

Заметки о геоэлектрике

© *И. И. Рокитянский, 2012*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 30 апреля 2012 г.

Представлено членом регколлегии В. Н. Шуманом

На відміну від практичної цільової науки — електророзвідки, геоелектрику розглядають як науку фундаментальну, яка ставить своїм завданням чесне максимально достовірне вивчення об'єктивної реальності — Землі. Оскільки спостереження електромагнітних полів можливі тільки на/над поверхнею Землі в обмеженій кількості пунктів з обмеженою точністю, висновки геоелектрики завжди неоднозначні. Надання лише єдиного розв'язку, особливо отриманого із застосуванням регуляризації, може призводити до помилкових висновків і сприйматися як підтасовування фактів, тобто дискредитувати як авторів, так і всю науку геоелектрику. У світлі викладеного багато результатів інверсії (особливо 2D) слід розглядати не як змістовний доведений геологічний результат, а як одне з можливих перетворень функцій відгуку.

Unlike practical science — electrical prospecting, geoelectrics is regarded as a fundamental science, which sets the task of an honest, reliable study of the objective reality — the Earth. Since observation of electromagnetic fields is possible only on/above the Earth in a limited number of sites with limited accuracy, the conclusions of geoelectrics are always ambiguous. Providing only a single solution, especially resulting from the use of regularization, can lead to false conclusions, and regarded as a manipulation of facts, that discredits both the authors and the whole science of geoelectrics. So, many products of inversion (especially 2D) should be regarded not as a well proven geological result but as one of possible transformation of response functions.

Введение. Геофизика твердой Земли — это раздел естествознания, изучающий физические поля и свойства в твердых оболочках планеты. Геофизика является основным источником информации о строении глубоких слоев Земли и процессах в них, причем важно отметить, что информация получается дистанционно, следствием чего является неопределенность, неоднозначность ее выводов и невозможность прямой проверки этих выводов практикой (напомним, что самая глубокая шахта, в которую спускался человек, не превышает 3 км, самая глубокая скважина, в которую опускался геофизический прибор, не превышает 13 км). Признание неоднозначности результатов геофизики и других наук, основанных на наблюдениях и экспериментах, является важным методологическим аспектом.

По цели исследования в геофизике можно выделить фундаментальное направление (будем называть его «физика Земли» и «геоэлектрика» — ее часть) и прикладное — геофизическая разведка (и электроразведка — ее часть). Цель физики Земли — исследование Земли как объективной реальности, получение достоверных новых знаний о ее структуре, составе и происходящих процессах. Цель геофизической

разведки — поиск и разведка полезных ископаемых и энергетических ресурсов, которые — тоже объективная реальность. Но разведку могут не интересовать многие детали строения земной коры, а свои результаты она может выдавать в самом упрощенном виде: есть месторождение или его нет. Такое исследование принято называть целевым. Характерной особенностью целевого исследования является требование определенности, единственности решения, которое является руководством к практическому действию. Рассмотрим пример. Производству к определенному сроку требуется полезное ископаемое. Выделяются деньги, допустим А грн на разведку. Достоверный метод — только прямое вскрытие с помощью шурфов, шахт, скважин. Эффективность прямых вскрытий на неизученной территории пусть будет N%. Если выполнить геофизическую разведку, эффективность должна повыситься. Геофизикам выделяется часть средств. Они должны выбрать оптимальную методику, провести наблюдения, обработать их, проинтерпретировать и к заданному сроку совершенно конкретно показать места, где следует проводить прямые вскрытия.

Выделенных средств и времени всегда не

хватает для обстоятельного исследования территории. Приходится решать поставленную задачу при остром недостатке информации. Однако единственное решение должно быть получено и представлено в срок. Подобная ситуация встречается во многих системах управления, которые на основе текущей, обычно недостаточной по объему и точности информации и априорных данных, должны выдать единственное решение: курс корабля, цель ракеты, потребность региона в товарах и многое другое. Для математического обоснования решения в подобных исследованиях важное значение имеет теория решения некорректных задач, в частности теория регуляризации, развитая А. Н. Тихоновым [1943] и его учениками. Регуляризация заменяет некорректно поставленную задачу корректной и решение последней трактуется как приближенное решение первой исходной задачи. Такой подход дает единственное решение, необходимое для практических приложений.

Физика Земли не ставит перед собой конкретных практических целей, кроме наиболее полного и точного исследования реального объекта — Земли. В этом она выступает как фундаментальная наука, которая только на определенных этапах развития дает не всегда предсказуемые практические результаты. Учитывая постоянное несоответствие между желанием исследователя знать и сказать об объекте исследования как можно больше и недостатком адекватной информации о нем, представляется важным заострить внимание на неоднозначности выводов при исследовании Земли и обратной задачи. Обратная задача геофизики есть задача извлечения информации об интересующем нас объекте — Земле — из экспериментальных данных. Для формирования методологии решения обратной задачи геофизики основополагающее значение имеют следующие общие положения:

1) реальный объект всегда неисчерпаем по своей сложности, поэтому его точное описание невозможно никаким конечномерным вектором. Формально можно сказать, что точное описание реального объекта требует бесконечномерных векторов, определяемых в абстрактном бесконечномерном пространстве параметров;

2) в любую заданную эпоху объем геофизической информации конечен, т. е. данные наблюдений могут быть описаны вектором с конечной размерностью;

3) параметризацию, а именно переход от

реального объекта к его конечномерным моделям, можно выполнить бесконечным числом способов, т. е. число возможных моделей бесконечно.

Эти положения можно сформулировать в виде теоремы о неоднозначности обратной задачи [Backus, Gilbert, 1967]: *множество моделей реального объекта, которые после решения прямой задачи моделирования дают точные значения данных наблюдения для любого их конечного количества, либо пусто, либо бесконечно.*

Поскольку реальные наблюдения всегда характеризуются конечной погрешностью, это еще более расширяет множество допустимых решений обратной задачи.

Методы глубинной геоэлектрики, изложенные с уклоном исторического обзора их развития на Украине (более обширный обзор представлен в работе [Жданов, 2011]). Геоэлектромагнитные методы — одни из наиболее перспективных в изучении земных глубин. Изучаемым параметром является электропроводность σ . Рассмотрим только методы, использующие естественные электромагнитные поля, возбуждающиеся в магнитосфере и ионосфере Земли под воздействием непрерывно изменяющегося корпускулярного и электромагнитного излучения Солнца. Методы, использующие искусственные поля, освещены в обстоятельном обзоре [Жамалетдинов, 2011].

Глубинные геоэлектромагнитные исследования включают три основных метода: магнитовариационное зондирование (МВЗ), магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и магнитовариационное профилирование (МВП).

Манитовариационное зондирование. В 1883 г. Лэмб опубликовал теорию электромагнитной индукции в проводящей сфере, в 1889 г. Шустер разделил поле суточных геомагнитных вариаций на части внешнего (первичное поле) и внутреннего (вторичное индуцированное поле) происхождения, а по их соотношению установил, что недра Земли являются хорошим проводником. В первой половине XX века Чепмен, Прайс, Бенькова показали, что электропроводность увеличивается с глубиной. В третьей четверти XX века прогресс МВЗ был связан, во-первых, с улучшением данных наблюдения, начиная с Международного геофизического года — МГГ (1957—1958), во-вторых, с представлением данных в виде импеданса, что позволило применить хорошо развитую теорию частотного зондирования (Экхард, Сривастава, Бердичевский, Ваньян, Файнберг,

Бэнкс, Рокитянский, Шмукер¹). За последние 20 лет прогресс МВЗ определялся переходом на цифровую регистрацию на геомагнитных обсерваториях, использованием спутниковых данных и усилением компьютерных возможностей для обработки данных и решения сложных задач по учету неоднородностей распределения электропроводности (Шульц, Олсен, Кувшинов, Семенов и др.).

На Украине в конце 1960-х годов были собраны и проанализированы доступные результаты временного и пространственного гармонического анализа трех компонент геомагнитных вариаций на мировой сети обсерваторий и собственных полевых наблюдений. В результате этого анализа и численного моделирования были обоснованы возможности метода МВЗ [Рокитянский, 1968], построена кривая глобального МВЗ в диапазоне периодов от 6 ч до 11 лет впервые с оценкой неопределенности, которая оказалась значительно меньше неопределенности глубинных МТЗ в отдельных пунктах, что позволило выдвинуть концепцию привязки данных МТЗ к данным МВЗ [Рокитянский, 1970, 1971а]. Амплитудная и фазовая кривые МВЗ были использованы для определения наиболее вероятного распределения электропроводности $\sigma(z)$ в интервале глубин 400—1000 км с оценкой неопределенности. Предполагая оливиновый состав верхней мантии и используя данные лабораторных измерений зависимости электропроводности природных оливинов от давления и температуры, по полученной зависимости $\sigma(z)$ были построены наиболее вероятная и максимальная геотермы $T(z)$. Наибольшее значение имеет максимальная геотерма, показывающая, что истинное $T(z)$ с вероятностью 0,9 лежит ниже нее [Рокитянский 1970, 1971б]. Оказалось, что большинство рассчитанных ранее геотерм лежит значительно выше полученной максимальной кривой и, следовательно, противоречат данным МВЗ. Хорошее соответствие получилось с результатами расчетов Тозера, который учел конвективный механизм теплопереноса в верхней мантии. Таким образом, выполненное глобальное МВЗ с оценкой неопределенности и его геотермическая интерпретация позволили сделать фундаментальный вывод об определяющей роли конвективного теплопереноса в верхней мантии.

Данные МВЗ используются также для опре-

деления нормального разреза верхней мантии, причем нормальные разрезы могут быть различными для океана и суши, для стабильных платформ и активных тектонических регионов (Ваньян, Шмукер, Семенов). Особенно тщательная обработка геомагнитных данных выполнена последним автором. Семенов выделяет характерный перегиб кривой на периодах порядка 10^6 — 10^7 с, который интерпретирует как некоторое уменьшение проводимости с увеличением глубины в интервале 700 — 1000 км. Это очень интересный геофизический результат, но его достоверность нуждается в подтверждении путем привлечения дополнительных наблюдений и анализа всех возможных погрешностей.

Магнитовариационное профилирование. Сущность метода состоит в наблюдении локальных аномалий в поведении геомагнитных вариаций и их интерпретации в терминах аномального (отличного от 1D нормального) распределения электропроводности внутри Земли. Частным случаем МВП можно считать исследование берегового эффекта, когда аномальное поведение геомагнитных вариаций возникает благодаря контрасту проводимостей суши и моря. Береговой эффект наблюдался на нескольких обсерваториях в период МГТ: Сенько и Мансуровым на Антарктической обсерватории Мирный, Паркинсоном в Австралии, автором на обсерватории Алушта в Крыму. Рокитянским [Рокитянский, 1963] было дано физическое истолкование берегового эффекта и на его основании предложена гипотеза, объясняющая массовые отходы пелагических рыб от побережий во время геомагнитных бурь. Это явление давно было замечено рыбаками и биологами на Баренцовом и других полярных морях, но не имело объяснения.

Аномальное поведение геомагнитных вариаций на суше было обнаружено в Германии, Японии, Полярной Канаде еще в 1950-е годы. Возбуждение аномальных полей объясняли индукцией в локальном проводнике, индукция во вмещающей среде не учитывалась. При таком подходе аномальные поля не могут быть больше нормальных, что, однако, наблюдалось на некоторых аномалиях и рассматривалось как парадокс. Автор столкнулся с аномальным поведением геомагнитных вариаций на Украинском щите в 1966 г. при проведении полевых работ по популярной тогда методике МВЗ в отдельных пунктах.

Обнаруженная на щите Кировоградская аномалия для своего объяснения и интерпре-

¹ Ссылки на указанных авторов см. в работе [Рокитянский, 1981].

тации требовала развития новых подходов, т. е. создания нового метода — МВП. На это были направлены основные усилия лаборатории электромагнитных исследований Института геофизики НАН Украины (Рокитянский, Шуман, Кулик, Логвинов, Тонковид и др.). Путем расчетов и моделирования было показано, что в реальной геологической среде даже сравнительно небольшой проводимостью вмещающих пород пренебрегать нельзя. В ней планетарно-региональным магнитосферно-ионосферным источником индуцируются региональные токи и доминирующая роль в формировании аномального тока в локальном хорошо проводящем теле принадлежит процессу кондуктивного перетекания тока из вмещающей среды, а локальная индукция в большинстве реальных геоэлектрических ситуаций второстепенна. На этой основе была построена теория и методика количественной интерпретации данных МВП [Рокитянский, Шуман, 1970, 1971; Рокитянский 1972, 1975], основные положения которых можно сформулировать в виде следующих пунктов:

1) аномальное поле геомагнитных вариаций есть сумма полей кондуктивного и индукционного типов. Над локальными неоднородностями практически всегда преобладает поле кондуктивного типа. Оно пропорционально импедансу нормального разреза, функции, описывающей степень заполнения тела аномальными токами, и затуханию во вмещающей среде (последним часто можно пренебречь). Три названные величины зависят от периода вариаций, и их произведение определяет частотную характеристику аномального поля;

2) необходимый для интерпретации МВП нормальный импеданс определяется по совокупным данным глобального МВЗ и обобщенным данным МТЗ;

3) амплитудная частотная характеристика аномального поля имеет всегда, по крайней мере, один максимум на периоде T_0 , фаза в окрестности T_0 изменяет знак;

4) при известных нормальном импедансе и затухании во вмещающей среде частотная характеристика аномального поля над двумерным телом определяется его интегральной продольной проводимостью G ;

5) над вытянутыми трехмерными (3D) проводниками T_0 смещается в сторону коротких периодов при уменьшении длины тела;

6) по форме профильной кривой аномального поля практически можно определить только максимально возможную глубину залегания проводящего тела;

7) аномальные поля (и профильные графики, и частотные амплитудно-фазовые характеристики) от поверхностных и глубоко залегающих тел могут быть практически одинаковы, поэтому методом МВП нельзя определить истинную глубину аномалии, для этого необходимы методы зондирования.

Развитая методика была применена для интерпретации Северо-Германско-Польской, Карпатской, Кировоградской и других известных и вновь открываемых аномалий геомагнитных вариаций в диапазоне периодов от нескольких минут до нескольких часов. В результате были определены количественные параметры всех известных тогда аномалий — местоположение, глубина, суммарная продольная проводимость G) и предложено два подхода к классификации аномалий: по глубине с учетом возможной природы проводимости и по масштабу [Рокитянский, 1975]. Аномалии электропроводности могут быть обусловлены:

1) зонами частичного плавления — наиболее подвижными участками земной коры и верхней мантии, к которым приурочены активные тектонические движения, процессы регионального метаморфизма и образования полезных ископаемых;

2) грабенообразными структурами осадочного чехла, которые во многих случаях содержат месторождения нефти и газа;

3) крупными скоплениями электропроводящих пород, в первую очередь графитсодержащих;

4) крупными зонами глубинных разломов. Все указанные объекты представляют первостепенный интерес для построения физико-химических моделей земной коры и верхней мантии, для тектонических выводов, а также для прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Магнитотеллурическое зондирование. Метод МТЗ был предложен А. Н. Тихоновым [Тихонов, 1950] и Л. Каньяром [Gagniard, 1953]. В их модели распределение электропроводности предполагается одномерным, т. е. зависящим только от глубины (горизонтально-слоистая модель). В последующие годы была выполнена обработка синхронных наблюдений электрического и магнитного полей, записанных на обсерваториях, и построены кривые глубинного МТЗ, которые дали существенно различающиеся результаты: глубина до хорошо проводящего основания верхней мантии изменялась от 50 до 2000 км. В 1962 г. автором была опубликована кривая МТЗ для обсерва-

тории Борок. На длинных периодах кривая расщеплялась на две ветви и возникала дилемма, какую ветвь или их комбинацию использовать для интерпретации? Изучение многих наблюдаемых кривых МТЗ и их теоретический анализ привели к выводу, что значительная часть кривых глубинного МТЗ смещена по уровню близлежащими неоднородностями. Смещение это на достаточно длинных периодах становится постоянным и потому было названо статическим. В 1968 г. автор доложил этот результат на Всесоюзной конференции в Новосибирске, где он подвергся резкой критике ведущих специалистов МТЗ. В работах [Рокитянский, 1970; 1971a] была описана физическая сущность формирования статических искажений и предложены способы их распознавания и минимизации. В частности, предложена привязка длиннопериодных ветвей кривых МТЗ к данным глобального МВЗ. На западе первые работы по статическим искажениям появились в 1975 г. и в последующие годы борьба с приповерхностными искажениями стала одной из центральных проблем магнитотеллурики.

В работах [Рокитянский, 1975; 1981] были рассмотрены все доступные кривые глубинного МТЗ и выполнена их привязка к данным глобального МВЗ. По совокупности исправленных кривых были построены нормальные разрезы и определены соответствующие нормальные импедансы. Последние необходимы как априорная информация при количественной интерпретации данных МВЗ по методике, описанной в предыдущем разделе.

Этапы геоэлектрического исследования. Измеряемыми величинами являются компоненты естественных электрического и магнитного полей, представляемые в виде дискретных временных рядов, содержащих богатый набор вариаций с различными периодами (различной временной частотой). Чтобы исключить из дальнейшего рассмотрения изменяющиеся параметры источников ЕМ поля, проводится обработка временных рядов с целью получения функций отклика (ФО или RF-response functions) (реальной Земли на поступивший сигнал в виде конкретного (пусть многодневного) временного ряда компонент ЕМ поля от реальных источников). ФО зависят от частоты или периода (или времени при переходе к геоэлектрике импульсных переходных характеристик—transient geoelectrics). Основными ФО являются (тензор) импеданс(*a*), определяемый как отношение взаимно перпендикулярных горизонтальных компонент электрического и

магнитного полей (по нему обычно вычисляются вспомогательные ФО, визуализирующие данные и облегчающие интерпретацию: кажущееся сопротивление или кажущаяся продольная проводимость, эффективная глубина,...), МТЗ и магнитное отношение, определяемое как отношение вертикальной компоненты геомагнитных вариаций к горизонтальной для выделенной пространственной гармонике (МВЗ), типпер и магнитный тензор (МВП). Каждая ФО вводится в рамках некоторой идеализированной модели поля и строения Земли. Например, импеданс соответствует модели Тихонова—Каньяра (плоская волна) или является спектральным, т. е. определяется по одной пространственной гармонике поля. Практически эти условия никогда точно не выполняются (более строгий подход к обработке и истолкованию ЕМ данных развивает В. Н. Шуман [Шуман, 2010; Шуман, Савин, 2011], однако этот подход требует более сложной системы сложных наблюдений и преодоления стереотипов), поэтому импеданс и другие функции отклика всегда определяются с некоторой погрешностью. Поскольку отклонения реального источника от идеализированной модели часто носят не случайный, а систематический характер, оценка ФО в большинстве случаев будет смещена, что не отражается в статистических оценках погрешностей, определяемых при обработке. Особенно большим смещением [Рокитянский, 1968] может характеризоваться ФО магнитное отношение Z/H в предположении, что наблюдаемое поле полностью описывается первой сферической гармоникой (однородное поле кольцевого тока — популярный источник для МВЗ по данным одной магнитной обсерватории).

Допустим, функции отклика количественно определены с оптимальной неопределенностью в точке, или на профиле, или по площади и можно перейти к конечной цели исследования — построению геоэлектрической модели, т. е. к нахождению распределения электропроводности недр Земли в районе выполненных наблюдений. В математической постановке это называют решением обратной задачи или инверсией. Как было отмечено во введении, обратная задача всегда некорректна (теорема Бакуса—Гильберта) и количество моделей, удовлетворяющих полученным данным, всегда бесконечно. Математическая инверсия может давать весьма странные результаты. Например, даже при одномерной инверсии могут получаться чередования слоев с очень высокой и

очень низкой электропроводностью, оптимально удовлетворяющие данным наблюдения, хотя и невозможные с точки зрения физики и геологии. Очевидно, «способности» математической инверсии следует лимитировать (регуляризовать), т. е. ввести ограничения на возможные вариации электропроводности, надежно следующие из физико-геологических (априорных) данных. Такое ограничение можно назвать «слабой» регуляризацией обратной задачи. Кроме того, если ФО (допустим, импеданс, заданный в некотором диапазоне периодов) описывается N числами, не следует искать геоэлектрическую модель, описываемую M числами, если $M > N$ — обратная задача не доопределена. Если принять $M = N$, то математически можно получить точное единственное решение, но это совершенно невероятный случай, чтобы входные данные точно попали в область определения заданного класса искомых моделей (и удовлетворяли бесконечному ряду неравенств Вайделя [Weidelt, 1972]). Обычно ищут «гладкие» модели с $M \ll N$. При этом входные параметры ФО вводятся с погрешностью их вычисления, т. е. статистического определения при обработке (статистическая оценка, не учитывающая возможных систематических погрешностей). Если облако входных параметров ФО (с учетом введенных погрешностей) включает область определения параметров при решении прямой задачи для искомого класса моделей, то решение принимается и погрешность определения каждого параметра найденной модели может быть оценена по матрице чувствительности. Если некоторый параметр модели m_i мало чувствителен к небольшим изменениям входных данных n_k ($0 < k < N$), то он определяется надежно и его можно принять за инвариант рассматриваемой задачи. Примерами надежно определяемых параметров при 1D зондировании является суммарная продольная проводимость S хорошо проводящего слоя и глубина его верхней кромки, при 2D МВП — избыточная суммарная продольная проводимость G аномального проводника и максимальная оценка его глубины/ширины. При этом сама удельная проводимость определяется в широких пределах неоднозначно даже в выбранном классе моделей и неоднозначность увеличивается при переходе к более сложным моделям.

Чтобы сделать возможным решение обратной задачи, необходимо выполнить параметризацию разреза, т. е. перейти от бесконечномерного вектора $\sigma(x, y, z)$ к конечномерному

$\sigma = (x_1, x_2, \dots, x_N)$. Параметризация не формализуется, а выбирается исследователем на основе его опыта, интуиции и априорных данных и может быть выбрана бесконечным числом способов. Далее вступают в действие хорошо развитые и формализованные методы инверсии, которые могут в автоматическом режиме найти оптимальное единственное решение, наилучшим образом соответствующие данным наблюдения. Возможно также применение метода регуляризации, которое может сместить полученное решение благодаря учету априорных данных. Все эти решения находятся в рамках выбранной параметризации, за пределами которой может остаться бесконечное множество решений, удовлетворяющих данным наблюдения, в том числе наилучшее приближение к истинному $\sigma(x, y, z)$. Поэтому нахождение единственного решения не может быть конечной целью фундаментальной науки.

Как же описать бесконечное множество возможных решений? Целесообразно ввести концепцию фундаментальных моделей (ФМ), понимая под фундаментальной моделью множество конкретных моделей Земли, которые при решении прямой задачи дают множество числовых значений функций отклика, различающихся между собой не больше, чем погрешность их определения в результате наблюдений и обработки. Составление каталога фундаментальных моделей — процесс очень трудоемкий, но будучи однажды выполнен, каталог может быть использован для автоматизированного решения обратной задачи, например путем использования метода нейросетей.

Роль измерений состоит в наложении ограничений на множество всевозможных моделей.

Пусть M измерениям соответствует множество $X(M)$ геоэлектрических моделей. При увеличении числа измерений на M_1 множество допустимых моделей сократится до $X(M + M_1) < X(M)$, оставаясь всегда бесконечным.

Возникает вопрос, дает ли получение одного решения обратной задачи приращение знаний о строении Земли? Ответ должен быть отрицательным, поскольку знание — это «проверенный практикой результат познания действительности, верное ее отражение в сознании человека. Знание противоположно незнанию, т. е. отсутствию проверенной информации о чем-либо» (БСЭ, изд. 3, т. 9, с. 555). А поскольку наука — это «сфера человеческой деятельности, функцией которой является выработка и теоретическая систематизация объективных знаний о действительности» (там же, т. 17,

с. 323), то поиск одной модели строения Земли в условиях широкой неоднозначности обратной задачи следует признать ненаучным подходом, ибо «научная деятельность правомерно называется таковой лишь постольку, поскольку она дает приращение нового знания» (там же). Поскольку описание бесконечного числа моделей затруднительно, под знанием в геофизике (кроме самих измеренных физических полей и параметров) следует понимать инварианты свойств всех моделей Земли, удовлетворяющих данным наблюдений. Поиск таких инвариантов можно считать главной задачей интерпретации геофизических данных, хотя и инварианты ищут обычно в некоторых частных классах моделей, например в классе 1D моделей.

Между тем, представление одной модели, выбранной случайно или для «подтверждения» некоторой гипотезы, стало широко распространенной практикой в литературе и диссертациях, особенно по геологическим наукам. В физике подобные работы рассматриваются как фальсификация, с которой научное сообщество обязано бороться, чтобы поддерживать высокий стандарт данной науки, поддерживать доверие общества ко всем ее выводам и тем самым оправдывать хорошее финансирование науки из бюджета.

Безответственность выводов некоторых работ поддерживается тенденцией «засекретить» исходные материалы наблюдений. Общепринято, что засекречивание работ, выполняемых по государственному бюджету, проводится только в целях обеспечения безопасности. Геофизические наблюдения даже в СССР были открыты для международного сотрудничества (МГТ-МГСС 1957—1959). В США проводятся широкомасштабные наблюдения электромагнитных полей, и полученные данные размещают в Интернете для всеобщего использования.

В физике общепринято тщательно описывать условия проведения экспериментов и данные наблюдений так, чтобы любой мог воспроизвести подобные условия, повторить наблюдения и убедиться в правильности полученных результатов. Без такого тщательного описания и анализа всех возможных погрешностей экспериментальные работы не принимаются к опубликованию в солидных журналах. В СССР в Министерстве геологии действовали жесткие инструкции по проведению полевых работ методом МТЗ. Они включали систематическую эталонировку аппаратуры, повторные контрольные наблюдения на 5% полевых пунктов, и если результаты контрольных

измерений отличались от исходных более чем на допустимую погрешность, работа на всех пунктах браковалась со всеми вытекающими последствиями. Университеты и учебные институты подтягивались к такому уровню, поскольку требования к наблюдениям были включены в учебные программы. А в Академии наук СССР каждый действовал как хотел (и это одна из причин падения ее престижа).

Рассмотрим кратко результаты дискуссии по этическим вопросам науки в журнале «Physics Today». В июне 1999 г., Lawrence Berkeley National Laboratory (LBNL) объявила об открытии элементов 116 и 118 (Physics Today, август 1999, с. 17). На открытие и изучение элементов 110—112 ушли годы упорной работы на лучших ускорителях мира. Самый тяжелый элемент 114 был открыт в 1998 г. на ускорителе в Дубне. Россия и большинство теоретиков предсказывало, что для открытия еще более тяжелых элементов еще не создан достаточно мощный ускоритель. Поэтому публикация LBNL привлекла всеобщее внимание и развернулись попытки включиться в исследование свойств новых элементов. Однако в лабораториях Германии, Японии и Франции ничего не получалось, даже в LBNL не могли повторить свой результат. После долгого внутреннего расследования руководство LBNL в июле 2001 г. направило в редакцию «Physics Today» опровержение своего открытия. Первый и основной автор открытия Виктор Нинов был обвинен в фальсификации, он обвинения отрицал и требовал независимого расследования. В 1999 г. он один располагал программой обработки данных наблюдения, был признанным научным лидером и все доверяли его выводам. Остальные соавторы и сотрудники LBNL не смогли обнаружить в файлах первичных записей сигналов, свидетельствовавших об открытии. К 2001 г. этот файл исчез (Нинов был отправлен в полугодовой отпуск и затем уволен) и последующие несколько авторитетных комиссий не могли сделать иного вывода, кроме фальсификации.

Другое «открытие века» произошло в не менее известной Bell Labs. Lucent Technologies (BLLT), где группа ученых разработала тонкопленочную технику изготовления органических материалов с феноменальными свойствами, включающими сверхпроводимость, свойства лазера и др. Победные сообщения об открытии появились в четырех выпусках «Physics Today» (май и сентябрь 2000, январь и октябрь 2001) и многих других научных жур-

налах. Основным изготовителем материалов и их кропотливого исследования был Др. Шен. Остальные соавторы, включая директора BLLT, в работе по существу не участвовали. Исследователи изготовленных Шеном материалов не смогли выявить их замечательных свойств. Начали работать комиссии по проверке, укомплектованные авторитетнейшими учеными. Шен не предъявил ни первичный файл данных (стерт из-за недостатка памяти в его старом компьютере), ни одного работающего прибора, исследовавшего свойства нового материала (пострадали при измерениях или транспортировке, выброшены), ни работающей установки, изготавливающей материал. Комиссии установили, что из 24 новых опубликованных результатов в 25 публикациях 16 являются фальсификациями. Шен признал, что допустил много ошибок, но отрицал преднамеренную фальсификацию и настаивал, что наблюдал описанные явления.

Особое внимание комиссий и последовавших дискуссий о научной этике было уделено ответственности соавторов и рецензентов научных журналов. Соавторы подписались под «сделанными ими» крупными открытиями, не потрудившись ни проверить их вместе с основным исполнителем, ни вникнуть в их суть. Это, конечно, недопустимый факт. Что касается рецензентов, они не обязаны подозревать любую работу в возможной фальсификации, но должны следить, чтобы экспериментальная работа или работа, основанная на эксперименте, содержали достаточно измеренных первичных данных и подробное описание аппаратуры и условий эксперимента — достаточно, чтобы любой интересующийся и сомневающийся мог воспроизвести эксперимент. Я убежден, что эти требования, общепринятые в физике, уместны и необходимы и в геофизике, если геофизическое сообщество и геофизические организации заботятся о сохранении и поднятии стандарта своих исследований.

После описанных случаев в Американском физическом обществе (АФО) прошла широкая дискуссия по вопросам научной этики и принято новое руководство «минимальных стандартов этического поведения ученых» (Physics Today, January 2003, P. 21):

– результаты исследований должны быть записаны и сохранены в форме, которая позволяет их просмотр и анализ. Данные должны быть немедленно доступными для сотрудников и заинтересованных ученых. Фальсификация или

выборочное представление части данных с целью введения в заблуждение является «вопиющим отклонением от ожидаемых норм»;

– публикации и авторская практика. Авторство «должно быть ограничено теми лицами, кто внес значительный вклад в концепцию, конструирование, исполнение или интерпретацию исследования». Индивидуумам, кто помогал в исследовании, следует высказать благодарность, но не включать как авторов. Плагиат является недопустимым;

– экспертная оценка (рецензирование) является существенным компонентом научного процесса. Хотя эта оценка может быть трудной и занимающей время, ученые обязаны участвовать в этом процессе. Рецензенты не должны учитывать личностные взаимоотношения (соперничества или сотрудничества) с любым из авторов. Новая информация о данных или идеях, получаемая при рецензировании, должна до опубликования оставаться конфиденциальной и не использоваться рецензентом для получения конкурентной выгоды;

– конфликт интересов. Признавая, что профессиональная активность физиков часто имеет потенциал для конфликта интересов и согласие объективно и эффективно не может быть достигнуто, активность должна быть прекращена. Следует признать, что честная ошибка является составной частью научной деятельности. Ошибаться — не значит совершать неэтичный поступок при условии, что ошибка быстро признана и исправлена после ее обнаружения.

Заключение. Рассмотрим общепринятую в геоэлектрике последовательность действий при проведении исследований. Этап планирования работ (постановка задач, геологическая и геофизическая изученность, выбор методики наблюдений...) рассматривать не будем.

1. В результате наблюдений получены дискретные (интервал опроса Δt) временные ряды компонент электромагнитного поля в пунктах, обычно расположенных на некотором профиле или площади. Эти записи называют первичными входными данными ПД (rough data).

2. Обработка ПД → ФО имеет целью освободиться от всего, что связано со свойствами источника поля в ПД, и получить ФО, зависящие только от искомым свойств Земли, причем

в виде, удобном для определения этих свойств $\{\sigma(x,y,z)\}$. Обработка — задача далеко не тривиальная, она неизбежно включает модельные представления как об источнике поля, так и об изучаемой среде, и от адекватности выбранных моделей зависит очень многое. Для локальных и умеренно региональных исследований широко используется модель Тихонова—Каньяра (Т—К) с источником в виде плоской вертикально падающей ЕМ волны. Для МТЗ основной функцией отклика является импеданс, удобными его заменителями или производными от него могут быть адмитанс, кажущееся сопротивление, кажущаяся продольная проводимость, кажущаяся глубина и др. «Кажущиеся» параметры введены на основе некоторой модели электропроводности Земли, обычно однородной. Это относится также к импедансу и адмитансу. Отклонение реальной Земли от однородного строения приводит к изменению их частотной зависимости в одномерном случае $\sigma(z)$ и к тензорному виду при горизонтально неоднородном распределении электропроводности.

Временные ряды, как правило, зашумлены различными помехами и наложениями источника, не удовлетворяющими условию частотного зондирования, при котором только и применима модель Т—К. Современная обработка включает многооконный анализ различных участков записи с учетом коэффициентов когерентности между компонентами. В результате получаем численные значения компонент тензора ФО со статистической оценкой неопределенности результата и все это на некоторой последовательности периодов (частот) для пунктов наблюдения, допустим на некотором профиле $x=0$. Некоторые помехи или особен-

ности источника могут быть не распознаны существующими методами анализа и тем самым внести вклад в систематическую погрешность.

Полученный массив чисел образует ФО на данном участке земной поверхности и хочется получить из него достоверные сведения о распределении проводимости земных недр в регионе. Общепринятый метод — двумерная (2D) инверсия функций отклика, полученных вдоль профиля с принятием направления профиля в качестве поперечной поляризации. Во многих случаях такое принятие совершенно не соответствует реальной структуре. Тогда инверсия по разным компонентам функции отклика (например, ρ_{xy} и ρ_{yx}) может давать существенно разные геоэлектрические разрезы. Тем не менее такие разрезы строятся, яркими красками выделяются проводящие и непроводящие структуры и делаются конкретные геологические и геодинамические выводы. Автор считает, что инверсия — это ни что иное, как еще одно из возможных преобразований в подмножестве функций отклика. Оно может быть удачным (реальная структура квазидвумерная и профиль примерно перпендикулярен к ней), что должно обнаруживаться по согласованности результатов инверсии по всем компонентам ФО. В противном случае инверсия уводит в сторону от подмножества моделей реальной среды, совместимых с данными наблюдениями. Строго говоря, предание такой инверсии геологической значимости можно квалифицировать как фальсификацию. Но пока это широко распространенная практика. Ее можно еще квалифицировать как «честную ошибку», которую, однако, следует признать, исправить и в дальнейшем не повторять.

Список литературы

- Жамалетдинов А. А. Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками // Матер. 5-й Всерос. школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли — ЭМЗ-2011. — Санкт-Петербург: Изд-во СПб ун-та, 2011. — С. 21—51.
- Жданов М. С. Сто лет электромагнитной геофизики: заметки о прошлом и дорога в будущее // Матер. 5-й Всерос. школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли — ЭМЗ-2011. — Санкт-Петербург: Изд-во СПб ун-та, 2011. — С. 52—85.
- Рокитянский И. И. Береговой эффект в вариациях электромагнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1963. — № 12. — С. 1814—1822.
- Рокитянский И. И. Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. — Киев: Наук. думка, 1972. — 226 с.
- Рокитянский И. И. Глубинные магнитотеллурические зондирования при наличии искажений от горизонтальных неоднородностей // Геофиз. сб. АН УССР. — 1971 а. — № 43. — С. 71—77.
- Рокитянский И. И. Индукционное зондирование Земли. — Киев: Наук. думка, 1981. — 296 с.
- Рокитянский И. И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного

- профилирования. — Киев: Наук. думка, 1975. — 296 с.
- Рокитянский И. И. Исследование глубинной электропроводности // Геофиз. сб. АН УССР. — 1970. — № 38. — С. 102—106.
- Рокитянский И. И. Некоторые оценки электропроводности и температуры верхней мантии по магнитовариационным данным // Докл. АН СССР. — 1971 б. — **198**, № 2. — С. 337—340.
- Рокитянский И. И. О возможностях метода магнитовариационного зондирования // Геомагнетизм и аэрномия. — 1968. — **8**, № 4. — С. 755—759.
- Рокитянский И. И., Шуман В. Н. Магнитовариационное профилирование // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1970. — № 10. — С. 39—47.
- Рокитянский И. И., Шуман В. Н. Обратная задача магнитовариационного профилирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1971. — № 8. — С. 63—69.
- Тихонов А. Н. Об устойчивости обратных задач // Докл. АН СССР. — 1943 — **39**. — С. 195—198.
- Тихонов А. Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Докл. АН СССР. — 1950. — **73**. — С. 295—297.
- Шуман В. Н. Магнитотеллурический импеданс: фундаментальные модели и возможные их обобщения // Геоф. журн. — 2010. — **32**, № 3. — С. 18—28.
- Шуман В. Н., Савин М. Г. Математические модели геоэлектрики. — Киев: Наук. думка, 2011. — 240 с.
- Backus G. E., Gilbert J. F. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problem // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. — 1967. — **13**. — P. 247—276.
- Cagniard L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting // Geophysics. — 1953. — **18**. — P. 605—635.
- Weidelt P. The inverse problem of geomagnetic inductions // Z. Geophysic. — 1972. — **38**. — P. 257—289.