «классическая аэрогеофизика». Только с появлением беспилотной аэрогеофизики возникает возможность приземной съемки – высоты от единиц до десятков м – это позволяет решать задачи детального геологического картирования, а также поиска и разведки месторождений.

Таблица 1. Распределение геофизических наблюдений по высоте уровня измерений.

Наименование	Высота	Носитель	Решаемые задачи
Космические	сотни км	спутник	физика Земли, планетарная геология
Высотные	от 1 до 20 км	аэростат	региональная геология
Аэро (пилотируемые)	сотни м	самолет, вертолет	геологическое картирование
Аэро (беспилотные)	единицы и десятки м	БПЛА	детальное геологическое картирование, поиски и разведка

Наземные (надводные)	0	оператор, автомобиль, (судно)	поиски, разведка и оценка месторождений
-------------------------	---	-------------------------------------	--

Следуя правилам, принятым В.Н.Гординым в упомянутой книге [1], рассмотрим историю развития начиная с предыстории. Необходимо упомянуть две работы 1995 г. – отечественную [2] и зарубежную [3]. В обеих исследуются возможности использования беспилотных летательных аппаратов в качестве носителей магнитометрической аппаратуры, а также анализируются достоинства и недостатки нового вида геофизических измерений. Обращается внимание на перспективы проведения детальных аэромагнитных съемок. Отметим, что в России в 1995 г. разрабатывались лишь два вида беспилотных самолетов и один вид беспилотного вертолета, за рубежом этих разработок было гораздо больше.

От публикаций о возможностях беспилотной аэромагнитометрии до первой съемки с геологическими целями, выполненной в Канаде в 2011 г., прошло 16 лет, а от создания беспилотного самолета (1933 г., Великобритания) до этой съемки – 78 лет. Для пилотируемой авиации интервал составил 33 года: 1903 г. – полет У. и О. Райт, 1936 г. – съемка А.А.Логачева.

В настоящее время в мире разрабатывается и выпускается большое количество различных беспилотных летательных аппаратов. По данным газеты «N.Y. Times» в 2016 г. всего было продано более 9 млн. беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) на общую сумму в 3 миллиарда долларов. Существуют различные классы БПЛА, отличающиеся и по конструкции, и по масса-габаритным показателям. Основными типами БПЛА являются самолет, вертолет и многооторный вертолет (коптер). Диапазон по массе зарубежных БПЛА составляет от 2,5 граммов (игрушки) до 16,5 тонн (военная техника). Список зарубежных стран, разрабатывающих и выпускающих БПЛА, включает 21 государство (от Австралии до Японии). Диапазон по массе российских БПЛА начинается от 250 граммов, среди изготовителей предприятия в Москве, Санкт-Петербурге, Ижевске, Казани, Красноярске и в других городах.

Общее представление о беспилотных аэромагнитных съемках, выполненных за рубежом, дает табл.2, не претендующая на исчерпывающую полноту сведений, но позволяющая сделать два основных вывода. Во-первых, за рубежом наиболее используемым носителем является беспилотный самолет (а не коптер или вертолет); во-вторых, наряду со съемкой поля – однодатчиковый вариант аппаратуры, применяется двухдатчиковый вариант - градиентная съемка. Сведения о беспилотных самолетах, использовавшихся за рубежом, даны в табл.3.

**Таблица 2.** Беспилотная аэромагнитометрия за рубежом.

Страна, год	Вид БПЛА	Примечание
Канада, 2011	Самолет Geosurv II	Первая магниторазведочная съемка
Канада, 2012	Самолет Venturer (Stratus Aeronautics)	Поиски алмазоносных трубок
Канада, 2013	Самолет Venturer (Stratus Aeronautics)	Аэромагнитная градиентометрия
Канада, 2014	Коптер Mag TM	Съемка 1: 5 000, высота 45 м
Китай, 2015	Самолет CH-3 (Casc Rainbow)	Первый опыт съемки в Китае
Финляндия, 2015	Самолет Radai (Terrain Scout)	Съемка 1: 5 000, высота 40 м



Канада, 2016	Самолет Gem Monarch (Gem Systems Inc.)	Аэромагнитная градиентометрия
--------------	---	-------------------------------

**Таблица 3.** Характеристики зарубежных БПЛА-самолетов для аэромагнитной съемки.

Характеристики	GeoSurv II, Канада	Venture, Канада	СН-3, Китай	Radai`s Terrain Scout, Финляндия	Gem Systems Monarch, Канада
1	2	3	4	5	6
Длина, м	3,6	2,74	4,2	нет данных	нет данных
Размах крыльев, м	4,9	4,95	8	2,12	3,2
Масса, кг	100	55	нет данных	3	10
Масса оборудования, кг	5	8	нет данных	1	2
Рабочее время, ч	4	10	12	1	1,5

В качестве дополнительных сведений необходимо указать, что если в 2011 г. съемка выполнялась на самолете, имеющим колесное шасси, т.е. требующим взлетно- посадочной полосы, то в следующие годы появились беспилотные самолеты без колесного шасси, запускаемые с помощью катапульты. Для градиентных съемок использовалась аппаратура, датчики которой размещались на концах крыльев самолета – измерялась поперечная (перпендикулярная направлению полета) составляющая градиента геомагнитного поля. Характеристики БПЛА и датчика магнитометра приведены в табл. 4. Важно отметить, что изготовителем и самолета, и магнитометра является одна и та же фирма. Следует также заметить, что указанная точность съемки на два порядка ниже чувствительности магнитометра, но и эта цифра (0,02 нТл) представляется завышенной.

**Таблица 4.** Съемка 2016г. в Канаде.

Характеристики БПЛА		Характеристики датчика
Наименование	Самолет GEM Monarch	Магнитометр GSMP-35U
Фирма-разработчик	GEM Systems Inc, Канада	GEM Systems Inc, Канада
Полезная нагрузка, кг	3,7	Чувствительность, нТл·Гц <sup>-2</sup> 0,0003
Радиус действия, км	80	
Продолжительность полета, ч	1,5	Точность, нТл ±0,02
Крейсерская скорость, км/ч	70	

Развитие работ по беспилотной аэромагнитометрии в России, в отличие от зарубежных, шло по всем трем возможным путям использования БПЛА: вертолетному, коптерному и самолетному. Вероятно, была бы полезна единая (государственная!) программа, но, к сожалению, таковой не было и нет. Интерес разработчиков оказался смещенным в пользу

коптеров. Основные сведения представлены в табл.5. Состояние работ по самолетной и вертолетной технологиям описаны в литературе [4].

Основополагающие сведения о трех наиболее продвинутых отечественных БПЛА – комплексах (двух коптерных и одном вертолетном) для геомагнитных измерений представлены в табл.6. Как можно видеть, характеристики коптеров очень близки; вертолет превосходит коптеры по полезной нагрузке и по продолжительности полета, а также по крейсерской скорости. Фирмы «Геоскан» и «Радар ММС» устанавливают на БПЛА магнитометры собственной разработки; в Иркутском комплексе SibGIS UAS используются разные виды имеющиеся современной отечественной магнитометрической аппаратуры. Однако, для реальной оценки точностных характеристик результатов измерений необходимо прежде всего однотипная (адекватная) метрологическая поверка измерительной аппаратуры, учитывающая влияние помех носителя.

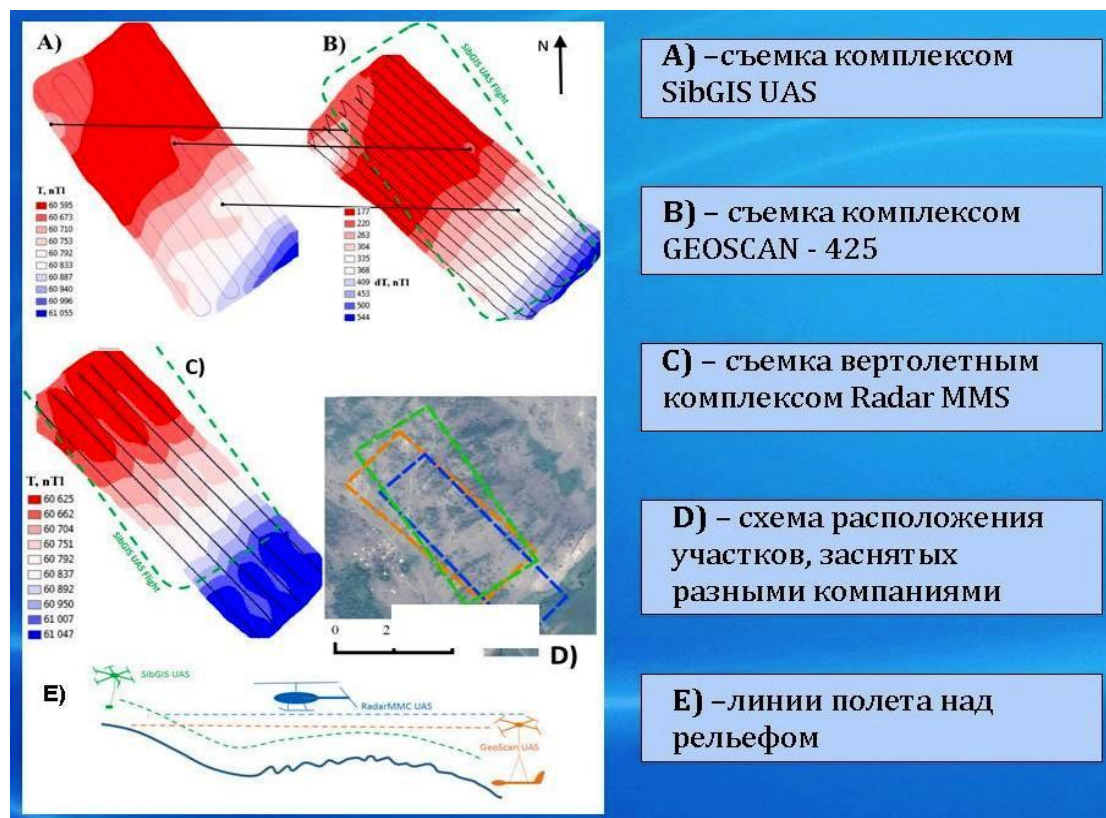
**Таблица 5.** Работы по беспилотной аэромагнитометрии в России с 2012 года.

Организация, город, годы	Тип БПЛА	Основное содержание работ
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, 2012-2016	Коптер	Опытно-методические работы, опытная съемка (1: 5 000) в Бурятии
«ИРНТИУ», «Геоинформационные технологии Сибирь», Иркутск, 2014-2017	Коптер	Аэромагнитная съемка (1:5 000; 1 :10000) при работах на поиски золота и поиски урана, Бурятия, Забайкалье, Иркутская обл.
ООО «Нерюнгригеофизика», Республика Саха (Якутия), комплекс, разработанный ГК «Геоскан», 2016 -2017	Коптер	Опытно-производственные работы. Поиски (1:5000 и крупнее) железорудных месторождений.
ГК «Геоскан» Санкт-Петербург, 2017	Коптер	Опытно-производственные работы (1:10000) на поиски золота, полиметаллов, Северный Казахстан

**Таблица 6.** Характеристики отечественных БПЛА, носителей геомагнитной аппаратуры.

Фирма-разработчик, город	«Геотехнологии Сибирь», Иркутск	«Геоскан», Санкт-Петербург	«Радар ММС», Санкт-Петербург
Тип БПЛА	Шести- или восьмимоторный коптер	Квадрокоптер	Вертолет
Взлетная масса, кг	20	8	35
Полезная нагрузка, кг	3	2	8
Радиус действия, км	10	70	60
Высота полета, м	до 3 000	до 5 000	до 1 000
Продолжительность полета, мин	до 35	до 40	до 120
Диапазон скоростей км/ч	0 – 50	0 – 50	0 – 70
Крейсерская скорость, км/ч	35	35	60
Навигация	GPS / ГЛОНАСС/ Beidou	GPS / ГЛОНАСС	GPS / ГЛОНАСС

Для того, чтобы судить о готовности описанных магниторазведочных систем к производственным работам, летом 2017 г. на Байкале на участке «Черноруд» была выполнена попытка проведения сравнительных испытаний всех трех систем. Это сравнение нельзя считать полноценным, поскольку полеты не были идентичными ни по плановому положению маршрутов, ни по системе учета влияния рельефа, но все же они так или иначе проведены на одной территории. Результаты работ представлены на рис.1 Несмотря на серьезные методические различия, можно утверждать, что все три магниторазведочные системы фиксируют изменения модуля полного вектора индукции магнитного поля Земли; общий тренд изменений поля с увеличением с северо-запада на юго-восток участка отмечается всеми комплексами. Нет сомнений в том, что все комплексы позволяют выполнять магниторазведочные работы.



**Рис.1.** Летное опробование на участке «Черноруд», 2017 г.

Можно попытаться спрогнозировать пути дальнейшего развития отечественной беспилотной аэромагнитометрии. Нам представляется, что БПЛА-коптерная магнитометрия, наиболее успешная в России, будет и далее успешно развиваться, и прежде всего будет использоваться для замены наземных магнитных съемок приземными, проводить которые ранее не было технических возможностей. Основное достоинство – практическое отсутствие недоступных территорий.

БПЛА-вертолетная магнитометрия, может успешно использоваться как для замены наземных съемок приземными, так и для замены «классической» аэромагниторазведки и кроме того такая съемка очень перспективна для проведения детализационных работ; важно отметить и перспективы комплексирования с электроразведкой и гамма-спектрометрией.

БПЛА-самолетная магнитометрия, наиболее распространенная за рубежом, должна появиться и в России. В силу преимуществ БПЛА-съемок перед пилотируемыми она будет постепенно заменять «классическую» аэромагниторазведку; тем более, что малая высота полета будет способствовать повышению качества аэрогамма-спектрометрической съемки, проводимой в комплексе с магнитной.

Мы можем прогнозировать существенное изменение всего процесса геолого-съемочных работ, прежде всего при поисках твердых полезных ископаемых [5]. Сначала это будет движение от рудного района к рудному узлу, далее к рудному полю и, наконец, к рудной залежи, т.е. месторождению. Соответственно, четыре этапа: пилотируемая аэрогеофизика, беспилотная аэрогеофизика, наземная геофизика, инновационное бурение. А в перспективе остается всего три этапа (рис.2) пилотируемая аэрогеофизика, беспилотная аэрогеофизика и бурение, т.е. без этапа наземных геофизических работ.



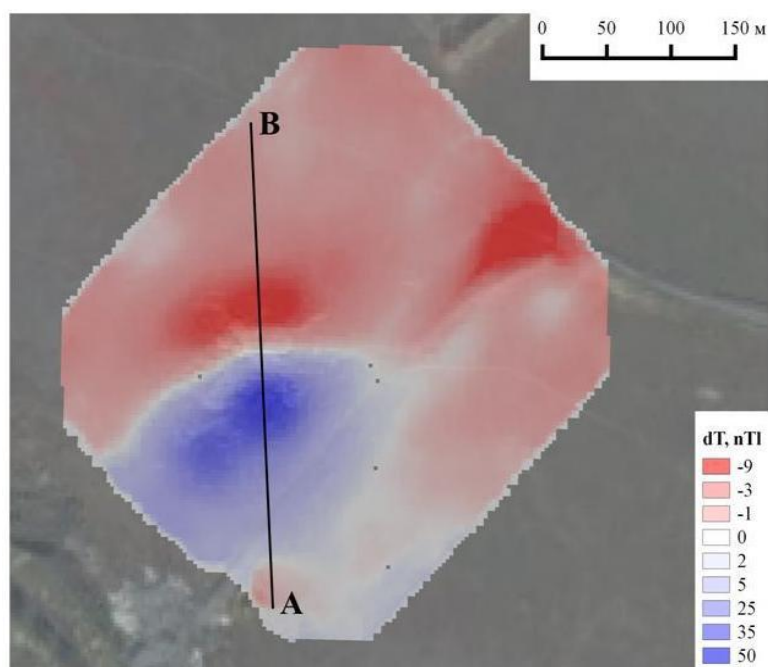
**Рис.2.** Структура геологогеофизических работ при широком использовании беспилотной аэрогеофизики.

В числе работ, завершенных в самое последнее время, необходимо упомянуть аэромагнитную съемку, выполненную компанией «Геоскан» в Казахстане на поиски золота (жильные месторождения) и на обнаружение свинцово-цинковых и железо-марганцевых руд [6]. Отработано более 1500 погонных км. Использовался квадрокоптер «Геоскан 401», оснащенный автопилотом, инерциальной навигационной системой и двухчастотным приемником сигналов спутниковых систем GPS /ГЛОНАСС, цифровым каналом связи для передачи информации. Для выполнения полетного задания применялась наземная станция управления с программным обеспечением Geoscan Planer, контролирующим правильность полета и принимающим информацию от БПЛА. Взлет, съемка по полетному заданию и посадка выполнялись в автоматическом режиме, однако оператор имел возможность вносить необходимые коррективы. Вся поступающая от БПЛА информация, включая координаты, курс, крен, тангаж, скорость движения и др., отображалась на дисплее наземного устройства в реальном масштабе времени. Съемка проводилась с обтеканием рельефа, базируясь на цифровой модели местности.

Коптерная съемка проводилась на скорости 36 км/ч (10 м/с). Продолжительность одного вылета составляла до 40 минут. Учитывая время подлета к началу первого съемочного маршрута, развороты от маршрута к маршруту и время возврата, за один вылет выполнялось до 22 км съемки. Дневная производительность находилась в пределах от 120 до 160 погонных км. В качестве измерительной аппаратуры использовался квантовый магнитометр с оптической накачкой, рабочее вещество – рубидий. Датчик буксировался на капроновом шнуре длиной 20 м. На выносном устройстве закреплена также антенна GPS на расстоянии 1м от датчика. Для учета вариаций использовались три вариационные станции, две из которых размещались стационарно в течение всей съемки, а третья, располагавшаяся рядом с пунктом запуска-посадки, перемещалась вместе с этим пунктом.

В выводах авторы [6] справедливо отмечают конкретные положительные результаты опробования БПЛА – коптерной съемки, имея в виду повышение производительности, детальности и точности по сравнению с наземной съемкой, а также возможности укрупнения масштаба съемки и объемного изучения геомагнитного поля при существенном снижении затрат.

Другой, также коптерный, съемкой была работа, выполненная с аппаратурой SibGIS UAS в Иркутской области с целью поиска техногенных месторождений железа среди отвалов железорудного предприятия – значительная часть горной породы, не удовлетворявшая ранее установленным кондициям, ныне оказалась пригодной для извлечения полезного компонента. Масштаб съемки 1: 1 000 – маршруты через 10 м. Пешеходная съемка на этой территории не дает результатов, поскольку в связи с наличием в верхнем слое почвы большого количества металлического мусора, пешеходные магнитометры не могут взять отсчет; кроме того, территория местами сильно изрыта и труднопроходима. На рис.3 – карта приращений магнитного поля; минимальный интервал цветовой дифференциации магнитного поля составляет первые (и даже одну!) нТл. По результатам интерпретации глубина залегания источников составляет от 5 до 25 м, при вертикальной мощности до 10 м.



**Рис.3.** Поиски техногенных месторождений железа. Результаты беспилотной аэромагнитной съемки масштаба 1: 1 000.

Таким образом, можно констатировать, что в России, как и в зарубежном мире, успешно реализуется основная цель, стоящая перед беспилотной аэромагнитометрией – проведение геомагнитных измерений в приземном слое. Успешно осуществляется решение ряда геологических задач. Беспилотная аэромагнитометрия начинает входить в геологоразведочную практику.

#### **Литература:**

1. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. – М. ИФЗ РАН.2004.162 с.
2. Воробьев В.П., Глаголев В.А., Кирсанов В.Н. и др. Перспективы использования аэрогеофизических методов для детальных геофизических исследований // Геофизическая аппаратура, вып. 100, СПб. 1995. С.117-126.

3. Macnae James. Design specifications for a geophysical unmanned air vehicle assembly (GUAVAS), 1995. STG Expanded Abstracts. Vol.14. P. 375-376.
4. Паршин А.В., Цирель В.С., Анцев В.Г. Настоящее и будущее беспилотной аэрогеофизики в России // Разведка и охрана недр, № 8, 2017. С. 33-39.
5. Коротков В.В., Овсянникова Т.М., Ржевская А.К. и др. Инновационные технологии прогнозирования, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. (Информационно-аналитический обзор) // Минеральное сырье. Серия методическая, №17, М. ВИМС. 2016. 56 с.
6. Коврижных П.Н., Кожамсугиров Д.О., Кожевников С.Н. и др. Инновационная аэромагнитная съемка с применением беспилотного летательного аппарата при поисках рудных месторождений в Казахстане // Геология и охрана недр, №4 (65), 2017. С. 34-42.

# РАСШИРЕНИЕ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ДЛЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Шатахян А.Р.<sup>1</sup>, Родкин М.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГЦ РАН, <sup>2</sup>ИТПЗ РАН

В природе широко распространены степенные распределения различных параметров изучаемых объектов, сред. Часто их наличие связывают с неравновесностью процессов, их порождающих [1]. Типичным примером степенного распределения в сейсмологии является закон Гутенберга-Рихтера (в терминах сейсмического момента и энергии). Поиск аналогичного закона в распределении объемов запасов рудных месторождений, возможно, аналогичным образом указал бы на неравновесность процессов рудогенеза.

В работе была использована база данных, созданная на основе географической информационной системы «Крупные и суперкрупные месторождения» (ГИС КСКМ) [2]. Помимо координат и названий месторождений, база данных содержит информацию об объеме запасов и концентрации полезного компонента. Полученная база данных содержит 1163 месторождений. Для дальнейшей работы были выбраны элементы с наибольшим количеством упоминаний в исследуемой БД (табл. 1), в рассмотрение также были включены некоторые виды сырья, представляющие отдельный интерес, согласно выбору исследователей.

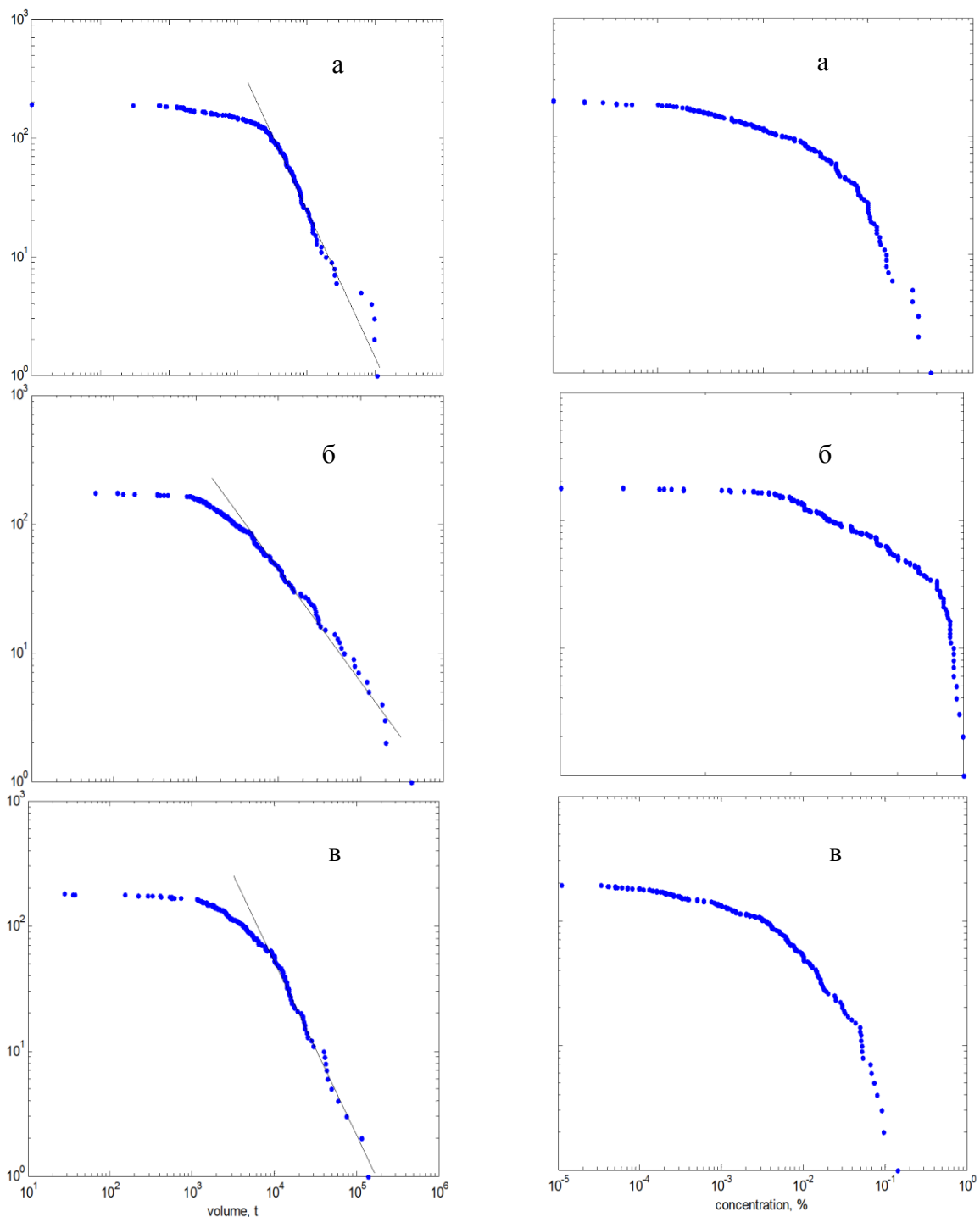
Анализ распределений концентраций компонент и объемов запасов проводился качественным и количественным методами. Для графического представления были построены графики зависимости количества месторождений от изучаемой величины в двойных логарифмических координатах (рис. 1). Точки на графиках показывают количество месторождений, с параметром не меньшим данному по оси абсцисс. На графиках (рис. 1) видно, что распределение объемов запасов месторождений различных элементов соответствует степенному распределению в областях наиболее крупных месторождений.

То есть, число  $N$  месторождений с объемом запасов не менее  $V$  отвечает соотношению:

$$N(V) \cong K \cdot V^{-\beta} \quad (1)$$

где  $K$  – некий коэффициент,  $\beta$  – показатель степени распределения, при этом часто во многих природных процессах значение  $\beta$  оказывается близким к единице.

Для подтверждения этого предположения, по формуле Хилла были рассчитаны показатель  $\beta$  степенного распределения (1) и ошибка его вычисления. Для определения наиболее правдоподобного закона распределения концентрация компонент рудных месторождений был использован метод хи-квадрат. Рассчитанные таким образом параметры степенного распределения ( $\beta$ ) и логнормального распределения (сигма и мю) приведены в табл. 1. Случай аппроксимации логнормальным распределением требует дополнительного пояснения. Таблица 1 содержит комментарии относительно качества аппроксимации методом хи-квадрат: «хорошая» аппроксимация означает выполнимости критерия хи-квадрат с вероятностью 90% для всего набора разбиений, «удовлетворительная» и «плохая» – означает выполнению этого критерия для значительного и малого числа разбиений соответственно, «нет» – означает невыполнимости критерия хи-квадрат для всего набора разбиений. Несмотря на то, что в предлагаемом исследовании количество аппроксимаций распределений концентраций логнормальным законом не ниже уровня «удовлетворительно» распространяется только на 67% исследованных закономерностей, представляется возможным утверждать, что такой закон распределения является характерным. В пользу такого предположения можно привести работы авторов, делающих подобное обобщение, но на меньшем количестве материала [1].



**Рис. 1.** Примеры типичных распределений величин запасов и концентраций рудных месторождений: а - Au, б - Fe, в - Ag; слева - объемы запасов (а, в – тонны, б – мегатонны), дана аппроксимирующая прямая степенного распределения; справа – концентрации, выраженные в процентах. По оси ординат даны количество месторождений, N.

Образование крупных месторождений, согласно современным представлениям, проходит в несколько стадий обогащения, что должно приводить к логнормальному распределению концентраций компонент. Таким образом, логнормальное распределение концентраций месторождений может считаться вполне правдоподобным.

Степенной характер распределения объемов запасов рудных месторождений, указывает на существенно неравновесный процесс образования этих месторождений. Для анализа распределения месторождений обратимся к методам фрактального анализа. Рассчитаем значение корреляционной фрактальной размерности для распределения месторождений, содержащих одинаковый компонент. Метод основан на вычислении наклона



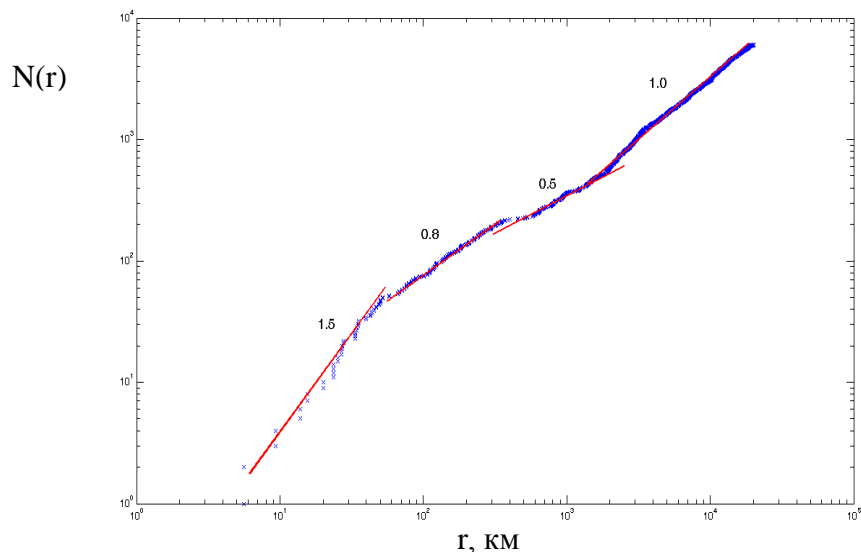
квазипрямолинейных участков на графике зависимости числа месторождений от расстояний между ними. Получившиеся значения для месторождений Ag, Au, и некоторых других на всем масштабе расстояний почти не изменяются, и равны единице, что может быть интерпретировано, как приуроченность к линейным структурам. Для ряда других месторождений (рис. 2) значения корреляционной фрактальной размерности меняется от 0.8 до 1.5 на разных масштабах. Все графики демонстрируют «выполживание» на масштабах континентов, что объясняется спецификой базы данных, где собранные рудные месторождения представлены только на континентах, поэтому на таких масштабах представляют из себя точечное распределение, с размерностью равной нулю.

**Таблица 1.** Используемые данные, параметры и качество аппроксимации распределений для объемов запасов и концентраций элементов в месторождениях.

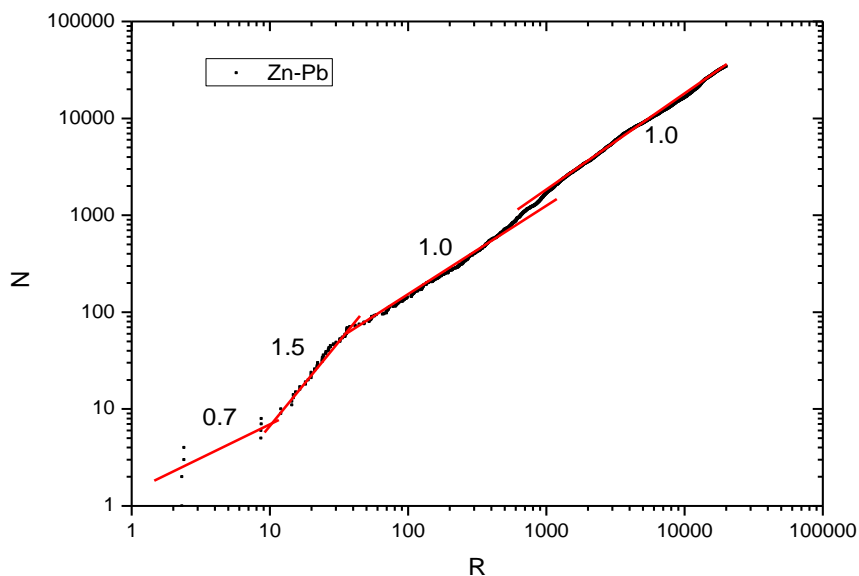
Вещество	Число месторождений	Параметры логнормального распределения для концентраций			Степенное распределение для объемов запасов
		$\mu$	$\sigma$	качество аппроксимации	Параметр $b$ (номера месторождений) *
Обогащение в нижней коре					
Au	200	$-9.0 \pm 0.22$	$1.85 \pm 0.15$	удовл.	$1.29 \pm 0.17$ (1-70)
Ag	192	$-6 \pm 0.25$	$2.0 \pm 0.17$	хорошее	$1.38 \pm 0.22$ (2-40)
Co	56	$-2.34 \pm 0.23$	$1.0 \pm 0.16$	хорошее	$1.02 \pm 0.19$ (3-30)
Cu	212	$-0.57 \pm 0.13$	$1.11 \pm 0.09$	хорошее	$1.43 \pm 0.29$ (2-30)
Ni	73	$-0.06 \pm 0.17$	$0.86 \pm 0.13$	удовл	$1.03 \pm 0.2$ (1-30)
Fe	178	$3.67 \pm 0.05$	$0.35 \pm 0.04$	нет	$0.86 \pm 0.17$ (4-30)
TiO <sub>2</sub>	37	$2.37 \pm 0.21$	$0.7 \pm 0.15$	хорошее	$0.75 \pm 0.17$ (1-20)
Обогащение в верхней коре					
Pb	135	$0.49 \pm 0.21$	$1.41 \pm 0.16$	плохое	$1.45 \pm 0.38$ (1-15)
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	46	$-4.0 \pm 0.17$	$0.68 \pm 0.12$	нет	$0.87 \pm 0.26$ (2-13)
U	82	$2.4 \pm 0.25$	$1.39 \pm 0.18$	удовл	$1.36 \pm 0.30$ (1-20)
WO <sub>3</sub>	57	$-1.64 \pm 0.3$	$1.32 \pm 0.22$	удовл	$1.1 \pm 0.2$ (2-30)
Mo	105	$-3.34 \pm 0.16$	$1.0 \pm 0.11$	хорошее	$1.33 \pm 0.27$ (2-30)
ZrO <sub>2</sub>	45	$0.24 \pm 0.34$	$0.98 \pm 0.25$	хорошее	$0.97 \pm 0.2$ (2-30)
Без сильного обогащения на границе верхней и нижней коры					
алмаз	24	$2.8 \pm 1.1$	$4.4 \pm 1.1$	нет	$0.86 \pm 0.25$ (1- 13)
Zn	139	$1.27 \pm 0.18$	$1.3 \pm 0.13$	нет	$1.1 \pm 0.11$ (5-100)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	80	$2.57 \pm 0.16$	$0.85 \pm 0.11$	нет	$1.33 \pm 0.34$ (2-15)
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36	$0.07 \pm 0.47$	$1.63 \pm 0.35$	удовл.	$0.45 \pm 0.11$ (1-20)

Особенность исследуемых объектов (рудных месторождений) состоит в том, что каждое месторождение уникально: рассматривать все месторождения как однотипные точки на карте является серьезным упрощением.

Предложим дальнейшее развитие метода фрактальной размерности, учитывая эти особенности. Будем исследовать распределение двух различных месторождений относительно друг друга, подразумевая, что месторождения, содержащие один компонент, образуют одну общую группу.



**Рис. 2.** Определение корреляционной фрактальной размерности распределения месторождений, содержащих кобальт на плоскости.



**Рис. 3.** Определение смешанной корреляционной фрактальной размерности распределения месторождений, содержащих цинк и свинец на плоскости.

Получившуюся размерность назовем смешанной корреляционной фрактальной размерностью. Значение смешанной корреляционной размерности характеризует взаимную приуроченность месторождений разного вида между собой [3]. Представленный график определения смешанной корреляционной размерности для месторождений, содержащихся цинк и свинец (рис. 3) обнаруживает низкие значения в областях небольших масштабов, эти данные согласуются с общепринятым экспертным мнением о взаимной приуроченности этих элементов.

Дальнейшее развитие метода смешанной корреляционной размерности могло бы быть проведено на региональных базах данных, например, таких регионов как Урал и Камчатка.

### **Литература:**

1. Tutcotte D.L. Fractals and chaos in geology and geophysics. New York: Cambridge University Press, 1997. 398 p.
2. Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Черкасов С.В. и др. База данных крупных и суперкрупных месторождений мира // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 1. С. 21–49.
3. Родкин М.В., Шатахян А.Р. Фрактальная размерность размещения рудных месторождений на земной поверхности: связь с ультраметрической мерой Роджерса - Танимото // Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы: мат-лы 28-й Международной конференции, 24–29 сентября 2012 г., Воронеж. Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2012. С. 302–305.

# ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

А.А. Шайхуллина<sup>1</sup>, Е.П. Дубинин<sup>2</sup>, А.А. Булычев<sup>1</sup>, Д.А. Гилад<sup>1</sup>

<sup>1</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

Изучение геолого-геофизического строения и тектонического положения подводных поднятий южной части Индийского океана проведено на основе анализа гридов аномалий силы тяжести в свободном воздухе, аномалий силы тяжести в редукции Буге ( $\sigma_{сл} = 2.67 \text{ г/см}^3$ ) с дискретностью  $2' \times 2'$  [1]. Также использовались модель аномального магнитного поля EMAG 2 [2], модель сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [3], модель земной коры GEMMA [4], данные о мощности осадков [5] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [6].

Плато Кергелен, поднятие Конрад и плато Крозе имеют разное происхождение и строение. Плато Кергелен имеет гетерогенное строение коры, в состав которой входят блоки с континентальной корой, утоненной континентальной корой и утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой, в связи с этим в пределах плато выделяют следующие сегменты: Южное плато Кергелен, Центральное плато, Северное плато, банка Элан [7]. Поднятие Конрад заложено на молодой океанической коре вблизи Юго-Западного Индийского хребта [8]. Поднятие Крозе сформировалось на относительно молодой (30-50 млн лет) океанической литосфере юго-восточного фланга Юго-Западного Индийского хребта. В результате вулканической деятельности на поднятии образовались две отдельные структуры – поднятие Дель-Кано на западе и банка Крозе на востоке (рис. 1) [9].

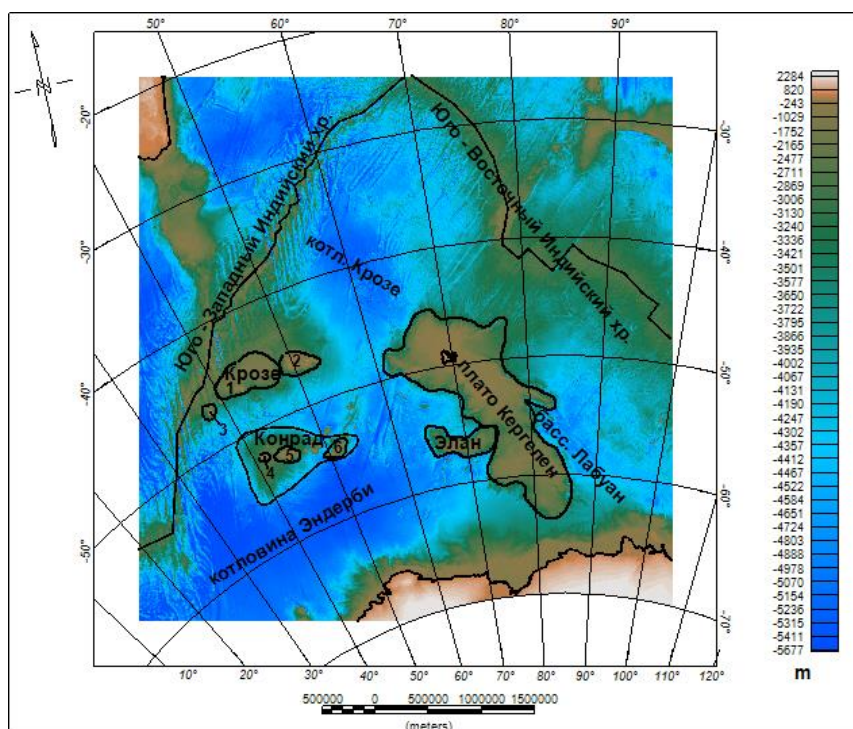


Рис. 1. Основные морфоструктуры на топографической основе. 1 – поднятие Дель-Кано; 2 – банка Крозе; 3 – Марион. Подводные горы поднятия Конрад: 4 –Обь; 5 – Лена; 6 – Марион Дюфре.

Плато Кергелен по интенсивности аномалий силы тяжести в редукции Буге разделяется на северный, центральный и южный секторы. Северная часть плато Кергелен имеет наименьшее значение (210-220 мГал), центральная часть 250-270 мГал. При переходе к южной части значения возрастают до 300 - 330 мГал. Банка Элан имеет значения от 300-340

мГал. Поднятия Конрад и Крозе также выделяются зоной пониженных значений в поле гравитационных аномалий в редукции Буге. На поднятии Конрад для подводной горы Обь значения составляют около 400 мГал, для Лены 350 мГал, а для Марион Дюфре 370 мГал. На плато Крозе для поднятия Дель-Кано значения составляют 300-310 мГал, для банки Крозе 280-300 мГал, а для поднятия Марион 360 мГал.

Оценки по модели сейсмотомографии [3] показали, что для глубин до границы Мохо (до 15-20 км) северный и центральный сектор плато Кергелен выделяются зонами повышенных скоростей продольных волн, тогда как южный сектор и банка Элан никак не проявляются, что может говорить о различном генезисе этих структур. На глубине границы Мохо (15-20 км – для модели LLNL-G3Dv3), северная часть плато Кергелен характеризуется понижением значений скоростей, а на центральный сектор приходится градиентная зона увеличения скорости по направлению к бассейну Лабуан. Эта же картина наблюдается и для распределения скоростей на глубинах 80 и 150 км.

По данным сейсмотомографии поднятие Конрад и плато Крозе не выделяются в распределении скоростей в земной коре. На глубине границы Мохо (10-13 км – для модели LLNL-G3Dv3) на банке Крозе отмечаются минимальные значения скоростей продольных волн, как для северного и центрального сектора плато Кергелен. Эта же картина наблюдается и для глубин 80 и 150 км.

На плато Кергелен самая большая мощность осадков наблюдается в северной части (1200-2000 м), а на остальной части плато мощность осадков составляет примерно 1000 м [5]. На банке Элан мощность осадков на севере больше, чем на юге, и достигает значений до 1000 м, а на юге примерно 500 м.

Мощность осадков на поднятии Конрад составляет около 800 м. На плато Крозе мощность осадков на поднятии Дель-Кано больше, чем на банке Крозе (Дель-Кано: 850-1000 м, банка Крозе около 550 м).

Превышение геоида над эллипсоидом относимости, обусловленное плотностными свойствами тектоносферы, достигает 40 м в северной части плато Кергелен над островом Херд и уменьшается к южной части до 15 м. Поднятия Конрад и Крозе располагается в зоне превышения геоида, где значения составляют около 50 м.

Граница Мохо в модели GEMMA на северной части плато Кергелен находится на глубине 27 км, на центральной – 25 км, на южной на глубине 25 км, а на банке Элан на 21 км. Для поднятий Крозе и Конрад граница прослеживается на глубине ~ 20 км. При этом под банкой Лена на поднятии Конрад граница проходит на большей глубине – 25 км, а на плато Крозе она глубже под банкой Крозе и поднятием Дель-Кано – 24-25 км.

На карте аномалий магнитного поля в северной части плато Кергелен угадываются знакопеременные линейные аномалии с северо-западным простиранием, что может указывать на океанический тип коры этого блока. Южная часть и банка Элан на этой карте представляют собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания; это подтверждает, что южный сектор плато Кергелен и банка Элан имеют отличное от северной части строение. Поднятия Крозе и Конрад представляют собой на карте аномалий магнитного поля хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания.

Результаты анализа всей полученной информации подтверждают, что тектоносфера исследуемого региона сложена блоками, имеющими разный генезис и эволюцию. Использование геолого-геофизических данных позволяет сделать некоторые выводы относительно возможной природы коры для исследуемых поднятий. Таким образом, блоки со схожим строением, такие как южный сектор плато Кергелен и банка Элан, характеризуются относительно схожими чертами. Также поднятия Крозе и Конрад, которые имеют схожее строение, представляют примерно одинаковое распределение в геофизических полях. Однако по данным сейсмотомографии для глубин, ниже границы Мохо, эти поднятия проявляются по-разному, что может быть связано с различным генезисом и историей развития этих структур.

## Литература:

1. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N. et al. World Gravity Map. Bureau Gravimetrique International (BGI). Map. CGMW-BGI-CNES-IRD Ed. 2012, Paris.
2. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. № 8. P. 12.
3. Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. B10302. Doi: 10.1029/2012JB009525.
4. Reguzzoni, M., Sampietro, D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf.* 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>
5. Divins, D.L. Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas. NOAA National Geophysical Data Center. Boulder. CO. 2003.
6. Barthelmes F. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Revised Edition. 2013. Doi: 10.2312/GFZ.b103-0902-26.
7. Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M.F., Symonds P.A. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins, *Geoscience Australia Record*, 2002/05.
8. Diament, M. and Goslin, J. Emplacement of the Marion Dufresne, Lena and Ob seamounts (south Indian Ocean) from a study of isostasy // *Tectonophysics*. 1986. V. 121. P. 253-262.
9. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы экватории южной части Индийского океана // *Геофизические исследования*. 2015. Т. 16. № 4. С. 15-35.

# ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОСТРОЕНИИ НЕЙРОСЕТЕВЫХ АППРОКСИМАТОРОВ ИНВЕРСИИ

Шимелевич М.И.<sup>1</sup>, Оборнев Е.А.<sup>1</sup>, Оборнев И.Е.<sup>2</sup>, Родионов Е.А.<sup>1</sup>, Доленко С.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> - Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе,  
МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия

<sup>2</sup> - Научно-исследовательский институт ядерной физики имени Д.В. Скобельцына  
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Многие практические обратные задачи геоэлектрики в классе сеточных (блочных) моделей сред могут быть сведены к численному решению нелинейного операторного уравнения вида [1, 2]:

$$A_N s = e, \quad s \in S_N \subset R^N, \quad e \in R^M \quad (1)$$

$$S_N : [s_{\min} \leq s^n \leq s_{\max}], \quad n = 1, \dots, N,$$

где  $s = (s_1, \dots, s_N)$  - искомый вектор параметров среды, определяемый значениями удельного сопротивления  $\rho_n$  среды в ячейках *регуляризованной сетки параметризации*  $\theta_N$  размерности  $N$ ;  $S_N$  - множество допустимых решений;  $e = (e_1, \dots, e_M)$  - вектор измеренных данных,  $A_N$  - заданный оператор численного решения соответствующей прямой задачи геоэлектрики. Регуляризованная сетка  $\theta_N$  строится путем объединения ячеек исходной конечно-разностной сетки прямой задачи  $\theta_{N_0}$  размерности  $N_0 \geq N$  таким образом, чтобы ее размерность  $N$  была максимальной при условии, что степень неоднозначности решений уравнения (1), определяемая на основе численных оценок модуля непрерывности обратного оператора, не превышала заданной желаемой величины  $\varepsilon_0$ , при заданном уровне погрешности данных  $\delta_0$  [2, 3]. Прямая задача при этом решается на исходной конечно-разностной сетке  $\theta_{N_0}$ , на которую предварительно проектируется параметризованная модель среды, заданная на сетке  $\theta_N$ .

В связи с ростом вычислительной мощности современных суперкомпьютеров в настоящее время появилась возможность реализовать аппроксимационный подход к решению обратных задач вида (1) с использованием нейронных сетей (НС). Суть аппроксимационного подхода заключается в том, что приближенное решение (1) ищется в виде заданной векторной функции от входных данных  $e_1, \dots, e_N$ , называемой аппроксиматором инверсии. В НС методах в качестве координатных функций аппроксиматора инверсии используются нейронные сети. В простейшем случае трехслойных сетей решение (1) с помощью НС аппроксиматора инверсии  $\Psi(V, W, e)$  представляется в виде:

$$s \approx \Psi(V, W, e), \quad (2)$$

или в проекциях:

$$s_n = \sum_{l=1}^L v_{nl} g\left(\sum_{m=1}^M w_{lm} e_m\right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (3)$$

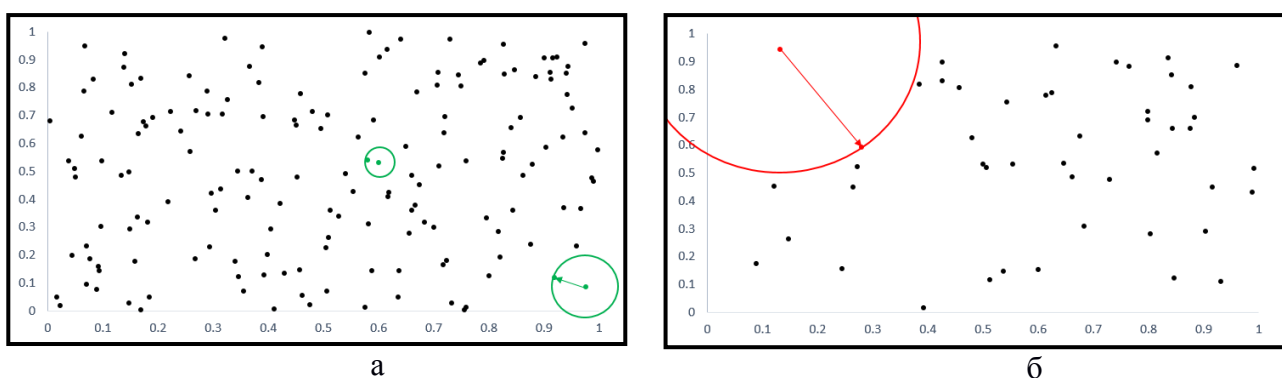
где  $g$  - заданная монотонная функция, например,  $g(x) = 1/(1 + e^{-x})$ ,  $V = \{v_{nl}\}$ ,  $W = \{w_{lm}\}$  - матрицы свободных коэффициентов НС аппроксиматора  $\Psi(V, W, e)$ , определяемые в процессе обучения нейросети на заданном множестве  $Q_{bs}$  опорных решений прямых (а значит и обратных) задач;  $L$  - параметр, который характеризует сложность аппроксимационной конструкции (3). Если матрицы коэффициентов аппроксиматора определены, то приближенное решение уравнения (1) может быть получено в аналитическом виде по формуле (3) единообразно для любых данных  $e \in R^M$ . Для численного расчета матриц

$V = \{v_{nl}\}, W = \{w_{lm}\}$  свободных коэффициентов НС-аппроксиматора (3) решаются соответствующие нелинейные оптимизационные задачи с использованием методов Монте-Карло [4].

Множество  $Q_{bs}$  опорных решений (*обучающая выборка*) формируется на основе многократного решения прямой задачи. С помощью оператора  $A_N$  для заданного (представительного) множества  $S_{bs}$  векторов параметров  $s_i \in S_{bs}, i = 1, \dots, I_{bs}$ , отобранных по какому-либо правилу из множества  $S_N$ , рассчитывается соответствующее множество  $E_{bs}$  векторов решений прямых задач  $e_i = A_N s_i, i = 1, \dots, I_{bs}$  и формируется множество  $Q_{bs}(S_{bs}, E_{bs}, I_{bs})$  опорных решений прямых и обратных задач для уравнения (1).

Решение обратной задачи (1), получаемое с помощью аппроксиматора инверсии  $\Psi(V, W, e)$  по своему смыслу является аппроксимационно-интерполяционным. Для обеспечения хороших интерполяционных свойств аппроксиматора  $\Psi(V, W, e)$  необходимо, чтобы точки множества  $S_{bs}$  равномерно и достаточно плотно заполняли множество  $S_N$  допустимых решений обратной задачи.

В виду того, что размерность вектора параметров  $N$  определяется сотнями значений, то в качестве основного метода моделирования обучающей выборки  $Q_{bs}$  применяется метод Монте-Карло. Распределение параметров среды  $s_n, n = 1, \dots, N$  в пределах множества  $S_{bs}$  моделируется по случайному равномерному закону в заданном диапазоне значений  $[s_{\min} \leq s^n \leq s_{\max}]$ . Свойства получаемой в результате моделирования обучающей выборки  $Q_{bs}$  анализируются с позиции равномерности и плотности множеств  $S_{bs}, E_{bs}$ . *Критерий равномерности обучающей выборки* определяется, как дисперсия расстояний  $\varepsilon_i$  от заданной  $i$ -ой точки до ближайшей точки по всему множеству  $S_{bs}$ . *Критерий плотности обучающей выборки* определяется как математическое ожидание расстояний  $\varepsilon_i$  от заданной  $i$ -ой точки до ближайшей точки по всему множеству  $S_{bs}$ . Пример равномерного и неравномерного распределения точек множества  $S_{bs}$  для случая двух параметров  $N=2$  в пространстве  $R^2$  представлен на рис. 1.



**Рис. 1.** Пример равномерного (а) и неравномерного (б) распределения для случая двух параметров в единичном квадрате в пространстве  $R^2$ .

Исследуются зависимость равномерности и плотности множеств  $S_{bs}$  от объема выборки  $I_{bs}$ . Полученные результаты показывают, что для 2D задач геоэлектрики с числом искомых параметров  $N=274$  при используемом законе моделирования и объеме  $I_{bs} \sim 10000$  выборки  $S_{bs}$  достигается среднее относительное расстояние между точками  $\sim 0.28$  при



достаточно хорошей равномерности выборки (относительная дисперсия расстояний составляет  $\sim 0.00003$ ). При этом, как показывают численные эксперименты, обеспечивается достаточно высокая точность интерполяционных решений обратных задач геоэлектрики, получаемых с помощью НС аппроксиматоров типа *пятислойные* сети с количеством нейронов в скрытых  $i$ -ых слоях  $L_i = 32, 16, 8; i = 1, 2, 3$ .

В работе использовались ресурсы суперкомпьютерных кластеров МВС-100К МСЦ РАН. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-11-00579).

#### **Литература:**

1. Дмитриев В.И. Обратные задачи геофизики. М.: МАКС Пресс, 2012. 340 с.
2. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Аппроксимационный нейросетевой метод решения многомерных нелинейных обратных задач геофизики // Физика Земли. 2017. № 4. С. 100–109.
3. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика. 2013. № 4. С. 49-55.
4. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли. 2009. № 12. С. 22-38.

# ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ ДЛЯ ПОИСКА ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРИБРЕЖНОЙ МЕЛКОВОДНОЙ ЗОНЕ

Шкиря М.С.<sup>1</sup>, Давыденко Ю.А.<sup>1</sup>, Петрищев М.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Иркутский Национальный Исследовательский Технический Университет,  
<sup>2</sup>ООО «ВЕГА», СПбФ ИЗМИРАН

Площадь континентального шельфа России составляет около 5 млн кв. км – это пятая часть площади шельфа Мирового океана. Около 70% его площади перспективны с точки зрения полезных ископаемых, в первую очередь нефти. За все время изучения российского шельфа пробурено свыше 250 морских скважин, однако изученность его остается крайне низкой. Она примерно в двадцать раз ниже изученности шельфа Норвегии и в 10 раз ниже - американской части Чукотского моря. При этом, стратегией развития геологической отрасли ставится задача по повышению изученности территории РФ, её континентального шельфа и акваторий внутренних морей до 50 % к 2020 г.

В марте 2017 г. проводились опытно-методические работы на оз. Байкал в районе поселка Большое Голоустное. Целью работ являлась разработка технологии регистрации и совместной обработки данных с контролируемым и естественным источниками электромагнитных полей. Тестирование аппаратуры выполнялось в условиях максимально приближенных к условиям работ на шельфе. Для решения поставленной задачи, выполнялись исследования возбуждения и регистрации переходных процессов, а также временных рядов измерительной установка линия-линия в эталонной среде с известным удельным электрическим сопротивлением (УЭС).

Работы проводились аппаратно-программным электроразведочным комплексом (АПЭК) «Марс» установкой, работающей по технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП) [1, 2]. Тестирование технологии с установкой линия-линия осуществлялось с помощью применения коммутаторов сигнала ВП-1000м и ЭРГ-120 [3]. Было записано четыре профиля, два из которых располагались ортогонально относительно питающего диполя (рис. 1).

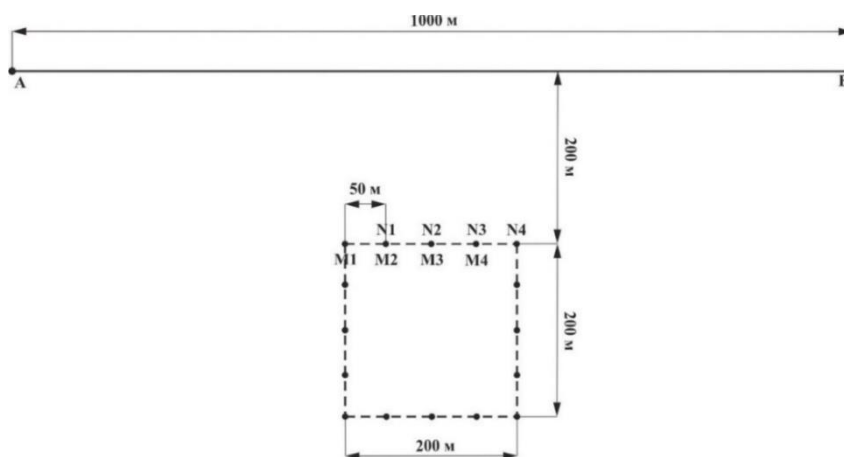


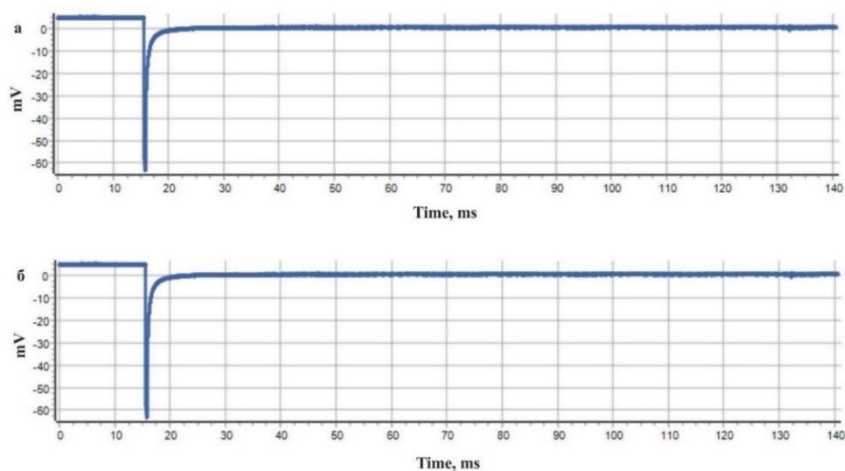
Рис. 1. Схема проведения работ методом ЭМЗ-ВП.

Генераторный диполь АВ заводнялся стальными тросами вручную в пробуренные ледобуром лунки. Толщина льда составляла 1 м. Для заземления приёмной линии использовались свинцовые неполяризующиеся электроды, которые опускались в лунку.

Для определения УЭС воды были выполнены вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ). В качестве приемных линий использовалась приемная коса с шагом между электродами 50 м. Применялся генератор ЭРГ-120. Для решения обратной задачи для

текущей точки ВЭЗ, использовались текущие параметры модели как начальное приближение. В результате одномерного подбора трехслойной модели с закреплением мощности первых двух слоев было получено УЭС воды, которое равно  $180 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Данное значение сопротивления в дальнейшем использовалось в модели как сопротивление первого слоя для подбора данных, записанных установкой линия-линия.

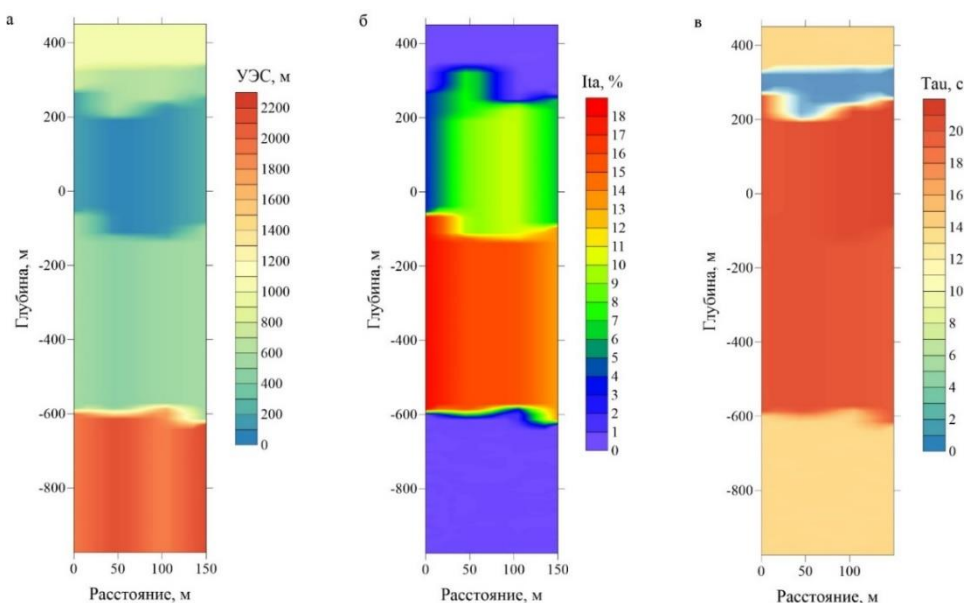
Следующим этапом исследования, являлась обработка данных и их анализ. С целью оценки собственной переходной характеристики аппаратуры, был сопоставлен исходный сигнал, записанный от двух коммутаторов. На рис. 2 приведен пример исходных кривых в диапазоне 0-140 мс.



**Рис. 2.** Пример исходных кривых в диапазоне 0-140 мс на примере коммутаторов: а - ВП-1000, б - ЭРГ-120.

В результате сопоставления исходных кривых в различных временных диапазонах можно сделать вывод, что уровень и качество сигнала практически идентично.

Далее для одномерного подбора нужно было задать стартовую модель. Параметры первого слоя были нам известны. Значение УЭС определено по ВЭЗ. Геоэлектрические параметры, такие как поляризуемость ( $\epsilon$ ), время релаксации ( $\tau$ ) и показатель степени ( $c$ ) для воды в оз. Байкал являются эталонными [4]. Мощность первого слоя задавалась по данным эхолокации. Результатом одномерного моделирования являются геоэлектрические разрезы (рис. 3).



**Рис. 3.** Геоэлектрические разрезы по второму профилю: а – УЭС, б – поляризуемость, в – время релаксации.

По результатам сопоставления разрезов по УЭС, поляризуемости и времени релаксации, можно сделать следующие выводы. Первый слой мощностью 120 м является водой и обладает УЭС в  $180 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , так же данный слой неполяризуется и имеет средние значения  $\tau$ . Второй слой, имеющий мощность около 200 м, обладает еще более низкими параметрами УЭС и так же не поляризуется. Данный слой обладает самыми низкими значениями  $\tau$ . Третий слой обладает наиболее низкими значениями УЭС, а также повышенными значениями вызванной поляризации (ВП) и  $\tau$ . Четвертый слой имеет мощность 500 м. Имеет пониженные значения ВП, а также самые высокие значения ВП в разрезе. Значениями  $\tau$  высокие. Слои со второго по четвертый могут представлять собой проводящую вулканогенно-осадочную толщу. Последний слой располагается на глубине от 1000 м и является высокоомным фундаментом, который неполяризуется и имеет низкие значения  $\tau$ . Основание скорее всего сложено гранитами.

Кроме испытаний установка линия-линия с использованием коммутаторов ВП-1000м и ЭРГ-120 и приемного АПЭК «Марс», проводились испытания двух магнитотеллурических станций «ВЕГА».

Одной из задач, которая ставилась в рамках данного исследования – это получить опыт работы технологией магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с контролируемым источником. Схема работ представлена на рис. 4.

Приемные линии ориентированы по сторонам света. Генераторная линия АБ, используемая для работ установкой линия-линия, располагалась параллельно приемной линии (СЮ). Магнитный датчик  $H_x$  ориентирован параллельно приемной линии MN (СЮ). Магнитный датчик  $H_y$  ориентирован параллельно приемной линии MN (ЗВ). Магнитный датчик  $H_z$  ориентирован вертикально путем высверливания лунки во льду и последующего укрепления датчика в ней.

Заземление приемных линий, осуществлялось свинцовыми неполяризуемыми электродами. Выполнялось бурение лунок ледобуром на всю толщину льда. В полученное отверстие опускался электрод, предварительно закрепленный на приемной линии MN.

С целью предотвращения влияния подледных течений нужно было защитить электрод от колебаний. Для этого использовался холлофайбер. Из данного материала вырезался квадрат  $15 \times 15 \text{ см}$  в который заворачивался электрод. Полученная конструкция фиксировалась капроновой нитью.

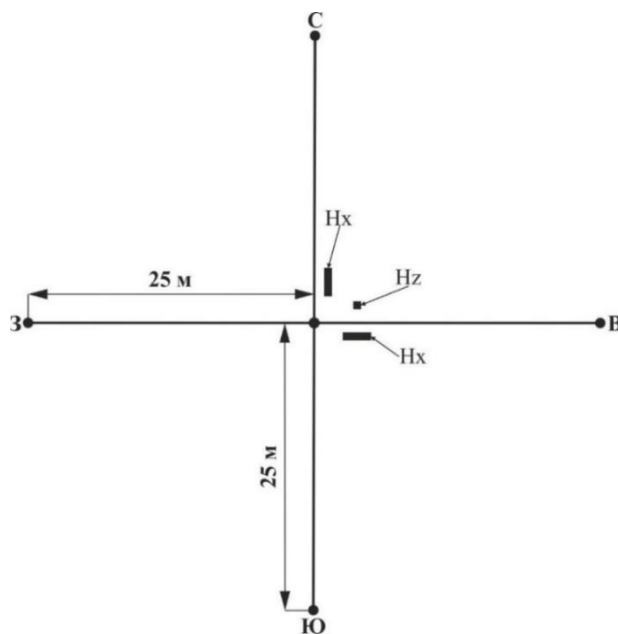
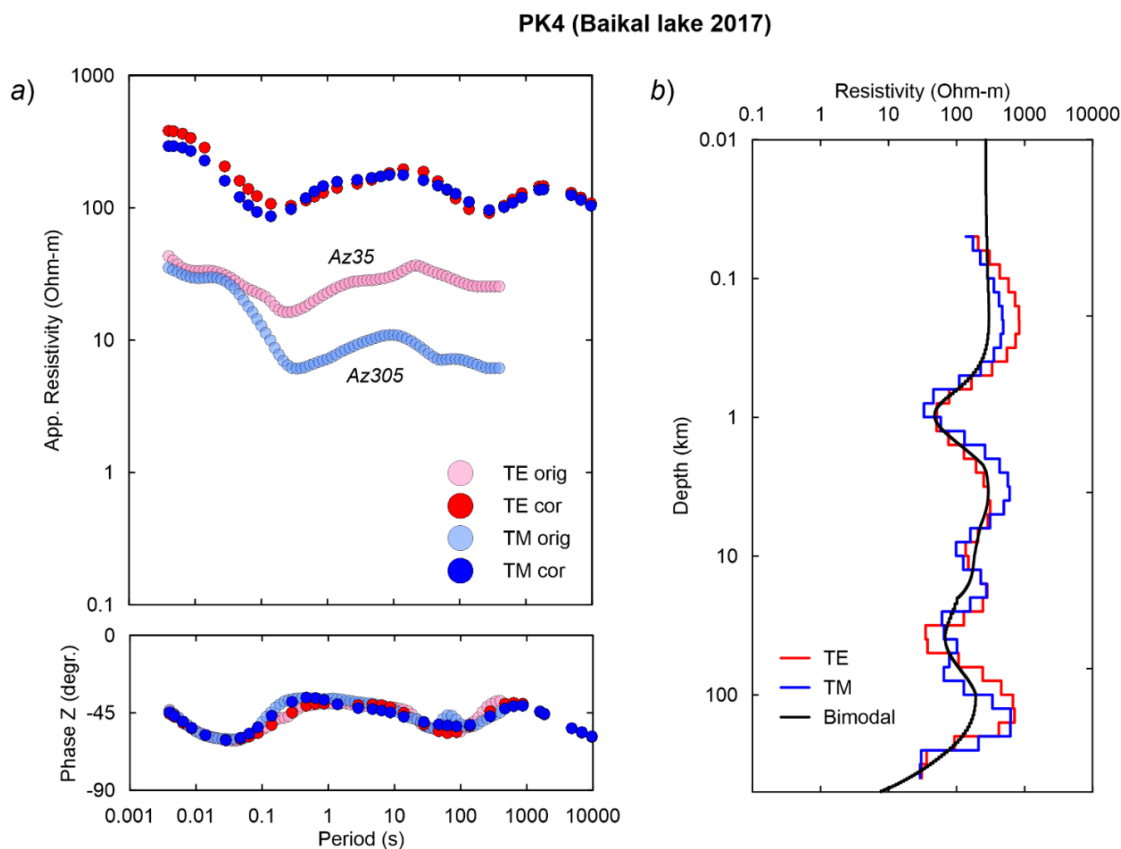


Рис. 4. Схема проведения работ методом МТЗ.

На данный момент получены результаты обработки данных МТЗ по одной станции. Результаты обработки представлены на рис. 5.



**Рис. 5.** Результаты обработки данных со станции МТЗ № 4.

По результатам инверсии сопротивление воды составило  $270 \text{ Ом*м}$ . Данное значение сопротивления приурочено к первым нескольким сотням метров, что соответствует данным батиметрии, по данным которой уровень дна находится на глубине 400 м. Полученные результаты коррелируют с результатами экспериментов, представленных в статье Ю.Ф. Мороза [5]. Сопротивление воды по результатам исследований, проведенными ими, составило  $200 \text{ Ом*м}$ . Так же значения, полученные после обработки кривых МТЗ коррелируют со значениями сопротивления по ВЭЗ, которое равно  $180 \text{ Ом*м}$ .

### Выводы

По результатам работ выполнен сравнительный анализ технических характеристик коммутаторов ЭРГ-120 и ВП-1000м. Сопоставление обработанных кривых с коммутаторов, записанных от соосной установки линия-линия, показало, что сходимость модельной и наблюдаемой кривых в среднем по профилю имеет одинаковое значение. Данную особенность можно объяснить тем, что верхний слой, представленный пресной водой, обладает хорошей пропускной способностью. Так же у разрезов, полученных по данным работ на оз. Байкал от двух коммутаторов, глубина по результатам моделирования получилась равной. Данные, записанные от коммутатора ЭРГ-120 обладают меньшей чувствительностью по поляризуемости и времени релаксации. Это связано с техническими особенностями аппаратуры. Сопоставление результатов данных, записанных от ортогональной установки линия-линия, показало, что имеется существенное трёхмерное влияние байкальской впадины на результаты одномерной инверсии, и следует применить аппарат трёхмерного моделирования.

Так же были протестированы две магнитотеллурические станции «ВЕГА» с использованием усовершенствованных свинцовых неполяризуемых электродов. По результатам инверсии сопротивление воды составило 270 Ом\*м. Данное значение УЭС соответствует значениям УЭС по ВЭС, а также коррелирует с данными МТЗ, проведенных в 2009 г. Ю.Ф. Морозом.

В дальнейшем планируется составить общую геоэлектрическую модель, которая будет использоваться для решения обратной задачи. Данные ЭМЗ-ВП будут использоваться в качестве опорных значений модели верхней части разреза при интерпретации кривых МТЗ.

По результатам проведения опытно-методических работ можно сделать вывод, что тестирование технологий МТЗ и ЭМЗ-ВП оказалось успешным. В результате опытов установлено, что для выделения аномалий ВП на глубине от 300 до 700 м. от уровня поверхности моря, длина питающего диполя должна составлять не менее 1000 м. Комплексный подход с применением технологий МТЗ и ЭМЗ-ВП позволит расширить возможность выполнения работ при глубинах моря от 0-2 км и более уверенно выделять залежи, расположенные на глубинах до 5-7 км и более. Известно, что над залежью углеводородов формируется столб измененных пород, для которого характерно наличие пиритизации в районе верхнего геохимического барьера. Повышенная концентрация пирита, в свою очередь, приводит к образованию аномалий ВП, что рассматривается как один из поисковых признаков [6].

Использование метода морское МТ, позволяет определять структуру проводимости подстилающих пород или их удельное сопротивление.

Результаты, полученные в результате работ, выполненных по технологии ЭМЗ-ВП с применением установки линия-линия, говорят об эффективности применения данной технологии для поисковых работ на шельфе.

*Работа поддержана базовой частью государственного задания Министерства образования и науки РФ номер 13.7232.2017/8.9*

#### **Благодарности:**

*Коллектив компании ООО «Гелиос» выражает благодарность сотрудникам «Сибирской геофизической научно-производственной компании» за участие в постановке и проведении опытно-методических работ.*

#### **Литература:**

1. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73–84.
2. Патент 2574861 РФ. МПК G01V3/08. Способ измерения и обработки переходных процессов с заземленной линией при импульсном возбуждении поля электрическим диполем с целью построения геоэлектрических разрезов и устройство для осуществления этого способа с помощью аппаратно-программного электроразведочного комплекса (АПЭК «МАРС») / Ю.А. Давыденко, А.Ю. Давыденко, И.Ю. Пестерев и др. Оpubл. 10.02.2016.
3. Научно-производственная компания «Элгео». Электроразведочная аппаратура. Технические характеристики [Электронный ресурс] <http://www.elgeo.ru/>
4. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. V. 6. P. 341-353.
5. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. С. 114-126.
6. Schumacher, D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments, in D. Schumacher and M. A. Abrams, eds., Hydrocarbon migration and its near surface expression: AAPG Memoir 66. 1996. P. 71-89.

## Сборник материалов

IV Школы-конференции «Гординские чтения»,  
проходившей с 20 по 22 ноября 2017 г.  
в конференц-зале Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской  
академии наук

Под редакцией:

*чл.-корр., д.ф.-м.н. С.А. Тихоцкого*  
*к.т.н. В.А. Рашидова*

Корректор:

*к.т.н. А.А. Макарова*

*Тираж 100 экз.*

*10 декабря 2017 г.*

Учредитель: Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН)

ISBN: 978-5-91682-038-6

Адрес редакции: Россия, 123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Б. Грузинская, д. 10,  
стр. 1, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Тел.: 8(499)254-24-05

Е-mail: [gr@ifz.ru](mailto:gr@ifz.ru)

© Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2017